

XIV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE

Brasília, 06 a 09 de setembro de 2015

ANAIS

REALIZAÇÃO



Núcleo
Brasília

COMISSÃO ORGANIZADORA

Presidente

Reinhardt A. Fuck (UnB)

Coordenação Geral

Catarina Labouré Benfica Toledo (UnB)

Coordenação Financeira

Débora Rabelo Matos (CPRM)
Gustavo de Assunção Mello (ADIMB)
Saulo Melo (DNPM)

Coordenação Acadêmica

Adalene Moreira Silva (UnB)
Adriana Chatack Carmelo (UnB)
Carlos José Souza de Alvarenga (UnB)
César Fonseca Ferreira Filho (UnB)
Claudinei Gouveia de Oliveira (UnB)
Elton Luiz Dantas (UnB)
Henrique Llacer Roig (UnB)
José Eloi G. Campos (UnB)
Joseneusa Brilhante Rodrigues (CPRM)
Luciano Soares da Cunha (UnB)
Rubia Ribeiro Viana (UFMT)
Tati de Almeida (UnB)

Membros

Ana Paula M. Ribeiro Santos (UnB)
Cimara Francisca Monteiro (CPRM)
Julia Barbosa Curto Ma (UnB)
Júlia Pera de Almeida (MCid)
Loiane Gomes de Moraes Rocha (CPRM)
Magno Augusto Machado (Terracap)
Marco Antônio Caçador Martins Ferreira (UnB)
Márcia Tereza Pantoja Gaspar (ANA)
Mariana de Araujo Ferreira (ArcadisLogos)
Vinicius Martins Ferreira (RTX)

PATROCINADORES DIAMANTE



PATROCINADOR ESMERALDA



PATROCINADORES TURMALINA



APOIO



REALIZAÇÃO



Núcleo
Brasília

XIV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE

Brasília, 06 a 09 de setembro de 2015

O tema central do XIV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste será a Província Estrutural do Tocantins, sobre a qual se pretende discutir o histórico e os avanços no conhecimento, incluindo aspectos estratigráficos, estruturais, geotectônicos, geofísicos, geocronológicos e metalogenéticos.

O XIV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste está inserido nas comemorações dos 50 anos do curso de Geologia da Universidade de Brasília, que ao longo de sua história foi muito importante para a geologia brasileira e particularmente para a geologia da Província Tocantins.

O objetivo principal do evento é divulgar os avanços no conhecimento sobre a geologia da Província Tocantins; discutir processos geológicos que controlam as concentrações anômalas de metais e outros elementos; discutir o potencial para a descoberta de novos depósitos minerais e possibilitar o intercâmbio de experiências e conhecimentos entre pesquisadores, profissionais e estudantes de Geologia.

José Eloi Guimarães Campos
Diretor Presidente do Núcleo Brasília

SUMÁRIO

SESSÃO TÉCNICA: GEOLOGIA REGIONAL E GEOCRONOLOGIA	10
GEOLOGIA DA REGIÃO NOROESTE DE UNAÍ.....	11
Paschoal, V.S.; Araújo V.B.V.; Campos J.E.G.	
PETROGRAFIA E IDADE DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS ARQUEANAS DOS GREENSTONE BELTS FAINA E SERRA DE SANTA RITA, GOIÁS	15
Borges, C.C.A.; Toledo, C.L.B.; Silva, A.M.; Chemale Jr, F.; Jost, H.; Zacchi, E.N.P.	
AS SUÍTES QUE COMPÕEM O EMBASAMENTO DA FAIXA BRASÍLIA NORTE E SEU SIGNIFICADO TECTÔNICO	18
Sousa, I.M.C.; Della Giustina, M.E.S.; Oliveira, C.G.	
CARACTERIZAÇÃO SÍSMICA DA CROSTA AO LONGO DO LINEAMENTO TRANSBRASILIANO NO BRASIL CENTRAL.....	21
Trindade, C.R.; Soares, J.E.P.; Fuck, R.A.	
DATAÇÃO U-Pb EM ZIRCAO E RUTILO E IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUÇU, GOIÁS	24
Miranda, A.C.R. e Giustina, M.E.S.D.	
ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS APLICADOS ÀS ROCHAS GRANÍTICAS DA REGIÃO DO TRAIRÃO - OESTE DA PROVÍNCIA ALTA FLORESTA - CRÁTON AMAZÔNICO/MT	27
Rocha, M.L.B.P.; Chemale, F.; Barros, M.A.S.; Santos; J.O.S.	
CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR COM BASE EM DADOS U-Pb PARA O GREENSTONE BELT DE FAINA, GOIÁS	30
Brant, R.A.P.; Souza, V.S.; Dantas, E.L.; Jost, H.; Rodrigues, V.G.; Carvalho, M.J.; Araújo, K.C.	
PETROGRAFIA DE MINERAIS PESADOS DO GRUPO CUIABÁ (SUBUNIDADE INDIVISA) FAIXA PARAGUAI, SÃO VICENTE - MT.....	34
Pelosi, G.F.F.; Costa, A.C.D.; Silva, C. H.	
DELIMITAÇÃO DA PLACA SÃO FRANCISCANA UTILIZANDO TOMOGRAFIA SÍSMICA DE TEMPO DE PERCURSO	37
Azevedo, P.A.; Rocha, M.P.; Schimmel, M.	
ASPECTOS LITO-ESTRUTURAIS DO LINEAMENTO SAN DIABLO NA REGIÃO DE MIRAFLORES, ORIENTE BOLIVIANO: CONSIDERAÇÕES SOBRE O TERRENO SAN PABLO.	41
Nedel, I.M.; Ruiz, A.S.; Matos, R.	
CARTOGRAFIA GEOLÓGICA DA REGIÃO DE LAGAMAR, MINAS GERAIS	44
Oliveira, G.N.R.; Brandi, T.D.; Campos, J.E.G.	
ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA E ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DO COMPARTIMENTO SETENTRIONAL DA FAIXA VAZANTE, NORTE DE PARACATU (MG)	47
Arruda, J.A.A.C. de; Botura Neto, B.; Danderfer, A.; Mendes, P.S.T.	
GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS STOCKS ALCALINOS DA REGIÃO DA FAZENDA MATÃO- MUNICÍPIO DE PORTO MURTINHO-MS	50
Moreira, J.S.; Ruiz, A.S.; Sousa, M.Z.A.; Matos, J.B.; Soares, M.A.	
REVISÃO ESTRATIGRÁFICA DAS UNIDADES SUPERIORES DO SEGMENTO E-W DA FAIXA PARAGUAI: LITOESTRATIGRAFIA, QUIMIOESTRATIGRAFIA (C e Sr) E GEOCRONOLOGIA (U-Pb), MATO GROSSO, BRASIL.	53
Souza, S.C.R. e Alvarenga, J.C.S.	
ESTUDO DA ANISOTROPIA SÍSMICA DO MANTO SUPERIOR DO NORDESTE DO BRASIL.....	56
Ribeiro Filho, H.; França, G.S.; Moro, P.S.; Rocha, M.P.; Vilar, C.S.; Marotta, G.S.; Von Huelsen, M.G.; Barros, L.V.	
ESTUDO DA ESTRUTURA DA CROSTA NO NORTE DO PERU USANDO A FUNÇÃO DO RECEPTOR	60
Condori, C.; Sand, G.; Tavera, H.	
GEOCRONOLOGIA DE RUTILO APLICADO AO ESTUDO DO DEPÓSITO DE Cu-Au CHAPADA.....	64
Moura, F.G.; Oliveira C.G.; Giustina M.E.S.D.	

SESSÃO TÉCNICA: SEDIMENTOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E PALEONTOLOGIA	66
ANÁLISE PALEOAMBIENTAL BASEADA EM PALEOCOLOGIA DE OSTRACODES LÍMNICOS DO CRETÁCEO DA FORMAÇÃO ALAGAMAR, BACIA POTIGUAR, NE - BRASIL	67
Do Carmo, D.A.; Spigolon, A.L.D.; Guimarães, E.M.; Richter, M.; Mendonça-Filho, J.G.; Peng, X.D.; Caixeta, G.M.	
NOVAS OCORRÊNCIAS DE ESTROMATÓLITOS DO CRETÁCEO DO BRASIL NO NORTE DE MINAS GERAIS	70
Martins, D.; Sanchez, E.A.M.; Basileu, V.; Pinto, R.L.; Santucci, R.M.	
IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS DAS OCORRÊNCIAS DE ESPÉCIES DO GÊNERO <i>CLOUDINA</i> NO BRASIL	73
Adôrno, R.R.; Carmo, D.A.; Denezine, M.; Walde, D.H.G.; Guimarães, E.M.; Vieira, L.C.; Boggiani, P.C.	
NOVAS OBSERVAÇÕES SOBRE O GRUPO JACADIGO NA REGIÃO DE MORRARIA GRANDE, SUL DA FAIXA PARAGUAI	77
Saldanha, D.O.; Fuck, R.A.; Walde, D.H.G.	
ANÁLISE MORFOLÓGICA DE GRÃOS DE ZIRCÃO DETRÍTICOS DO GRUPO CUIABÁ, FAIXA PARAGUAI NORTE-MT	80
Batalha, R.S.; Saes, G.S.; Souza, I.A.	
ESTUDO E REVISÃO DOS TESTEMUNHOS ESTRATIGRÁFICOS DO PROJETO SONDAEM BAMBUÍ (PSB) NA REGIÃO DE VAZANTE-PARACATU	83
Sotero, M.P.; Dias, P.H.A.; Marinho, M.S.; Rios, M.V.	
ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO CUIABÁ NA BAIXADA CUIABANA	87
Figueiredo, L.N.; Ganzer, D.J.; Saes, G.S.	
THE FIRST PALEONTOLOGICAL RECORDS OF REPTILES FROM THE CRETACEOUS OF CENTRAL BRAZIL (1883/1886): THE WORK OF HERBERT H. SMITH (1851 - 1919) & ORVILLE A. DERBY (1851 - 1915)	91
Candeiro, C.R.A.; Figueirôa, S.F.M.; Peyerl, D.	
ESTUDOS DOS PALEOSSOLOS DO GRUPO URUCUIA (SERRA DOS TAPUIAS) NO MUNICÍPIO DE RIACHÃO DAS NEVES - BAHIA	94
Araújo, T.W.A.; Campos, A.C.M.; Porto, W.S.; Rocha, P.D.M.; Alves, R.R.	
SESSÃO TÉCNICA: GEOFÍSICA	97
TOMOGRÁFIA SÍSMICA DE TEMPO DE PERCURSO UTILIZANDO ONDAS S NO BRASIL CENTRAL	98
Damaceno, J.G.; Rocha, M.P.; de Azevedo, P.A.	
CARACTERIZAÇÃO GAMAESPECTROMÉTRICA DE ROCHAS GRANÍTICAS DO GRUPO ARAXÁ, SUDESTE DO ESTADO DE GOIÁS	101
Lima, D.P.D. e Carmelo, A.C.	
PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROMAGNÉTICOS NA PORÇÃO SW DA BACIA DO PARNAÍBA	107
Galvão, I.L.G.; Damaceno, J.G.; Mocitaiba, L.R.S.; Tavares, A.C.; Castro, D.L.	
SESSÃO TÉCNICA: MEIO AMBIENTE, GEOTECNIA, RISCOS GEOLÓGICOS E HIDROGEOLOGIA	110
UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS SÍSMICOS PARA ESTUDO DA PROFUNDIDADE DO NÍVEL D'ÁGUA NO CAMPUS DARCY RIBEIRO	111
Lima, J. S.; Rocha, M.P.; Moura, M.C.	
GEOFÍSICA APLICADA NA CARCTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DA REGIÃO DA LAGOA AQUÁRIO ENCANTADO, MUNICÍPIO DE NOBRES-MT	115
Lopes, A.F.; Figueredo, A.P.; Dias, F.S.; Constantini, S.P.; Vasconcelos, B.R.; Vendas, R.B.	
CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO RESERVATÓRIO DE LAJEADO (TO)	118
Carvalhêdo, A.L.; Von Huelsen, M.G.; Chimpliganond, C.N.; Barros, L.V.; da Silva, G.F.; Marotta, G.S.	
AN ESTIMATION OF IMPACTS OF URBAN GROWTH ON RUNOFF AND NON-POINT SOURCE POLLUTION LOADS BY AN EXPERT COEFFICIENT APPROACH IN GIS: A CASE STUDY OF FEDERAL DISTRICT, BRAZIL	122
Hussain, Y.; Hernan, C.M.; Roig, H.L.	

SESSÃO TÉCNICA: GEOTECNOLOGIAS APLICADAS ÀS GEOCIÊNCIAS	130
PROCESSAMENTO DE DADOS ELETROMAGNÉTICOS E CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DA ÁREA NORTE DA BACIA DO PARECIS.....	131
Alvim, G.R.O.; Von Huelsen, M.G.; Teixeira, C.D.; Chimpliganond, C.N.; Travaglia Filho, U.; França, G.S.; Rocha, M.P.	
ESTUDO SOBRE A EXATIDÃO DO MODELO DE ELEVAÇÃO SRTM-GL1 APLICADO SOBRE O PLATÔ ANDINO DA AMÉRICA DO SUL	134
Satge, F.; Denezine, M.; Bonnet, M.P.; Garnier, J.	
SESSÃO TÉCNICA: GEOQUÍMICA, PETROLOGIA E MINERALOGIA.....	138
GEOQUÍMICA APLICADA AO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO SERRA DA LAPA - IMPLICAÇÕES PARA O ARCABOUÇO TECTÔNICO DO GRUPO VAZANTE	139
Santana, A.V.A.; Dardenne, M.A. (<i>In memoriam</i>); Vieira, L.C.; Campos, J.E.G.; Dantas, E.L.	
VULCANISMO BIMODAL DO GRUPO ARAÍ, NORDESTE DA FAIXA BRASÍLIA-GO: UMA REVISÃO SOBRE A GEOQUÍMICA E O AMBIENTE TECTÔNICO	142
Silva C.C.; Souza V.S.; Botelho N.F.; Martins, M.V.C.	
PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DO PLUTÃO EDIACARANO BOM JARDIM DE GOIÁS (PBJG), PROVÍNCIA TOCANTINS, CENTRO OESTE DO BRASIL	146
Coimbra, K.T.O.; Galindo, A.C.; Viana, R.R.; Souza, Z.S.	
ANÁLISE DAS PROPRIEDADES DO ESPAÇO POROSO DE UM SUBARCÓSEO: COM APLICAÇÃO DA TÉCNICA DE MICROTOMOGRAFIA COMPUTADORIZADA DE RAIOS-X	149
Moreira, D.A.; Ferreira, E.F.; Oliveira, R.A.; Carmelo, A.C.	
ESTUDO GEOQUÍMICO DOS GNAISSES DE SÃO VALÉRIO DA NATIVIDADE - TO	153
Borges, G.M.; Pierosan, R.; Viana, R.R.	
MÉTODOS DE PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISE DE XRFP	156
Sabaraense, L.D. e Citon, R.T.P.	
GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES DO GREENSTONE BELT DE FAINA (GOIÁS, BRASIL)	159
Borges, C.C.A.; Silva, R.G.; Guimarães, E.M.; Jost, H.; Silva, A.M.; Toledo, C.L.B.; Garnier, J.	
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DO GRANITO ARAGÃO - PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA, CRÁTON AMAZÔNICO - MT	162
Dezula, S.E.M.; Tarelow Neto, J.; Barros, M.A.S.; Pierosan, R.	
UTILIZAÇÃO DE ROCHAS FOSFATADAS E BASÁLTICAS PARA A FERTILIZAÇÃO EM AMBIENTES TROPICAIS	165
Toscani, R. e Campos, J.E.G.	
ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL DO METEORITO FÉRRICO SANCLERLÂNDIA	169
Valentin, E.; Cuadros, F.; Buhn, B.; Matteini, M.; Hauser, N.	
ESTUDO PRELIMINAR DAS CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS DE SOLOS NAS ÁREAS ÚMIDAS DOS CAMPOS DE MURUNDUS NOS RESIDUAIS DE APLAINAMENTO (CHAPADA) DA FAL/UNB	172
Santos, A.P.M.R. e Nascimento, R.O.	
DECOMPOSIÇÃO DE RAIOS X PARA CARACTERIZAR A CLORITA DA FORMAÇÃO SERRA DE SANTA HELENA, GRUPO BAMBUÍ, NA REGIÃO DE BEZERRA - VILA BOA, GOIÁS	175
Campos, L.F.B. e Guimarães, E.M.	
MINERAIS RAROS DO MACIÇO ESTANÍFERO MANGABEIRA, GOIÁS	178
Silva, R.G.; Lopes, H.A.; Moura, M.A.	
ANÁLISE PETROGRÁFICA E MICROESTRUTURAL DO COMPLEXO MIGMATÍTICO CRISTALÂNDIA DO PIAUÍ- PORÇÃO NORTE DA FAIXA RIO PRETO	181
Guimarães, R.P.; Silva, B.E.C.; Santos, J.P.	
CLORITAS DOS GREENSTONE BELTS FAINA E SERRA DE SANTA RITA (GOIÁS, BRASIL)	184
Silva, R.G.; Guimarães, E.M.; Borges, C.C.A.; Silva, A.M.; Toledo, C.L.B.; Garnier, J.	
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS DIQUES MÁFICOS DAS REGIÕES DE PEIXOTO DE AZEVEDO, TERRA NOVA DO NORTE E NOVA SANTA HELENA - ESTADO DE MATO GROSSO..	187
Corrêa, A.S.; Escalante, R.M.M.; Iocca, S.R.S.; Primo, G.M.A.; Zinato, V.H.; Corrêa da Costa, P.C.	

ESTUDO PETROGRÁFICO DOS DIQUES MÁFICOS CÁLCIO-ALCALINOS DO NORTE DE MATO GROSSO.....	190
Massuda, A.J.; Corrêa da Costa, P.C.; Nascimento, K.O.	
CARACTERIZAÇÃO METAMÓRFICA DAS ROCHAS DO GRUPO CUIABÁ NO GARIMPO DO ABDALA, NA BAIXADA CUIABANA - MT	193
Silva, D.A.; Silva, C.H.; Costa, A.C.D.	
PETROGRAFIA PRELIMINAR DO GRANITO SÃO FRANCISCO- ARCO MAGMÁTICO AMOGUIJÁ-TERRENO RIO APA- SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	196
Venancio, D.A.F.; Souza, C.D.S.; Sousa, M.Z.A.; Ruiz, A.S.	
ASPECTOS PETROGRÁFICOS DO GNAISSE TRIUNFO: TERRENO PARAGUÁ, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO	199
Faria, D.A.; Ruiz, A.S.; Macambira, M.J.B.; Matos, J.B.; Nascimento, N.D.C.; Sousa, M.Z.A.	
GEOTERMOMETRIA DE XISTOS GRAFITOSOS DA FORMAÇÃO TICUNZAL USANDO ESPECTROSCOPIA RAMAN	202
Cuadros, F.A. e Botelho, N.F.	
PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E GEOCRONOLOGIA U-Pb DOS GRANITOS DA REGIÃO DE GUARANTÁ DO NORTE, MT: EVIDÊNCIAS DE MISTURA DE MAGMAS.....	205
Silva, F.R.; Barros, M.A.S.; Moura, M.A.; Pierosan, R.; Santos, J.O.S.; Oliveira, D.R.P.	
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO MACIÇO CARA SUJA.....	208
Almeida, J.M.; Prazeres Santos, J.; Vidal, G.C.; Araujo, L.M.B.	
CONTRIBUIÇÃO A PETROGRAFIA DO COMPLEXO RIO APA, SUDOESTE DO ESTADO DE MATO GROSSO DO SUL	211
Prado, I.Q.; Paula, U.G.M.; Ruiz, A.S.; Lacerda Filho, J.V.L.; Nascimento, N.D.C.; Plens, D.P.	
CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA DOS DIQUES MÁFICOS DAS REGIÕES DE NOVA GUARITA E NOVO MUNDO – MATO GROSSO	214
Barros, M.F.S.; Primo, G.M.A.; Zinatto, V.H.; Corrêa da Costa, P.C.	
PETROGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL DAS ROCHAS PSAMÍTICAS DA ZONA INTERNA DA FAIXA PARAGUAI, NA REGIÃO DE NOVA XAVANTINA - MT.....	217
Silva, M.M.F.; Humberto da Silva, C.; Costa, A.C.D.; Sisti, J.	
MICROTOMOGRÁFIA COMPUTADORIZADA DE RAIOS-X APLICADA NA ANÁLISE DE ESPAÇO POROSO DE ROCHAS SEDIMENTARES.....	221
Ferreira, E.F.; Oliveira, R.A.; Carmelo, A.C.	
GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS DIQUES MÁFICOS DA SUÍTE INTRUSIVA RIO PERDIDO – TERRENO RIO APA - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – MS.....	224
Paula, U.G.M.; Prado, I.Q.; Ruiz, A.S.; Lacerda Filho, J.V.; Nascimento, N.D.C.; Plens, D.P.; Lima, G.A.	
ESTUDO DE QUÍMICA MINERAL E ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO NA PARAGÊNESE MINERAL DE GREISENS DA FAIXA PLACHA, MACIÇO PEDRA BRANCA, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE GOIÁS	228
Bonfim, L.A.R.; Souza, V.D.S.; Botelho, N.F.; Filgueiras, B.D.C.	
SESSÃO TÉCNICA: GEOLOGIA ECONÔMICA, METALOGENIA E EXPLORAÇÃO MINERAL	232
ESTRUTURAÇÃO GRAVIMÉTRICA REGIONAL E IMPLICAÇÕES PARA A DISTRIBUIÇÃO DOS SISTEMAS MINERAIS AURÍFEROS DA PROVINCIA JURUENA – TELES PIRES-ARIPUANÃ, BORDA SUL DO CRATON AMAZONAS NO ESTADO DO MATO GROSSO.....	233
Campos, L.D.; Alves, F.M.; Rizzotto, G.J.	
ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DA KRIGAGEM ORDINÁRIA AO ERRO AMOSTRAL E SUAS APLICAÇÕES AO CONTROLE DE QUALIDADE	236
Silva, V.M. e Costa, J.F.C.L.	
MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DO MINÉRIO AURÍFERO DA MINA DE POSSE, MARA ROSA, GOIÁS.	239
Reis, M.A.; Araujo, T.M.C.; Botelho, N.F.	
O IMPACTO DO SISTEMA STRIKE-SLIP TRANSBRASILIANO NOS PROCESSOS DE MINERALIZAÇÃO DO DISTRITO AURÍFERO NATIVIDADE, FAIXA BRÁSILIA SETENTRIONAL	243
Corrêa, R.S.; Oliveira, C.G.; Vidotti, R.M.	

CARACTERIZAÇÃO DA ZONA INFERIOR DO CORPO AURÍFERO INGÁ, <i>GREENSTONE BELT</i> DE CRIXÁS – GOIÁS	248
Castoldi, M.A.S.; Frantz, J.C.; Marques, J.C.; Santos, B.A.; Lunkes, M.K.; Oliveira, F.C.; Salles, R.C.; Costa, D.A.; Appollo, J.F.	
EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS HIDROTERMAIS NA EXTENSÃO SUL DA BACIA DE VAZANTE: IMPLICAÇÕES PARA A MINERALIZAÇÃO DE ZINCO SILICATADO	251
Carvalho, I.A.K.; Olivo, G.R.; Moura, M.A.	
ANÁLISES MULTIVARIADAS EM GEOQUÍMICA DE SOLO: IDENTIFICAÇÃO DE NOVOS ALVOS EM AMBIENTE <i>NEAR-MINE</i> NO DISTRITO AURÍFERO DE ALMAS, TO	254
Martins-Ferreira, M.A.C.; Campos, J.E.G.; Pires, A.C.B.	
<u>SESSÃO TÉCNICA: GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA.....</u>	259
DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO NA ZONA INTERNA DA FAIXA PARAGUAI.....	260
Vasconcelos, B.R.; Ruiz, A.S.; Silva, C.H.; Matos, J.B.; Lopes, A.F.	
ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS E ESTRUTURAIS DO GRUPO PARANOÁ NA REGIÃO ENTRE NIQUELÂNDIA E COLINAS DO SUL – NORDESTE DE GOIÁS	264
Janoni, C.R. e Medeiros, E.L.M.	
MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE DETALHE NO DOMÍNIO COOLGARDIE, PORÇÃO SUL DOS EASTERN GOLDFIELDS, WESTERN AUSTRALIA	267
Mendes, P.S.T.; Garcia, V.B.; Oliveira, J.P.S.; Prado, E.B., Aitken, A.	
CONTROLE ESTRUTURAL NA GÊNESE DAS CAVERNAS DO SISTEMA ESPELEOLÓGICO DO SINCLINAL RAIZAMA, CABECEIRAS-GO	271
Sampaio, L.F.; Barroso, R.H.G.; Silva, J.C.; Souza, A.C.; Ribeiro, T.G.R.; Oliveira, F.O.; Rodriguez, I.M.U.; Rodrigues, G.G.; Silva, R.G.; Silva, J.H.B.; Galvão, M.F.	
INTENSIFICAÇÃO DO MONITORAMENTO SÍSMOLÓGICO NAS REGIÕES CENTRO-OESTE E NORTE PELA IMPLANTAÇÃO DA REDE SISMOGRÁFICA BRASILEIRA	274
Rocha, M.P.; Carvalho, J.M.; Azevedo, P.A.; França, G.S.L.A.; Barros, L.V.; Marotta, G.S.; von Huelsen, M.G.; Assumpção, M.	
INTEGRAÇÃO DE ESFORÇOS E DEFORMAÇÕES NA PLATAFORMA SUL AMERICANA	279
Marotta, G.S.; Rezende, B.; França, G.S.; Rocha, M.P.; Von Huelsen, M.G.; Barros, L.V.	

SESSÃO TÉCNICA

GEOLOGIA REGIONAL E GEOCRONOLOGIA

GEOLOGIA DA REGIÃO NOROESTE DE UNAI

Paschoal, V.S.¹; Araújo V.B.V.² e Campos J.E.G.³

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

¹victorscardua@gmail.com ²valessa.baraujo@gmail.com ³eloi@unb.br

Introdução

A região mapeada não apresenta cartografia geológica em escala de detalhe por se situar no limite entre os estados de Goiás, Minas Gerais e o Distrito Federal. Essa localização de fronteira levou as diferentes equipes de cartografia a proporem interpretações distintas para a geologia da área.

Na área ocorrem rochas associadas aos grupos Bambuí, Vazante e Canastra, sendo considerada área-chave para o entendimento das relações de contato entre eles. Adicionalmente, há exposições do embasamento que permitem incluir interpretações sobre a paleogeografia da região no fechamento norte da Faixa Vazante.

Resultados

Tonalito/Metatonalito - Embasamento

Dois corpos de rochas ígneas com composição tonalítica foram encontrados na área mapeada. Um na zona de cisalhamento do contato tectônico entre os grupos Bambuí, Canastra e Vazante e o outro na porção oeste da área, em meio as rochas da Formação Sete Lagoas.

O afloramento na porção central da área tem cerca de 0,5 hectare de área de exposição e é representando por um tonalito com granulação fina. Ocorrem abundantes grãos de quartzo e plagioclásio recristalizados de granulação fina e plagioclásio com granulação grossa. Ao plagioclásio são associadas clorita e, por alteração, calcita.

O corpo de rocha tonalítica que aflora na porção oeste da área ocupa cerca de 1 hectare da área. A rocha tem granulação grossa com cristais em torno de meio centímetro e está pouco deformada, preservando textura ígnea granular subedral. O feldspato potássico compõe menos de 5% da rocha. O plagioclásio é o mineral predominante na rocha, sendo muitas vezes parcial ou completamente substituído por calcita e filossilicatos secundários. Cerca de 5% da composição da rocha são de óxido e hidróxido de ferro.

Grupo Canastra

O Grupo Canastra é representado na área por filitos e calcifilitos intercalados com quartzitos finos a médios, impuros e friáveis que gradam em direção ao topo para camadas de quartzitos cada vez mais comuns e espessas. Essas rochas têm cor cinza a esverdeada e amarelada e quando estão alteradas apresentam-se rosadas a avermelhadas. A unidade sustenta platôs com escarpas de borda íngremes. Próximo ao contato com o grupo Vazante, o relevo é forte ondulado e os afloramentos são de intercalações entre os filitos e os quartzitos. As lâminas feitas nas intercalações de filitos e quartzitos mostraram que as porções arenosas possuem grande quantidade de litoclastos de granulometria mais grossa de metacherts, pelitos e quartzitos.

A formação Serra do Landim foi proposta como a unidade aflorante do Grupo Canastra na área, entretanto a presença de lentes de quartzito ricos em clorita não é uma característica descrita nas áreas tipo desta unidade.

Grupo Vazante - Formação Serra da Lapa

A Formação Serra da Lapa é composta por ritmitos com intercalações de 5 a 50 centímetros de litoarenitos, grauvasas líticas, siltitos argilosos e folhelhos, que são considerados como representantes de litofácies desta unidade na área estuda. Compõem relevo com padrão forte

ondulado e afloram em morrotes de drenagens bem encaixadas. Os solos desenvolvidos a partir dessas rochas são pouco espessos e a vegetação é rala, com exceção das regiões de vales encaixados.

Os litoarenitos e as grauvacas líticas foram analisados em lâmina delgada ao microscópio e os seus fragmentos líticos foram identificados como metacherts, quartzitos finos e pelitos. Essas rochas apresentam quantidade variável de matriz fina. Macroscopicamente são observados *mud flakes*.

As rochas da Formação Serra da Lapa apresentam padrão de dobramento em chevron e em caixa. As intercalações são representadas por pacotes arenosos, impuros, espessos e abundantes que gradam para pacotes mais finos até ocorrerem pelitos com fragmentos líticos esparsos. As rochas arenosas são interpretadas como depósitos proximais de fluxos turbidíticos e os pelitos seriam as porções distais.

Foram encontradas raras estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo em blocos rolados de litoarenitos e não foi possível determinar a direção da paleocorrente.

Grupo Bambuí

Na região estudada afloram rochas correlacionáveis às formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena (Dardenne 1978).

Formação Sete Lagoas

Foram mapeados pelitos, margas pelíticas e lentes de calcário cinza micrítico. Os folhelhos e margas pelíticas compõem padrão de relevo suave ondulado e os afloramentos são rasteiros, em drenagens e cortes de estrada. As lentes de calcário se apresentam na base desta unidade e afloram em morrotes escarpados. A formação Sete Lagoas está em contato tectônico com os grupos Vazante e Canastra, sendo esses limites marcados por zonas de cisalhamento em rampas de empurrão lateral e frontal. Nesses locais afloram margas milonitizadas e plinçadas com remobilização da calcita para vênulas.

Os pelitos são laminados, não placosos, têm cor amarela, cinza e rosa. Por vezes estão dobrados. O solo desenvolvido a partir dessas rochas é amarelado e tem textura argilo-siltosa.

As margas pelíticas são laminadas e têm cor amarela a esverdeada. Ocorrem locais em que essas rochas estão muito alteradas e os veios são ocupados por óxidos pulverulentos; e há afloramentos em que as margas estão preservadas e podem ser observadas as venulações e a composição pelito-carbonática dessas rochas.

Foram mapeadas lentes de rocha carbonática de cor cinza escuro e granulometria muito fina, classificada como calcário micrítico. A rocha apresenta estratificações centimétricas e, localmente, laminações com porções argilosas impuras. Os afloramentos são métricos em morrotes e apresentam veios de calcita. Essas rochas se apresentam por vezes bem deformadas, com dobras apertadas e pequenas falhas associadas. Na porção oeste da área, foram encontrados calcários cinza escuros com porções oolíticas intercaladas, representando um paleorelevo de alto topográfico, com mais alta energia.

Formação Serra de Santa Helena

Esta unidade foi mapeada em afloramentos restritos de cortes de estrada em terreno de relevo suave ondulado. É constituída na área estudada por pelitos amarelados que contêm mica detrítica. Apresentam aspecto quebradiço, com clivagens espaçadas centimetricamente.

Contexto Sedimentológico

As formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena representam dois dos três megaciclos deposicionais regressivos interpretados para a sedimentação do Grupo Bambuí (Dardenne, 2000). As rochas pelito-carbonáticas da base da formação Sete Lagoas são sobrepostas por dolomitos e há um aumento da granulometria das rochas em direção ao topo da formação, o que indica que a sedimentação correu inicialmente em ambiente marinho profundo e posteriormente, em ambiente plataformar. As rochas pelíticas da formação Serra de Santa Helena evidenciam que houve uma subsidência repentina da bacia, com deposição em ambiente marinho profundo novamente e posteriormente ocorreu em plataforma continental e encerrou a sedimentação do segundo megaciclo regressivo.

A intercalação de filitos e quartzitos sucedida por quartzitos evidencia um reseamento do ambiente sedimentar da Formação Serra do Landim, do Grupo Canastra. Inicialmente a deposição ocorreu em ambiente marinho profundo com a formação de estratos ricos em matéria orgânica e pirita diagenética (Dardenne, 2000). Esses estratos transicionam gradualmente para as camadas de filitos e quartzitos intercaladas (cujos sedimentos foram depositados por fluxos de gravidade), que dão lugar aos quartzitos do topo, interpretados como de ambiente plataformar, pois foram descritas estruturas como estratificações cruzadas tipo hummocky nessas rochas (Dardenne, 2000).

As intercalações centi a decimétricas de arenitos, litoarenitos e grauvacas líticas com folhelhos e siltitos da Formação Serra da Lapa são interpretadas como tendo sido depositadas por fluxos de turbidez diluídos em ambiente de talude a marinho profundo.

Conclusões

A área é considerada estratégica para o entendimento do extremo norte da Faixa Vazante, pois além da Formação Serra da Lapa, cartografada, ocorre a Formação Morro do Calcário a oeste da área estudada.

As rochas que compõem os grupos Vazante e Bambuí evidenciam que a sedimentação dessas unidades ocorreu em ambientes deposicionais distintos. Os litoarenitos e as grauvacas líticas da Formação Serra da Lapa intercalados com pelitos registram sedimentação turbidítica em uma bacia com fisiografia de talude a mar profundo. As rochas pelíticas e carbonáticas da Formação Sete Lagoas sucedidas pelos pelitos da Formação Serra de Santa Helena foram formadas em ambiente marinho plataformar raso.

Os metatonalitos mapeados dentro do domínio da Formação Sete Lagoas, próximo ao contato tectônico por rampa lateral do Grupo Bambuí com os grupos Canastra e Vazante, representam altos do embasamento em que as sequências metassedimentares foram depositadas e também rochas do embasamento que foram colocadas tectonicamente quando o Grupo Bambuí foi empurrado sobre os outros dois grupos. Não há indícios de metamorfismo de contato para que sejam interpretados como corpos intrusivos. O metatonalito localizado na região da falha apresenta grãos minerais finos por recristalização de quartzo e plagioclásio e estão cisalhados, o que o evidencia como uma lasca tectônica em meio às metassedimentares. Por outro lado, o corpo de rochas de composição tonalítica situado na porção oeste da área tem granulação grossa e apresenta textura ígnea granular preservada, sendo interpretado como paleoalto geográfico.

As relações de contato tectônico entre os grupos estudados sugerem que a amalgamação dos blocos tectônicos compostos pelos grupos Bambuí, Canastra e Vazante teve início com o cavalgamento do Grupo Canastra sobre o Grupo Vazante e deste sobre o Grupo Bambuí. Concomitantemente o Grupo Bambuí foi empurrado obliquamente sobre os grupos Canastra e Vazante. A diferença na velocidade de movimento dos blocos que proporcionou a transcorrência E-W foi atribuída a um anteparo representado pelo alto do embasamento.

Os clastos de metacherts, quartzitos finos e pelitos que compõem os fragmentos líticos dos litoarenitos e das grauvacas líticas da Formação Serra da Lapa podem ter como área fonte as rochas do Grupo Canastra e os grãos de quartzo (com extinção normal) e o feldspato (com predominância de plagioclásio) podem ter como proveniência as rochas tonalíticas do embasamento.

Referências

- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGR. BRAS. GEOC., 30. Recife, 1978. Anais..., Recife, SBG. v. 2. p. 597-610.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasilia Fold Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. Campos D.A. (edt). Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro. p. 231-263.

PETROGRAFIA E IDADE DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS ARQUEANAS DOS GREENSTONE BELTS FAINA E SERRA DE SANTA RITA, GOIÁS

Borges, C.C.A.¹; Toledo, C.L.B.¹; Silva, A.M.¹; Chemale Jr, F.¹; Jost, H.¹; Zacchi, E.N.P.¹

¹ Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – IG/UnB. caio_ab@hotmail.com

Resumo

O Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás, localizado na porção meridional do Maciço de Goiás, é composto por seis complexos granito-gnáissicos do tipo TTG (Anta, Caiamar, Moquém, Hidrolina, Caiçara e Uvá) e cinco faixas supracrustais do tipo *greenstone belt* (Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Serra de Santa Rita e Faina). Os *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita localizam-se na porção sul do terreno e são separados por uma falha direcional dextral designada Falha de Faina. Ambas as sequências são compostas na base por rochas metavulcânicas de composição ultramáfica a máfica, sotopostas por uma sequência de rochas metassedimentares, metamorizadas em fácies xisto verde. No *greenstone belt* Serra de Santa Rita ocorrem ainda lentes de rochas metavulcanoclásticas de composição félsica a intermediária. As rochas ultramáficas das faixas *greenstone*, interpretadas como metakomatiitos, são principalmente xistos com quantidades variáveis de talco, serpentina, clorita, tremolita, carbonato e magnetita. No *greenstone belt* Serra de Santa Rita existem registros de *pillow lavas* preservadas, evidenciando a natureza vulcânica desta sequência. Estas rochas podem ainda conter texturas cumuláticas pseudomórficas preservadas, possivelmente relacionadas às porções basais de derrames espessos. As rochas máficas são representadas por xistos compostos por quantidades variáveis de actinolita, albita, clorita, epidoto e quartzo. As rochas metavulcanoclásticas possuem composição predominantemente andesítica, subordinadamente dacítica, e consistem de tufo recristalizados formados por fragmentos de plagioclásio e quartzo envolvidos por uma matriz fina composta por quartzo, clorita, muscovita, biotita e carbonato. Datação U-Pb em cristais de zircão de cloritito da sequência metavulcânica ultramáfica do *greenstone belt* Serra de Santa Rita forneceu idade de cristalização de $2960,3 \pm 5,5$ Ma, que é interpretada como a idade do vulcanismo máfico-ultramáfico das faixas *greenstone*.

Introdução

Os *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita localizam-se entre o Complexo Uvá, a sudoeste, e o Complexo Caiçara, a nordeste, e estão separados por uma falha direcional dextral designada Falha de Faina. Ambas as sequências são compostas na base por rochas metavulcânicas de composição ultramáfica que caracterizam a Formação Manuel Leocádio, sotopostas por rochas metavulcânicas de composição máfica da Formação Digo-Digo, com lentes de rochas metavulcanoclásticas de composição intermediária a félsica no topo. Entretanto, os dois *greenstone belts* diferem em relação à pilha sedimentar. No *greenstone belt* Faina, a sequência consiste de dois ciclos plataformais transgressivos de profundidade crescente, sendo o primeiro sobreposto em discordância erosiva sobre as rochas metavulcânicas. No *greenstone belt* Serra de Santa Rita, as metavulcânicas dão lugar a uma espessa seção de filitos carbonosos sotopostos, em discordância, por metarritmitos (Resente *et al.*, 1998).

O enfoque principal deste trabalho consiste na caracterização petrográfica das rochas metavulcânicas que compõem os *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita e na aplicação de isótopos U-Pb para a determinação da idade do vulcanismo nestas sequências.

Materiais e Métodos

Com a finalidade de alcançar os objetivos propostos, foram realizadas duas etapas de trabalhos de campo na área estudada, localizada na região das cidades Faina e Goiás, porção oeste do estado de Goiás. Durante a primeira etapa de campo foi realizado mapeamento geológico dos

greenstone belts Faina e Serra de Santa Rita, em escala 1:25.000, e coleta das amostras mais representativas das diferentes unidades metavulcânicas. Esta etapa foi realizada junto ao Trabalho Final de Graduação em Geologia da UnB no ano de 2014 (Projeto Faina-Goiás 2014). A segunda etapa de campo foi destinada à elaboração de perfis geológicos em áreas-chave da região estudada, mais especificamente no *greenstone belt* Serra de Santa Rita. O estudo petrográfico consistiu na descrição de lâminas delgadas dos diferentes tipos de rocha coletados e foi realizado no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da UnB. A preparação das amostras para análise isotópica U-Pb em zircão foi realizada no Laboratório de Geocronologia da UnB. As análises foram efetuadas por *Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry - Laser Ablation (ICP-MS-LA)* com equipamento do tipo *Laser Ablation Multicolector - ICP-MS (Neptune)* no Laboratório de Geocronologia da UnB.

Resultados e Discussão

As rochas metavulcânicas dos *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita estão distribuídas em uma faixa de aproximadamente 150 km que aflora na porção basal da sequência metavulcanossedimentar, sendo mais frequentes no *greenstone belt* Serra de Santa Rita e na porção norte do *greenstone belt* Faina.

As rochas ultramáficas são predominantemente xistos, com granulação fina a média, compostos por quantidades variáveis de talco, clorita, serpentina, tremolita, actinolita, carbonato e magnetita, compondo uma assembleia metamórfica típica de metamorfismo em fácies xisto verde. A foliação tectônica é marcada pela orientação preferencial da tremolita, actinolita, clorita e talco. Porfiroblastos de tremolita e magnetita pós-tectônicos, discordantes da foliação principal, com formas eudrais são comuns nestes xistos ultramáficos. Algumas destas rochas apresentam estrutura maciça onde é possível observar textura ígnea cumulática preservada. Esta textura é evidenciada por pseudomorfos anedrais de olivina totalmente substituídos por serpentina e envolvidos por tremolita, actinolita, talco e clorita, que substituíram os minerais da fração intercumulus original. Camadas com texturas cumuláticas são comuns na base de derrames komatiíticos espessos, próximo aos centros eruptivos (Arndt, 2008). Até o momento, não foram reconhecidas texturas do tipo *spinifex* nos metakomatiitos da região.

No *greenstone belt* Serra de Santa Rita ocorrem *pillow lavas* em rochas ultramáficas maciças de granulação fina, compostas basicamente por talco e serpentina, com menores quantidades de tremolita, carbonato, clorita e magnetita. O material *interpillow* está preservado e é composto basicamente por quartzo e talco. A presença de *pillow lavas* em rochas ultramáficas no *greenstone belt* Serra de Santa Rita é de extrema importância, pois é um indício de que estas rochas, pelo menos em parte, representam derrames extrudidos em ambiente subaquoso.

As rochas metavulcânicas máficas ocorrem essencialmente no *greenstone belt* Serra de Santa Rita e são xistos de granulação fina, compostos por actinolita, albita, clorita e epidoto. Associados a estes xistos máficos ocorrem lentes de rochas metavulcanoclásticas de composição predominantemente andesítica, que consistem de tufo recristalizados formados por fragmentos de plagioclásio e quartzo envolvidos por uma matriz fina constituída por quartzo, clorita, muscovita, biotita e carbonato. Estas rochas estão associadas a camadas de metachert e xisto carbonoso com disseminação de sulfetos, que indicam períodos de quiescência vulcânica.

Uma amostra de cloritito (TF14-XI-016) pertencente à unidade metavulcânica ultramáfica do *greenstone belt* Serra de Santa Rita foi datada pelo método U-Pb em zircão. Os cristais de zircão provenientes desta amostra são ígneos, possuem formas eudrais a subedrais e coloração avermelhada. A idade obtida para esta amostra foi de $2960,3 \pm 5,5$ Ma.

Conclusões

As rochas metavulcânicas dos *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita são predominantemente de composição ultramáfica. Os metabasaltos e as rochas metavulcanoclásticas intermediárias e ácidas ocorrem em menor quantidade e são restritas ao *greenstone belt* Serra de Santa Rita. A idade de $2960,3 \pm 5,5$ Ma obtida em cristais de zircão de cloritito pertencente à unidade metavulcânica ultramáfica do *greenstone belt* Serra de Santa Rita é interpretada como a idade do vulcanismo da região. Esta idade pode ser correlacionada com a idade dos komatiitos do *greenstone belt* de Crixás, porção norte do Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás, datados por idade isocrônica Sm-Nd em $3,00 \pm 0,07$ Ga (Fortes *et al.*, 2003). Esta idade também é compatível com a interpretação de Resende *et al.* (1999) de que a sedimentação inicial dos *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita foi construída a partir de uma área fonte predominantemente ultramáfica a máfica, subordinadamente félsica. As idades modelo dos pacotes sedimentares inferiores varia entre 3,0 e 2,8 Ga, compatível com a idade obtida para as rochas metavulcânicas. Estudos geoquímicos e isotópicos em andamento devem fornecer novos subsídios para esta interpretação e auxiliar na reconstrução do ambiente tectônico de formação dos *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita.

Agradecimentos

O primeiro autor agradece a bolsa fornecida pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). Os autores agradecem ao CNPq pelos recursos destinados ao Projeto Universal Processo-474.336/2013-1 e ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pela utilização dos laboratórios. Os autores A. M. Silva e F. Chemale Jr. Agradecem ao CNPq pelas bolsas de produtividade em pesquisa.

Referências

- Arndt, N. T., Leshner, C. M., Barnes, S. J. 2008. *Komatiite*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Fortes, P.T.F.O., Pimentel M.M., Santos R.V., Junges S. 2003. *Sm-Nd study of the Crixás greenstone belt, Brazil: implications for the age of deposition of the upper sedimentary rocks and associated Au mineralization*. *Journal of South American Earth Sciences* 16(6):503-512
- Resende, M.G., Jost, H., Osborne, G.A., Mol, A.G. 1998. *Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, Central Brazil: a new proposal*. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 77e94.
- Resende, M.G., Jost, H., Lima, B.E.M., Teixeira, A.A. 1999. Proveniência e idades modelo Sm-Nd das rochas siliciclásticas arqueanas dos *greenstone belts* de Faina e Santa Rita, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 29:281-290.

AS SUÍTES QUE COMPÕEM O EMBASAMENTO DA FAIXA BRASÍLIA NORTE E SEU SIGNIFICADO TECTÔNICO

Sousa, I.M.C.¹; Della Giustina, M.E.S.¹; Oliveira, C.G.¹

¹Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, isabelamcds@gmail.com

Resumo

O embasamento paleoproterozóico da Faixa Brasília corresponde ao terreno granítico exposto no segmento norte da faixa: um conjunto de rochas de arco magmático e rochas graníticas de retrabalhamento crustal. O arco se desenvolveu durante o Riachão possivelmente na borda oeste do núcleo siálico que viria a ser o cráton do São Francisco. O magmatismo de arco evoluiu como uma série calci-alcalina entre 2.30 e 2.16 Ga e compreende tonalitos e granodioritos da suíte Conceição do Tocantins. Em torno de 2.15 Ga, tem início magmatismo de natureza distinta da observada nas rochas mais velhas que 2.16 Ga. Rochas do embasamento mais jovens que 2.15 Ga, em geral, são granitos sin-colisionais peraluminosos. São interpretados como resultantes de fusão de material crustal e pertencem à suíte Aurumina. Acredita-se que a convergência de massas continentais tenha proporcionado o desenvolvimento de um arco magmático na borda oeste do cráton do São Francisco e que a colisão dessas massas tenha gerado granitos sin-colisionais.

Introdução

Rochas paleoproterozóicas afloram no extremo norte da Faixa Brasília, entre as cidades de Cavalcante (GO), Natividade (TO) e Dianópolis (TO). São interpretadas como o embasamento da Faixa Brasília porque sobre elas foram depositados os sedimentos que viriam a compor o cinturão de dobras e empurrões da faixa. O embasamento é dividido em três domínios: Almas-Conceição do Tocantins, Cavalcante-Araias (Fuck *et al.*, 2014) e Natividade (Figura 1).

No domínio Almas-Conceição do Tocantins afloram tonalitos e granodioritos da suíte Conceição do Tocantins (Sousa, 2015), intrusiva no Grupo Riachão do Ouro (Cruz & Kuyumjian, 1998). O Grupo Riachão do Ouro é composto por filitos sericíticos, quartzitos finos, cherts e raras ocorrências de basalto. Cruz *et al.*, (2003) apresenta idade de 2.22 Ga para tonalito da suíte Conceição do Tocantins. No domínio Cavalcante-Araias afloram granitos sin-colisionais peraluminosos da suíte Aurumina, intrusivos em xistos e paragneisses grafíticos da Formação Ticunzal (Botelho *et al.*, 2006). Dados U-Pb em zircão indicam idades entre 2.12 e 2.17 Ga para a suíte Aurumina (Botelho *et al.*, 2006). No domínio Natividade, ocorrem tanto rochas pertencentes à suíte Aurumina quanto à suíte Conceição do Tocantins. Nele, rochas descritas como suíte Xobó (Gorayeb, 1988) e Granito Príncipe (Oliveira *et al.*, 2012) pertencem, na verdade, à suíte Aurumina, e são intrusivas na suíte Conceição do Tocantins. Dados reunidos de Cruz *et al.* (2003), Alvarenga *et al.* (2007) e novos dados são apresentados para comparação de rochas do embasamento da Faixa Brasília.

Materiais e Métodos

Análise geoquímica de rocha total foi realizada pela AcmeLabsTM. Elementos maiores e parte dos elementos menores são analisados por ICP-ES, enquanto elementos traços são determinados por ICP-MS.

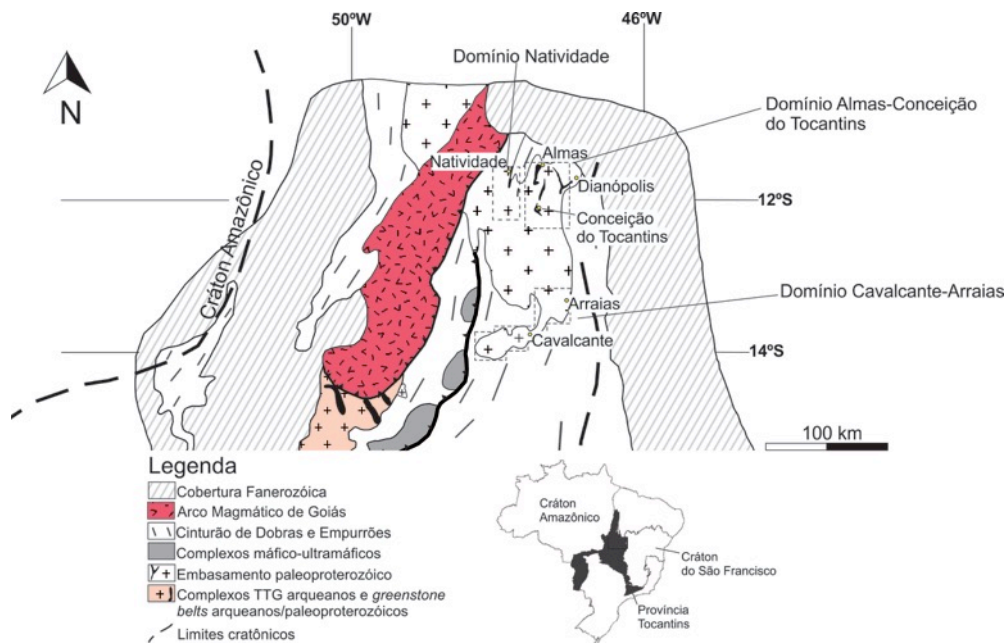


Figura 1 - Mapa esquemático da Faixa Brasília Norte. Domínios do embasamento paleoproterozoico. (Modificado de Pimentel *et al.*, 2006).

Resultados e Discussão

A suíte Conceição do Tocantins evoluiu segundo o *trend* calcialcalino (Figura 2 A), enquanto a suíte Aurumina pertence ao campo de rochas de alto potássio. No gráfico de discriminação tectônica (Pearce *et al.*, 1984), rochas da suíte Aurumina pertencem ao campo de granitos sin-colisionais e rochas da suíte Conceição do Tocantins pertencem ao campo de granitos de arco vulcânico (Figura 2 B).

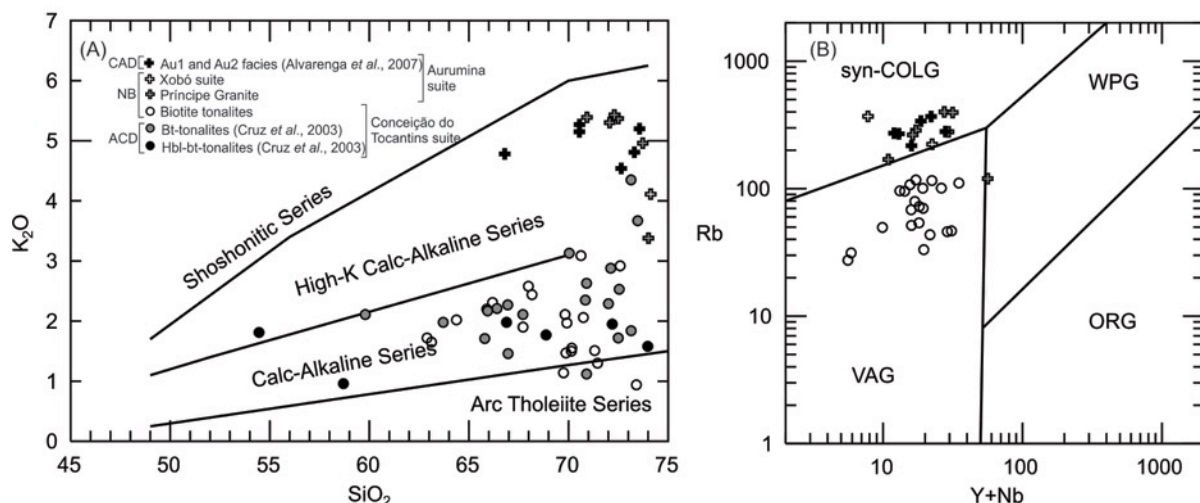


Figura 2 - SiO_2 vs K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976) e diagrama de discriminação tectônica (Pearce *et al.*, 1984). CAD (Domínio Cavalcante-Arraias), NB (Domínio Natividade); ADC (Domínio Almas-Conceição do Tocantins).

Conclusões

Ao menos duas suítes compõem o embasamento da Faixa Brasília: a suíte Conceição do Tocantins corresponde ao magmatismo de arco vulcânico e a suíte Aurumina é produto de fusão crustal. A suíte Aurumina não evoluiu como uma série de alto K, seus altos teores de potássio são justificados pela fusão parcial da crosta e incorporação de K, elemento incompatível facilmente

particionado para a fração líquida. Pode-se imaginar a suíte Conceição do Tocantins sendo formada na borda do cráton do São Francisco, à medida que a convergência entre massas continentais evolui e o arco se desenvolve. Um evento colisional resulta em fusão parcial da crosta, produzindo magmas para formação da suíte Aurumina.

Dessa forma, é possível entender o embasamento da Faixa Brasília como uma extensão da paleoplaca do cráton do São Francisco, que teve suas bordas retrabalhadas durante o Paleoproterozóico.

Agradecimentos

Os autores agradecem aos membros do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília pelo apoio. O projeto foi financiado pela CAPES/CNPq.

Referências

- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Botelho, N.F., Lima, O.N.B., Machado, M.A., Almeida, T., 2007. Nota Explicativa das folhas SD.23-V-C-III (Monte alegre de Goiás), SD.23-V-C-V (Cavalcante), SD.23-V-C-VI (Nova Roma). CPRM, 2007. 65 pp.
- Botelho, N.F.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Laux, J.H.; Junges, S.L. 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *In: Alkmin, F.F. & Noce, C.M. The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton, Ouro Preto, Brasil, Field Guide and Abstracts*, pp. 92
- Cruz, E.L.C.C. & Kuyumjian R.M. 1998. The geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins State, Central Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(2):173-182.
- Cruz, E.L.C.C. Kuyumjian R.M. & Boaventura G.R. 2003. Low-K calc-alkaline granitic series of southeastern Tocantins State: Chemical evidence for two sources for the granite-gneissic complexes in the Paleoproterozoic Almas-Dianópolis Terrane. *Rev. Bras. Geoc.*,33(2):125-136.
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., Junges, S.L., Soares, J.E., Praxedes, I.F. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, Central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, v. 244, p. 53-74, 2014.
- Gorayeb, P.S.S. 1988. O Pré-Cambriano na Região de Natividade - GO. *Revista Brasileira de Geociências* 18(4): 391-397.
- Oliveira, C.G., Vidotti, R.M., Dantas, E.L., Souza, V.S., Chemale, F.J. 2012. Projeto Natividade: Relatório de Graduação do Curso de Geologia da Universidade de Brasília, Brasil (Unpublished).
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Armele, A. 2006. Neoproterozoic age of the Niquelândia Complex, central Brazil: further ID-TIMS and Sm-Nd isotopic evidence. *Journal of South American Earth Science*, 21: 228-238.
- Sousa, I.M.C. O embasamento granítico paleoproterozóico em Natividade, Faixa Brasília Norte. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado em Geologia, nº 340.

CARACTERIZAÇÃO SÍSMICA DA CROSTA AO LONGO DO LINEAMENTO TRANSBRASILIANO NO BRASIL CENTRAL

Trindade, C.R.¹; Soares, J.E.P.²; Fuck, R.A.³

^{1,2} Universidade de Brasília (UnB) - Instituto de Geociências (IG) - LabLitos, cintiarochat@gmail.com; ³Universidade de Brasília - Instituto de Geociências

Resumo

A crosta do Brasil central foi estruturada no Neoproterozoico como consequência da colisão dos paleocontinentes São Francisco, Amazônico, Paranapanema e os terrenos hoje encobertos pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Determinações de espessura crustal obtidas por função do receptor, somadas a dados da literatura, foram utilizadas para gerar mapa de profundidade da Moho para o Brasil central. Os resultados mostram que a Moho apresenta geometria irregular, com profundidades entre 33 e 53 km, e valores característicos para os diferentes domínios tectônicos. Apesar do Lineamento Transbrasiliano ser uma estrutura transcontinental, não condiciona o comportamento da crosta ao longo dos diferentes domínios mapeados no Brasil central.

Introdução

O Brasil central foi estruturado no Neoproterozoico fruto da aproximação e consequente colisão dos paleocontinentes São Francisco, Paranapanema, Parnaíba e Amazônico, processo que amalgamou terrenos de dimensões menores como o Arco Magmático de Goiás, o Maciço de Goiás (Fuck *et al.*, 2008) e, provavelmente, o Complexo Rio dos Mangues (Trindade, 2014). A área é cortada pelo Lineamento Transbrasiliano, definido como zona de cisalhamento transcorrente dextral de direção N30°-35°E, que coloca em contato diferentes unidades de mapeamento e rochas de idades variadas (Dantas *et al.*, 2007). O Lineamento possui expressão de destaque nos mapas aeromagnéticos.

Com o intuito de compreender a estruturação da crosta ao longo do Lineamento Transbrasiliano no Brasil central, o Laboratório de Estudos da Litosfera (LabLitos) do IG/UnB implantou rede sismográfica composta de dezessete estações de banda-larga, das quais sete estão dispostos ao longo do Lineamento (Figura 1). Aplicando a técnica função do receptor foi possível obter a profundidade da Moho sob a estação sismográfica e, somando aos dados da literatura, gerar mapa de espessura da crosta (profundidade da Moho) para o Brasil central.

Materiais e Métodos

Função do receptor é um método sismológico que permite isolar a estrutura da Terra sob a estação sismográfica dos efeitos da fonte e de estruturas distantes. A técnica desenvolvida por Langston (1979) utiliza registros telessísmicos com distância epicentral entre 30° e 90° para determinar as descontinuidades marcantes sob a estação sismográfica. É comumente utilizado na determinação da espessura crustal e razão de Poisson (V_p/V_s) médias da crosta.

Quando uma frente de onda P de um telessismo incide sobre uma descontinuidade abaixo de uma estação sismográfica, com ângulo próximo a vertical, parte da sua energia é convertida em onda S (vertical) e parte em ondas S múltiplas. O registro da onda P será predominante na componente vertical e da onda S (produzida na conversão), principalmente na radial. A deconvolução da componente vertical de registro da componente radial fornece a estrutura da Terra sob a estação sismográfica na forma de uma série temporal com o primeiro pulso representando a onda P e os demais pulsos ondas S direta e múltiplas, representativas das descontinuidades de sub-superfície.

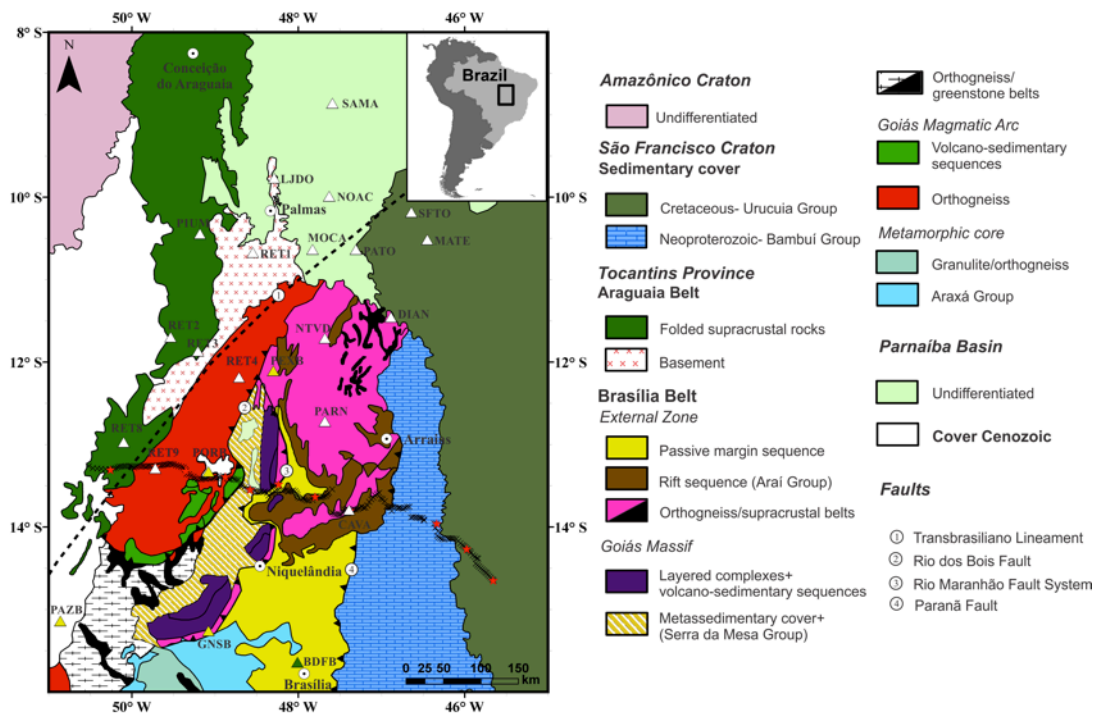


Figura 1 - Mapa geológico do Brasil central mostrando a distribuição das estações sismográficas (triângulos) e as linhas sísmicas de refração profunda de Porangatu e de Cavalcante. Na porção central da área, encontra-se a porção norte da Província Tocantins, a oeste o Cráton Amazônico, a norte a Bacia do Parnaíba e a leste o Cráton do São Francisco. Modificado de Soares *et al.* (2006).

Resultados e Discussão

Os resultados de função do receptor desse trabalho, associados aos resultados de espessuras crustais da literatura (Soares *et al.*, 2006 e Assumpção *et al.*, 2004) permitiram gerar mapa regional de profundidade da Moho para o Brasil central (Figura 2). A comparação do mapa da Moho com o mapa geológico sugere uma Moho com profundidade variando de acordo com os domínios tectônicos (Figura 2). P. ex.: i) 43-45 km para a Bacia do Parnaíba; ii) maiores que 45 km para o Cráton Amazonas (norte), com espessuras acima de 50 km ao longo da sutura; iii) 39-40 km para a Faixa Brasília norte (bloco Cavalcante-Natividade) e 42 km para a Faixa Brasília sul; iv) 36-42 km para o Arco Magmático de Goiás, e v) 44 km para o Complexo Rio dos Mangues.

Na latitude 13°-14°S, os resultados de função do receptor permitiram continuar os resultados de refração profunda e imagear a estrutura da crosta através da frente de colisão da Paleoplaca Amazônica com o Arco Magmático de Goiás. A região de sutura é caracterizada por degrau abrupto de mais de 15 km na descontinuidade de Moho e, em superfície, por obducção da Serra Azul, lasca de crosta arqueana (2,9 Ga) encravada em terrenos juvenis (630- 540 Ma) do Arco Magmático de Goiás (Soares *et al.*, 2006; Ventura *et al.*, 2011).

Conclusões

Com base no comportamento da crosta é possível concluir que:

- i) No Brasil central as variações de espessura crustal estão relacionadas com a mudança de domínio tectônico, não apresentando sinal que traduza controle exercido pelo Lineamento Transbrasiliano.
- ii) Apesar do Lineamento Transbrasiliano ser uma estrutura de expressão transcontinental, não condiciona a estruturação da crosta no Brasil central.

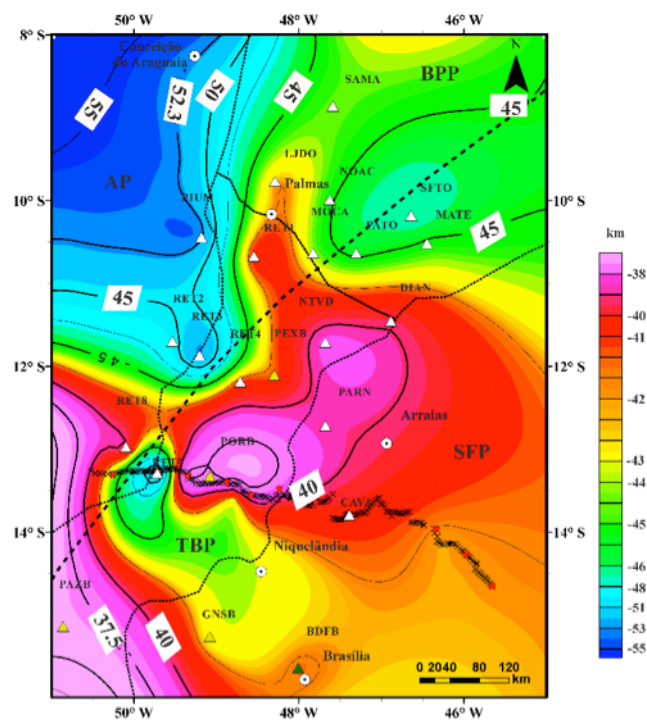


Figura 2 - Mapa de espessura crustal do Brasil Central, mostrando as variações de espessura da Moho nos domínios de paleocontinentes, os limites foram determinados a partir do mapa de anomalia Bouguer. As siglas AP, BPP, SFP e TBP representam, respectivamente, Paleocontinente Amazônico, Paleocontinente Parnaíba, Paleocontinente São Francisco e Terrenos entre paleocontinentes.

Agradecimentos

Ao Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas pela bolsa de doutorado (Capes) a Cíntia R. da Trindade, ao INCT para Estudos Tectônicos e ao Projeto Transbrasiliiano, através do LabLitos, pela realização da pesquisa.

Referências

- Assumpção M., Na M., Biachi M., França G.S.L., Rocha M.R., Barbosa J.R., Berrocal J. 2004. Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography, *Tectonophysics*, **388**: 173-185.
- Trindade, C.R. 2014. *Espessura Crustal e Razão de Poisson do Brasil central: uma aproximação por função do receptor*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, UnB, 107 p.
- Dantas E.L., Araújo Filho J.O., Oliveira C.G.de, Chiarini M.F.N., Fuck R.A., Sordi D.A.de., 2007. Folha Porangatu –SD.22-X-D-I, escala 1:100.000. In: C.J.S. de Alvarenga (Coord.). Nota explicativa. UnB, CPRM, PGB/LGB, Brasília.
- Fuck R.A., Brito Neves B.B.de, Schobbenhaus C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, **160**: 108-126.
- Langston C. A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, **85**: 4749–4762.
- Soares J.P., Berrocal J., Fuck R.A., Mooney W., Ventura D.B.R. 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B12302, doi: 10.1029/2005JB003769.
- Ventura D.B.R., Soares J.E., Fuck R.A., Caridade L.C.C. 2011. Caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **41** (1): 130-140.

DATAÇÃO U-Pb EM ZIRCAO E RUTILO E IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO COMPLEXO ANÁPOLIS-ITAUCU, GOIÁS

Miranda, A.C.R.¹; Giustina, M.E.S.D.²

¹ Instituto de Geociências–Universidade, ana.caarollinaa@gmail.com; ²Instituto de Geociências–Universidade;

Resumo

Na Faixa Brasília, rochas de alto grau metamórfico constituem importantes unidades que se encontram representadas principalmente pelo Complexo Anápolis-Itaçu, interpretado como o núcleo metamórfico deste extenso orógeno. Diversos estudos enfocaram tanto a natureza das rochas do complexo Anápolis-Itaçu como a idade do pico do metamorfismo, porém até então não há informações sobre as condições P-T-t do retrometamorfismo que afeta esta unidade. Os minerais em estudo (zircão, rutilo e monazita) são derivados de um retrogranulito onde há um avançado processo retrometamórfico em fácies xisto verde (NASSAU *et al.*, 2012). A amostra foi passada em um separador magnético com o intuito de ajudar na separação manual dos cristais. Os grãos de zircão são arredondados, sem faces o que indica um típico zircão que sofreu metamorfismo (soccer ball), assim como os de monazita, já os cristais de rutilo são euedrais, facetados e de coloração marrom. Por meio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), foi possível a determinação da estrutura interna dos cristais de rutilo, zircão e monazita de amostras coletadas do Complexo Anápolis-Itaçu, onde foi observada a presença de um núcleo e, ao redor dele um sobrecrescimento o que pode indicar a etapa de metamorfismo relatado na literatura da região estudada. Com a utilização do espectrômetro de massa com plasma acoplado através do método U-Pb, foram obtidas duas idades nos cristais de rutilo, a primeira de 680 Ma e a segunda de 630 Ma, que correspondem com as idades do pico metamórfico e ao processo de resfriamento do complexo (DELLA GIUSTINA, *et al.*, in prep.), respectivamente. Já nos grãos de monazita, também foram obtidas idades relacionadas ao pico metamórfico e ao processo retrometamórfico além de uma idade de 708 Ma, que corresponde ao metamorfismo progressivo. Nos cristais de zircão as idades obtidas foram de 670 Ma e 650 Ma que é condizente com as idades relatadas por autores anteriores. Além disso, é importante ressaltar uma idade mais jovem, de 590 Ma, encontrada em zircões de hábito mais arredondado, que pode implicar outra fase que aconteceu mais tardiamente.

Introdução

A Faixa Brasília é uma importante área de estudo que continua sendo o embasamento para diversos trabalhos geocronológicos. Muitos trabalhos vêm sendo realizados nesta área, pois ainda há detalhes para serem esclarecidos, e por meio de métodos geocronológicos é possível obter informações rápidas e exatas.

Rochas de alto grau metamórfico constituem importantes unidades que se encontram representadas principalmente pelo Complexo Anápolis-Itaçu, interpretado como o núcleo metamórfico deste extenso orógeno. Diversos estudos enfocaram tanto a natureza das rochas deste complexo como a idade do pico do metamorfismo, porém até então não há informações sobre as condições P-T-t do retrometamorfismo que afeta esta unidade.

Contudo, este trabalho tem como objetivo a caracterização da trajetória P-T-t de retrometamorfismo do Complexo Anápolis-Itaçu, além de obter mais informações geocronológicas que contribuem para o entendimento da evolução da Faixa Brasília.

Materiais e Métodos

Os minerais em estudo são derivados de um retrogranulito, denominada neste trabalho M-10, complexo em questão. As amostras foram preparadas e analisadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

Inicialmente, após terem sido desagregadas, as amostras foram passadas em um separador magnético para facilitar na concentração dos minerais utilizados nas análises (zircão, monazita e

rutilo). Com o auxílio da lupa Leica, foram concentrados cerca de 40 grãos de cada mineral e então montados na resina epóxi para as etapas seguintes.

Os grãos foram imageados através do microscópio eletrônico de varredura operando em modo de catodoluminescência e elétrons retro-espalhados. As idades U-Pb foram obtidas por meio de análises em espectrômetro de massa acoplado a sistema de laser, para realização de datações pontuais conforme procedimento padrão utilizado no laboratório (Bunh *et al.*, 2009).

Resultados e Discussão

A amostra M-10 é um retrogranulito onde há um avançado processo retrometamórfico em fácies xisto verde. Apresenta um bandamento milimétrico, mais claramente evidenciado em amostra de mão caracterizado por quartzo, muscovita e relictos de feldspato potássico perítico (bandas claras) e cloritóide diablástico (bandas escuras). Além disso, é composta por clorita, rutilo, cianita e silimanita, assim como profiroblastos de granada, em ambas bandas, parcialmente estirados (Nassau *et al.*, 2012).

Os cristais de rutilo são prismáticos, de coloração marrom e alguns estão parcialmente alterados para clorita. Análises de U-Pb mostram duas idades distintas, a primeira representando o pico metamórfico em torno de 670 ± 10 Ma, e outra de 628 ± 6 Ma interpretado como fases mais tardias.

Dados de temperaturas calculadas de Zr em rutilo mostram valores que variam um pouco menos de 500 a 890°C (Moraes *et al.*, 2013). Essas temperaturas assim como as idades indicam dois estágios de cristalização, o primeiro de temperatura mais alta representando o pico metamórfico e o segundo, caracterizando o processo retrometamórfico que atingiu este complexo durante o resfriamento com temperaturas em condições de fácies xisto verde.

Os cristais de zircão são incolores, apresentam o formato típico de zircão metamórfico (soccer ball) e poucos são alongados. Por meio das imagens obtidas pelo MEV observam-se grãos homogêneos, alguns são zonados nas bordas e é facilmente de se notar núcleos herdados. A idade U-Pb obtida foi de 650 ± 7.2 Ma é condizente com outras idades relatadas por autores anteriores, representando a idade de resfriamento do Complexo Anápolis-Itaçu.

Os grãos de monazita são arredondados, de coloração amarela e apresentam três idades distintas, 708.6 ± 6.1 Ma, 683.7 ± 5.5 Ma e 649.7 ± 5.3 Ma. A primeira foi interpretada como idade do progresso do metamorfismo, a segunda como a fase de alto grau e a última, assim como a idade do zircão, como a idade de resfriamento.

Conclusões

As amostras estudadas neste trabalho fornecem informações que podem colaborar para a história de evolução do Complexo Anápolis-Itaçu. Os dados obtidos nos cristais de zircão, por meio do método U-Pb, são concordantes com as idades apresentadas antes na literatura.

Nos cristais de rutilo, as duas idades obtidas e com o auxílio de termometria de Zr em rutilo (Moraes 2013), foi possível registrar dois momentos distintos de cristalização deste mineral. O primeiro em 680 Ma, representa condições de mais alto grau, o pico metamórfico (fácies granulito) e o segundo em 630 Ma, corresponde ao processo resfriamento deste complexo (DELLA GIUSTINA, *et al.*, in prep.).

Nos dados dos grãos de monazita foram encontradas idades relacionadas ao metamorfismo progressivo, ao evento de mais alto grau e ao processo de resfriamento. Além disso, é importante ressaltar uma idade mais jovem de 590 Ma, encontrada em zircões de hábito mais arredondado que pode implicar outra fase que aconteceu mais tardiamente.

Portanto, estão sendo realizados estudos aprofundados para esclarecer os eventos ocorridos no Complexo Anápolis-Itaçu, durante o orógeno brasileiro visando um melhor esclarecimento da história geológica deste complexo.

Agradecimentos

Em primeiro lugar a minha orientadora Prof.Dr. Maria Emília Schutesky Della Giustina, IG/UnB que teve um papel fundamental no desenvolvimento desta pesquisa, ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília pelo apoio e por ter proporcionado importantes resultados para essa pesquisa e ao CNPQ pela bolsa de iniciação científica.

Referências

- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High Spatial Resolution Analysis Of Pb And U Isotopes For Geochronology By Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (La-Mc-Icp-Ms). Anais Da Academia Brasileira De Ciências 81, 1–16.
- Della Giustina, M.E.S.; Pimentel, M.M.; Ferreira Filho, C.F.; De Hollanda, M.H.B.M. 2011. Dating Coeval Mafic Magmatism And Ultrahight Temperature metamorphism In The Anápolis-Itaçu Complex, Central Brazil. Lithos. V.134. P. 82-102.
- Moraes, R. 2013. Estudo Sobre A Geração E Evolução De Granulitos E Migmatitos, Usando Como Exemplos As Rochas Da Faixa Araçuaí, Ba, E Do Complexo Anápolis-Itaçu, Go. Livre Docência.
- Nassau, G.F.; Della Giustina, M.E.S.; Ferreira Filho, C.F.; Oliveira, F.V. 2012. Petrografia E Química Mineral De Retrogranulitos Do Complexo Anápolis-Itaçu, Faixa Brasília, Província Tocantins.

ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS APLICADOS ÀS ROCHAS GRANÍTICAS DA REGIÃO DO TRAIRÃO – OESTE DA PROVÍNCIA ALTA FLORESTA – CRÁTON AMAZÔNICO/MT

Rocha, Mara Luiza Barros Pita¹; Chemale, Farid¹; Barros, Marcia Aparecida de Santa'Ana²; Santos; João Orestes Schneider³.

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia - Universidade de Brasília – UnB: marapital@yahoo.com.br, faridchemale@gmail.com, ²Departamento de Recursos Minerais - Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT: mapabarro@yahoo.com, ³Center of Exploration Target - The University of Western Australia – UWA: orestes.santos@bigpond.com

Resumo

Na região oeste da Província Aurífera Alta Floresta - Craton Amazônico ocorre um batólito granítico de 80 Km², associado espacialmente com depósitos filonianos de ouro. Mapeamento de detalhe mostra que o granito em questão está cortado por unidades felsicas e maficas mais jovens. O corpo granítico, tem sido associado a Suíte Intrusiva Nhandú. Na região de estudo, conhecida como Garimpo do Trairão, tais rochas mostram coloração rosa avermelhada a esbranquiçada, e exibe granulação média a grossa. Estudos petrográficos mostraram composição predominantemente monzogranítica com baixo conteúdo de máficos, representados por biotita, clorita e hornblenda. Idades U-Pb em zircão pelo método SHRIMP para cinco amostras de granitos na região demonstraram que a unidade principal, mas abundante tem idade similar aquelas descritas por Paes de Barros, 2007 para o Granito Nhandú (variando de 1,93 a 1,96 Ga). Localmente foram encontradas variações graníticas com idades em torno de 1837 ± 13 Ma. Esta idade não é comum na região estudada mas é próxima daquelas descritas por Moura (1999) para o Granito Matupá, interpretados como a idade de cristalização. Os diques félsicos mostraram idades mais jovens (1,78 ± 16 Ma) cronocorrelatas as idades do Grupo Colíder. Valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, entre -3,9 e -11,2, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ levemente negativos e assinatura geoquímica confirmam derivação e retrabalhamento crustal. Os dados de campo, petrográficos e geoquímicos indicam uma origem em ambiente de arco continental do tipo Margem Andina para esse evento magmático.

Introdução

O corpo mapeado está dividido em duas fácies, uma fácies fina e outra grossa. Ambas apresentam cor rosa médio a claro atingindo tons avermelhados quando oxidados ou esbranquiçados quando argilizados. Predomínio de textura inequigranular (cristais de até 3 cm) a porfirítico, sendo que de modo restrito ocorre a textura pseudo-ropakivi. A mineralogia consiste essencialmente feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, com pequena proporção de máficos, esses representados por biotita e hornblenda. Como minerais acessórios foram observados titanita, apatita, monazita e magnetita e zircão. Epidoto, clorita e fengita e sulfetos ocorrem como paragenese hidrotermal. Entre os sulfetos foram identificados pirita, covelita, galena, calcopirita e como óxido ilmenita.



Figura 1 - A- Forma de ocorrência; B- granito equigranular, fácies grossa; C- dique de aplito no monzogranito grosso; D- vênulas hidrotermais de epidoto.

Materiais e Métodos

A separação de zircões para datação foi feita no laboratório intermediário da rede geocronos no Departamento de Recursos Minerais da Ufimt. O procedimento incluiu britagem em britador de mandíbulas, e pulverização em moinho de disco, bateia, bromoformio, separação magnética Frantz e catação manual possibilitou a escolha dos cristais. A preparação dos *mounts* foi realizada no laboratório de geocronologia da USP, bem como as fotografias de Microscópio Eletrônico por catodoluminescência. Imagens de elétrons retro-espalhados foram obtidas num equipamento de marca Tescam no Centro de Microscopia e Microanálise (CMCA)- UWA- Austrália.

Resultados e Discussões

Os resultados mostram que na região do Trairão predominam rochas de idade 1,96 Ga que certamente podem ser incluídas na Suíte Intrusiva Nhandú. Entretanto as idades mais jovens de 1837 \pm 13 Ma mostram a existência de apófises de granitos mais jovens que podem ou não serem os responsáveis pela mineralização da região. Os diques de aplitos com idades similares a do Grupo Colíder indicam a importância de se compreender o papel desse evento durante a formação dos depósitos minerais, uma vez que outros autores têm reportado idades dessa ordem para mineralizações em outros garimpos da região.

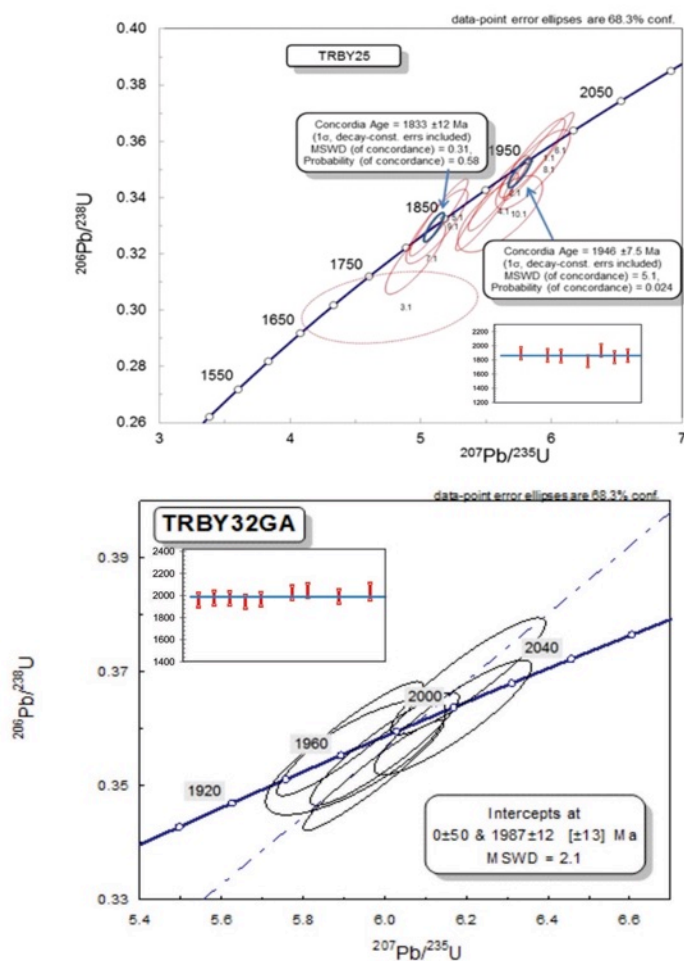


Figura 2 - Diagrama concordia das amostras TRBE 25 e TRBY 32G.

Conclusões

Na região do Trairão existem pelo menos três unidades estratigráficas com idades diferentes. A mais proeminente (idade de 1,96 Ga) indica a idade do corpo maior pertencente a Suíte Intrusiva Nhandú. Apofises de granitos com idade em torno de 1,84 indicam um evento mais jovem na região que pode estar relacionado ao Granito Matupá sugerindo que seja o causador principal da mineralização de ouro da região. O tipo de paragênese mineral da alteração hidrotermal é similar a descrita para o Granito Matupá no garimpo Serrinha. Entretanto diques de aplitos com idades similares as do Grupo Colíder mostram também a possibilidade de um evento formador de depósitos minerais com essa idade. Os dados de Lu-Hf preliminares indicam forte contribuição crustal para a formação de todos os granitos da área.

Agradecimentos: Laboratório de Geocronologia da USP e UnB, CNPq e UWA.

Referências Bibliográficas

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E. 1997. Reconnaissance U-Pb in zircon, Pb-Pb in sulfides, and review of Rb-Sr geochronology in the Tapajós gold Province, Pará/Amazonian States, Brazil. In: proceedings of the south American Symposium on Isotope Geology, Ext. Abstracts, pp. 280-282.

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR COM BASE EM DADOS U-Pb PARA O GREENSTONE BELT DE FAINA, GOIÁS

Brant, R.A.P.¹; Souza, V.S.²; Dantas, E.L.²; Jost, H.² Rodrigues, V. G.³;
Carvalho, M.J. de³; Araújo, K.C.³

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília; ² Instituto de Geociências, Universidade de Brasília; ³ Orinoco Resources Limited.

Resumo

Com base em dados geocronológicos U-Pb em zircão, esse estudo visa contribuir para identificar a proveniência da carga detrítica das unidades sedimentares do *Greenstone Belt* de Faina (GBF). Os intervalos 2815 – 2830 Ma (10%), 2860 – 2895 Ma (20%), 2945 – 2975 Ma (45%), 3000 – 3050 Ma (10%) e 3165 – 3330 Ma (10%) se apresentaram como os principais períodos de acreção crustal relacionados à proveniência siliciclástica da paleobacia do GBF. A ocorrência do zircão mais jovem (2798 ± 6 Ma) apresentar idade Mesoarqueana, evidencia a inexistência de contribuição de áreas fontes paleoproterozóicas na sedimentação do GBF. Tais dados sugerem a distinção das sequências siliciclásticas dos *greenstones belts* meridionais em relação aos *Greenstone Belts* de Crixás, Guarinos e Pilar, cuja predominância de áreas fontes é Paleoproterozóica, com idades próximas a 2200 Ma.

Introdução

Greenstone belts, por apresentarem rochas de idade proterozóica, registram parte relevante da história primitiva da litosfera e se tornaram importantes por conter diversos depósitos minerais ao redor do mundo. Tais terrenos, definidos como faixas supracrustais, apresentam estratigrafia marcada por sequências vulcânicas intercaladas a rochas sedimentares, ambas preservadas em condições de baixo grau metamórfico (Wit & Ashwal, 1995).

O detalhamento cronoestratigráfico e a proveniência da carga clástica dessas faixas supracrustais têm se revelado valiosa ferramenta para reconstituição da evolução dessas bacias sedimentares pretéritas. A área fonte dos sedimentos em *greenstone belts* é controversa: há interpretações que sugerem a erosão de rochas ígneas da própria paleobacia (Feng e Kerrich, 1990; Heubeck e Lowe, 1999; Davies, 2002) enquanto em outras províncias há evidências de contribuição relevante de áreas fontes exóticas, externas a paleobacia (Machado *et al.*, 1996).

O Maciço Arqueano de Goiás (MAG), terreno que hospeda o GBF, está inserido na Província Tocantins, uma das principais unidades geotectônicas da América do Sul, que tem sua origem relacionada ao final do Neoproterozóico. Inserido na porção oeste do domínio tectônico conhecido como Faixa de Dobramentos Brasília, o MAG se estende por cerca de 18 mil km², sendo compreendido pelos terrenos TTGs-*Greenstone Belts* da porção oeste do estado de Goiás (**Fig. 01**) – (Pimentel *et al.*, 2000).

A seguir apresentamos os primeiros dados LA-MC-ICPMS U-Pb para a proveniência da carga siliciclástica do GBF, situados na porção sul do MAG. O principal objetivo foi obter a idade máxima de deposição e, principalmente, identificar a variação modal em relação às eventuais áreas fonte da sedimentação da paleobacia do GBF.

Materiais e Métodos

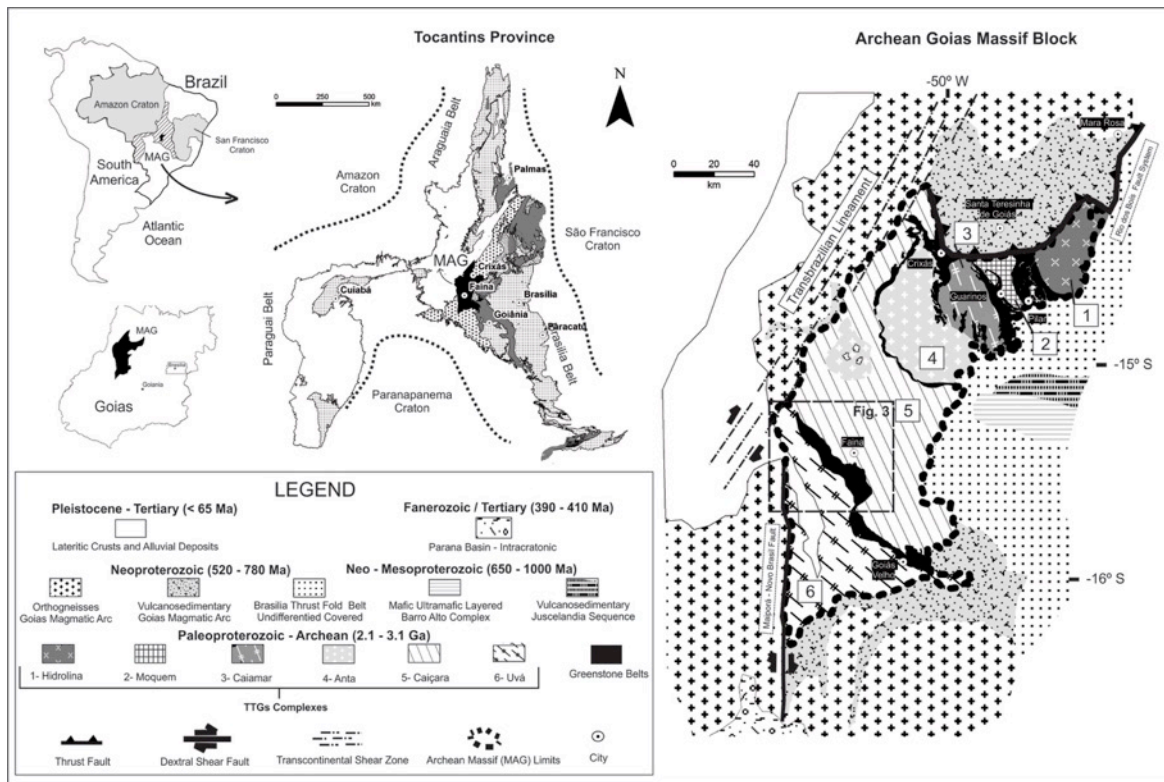
Quatro amostras analisadas são representativas de níveis estratigráficos distintos do GBF e foram processadas no Laboratório de Geocronologia da UnB. O procedimento analítico utilizado foi proposto por Bühn *et al.*, (2009) para o método *laser ablation inductively coupled plasma mass*

spectrometer (LA-ICPMS). Como resultado, histogramas e diagramas de concórdia de idade U-Pb em zircão foram confeccionados a partir do programa Isoplot versão 3.7.

Resultados e Discussão

Estudos de proveniência sedimentar realizados nos *greenstone belts* do MAG se restringem, até então, a região norte (Jost et.al., 2010). Tais dados sugeriram a predominância de áreas fontes Paleoproterozóicas, com idades próximas a 2200 Ma. Distintamente, para o GBF o zircão detrítico mais novo apresentou a idade de 2798 ± 6 Ma, ou seja, indicando uma proveniência sedimentar exclusivamente mesoarqueano ou ainda mais antiga. O zircão mais antigo, por sua vez, registrou idade paleoaqueana, tendo se cristalizado a cerca de 3332 ± 7 Ma atrás.

Figura 1 - Arca bouço geotectônico do Maciço Arqueano de Goiás, inserido com



o bloco alóctone na Faixa de Dobramentos Brasília (Província Tocantins, Brasil). A direita destaque para os complexos TTGs e as cinco unidades do tipo *greenstone belts* descritas no Maciço arqueano de Goiás (modificado de Jost et. al., 2013).

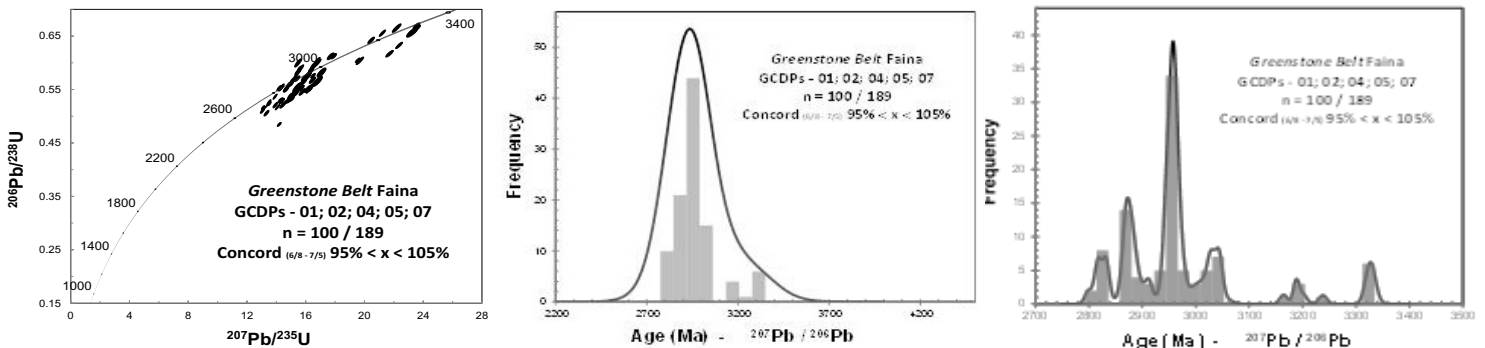


Figura 2 - Histogramas para as idades U-Pb (LA-ICP-MS) obtidas em grãos de zircão detríticos de GBF. A) Concordia diagrama com todos os grãos analisados; B) e C) Distribuição de frequência por idade para os grãos que apresentaram discordância entre as idades menor do que 10%.

A análise dos histogramas de proveniência sedimentar para o GBF permitem identificar os intervalos 2815 – 2830 Ma (10%), 2860 – 2895 Ma (20%), 2945 – 2975 Ma (45%), 3000 – 3050 Ma (10%) e 3165 – 3330 Ma (10%) como os principais períodos de acreção crustal relacionadas as rochas fontes da proveniência siliciclástica da paleobacia do GBF (**Fig. 02**).

As idades predominantemente Mesoarqueanas, concentradas principalmente entre as idades 2.86 a 3.05 Ga, são correlatas as idades U-Pb em zircão identificadas por Beguelli (2012) e Jost et.al. (2010), respectivamente, para os complexos Caiçara e Uvá, adjacentes a norte e a sul do GBF. Embora o contato entre estes e o GBF seja tectônico, as idades obtidas sugerem uma correlação temporal entre a origem dos complexos e o greenstone belt estudado.

Conclusões

A luz do atual estágio de conhecimento geocronológico do MAG, o estudo de proveniência realizado no GBF coaduna com a hipótese das sequências supracrustais meridionais (GBF e *Greenstone Belt* Santa Rita) da porção sul do MAG serem as mais antigas desse terreno geotectônico, visto que, ao menos o GBF, apresenta idades essencialmente arqueanas. Esse estudo evidencia a inexistência de contribuição de áreas fontes paleoproterozóicas na sedimentação do GBF.

Agradecimentos

Os autores agradecem a CAPES/CNPq, a empresa Orinoco Gold e toda a equipe técnica pelo apoio irrestrito e também aos colaboradores dos laboratórios de microscopia e geocronologia do IG-UnB.

Referências

- Beghelli, L. P. JR. Charnockitos e Ortognaisses da porção Centro-Oeste do bloco arqueano de Goiás: Dados geoquímicos e Isotópicos. 2012. 87 f. Dissertação de Mestrado em Geologia – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2012.
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 81, 99e114
- Davies, D.W., 2002. U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research* 115, 97e117.
- Feng, R., Kerrich, R., 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 1061e1081.
- Heubeck, C., Lowe, D.R., 1999. Sedimentary Petrography and Provenance of the Archean Moodies Group, Barberton Greenstone Belt. *Geological Society of America. Special Paper* 329.
- Jost, H.; Chemale, F. Jr.; Dussin, I., A.; Tassinari, C., C., G.; Martins, R. U–Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, Central Brazil. *Ore Geology Reviews*, 2010 - Elsevier. *Brasil*. 37. 127-139.
- Maarten J. de Wit and; Lewis D. Ashwal. Greenstone belts; what are they? *South African Journal of Geology*, December 1995, v. 98, p. 505-520;
- Machado, N., Schrank, A., Noce, C.M., Gauthier, G., 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* 141, 259e276

- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F. & Araujo, S.M. 2000. The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. Tectonic Evolution of South America, p 195-229;
- Resende, M. G.; Jost, H.; Osborne, G.A. & Mol, A.G., 1998. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, central Brazil: a new proposal. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(1):77-94.
- Resende, M. G.; Jost, H.; Lima, B. E. M.;Teixeira, A. Proveniência e idades modelo Sm/Nd das rochas siliciclásticas arqueanas dos Greenstone Belts de Faina e Santa Rita, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 1999. Brasil. 29(3). 281-290;

PETROGRAFIA DE MINERAIS PESADOS DO GRUPO CUIABÁ (SUBUNIDADE INDIVISA) FAIXA PARAGUAI, SÃO VICENTE - MT

Pelosi, G. F. F.¹; Costa, A. C. D.^{1,2} & Silva, C. H.^{1,2}

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências – DRM – Universidade Federal de Mato Grosso, guilhermepelosi@hotmail.com; ²Departamento de Geologia Geral – Universidade Federal de Mato Grosso.

Resumo

O Grupo Cuiabá faz parte da Zona Interna da Faixa Paraguai, Província Tocantins. As rochas do Grupo Cuiabá foram divididas em subunidades por Luz *et al* (1980), os quais descrevem como formado por rochas siliciclásticas e carbonáticas, dispostas em uma faixa de direção aproximada NE-SW. A Subunidade Indivisa é o alvo deste trabalho e por meio da petrografia de minerais pesados e dos dados petrográficos foi possível caracterizar uma assembleia mineralógica típica de rochas ortoquartzíticas, contendo, como minerais principais: quartzo, turmalina, zircão, rutilo, monazita e hematita. Estas características apontam para uma proveniência de rochas cratônicas, provavelmente o Cráton Amazônico.

Introdução

Inserida na Província Tocantins existe uma extensa faixa encurvada, situada a sudeste do Cráton Amazônico, que foi primeiramente chamada de Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia por Almeida (1977). Seu limite oeste é o Cráton Amazônico, a norte a Bacia do Parecis, a Leste a Bacia do Paraná e a sul a Bacia do Pantanal. Possui um *trend* NE-SW, sendo formada por rochas siliciclásticas polideformadas de baixo grau metamórfico e rochas carbonáticas depositadas em um embasamento cristalino (Del Rey – Silva, 1990).

Durante o mapeamento do Projeto Coxipó, Luz *et al.* (1980) dividem o Grupo Cuiabá em nove subunidades informais, sendo que as unidades 1 e 2 são formadas por filitos, metarenitos e metarcóseos, com contribuições variadas de grafita e níveis de mármore. A unidade 3 é composta por metadiamicititos com intercalações de metarcósios, metarenitos, calcifilitos e mármore. A unidade 4 é composta por metadiamicititos. Acima dela na unidade 5 ocorrem filitos intercalados por metaconglomerados e metarenitos. As unidades 6 e 7 são compostas por metadiamicititos com lentes de metarenitos. A unidade 8 é composta por mármore, metamargas e filitos. A última unidade é indivisa e é marcada pela ocorrência de metadiamicititos, filitos e metarenitos.

Em 1984, Almeida compartimenta a Faixa Paraguai em duas zonas estruturais adjacentes e uma cobertura plataformal, e no mesmo ano Alvarenga propõe dois domínios estruturais para a Faixa Paraguai: a Zona Interna, sendo representada pelas rochas sedimentares dobradas e metamorfizadas (Grupo Cuiabá) e a Zona Externa sendo representada pelas rochas dobradas e não metamorfizadas (Formações Bauxi e Puga) estas correlatas ao Grupo Cuiabá e rochas mais jovens (Formações Araras, Raizama, Sepotuba e Diamantino; Figura 1; Beal, 2013).

Em um trabalho mais recente, Beal (2013, Tabela 1) adota a mesma nomenclatura de Tokashiki & Saes (2008), porém acrescenta denominações de membros, com o intuito de simplificar as referências no texto a um conjunto de rochas. De acordo com o autor, a Formação Campina de Pedra é considerada indivisa. A Formação Acorizal é subdividida da base para o topo nos membros Pindaival, Engenho e Cangas. A Formação Coxipó foi subdividida em três membros: Pai Joaquim, Marzagão e Guia e ainda possui uma unidade informal, predominantemente quartzítica que aflora nas proximidades de São Vicente/Barão de Melgaço que fica denominada Unidade Mata-Mata.

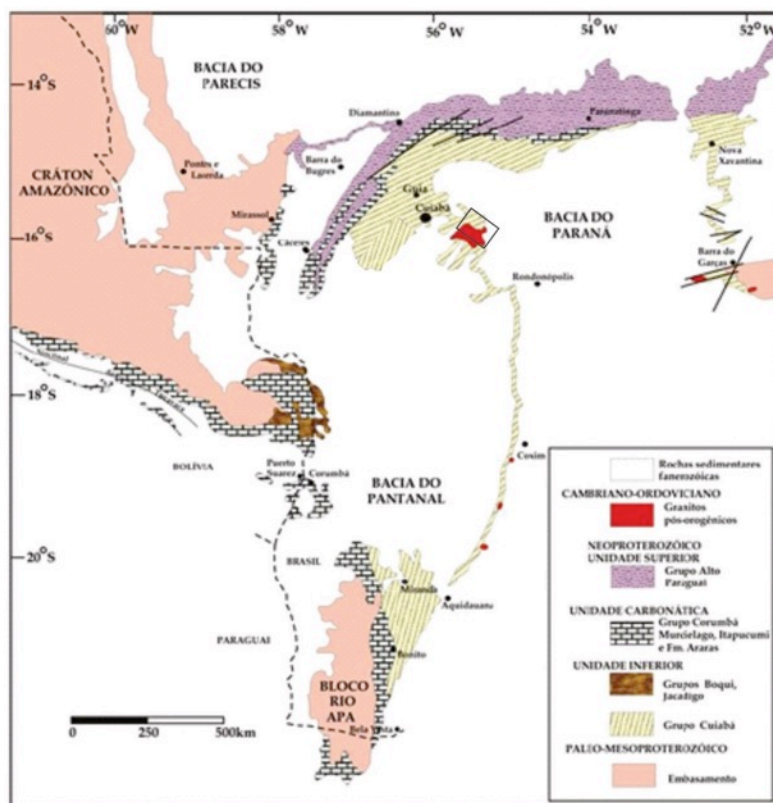


Figura 1 - Mapa geológico da Faixa Paraguai (Alvarenga, 1988) com a localização da área.

Almeida (1964, 1965)	Guimarães & Almeida (1972)	Luz <i>et al.</i> (1980)	Alvarenga (1988) Alvarenga & Soares (1992)	Tokashiki e Saes (2008)	Beal (2013)	
Grupo Alto Paraguai	Grupo Alto Paraguai	Grupo Alto Paraguai	Unidade Terrigena	Grupo Alto Paraguai		
Grupo Jangada	Formação Marzagão	Subunidade 8	Unidade Carbonatada	Formação Coxipó	Membro Guia	Unidade Mata-Mata
		Subunidade 7			Membro Marzagão	
		Subunidade 6			Fácies Mata-Mata	
	Subunidade 5	Formação Acorizal		Membro Pai Joaquim		
	Subunidade 4		Fácies Engenho	Membro Engenho	Membro Curgas	
	Subunidade 3		Fácies Curgas	Membro Pindivaal		
	Subunidade 2	Grupo Cuiabá indiferenciado	Unidade Inferior	Formação Campina de Pedra	Formação Campina de Pedra	
Subunidade 1						

Tabela 1 - Nomenclatura e os principais termos utilizados do Grupo Cuiabá (in: Beal 2013).

Petrografia e Caracterização de Minerais Pesados

Em seção delgada a rocha é essencialmente constituída por grãos de quartzo, compoendo 86% do total. A rocha ainda possui 1% turmalina, quantidades menores que 1% de muscovita, zircão, óxido de titânio e 10% de minerais opacos. De acordo com o diagrama de classificação de Pettijohn (1957), essa rocha pode ser classificada como um arenito ortoquartzítico.

As amostras analisadas mostraram um predomínio de minerais opacos translúcidos com 53% de turmalina e 4% de zircão e rutilo. Os minerais pesados opacos representam 43% da amostra, e são representados pela hematita. Dentre dos minerais pesados translúcidos a turmalina é o que tem mais frequência, possuindo duas famílias bem distintas. A primeira família possui grãos melhor preservados, subédricos a euédricos, com pleocroísmo variando entre verde claro e castanho esverdeado, sem marcas de estrias. A segunda família é menos frequente, composta por grãos mais

arredondados, subédricos, com pleocroísmo variando do verde musgo ao castanho claro, podendo ocorrer inclusões. Ainda com relação aos minerais pesados translúcidos o rutilo é acicular, vermelho e mal preservado O zircão se mostra alongado, com as bordas arredondadas, translúcido, podendo conter inclusões e estar coberto por óxido de ferro.

Resultados e Discussão

Suguio (2003) define como “arenitos ortoquartzíticos” as rochas formadas essencialmente de quartzo (95%) na sua fração detrítica. O cimento destas rochas, segundo este autor, é quase sempre formado por sílica e a cor é branca a rósea ou avermelhada (devido a presença de hematita revestindo os grãos. Assim, os metarenitos estudados neste trabalho poderiam ser chamados de ortoquartzíticos com partículas detríticas monocristalinas e alto grau de arredondamento. Os metarenitos descritos neste estudo, essencialmente constituídos por quartzo e com minerais pesados formados por: turmalina, zircão e rutilo, corroboram aqueles descritos por Suguio (2003). Estas rochas representam uma classificação genética de sedimentos “supermaturos”, tanto em termos físicos como químicos, provavelmente originados de vários ciclos.

Conclusões

Arenitos ortoquartzíticos podem ser de áreas estáveis como crátons ou ainda podem ocorrer em cinturões orogenéticos. Assim neste trabalho é possível sugerir uma fonte mista para os sedimentos da Subunidade Indivisa do Grupo Cuiabá. A primeira família de turmalinas nos indica uma fonte proximal, pois possui grãos bem preservados e euédricos. Uma fonte provável seria o Cráton Paranapanema, devido a estar em uma região mais proximal da área. A segunda família de turmalinas está menos preservada e mais arredondada, o que mostra um maior retrabalhamento do grão antes de sua deposição, e infere uma área fonte mais distal. Como possível fonte tem-se o Cráton Amazônico.

Agradecimentos

O autor agradece ao Programa Pós – Graduação em Geociências da UFMT e a Capes.

Referências

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Neves, B.B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande, Anais, pp.: 363-391.
- Alvarenga, C.J.S. 1988. Turbiditos e a Glaciação do Final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências* 18(3): 323-327.
- Beal V., 2013. Estratigrafia de Sequências do Grupo Cuiabá, Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso.
- Del Rey-Silva, L.J.H., 1990. Ouro no Grupo Cuiabá, Mato Grosso: Controles Estruturais e implicações tectônicas. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal/RN, Anais SBG, Vol.6, p.2520-2535.
- Luz, J.S., Oliveira, A.M., Souza, J.O, Motta, J.F.M., Tanno, L.C., Carmo, L.S., Ssouza, N.B. 1980. Projeto Coxipó. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1, 136p. (Relatório Final).
- Suguio, K., 2003. *Geologia Sedimentar*. Ed. Blucher. 1ª Edição.
- Tokashiki, C. C. & Saes, G. S., 2008. Revisão estratigráfica e faciológica do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4): 661-675. ±

DELIMITAÇÃO DA PLACA SÃO FRANCISCANA UTILIZANDO TOMOGRAFIA SÍSMICA DE TEMPO DE PERCURSO

Azevedo, P.A.¹; Rocha, M.P.¹; Schimmel, M.²

¹Observatório Sismológico – Universidade de Brasília, paulopaico@hotmail.com; ²Earth's Structure and Dynamics and Crystallography - Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera.

Resumo

Apresentamos neste trabalho, resultados do método geofísico de tomografia sísmica de tempo de percurso com ondas P. Nosso objetivo foi estudar o manto superior sob o Cráton do São Francisco buscando propor a delimitação da Placa São Franciscana em subsuperfície onde as imagens tomográficas revelaram anomalias de alta velocidade sob este cráton.

Introdução

Estruturas profundas da Terra tem sido objeto de estudo de pesquisadores ao longo dos últimos anos. Dentre os métodos geofísicos aplicados neste sentido, o método de tomografia sísmica permite obter imagens de estruturas de larga escala em grandes profundidades. Na Americana do Sul, trabalhos de tomografia sísmica vêm sendo realizados obtendo-se imagens tridimensionais de crátons do continente, além de outras estruturas tectônicas (e.g. Bastow *et al.*, 2008; Rocha *et al.*, 2011; Scire *et al.*, 2014; Azevedo *et al.*, 2015).

Dentre as estruturas estudadas, sob o Cráton do São Francisco têm-se dado ênfase quanto a extensão deste cráton para além dos seus limites superficiais, como proposto inicialmente em trabalhos de geologia e gravimetria por Alkmim *et al.* (1993) e Ussami, (1993). Trabalhos mais recentes (Assumpção *et al.*, 2004; Rocha *et al.*, 2011; Azevedo *et al.*, 2015) reforçam a hipótese de que este cráton é parte de um bloco maior em subsuperfície. O objetivo deste trabalho é propor uma delimitação da placa São Franciscana utilizando somente imagens tomográficas. A área de estudo é apresentada na Figura 1, a qual se localiza ao longo da extensão do Cráton do São Francisco e regiões próximas.

Materiais e Métodos

O método utilizado neste trabalho se baseia na inversão de resíduos relativos de tempo de percurso de ondas telessísmicas (VanDecar *et al.*, 1995). Os resíduos relativos podem ser obtidos a partir dos resíduos absolutos, que são a diferença entre o tempo de percurso observado, obtido pela marcação visual das fases, e o tempo teórico (calculado) relacionado a um modelo médio da Terra. Com o objetivo de refinar a marcação das primeiras chegadas, utilizamos o método de correlação cruzada MCPCC (Multi-Channel Phase Cross Correlation) desenvolvido por Schimmel *et al.* (2003). A formulação utilizada neste trabalho segue o método ACH (Evans e Achauer, 1993), no qual resíduos relativos de tempo de percurso são invertidos para restringir as anomalias de velocidade ao segmento final dos raios sísmicos, eliminando influências de estruturas fora do volume estudado. Utilizamos os registros de fases P e PKIKP de eventos com magnitude mínima de 4.6 e 5.4, respectivamente. Foram escolhidos eventos no intervalo de distância angular de 30° a 95° para as ondas P e de 150° a 180° para ondas PKIKP, com o objetivo de evitar efeitos de triplicação e sobreposição de fases, causadas por zonas de transição do manto, onde há um aumento significativo das velocidades das ondas sísmicas.



Figura 1 - Mapa com as principais unidades tectônicas da América do Sul. O quadrilátero tracejado mostra a localização da área de estudo.

Resultados e Discussão

Em nossos resultados, perturbações de velocidade relativa ao modelo de referência IASP91 (Kenneth e Engdahl, 1991), são apresentadas em mapas horizontais. As anomalias observadas representam heterogeneidades laterais do modelo, no qual cores frias representam altas velocidades e cores quentes representam baixas velocidades, que aqui são interpretadas como regiões de baixa e alta temperatura, respectivamente. Nas figuras, regiões com baixa densidade de raios (menos de 20 raios/100 km³) são representadas em preto.

Anomalias de alta velocidade são observadas ao longo do Cráton do São Francisco (Figura 2), que são características de regiões mais estáveis. Como observado em trabalhos anteriores (Assumpção *et al.*, 2004; Rocha *et al.*, 2011; Azevedo *et al.*, 2015), estas anomalias se estendem para além de seus limites de superfície.

Conclusões

As anomalias de alta velocidade observadas sob o Cráton do São Francisco e para além dos limites superficiais deste cráton nos permitiram propor uma delimitação para a placa São Franciscana. Na Figura 3 apresentamos o modelo proposto. Na região norte do cráton, devido à ausência de estações sismográficas, a resolução das imagens tomográficas é bastante prejudicada. Dessa forma, sob esta região, utilizamos em nosso modelo os limites de superfície.

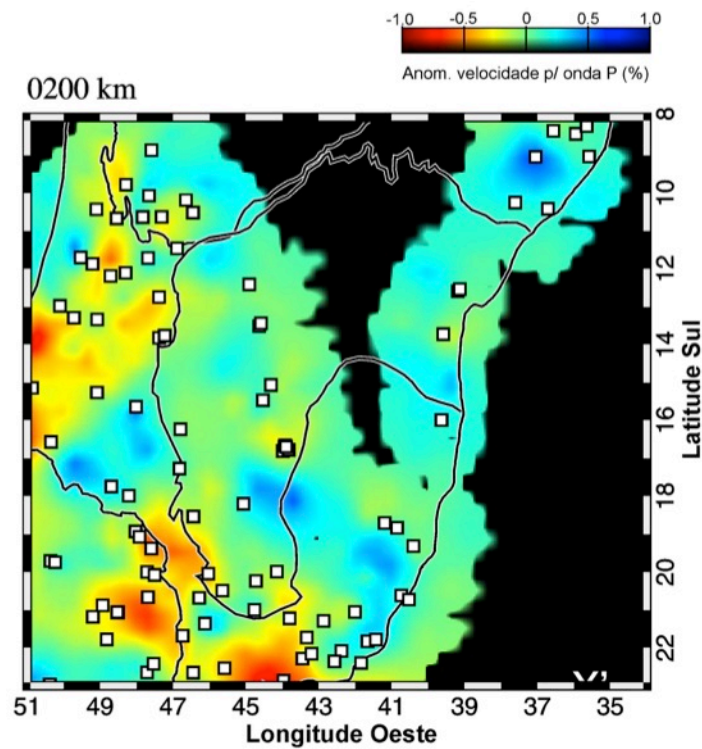


Figura 2 - Imagem tomográfica horizontal para a profundidade de 150 km. Os quadrados brancos representam as estações utilizadas neste trabalho.

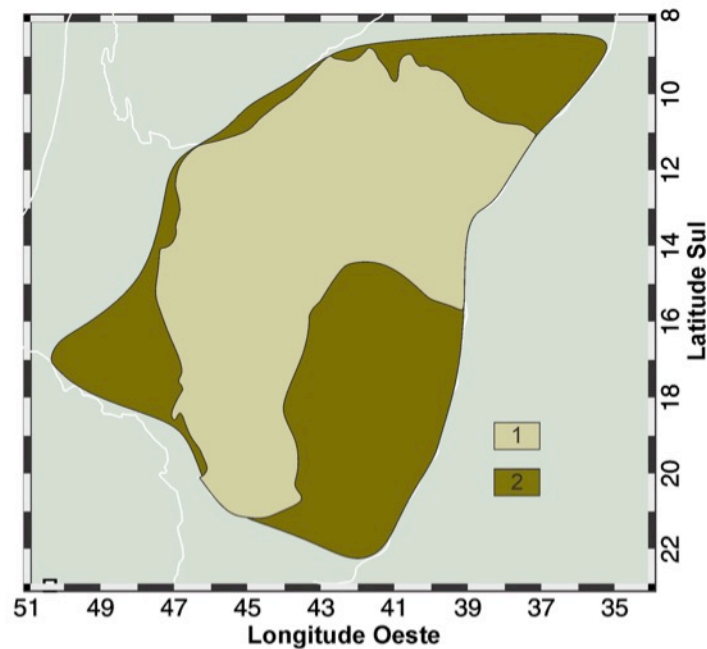


Figura 3 - Modelo proposto para os limites da placa São Franciscana baseado nas anomalias tomográficas de alta velocidade. 1: Cráton do São Francisco; 2: Placa São Franciscana.

Agradecimentos

Agradecemos ao Observatório Sismológico pelo auxílio financeiro para participação neste evento e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de doutorado concedida ao autor Azevedo, P. A.

Referências

- Alkmim, F. F.; Brito Neves, B. B. e Barbosa, J. S. F. (1993). Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco. Uma revisão, in: *O Cráton do São Francisco*, pp. 45–62, Dominguez, J. M. L. e Misi, A., (eds). Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Bahia/Sergipe, Salvador.
- Assumpção, M.; An, M.; Bianchi, M.; França, G.S.L.; Rocha, M. P.; Barbosa, J.R. e Berrocal, J. (2004). Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Cráton, central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, **388**, 173–185, doi:10.1016/j.tecto.2004.04.029.
- Azevedo, P. A.; Rocha, M. P.; Soares, J. E. e Fuck, R. A. (2015). Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography. *Geophys. J. Int.* **201**:61–69. doi: 10.1093/gji/ggv003.
- Bastow, I. D.; Nyblade, A. A.; Stuart, G. W.; Rooney, T. O. e Benoit, M. H. (2008). Upper mantle seismic structure beneath the Ethiopian hot spot: Rifting at the edge of the African low-velocity anomaly. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**(12), doi:10.1029/2008GC002107.
- Evans, J. R. e Achauer, U. (1993). Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental-scale studies, In: H. M. Iyer e K. Hirahara eds. *Seismic Tomography: Theory and Practice*: Chapman and Hall, London, pp. 319-360.
- Kenneth, B. L. N. e Engdahl, E. R. (1991). Travel times for global earthquakes location and phase identification. *Geophysical Journal International*, **105**:429-465.
- Rocha, M. P.; Schimmel, M. e Assumpção, M. (2011). Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional travelttime tomography. *Geophysical Journal International*, **184**:268-286, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04831.x.
- Scire, A.; Biryol, C. B.; Zandt, G. e Beck, S (2014). Imaging the Nazca slab and surrounding mantle to 700 km depth beneath the central Andes (18°S to 28°S). *Geological Society of America Memoirs*, **212**, p. 23-41, doi:10.1130/2015.1212(02).
- Schimmel, M.; Assumpção, M. e VanDecar, J. C. (2003). Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *Journal of geophysical Research*, **108**(B4):1-13, doi:10.1029/2001JB000187.
- Ussami, N. (1993). Estudos Geofísicos no Cráton do São Francisco: Estágio Atual e Perspectivas. In: *O Cráton do São Francisco*, pp. 35–43, Domingues, J. e Misi, A., (eds). Sociedade Brasileira de Geologia, Brasil.
- VanDecar, J. C.; James, D. E. e Assumpção, M. (1995). Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, **378**:25-31, doi:10.1038/378025a0.

ASPECTOS LITO-ESTRUTURAIS DO LINEAMENTO SAN DIABLO NA REGIÃO DE MIRAFLORES, ORIENTE BOLIVIANO: CONSIDERAÇÕES SOBRE O TERRENO SAN PABLO.

Ingrid M. Nedel^{1,4}, Amarildo Salina Ruiz^{1,2,4}, Ramiro Matos³

¹Programa de Pós-graduação em Geociências ICET/UFMT, ingrid_mn@hotmail.com; ²Departamento Geologia Geral, ICET/UFMT, ³Departamento de Geologia, IGEMA/UMSA, ⁴Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM

Resumo

O Lineamento San Diablo (LSD) é um importante elemento tectônico localizado na porção SW do Cráton Amazônico, a aproximadamente 100km de San José de Chiquitos, leste da Bolívia. O trabalho realizado nesta região tem como objetivo a caracterização de estruturas tectônicas e feições geológicas predominantes no LSD, a partir da interpretação de imagens de satélite, análises in situ e em escala microscópica, bem como relacionar as idades U-Pb adquiridas para o Complexo Gnáissico Chiquitania, a fim de contribuir com o entendimento e o significado tectônico e cinemático do Lineamento San Diablo para o SW do Cráton Amazônico.

Introdução

O Lineamento San Diablo está impresso nas rochas do embasamento metamórfico do oriente boliviano, Terreno Paraguá, e nas rochas da cobertura metassedimentar, Grupos San Ignacio e Sunsás. O embasamento desta região é formado pelo Complexo Granulítico Lomas Maneches e pelo Complexo Gnáissico Chiquitania, com idades de cristalização entre 1818±13 - 1616±13 Ma e 1764±6 - 1689±5 Ma (Boger *et al.*, 2005; Matos *et al.*, 2009), respectivamente, e idades de deformação entre 1.35 – 1.31 Ga, análoga a última fase deformacional da Orogenia San Ignacio (Bettencourt *et al.*, 2010). Reiteradamente o LSD esteve retratado como o contato entre estes dois complexos (Litherland *et al.*, 1986; Saes & Frago Cesar, 1986; Ruiz, 2005). Litherland *et al.*, (1989) sugeriram que este lineamento consistiria em uma das zonas de cisalhamento curvilíneas que delimitam o Cinturão Móvel Sunsás. Saes & Frago Cesar ainda o descreveram como o contato entre dois blocos distintos -Terreno Paraguá e Terreno San Pablo – e o atribuíram a colisão destes dois durante a acreção de terrenos Mesoproterozóicos ao SW do Cráton Amazônico.

Sendo assim, é possível que o *San Diablo Front* (Litherland *et al.*, 1986) ou *San Diablo Straightening Zone* (Pitfield, 1979), seja um contato tectônico, por meio de descontinuidade crustal, entre dois terrenos distintos, fazendo-se necessário o reconhecimento tanto o arcabouço estrutural e cinemático do lineamento, como também a idade de implantação e/ou reativação pelo mesmo.

Materiais e Métodos

A realização e desenvolvimento do presente trabalho se fez nos moldes das seguintes etapas: i. Preliminar, a partir da revisão bibliográfica e interpretação de imagens de satélite; ii. Aquisição de dados, na qual foi realizada a coleta de amostras em campo; iii. Tratamento e sistematização dos dados, que consistiu no tratamento e interpretação de dados estruturais, preparação e envio de amostras para datação U-Pb (SHRIMP) em zircão, no laboratório do Centro de Pesquisa Geocronológica da Universidade de São Paulo, e confecção e descrição de lâminas delgadas; iv. Conclusão e elaboração deste artigo.

Resultados e Discussão

Foram reconhecidas quatro litologias distintas no perfil geológico realizado no setor oeste do LSD, entre as cidades San José de Chiquitos e San Rafael. Em toda sua extensão, tanto na porção norte quanto na porção sul, as rochas do embasamento que afloram pertencem ao Complexo Gnáissico Chiquitania, e consistem em gnaisses e milonitos de composição granodiorítica a tonalítica. Também afloram micaxistos, pertencentes ao Grupo Xistos San Ignacio, intrudidos por veios pegmatíticos, por vezes, intercalados com quartzitos, com foliação bem marcada e atitude dominante (350/85), e o Granito Colmena, milonitizado e sin-tectônico a Orogenia Sunsás. Na zona de crista do LSD foram reconhecidos metarenitos micáceos atribuídos ao Grupo Sunsás.

Microscopicamente o gnaisse possui ordenação bandada alternada em segmentos félsicos de textura granoblástica, formados, preferencialmente, por k-feldspato, plagioclásio e quartzo, e bandas máficas com textura lepidoblástica, constituídas de biotita, k-feldspato e plagioclásio. O xisto é formado, principalmente, por muscovita, quartzo e biotita. As texturas observadas são lepidoblástica, granoblástica e, pontualmente, porfiroblástica. A muscovita apresenta-se como um mineral secundário formando coroas de alteração na biotita ou substituindo-a por completo, indicando metamorfismo retrógrado. Possui uma foliação do tipo xistosidade, definida pela orientação das micas. O metarenito é formado basicamente por quartzo, mas apresenta cristais de biotita e muscovita nos interstícios dos grãos. As texturas observadas são a nematoblástica e lepidoblástica. Os cristais de quartzo apresentam-se orientados, recristalizados e com extinção ondulante. A biotita aparece como produto de alteração da muscovita e, pontualmente, pode gerar sombras de pressão. A foliação observada é do tipo xistosidade, e sobreposta a ela estão impressas microdobras com eixo ortogonal.

Os resultados geocronológicos obtidos até o momento através análises U/Pb em zircão, foram adquiridos a partir de amostras do gnaisse de composição tonalítica pertencente ao Complexo Gnáissico Chiquitania. Foram analisados nove cristais de zircão, que forneceram uma idade concórdia de 1685.0 ± 4.9 Ma, que corrobora com as idades de cristalização pré-existentes. Também foram obtidas idades próximas de 1.0 Ga e 1.3 Ga, que podem estar relacionadas aos eventos metamórficos que afetaram a rocha.

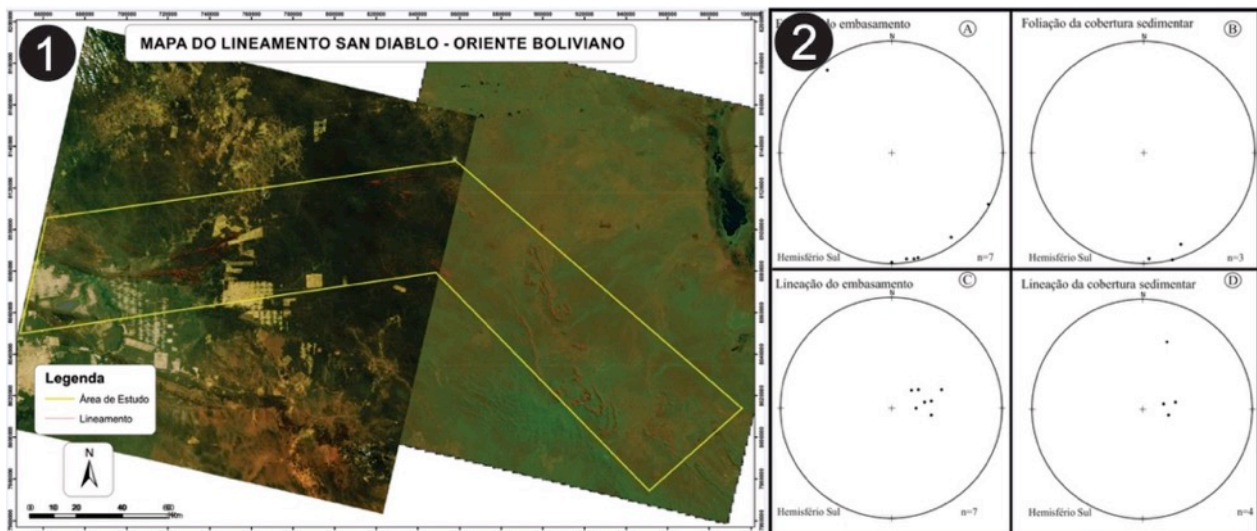


Figura 1 - (1) Mapa do Lineamento San Diablo, com detalhe para a área de estudo em sua totalidade, e para os lineamentos que definem a morfologia da região. (2) Diagramas de pólos de foliação e lineação das rochas do embasamento pré-Cambriano do oriente boliviano e das rochas metareníticas da cobertura sedimentar do Grupo Sunsás. (2.A) Diagrama de pólos da foliação do embasamento. (2.B) Diagrama de pólos da foliação da cobertura sedimentar. (2.C) Diagrama de pólos da lineação do embasamento. (2.D) Diagrama de pólos da lineação das rochas metareníticas da cobertura sedimentar.

Conclusões

O Lineamento San Diablo não pode ser considerado uma estrutura tectônica resultante da colisão entre os Terrenos Paraguá e San Pablo, já que as rochas do embasamento que afloram tanto a norte quanto a sul do LSD, pertencem ao Complexo Gnáissico Chiquitania. As idades de cristalização dessas rochas, assim como as idades de cristalização das rochas do Complexo Granulítico Lomas Maneches, também são um indicativo de que ambos os complexos foram gerados no mesmo intervalo de tempo. Sendo assim, juntamente com a análise de dados estruturais e a descrição petrográfica, é possível definir que o LSD trata-se estrutura tectônica de natureza transpressiva, relacionada a movimentação direcional/transcorrente com um componente oblíquo, durante as Orogenias San Ignacio em 1.7 Ga e Sunsás em 1.0 Ga, sendo o evento mais jovem de caráter destrá.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica Guaporé, à Secretaria de Pós-graduação em Geociências – UFMT, e à Sociedade Brasileira de Geologia.

Referências

- Bettencourt J.S., Leite Jr. W.B., Ruiz A.S., Matos R., Payolla B.L., Tosdal R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1):2846.
- 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 Paragua Block. *Precambrian Research*, 139:121-146.
- Litherland, M., Annells, R.N., Appleton, J.D., Berrange, 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’Conner, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C., 1986. The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield, 9. British Geological Survey, Overseas Memoir, p. 153.
- Litherland, M., Annells, R.N., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Mitchell, W.I., O’Conner, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C., 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Res.* 43, 157–174.
- 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, *Geologia USP. Série Científica* 9, 89–117.
- Pitfield P.E.J. (1979). The geology and mineral potential of the Las Petas-San Matias area. In *Proyecto Precambrico. Fase 1: 1976-1979. Misión Geologica Británica/Servicio Geológico de Bolivia, Santa Cruz de la Sierra, Bolivia. Informe* 4,26p
- Ruiz, A.S., 2005. Evolução geológica do sudoeste do Craton Amazônico, região limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso. Tese de Doutorado, Universidade do Estado de São Paulo, UNESP-Rio Claro, SP, Brasil, p. 260.
- Saes, G., Fragoso-Cesar, A. R.S. Acreção de Terrenos Mesoproterozóicos no SW da Amazônia. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, 1996, Salvador - BA. *Boletim de Resumos*, 1996. p. 124-126. (pág 69 - volume 6).

CARTOGRAFIA GEOLÓGICA DA REGIÃO DE LAGAMAR, MINAS GERAIS

Oliveira, G.N.R.^{a1}; Brandi, T.D.^{a2}; Campos, J.E.G.^{a3}

^a Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Campus Darcy Ribeiro

¹ gneiva.geo@gmail.com; ² td.brandi@hotmail.com; ³ eloi@unb.br

Resumo

Na região sudoeste da cidade de Lagamar, estado de Minas Gerais, ocorrem rochas correlacionáveis às formações Retiro, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Morro do Calcário e Serra da Lapa do Grupo Vazante e rochas das formações Serra da Saudade e Lagoa Formosa do topo do Grupo Bambuí. O contato entre os grupos Vazante e Bambuí é tectônico, representado por empurrão regionale entre as formações é marcado por interdigitações laterais das fácies.

Introdução

A região estudada está inserida na Folha Lagamar (1:100.000) apresenta ampla importância econômica uma vez que hospeda minas de zinco e fosfato, pedreiras de dolomito e calcário, garimpos de diamante, além de potencial para outras ocorrências minerais (areia, filito, etc).

Recentemente a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Rodrigues *et al.* 2013) publicou a carta geológica da Folha Lagamar, entretanto a verificação de campo mostrou que ainda permanecem inúmeras controvérsias com relação às unidades mapeadas.

Desta forma o objetivo de presente trabalho é apresentar nova proposta de mapa geológico para a porção sudoeste da Folha Lagamar, apresentando os critérios utilizados na cartografia, além de discutir o contexto deposicional de cada unidade.

Materiais e Métodos

Para o desenvolvimento do trabalho foram aplicadas as técnicas tradicionais de estudo geológico, incluindo avaliação dos trabalhos anteriores desenvolvidos na região, trabalho de campo com descrição de litofácies e avaliação das associações de fácies, aplicação de técnicas de integração de dados de imagens orbitais, dados aerogeofísicos e dados de campo. A carta final foi confeccionada com auxílio do software ArcGis.

Resultados e Discussão

A Figura 1 mostra em escala reduzida o mapa geológico da porção sudoeste da Folha Lagamar. Na região o contexto geológico é integrado pela seção basal do Grupo Vazante e do topo do Grupo Bambuí (Dardenne 1978 e 2000).

Dentre os critérios utilizados para a discriminação das unidades destacam-se: descrição petrográficas das litofácies que compõem cada unidade geológica, relevo típico associado, composição dos solos, cobertura vegetal, além da correlação das feições aerogeofísicas (gamaespectrometria e magnetometria).

A descrição das unidades mapeadas é apresentada a seguir:

Grupo Vazante

Formação Retiro - representada por diamictitos recobertos por fosforitos laminados (fosfolutito e fosfarenito fino), siltitos maciços e localmente ritmitos. Os diamictitos apresentam clastos de granitos, quartzitos, siltitos, gnaisses e silexito. Esta unidade é depositada em um contexto glaciogênico, com fácies de ruditos associados a base de geleiras e lutitos de caráter glaciomarinho.

Formação Rocinha - caracterizada por fácies eminentemente pelíticas, com siltitos argilosos, folhelhos com cor de alteração rosada e amarelada. Localmente ocorre muscovita detrítica no plano de acamamento e localmente foram observadas fácies de silexitos formados pela total substituição de lentes de carbonato. As lentes de silexito são mais comumente observadas ao longo do contato tectônico entre a esta unidade e a Formação Lagoa Formosa.

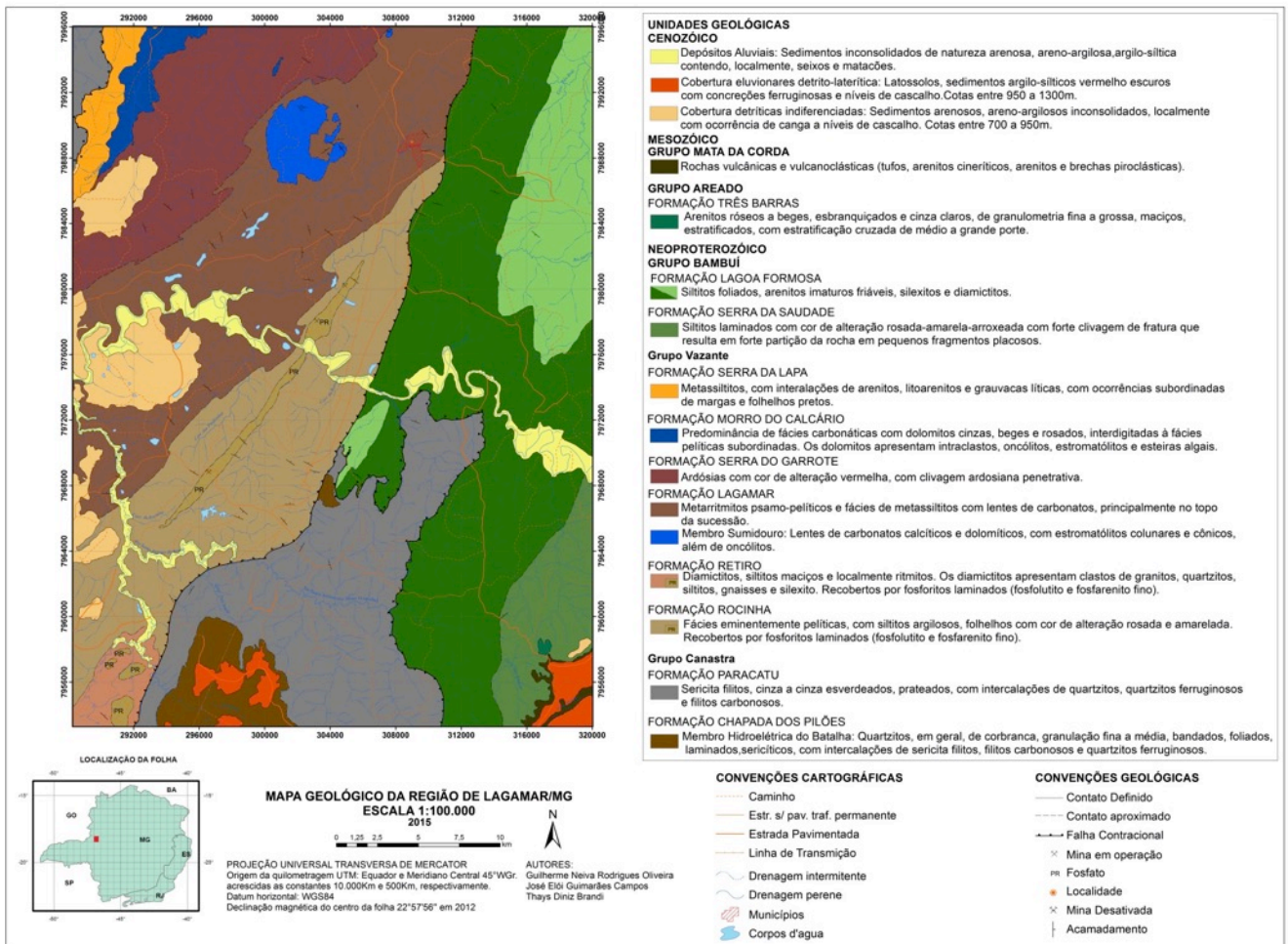


Figura 1 - Mapa geológico da porção sudoeste de Lagamar, MG.

No topo desta unidade ocorrem os fosforitos das minas de Rocinha (principalmente fosfarenitos) e Lagamar (amplo domínio de fosfolutitos). A deposição é interpretada como plataformal de águas rasas devido à presença de carbonatos e fosfarenitos intraclásticos. O relevo associado a esta unidade é aplainado, com padrão suave ondulado e se distribui em cotas mais baixas.

Formação Lagamar - constituída por metarritmitos psamo-pelíticos e fácies de metassiltitos com lentes de carbonatos, principalmente no topo da sucessão. As lentes de carbonatos são calcíticas e dolomíticas, com estromatólitos colunares e cônicos, além de oncólitos. As fácies carbonáticas são inseridas no Membro Sumidouro.

Formação Serra do Garrote - composta por um espesso pacote homogêneo de ardósias com cor de alteração vermelha, com clivagem ardósiana penetrativa. Trata-se de depósitos típicos de águas marinhas profundas com lâmina d'água abaixo da atuação de ondas. O relevo da região de ocorrência desta formação é elevado, intensamente dissecado, com padrão ondulado a forte ondulado.

Formação Morro do Calcárioo - predominância de fácies carbonáticas com dolomitos cinzas, beges e rosados, interdigitadas à fácies pelíticas subordinadas. Os dolomitos apresentam intraclastos, oncólitos, estromatólitos e esteiras algais. A deposição é atribuída a plataforma rasa em condições de águas sob influência contínua de marés e ondas. O relevo apresenta padrão ondulado com morros isolados de dolomitos.

Formação Serra da Lapa - constituída de metassiltitos, com interalações de arenitos, litoarenitos e grauvacas líticas, com ocorrências subordinadas de margas e folhelhos pretos. A sedimentação é interpretada como associada a fluxos de turbidez diluídos em condições de quebra

de talude até águas profundas. Relevo de padrão ondulado e dissecado marca o modelado geomorfológico desta unidade.

Grupo Bambuí

Formação Lagoa Formosa - composta por siltitos foliados, arenitos imaturos friáveis, silexitos e diamictitos. Os diamictitos ocorrem na forma de lentes interdigitadas aos siltitos e apresentam clastos arredondados e esféricos de quartzitos de natureza distinta com tamanhos de milímetros a ter maior que 50 cm. Os siltitos podem ser amostrados em blocos, mesmo quando alterados, e esta feição permite sua distinção dos siltitos observados na Formação Serra da Saudade. Os arenitos ocorrem na forma de lentes e são mal selecionados, grossos e maciços. A deposição desta unidade é interpretada como produtos de correntes de turbidez que variam de coesivas a diluídas.

Formação Serra da Saudade - formada por siltitos laminados com cor de alteração rosada-amarela-arroxeadada com forte clivagem de fratura que resulta em forte partição da rocha em pequenos fragmentos placosos. A natureza eminentemente detrítica desta unidade é marcada pela ausência de carbonatos e pela presença de muscovita detrítica no plano de acamamento. A sedimentação é típica da plataforma externa com agradação de material pelítico.

O relevo tende a rebaixar quando se migra da Formação Lagoa Formosa em direção à Formação Serra da Saudade.

Considerações Finais

A discriminação das unidades cartografadas é facilitada pela associação das seguintes propriedades: tipos petrográficos, padrão de relevo associado, cor de alteração das rochas e feições dos solos (quantidade de quartzo de veio que ocorre nos horizontes superficiais).

As condições de deposição do Grupo Vazante proporcionam a existência de ambientes de águas rasas e águas profundas, lado a lado, mostrando que a paleogeografia da bacia apresentava fisiografia com variação lateral desde plataforma interna a externa até talude e condições batiais/abissais.

A Formação Lagoa Formosa do Grupo Bambuí representa unidade de ocorrência restrita e é associada a fluxos de detritos subaquosos, controlados pelo relevo decorrente do início da deformação regional da Faixa Vazante no brasileiro.

Referências

- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Congr. Bras.Geol., 30.Recife, 1978.Anais..., Recife, SBG. v. 2. p. 597-610.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasilia Fold Belt.In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. Campos D.A. (edt). Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro. p. 231-263.
- Oliveira, F.A.R; Silva, M.A.; Pinho, J.M.M.; Tuller, M.P. 2013. Mapa geológico da Folha Lagamar (SE.23-Y-A-III). MME. SGM TM. Serviço Geológico do Brasil.

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA E ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DO COMPARTIMENTO SETENTRIONAL DA FAIXA VAZANTE, NORTE DE PARACATU (MG)

Arruda, J. A. A. C. de¹; Botura Neto, B. ²; Danderfer, A. ³; Mendes, P. S. T. ¹

¹Graduação em Engenharia Geológica do Departamento de Geologia – Universidade Federal de Ouro Preto, jessica.arruda.geo@gmail.com; ²Votorantim Metais; ³ Departamento de Geologia – Universidade Federal de Ouro Preto

Resumo

O Grupo Vazante ocorre no setor setentrional da faixa Brasília, representado por uma espessa sucessão pelito-carbonática de ambiente marinho. Nessa unidade ocorrem diversos depósitos de Zn, estratiformes e controlados por falha, onde se destacam Vazante, Morro Agudo, Ambrósia e Fagundes. O comportamento litoestrutural das rochas que o compõe foi investigado em uma área de aproximadamente 50 km², imediatamente a norte da cidade de Paracatu-MG. O mapeamento de detalhe demonstrou que a área possui uma sequência estratigráfica singular que difere da coluna descrita em trabalhos realizados no setor meridional da faixa Vazante. Entre as características marcantes é importante citar a ausência da Formação Serra do Poço Verde. Os litotipos aflorantes apresentam deformação polarizada para leste, com a diferença de competência entre as unidades controlando o estilo deformacional.

Introdução

Delimitada a leste pelo Grupo Bambuí e a oeste pelo Grupo Canastra, o Grupo Vazante compreende uma faixa de aproximadamente 250 km de extensão e 25 km de largura. As rochas metassedimentares presentes encontram-se orientadas na direção N-S e são caracterizadas por uma vergência para WSW, além de um baixo grau de deformação. Dardenne (2000, 2001) descreve o comportamento estrutural e estratigráfico em âmbito regional e define da base para o topo as seguintes sequências: a) argilo-carbonática, incluída nas formações Santo Antônio do Bonito, Rocinha, Lagamar e Garrote; b) dolomítica, nas formações Serra do Poço Verde, Morro do Calcareo e Serra da Lapa. Tendo em vista que esse trabalho foi feito em uma escala 1:25.000 (detalhe) foi observado que a região norte, marcada por ocorrências minerais, possui uma sequência estratigráfica que se difere da proposta no trabalho de Dardenne (2000), as particularidades da área são: a) presença de lentes de metarenito com presença de sulfetos e metaritmios - na Formação Serra do Garrote; b) omissão da Formação Serra do Poço Verde; c) presença de intercalações de metarenito e metapelito - na Formação Serra da Lapa. A estruturação principal do Grupo Vazante é complexa e está relacionada a esforços tectônicos rasos com vergências para leste. Dardenne (2000) destaca que as unidades pelíticas apresentam comportamento reológico plástico que é evidenciado pela acomodação da deformação em dobras isoclinais e falhas de baixo ângulo, enquanto os dolomitos comportam-se como blocos rígidos, formando dobras suaves e fraturas espaçadas.

Materiais e Métodos

Este trabalho envolveu inicialmente a revisão bibliográfica dos diversos temas da geologia do Grupo Vazante. Os trabalhos de campo permitiram reconhecer, caracterizar e medir os diversos elementos estruturais ao longo do segmento estudado. Mapas topográficos, imagens de satélite, GPS e fotografias aéreas auxiliaram na navegação em campo. Em seguida foram confeccionados mapas temáticos através do software ArcGis para auxiliar na interpretação da região. A construção de perfis geológicos foi feita transversal ao *trend* estrutural (E-W), assim com os perfis de detalhe foi realizado uma avaliação mais precisa. As medidas estruturais foram tomadas em trama com bússola tipo Brunton. As descrições de testemunhos de sondagens rotativas diamantadas permitiram averiguar o posicionamento e a natureza estrutural dos contatos entre unidades não aflorantes. Estudos de lâminas delgadas auxiliaram na caracterização mineralógica e microestrutural das rochas aflorantes e extraídas de testemunhos.

Resultados e Discussão

A área mapeada é composta pelas formações Serra do Garrote, Morro do Calcáreo e Serra da Lapa, dispostos assim da base para o topo (Figura 1).

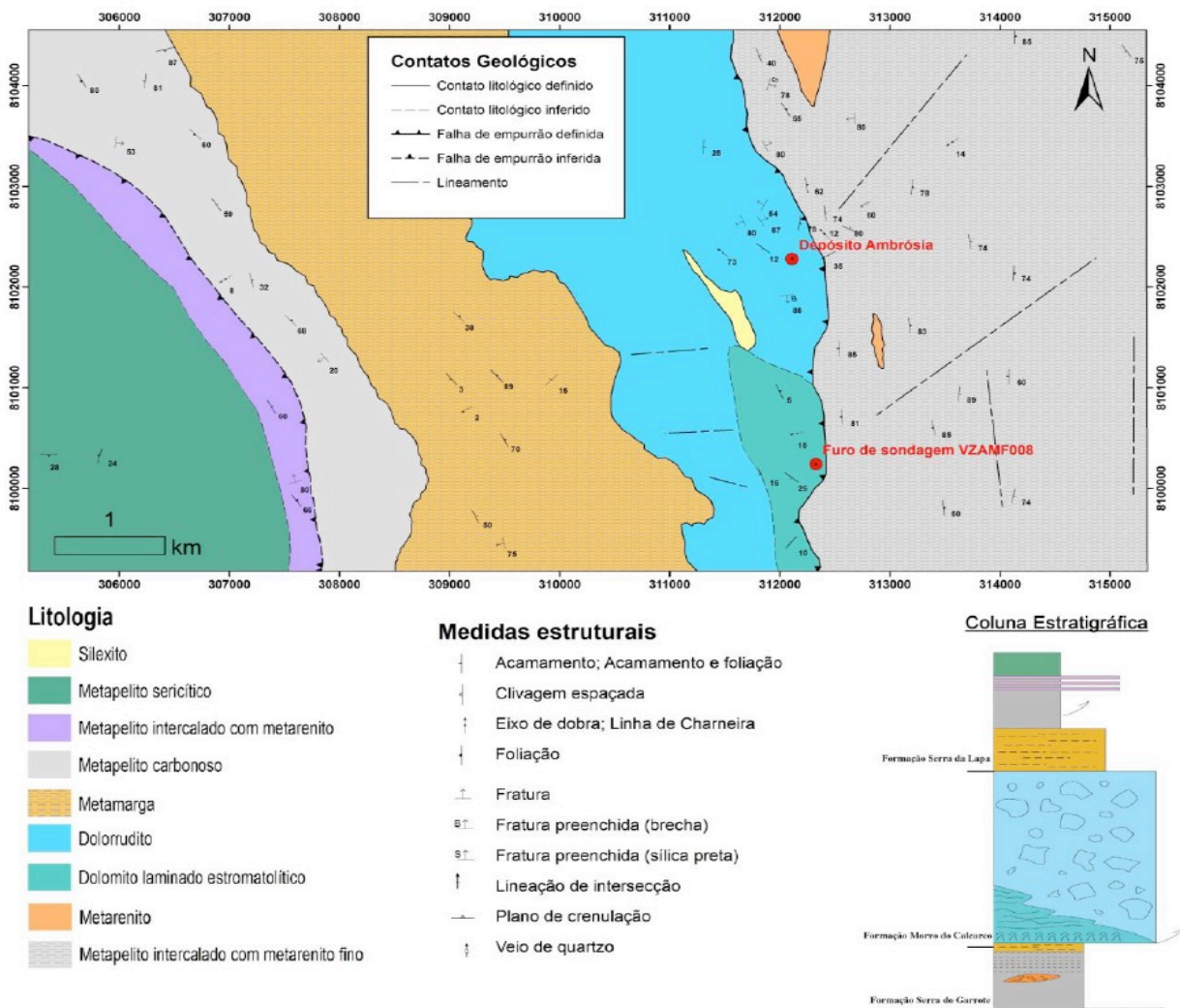


Figura 1 - Mapa preliminar da área de estudo em escala 1:25.000.

A Formação Serra do Garrote é definida por um extenso pacote de metapelitos, às vezes rítmicos, carbonosos e piritosos, com intercalações de lentes de metarenito ricos em sulfeto. A Formação Morro do Calcáreo é caracterizada pela presença de laminações planas (biohermas), por vezes convolutas, lentes de estromatólitos colunares, dolarenitos e espessa camada de doloruditos que evidenciam a existência de uma falha sin-deposicional de intensa atividade durante a formação e preenchimento da bacia. Por fim a Formação Serra da Lapa é marcada por um espesso pacote de metamargas e metapelitos carbonosos, com intercalações de lentes de metarenitos, metassiltitos sericítico. Nota-se que a Formação Serra do Poço Verde não está presente nesta região, que pode ser explicada por duas hipóteses: a) por se tratar de uma bacia diferenciada da que abriga a mina de Vazante ; b) por se tratar de omissão de camadas por falhas.

Devido ao comportamento reológico singular de cada unidade estratigráfica, a deformação é representada por diferentes estruturas geológicas: a Formação Serra do Garrote é marcada por um comportamento dúctil-rúptil através de uma sequência de dobras cerradas, com eixos de orientação NS e NW, foliações metamórficas verticalizadas, poucos veios de quartzo e falhas de cavalgamento de baixo ângulo que faz com que os estratos da mesma unidade cavalguem uns sobre os outros. Já a

Formação Morro do Calcáreo possui um comportamento rúptil, caracterizado pela grande quantidade de fraturas (algumas preenchidas por sílica) em diversas ordenações. Todavia as fraturas de direção 86° e mergulho de 82° são mais frequentes e sugerem controlar a percolação dos fluidos hidrotermais uma vez que as mineralizações de zinco e chumbo no depósito de Ambrósia estão alinhadas a essas direções, assim sugere-se que os níveis mineralizados em Zn-Pb são controlados por estruturas típicas de depósito tipo *Mississippi Valley Type*. Em adição, laminações nas rochas carbonáticas marcam dobras abertas com eixos N-S e E-W. Por fim as rochas da Formação Serra da Lapa comportam-se de forma dúctil-rúptil com deformação acomodada por dobras cerradas com eixo NS, falhas interestratais, boudins e clivagens espaçadas. Uma falha de cavalgamento faz-se presente através da faixa alforante desta formação.

Através do estudo do furo de sondagem VZAMF008, a sequência estratigráfica observada em superfície foi confirmada e a presença de brecha de falhas na região do contato entre as formações Serra do Garrote e Morro do Calcáreo, caracterizam um contato tectônico entre elas. Enquanto o contato entre as formações Serra da Lapa e Morro do Calcáreo foi observada apenas em campo e sugere-se que seja gradacional.

Conclusões

A região é marcada por uma sequência de deformações sobrepostas de características compressionais e distensionais, porém o destaque são para as feições desenvolvidas em um regime *de Fold Thrust Belt*, relacionado ao encurtamento regional da faixa Brasília. O contato entre as duas formações basais é tectônico, subvertical, sugerindo e deve ter controlado a percolação de fluidos hidrotermais durante uma fase extensional, pré-inversão da bacia.

Agradecimentos

À Votorantim Metais e a Universidade Federal de Ouro Preto pelo apoio financeiro e pelas discussões que em muito acrescentaram neste trabalho.

Referências

- Dardenne M.A. 2000. The Brasilia fold belt. In: U.G. Cordani, E. G. Milani, A. Thomaz Filho e D.A. Campos (eds.), *Tectonic evolution of South America*, p. 231-263.
- Dardenne M.A. 2001. *Lithostratigraphic sedimentary sequences of the Vazante Group*. In: Misi, A., Teixeira, J.B. (eds.) *Proterozoic base metal deposits of Africa and South America*. CNPq/UNESCO/IUGS, p. 48-5

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS STOCKS ALCALINOS DA REGIÃO DA FAZENDA MATÃO- MUNICÍPIO DE PORTO MURTINHO-MS

Moreira, J.S.^{1,4,5}, Ruiz, A.S.^{3,4,5}, Sousa, M.Z.A.^{2,4,5}, Matos, J.B.^{2,4,5}, Soares, M.A.¹.

¹ Curso de graduação em Geologia-UFMT, moreirageologia@gmail.com; ² Departamento de Recursos Minerais-ICET/UFMT; Departamento de Geologia Geral-ICET/UFMT ³ Grupo de Pesquisa de Evolução Crustal Guaporé⁴; Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazonia-GEOCIAM⁵.

Resumo

A Província Alcalina Alto Paraguai é caracterizada por corpos circulares e por stocks alojados em rochas pré-cambrianas do Bloco Rio Apa, sul do Cráton Amazônico. Apesar das ocorrências de rochas alcalinas serem bastante estudadas no lado paraguaio, em território brasileiro há poucas informações sobre as mesmas. O propósito deste trabalho é contribuir para entendimento da evolução magmática desta província alcalina, por meio da caracterização geológica e petrográfica de um corpo intrusivo situado na Fazenda Matão, em Porto Murtinho.

Introdução

As rochas alcalinas são conhecidas por apresentarem complexidade em sua composição mineralógica e suas relações com as estruturas regionais instigam a atenção de pesquisadores que buscam compreender seus eventos e suas características ainda pouco estudadas. A partir disso, faz-se importante uma investigação mais detalhada de suas evidências na plataforma sul-americana que abrangem o leste do Paraguai divisa com o sudoeste com o Brasil.

Segundo Gomes *et al.* 2013, a ocorrência de rochas alcalinas na região de Mato Grosso do Sul – Paraguai foi caracterizada em seis províncias com idade variando entre Permo-Triássico e Eoceno, são elas: Rio Apa, Amambay, Central, Missiones, Assunção e Alto Paraguai (Figura 1).

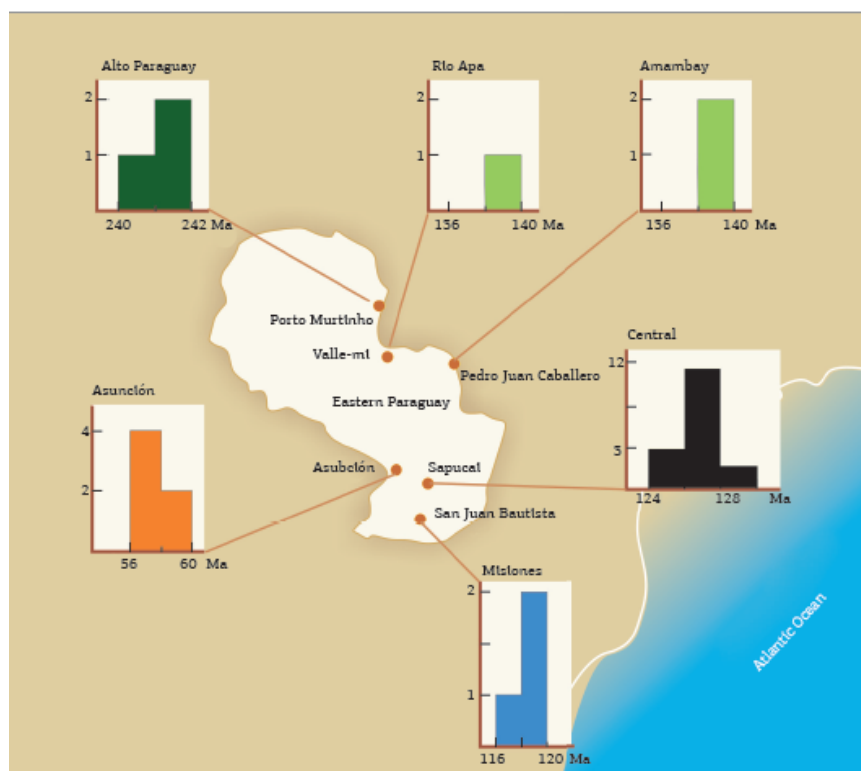


Figura 1 - Províncias Alcalinas no Paraguai: 1. Alto Paraguai; 2. Rio Apa; 3. Amambay; 4. Central; 5. Missiones; 6. Asunción (Gomes *et al.* 2013).

Gomes *et al.* (2013) definiram cinco principais eventos magmáticos alcalinos no leste da República do Paraguai e Bacia do Paraná, que datam do final do Paleozoico até o início do Cenozoico. As rochas mais antigas são do Permo-Triássico (241 Ma) e se encontram na Província Alcalina Alto Paraguai enquanto as províncias Rio Apa, Amambay (139 Ma), Central (126 Ma), Misiones (118 Ma) correspondem ao Cretáceo Inferior. A ocorrência mais nova registrada (Terciário) se apresenta nas vulcânicas de Assunção (59 Ma).

Materiais e Métodos

Para a realização deste trabalho foram descritas lâminas delgadas confeccionadas no Laboratório de Laminação e para isso utilizou-se o microscópio petrográfico binocular Olympus, modelo BX41, do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso (DRM/UFMT).

Para a obtenção das fotomicrografias de seções delgadas foi empregada uma câmera digital (modelo *Infinity1*) acoplada ao microscópio.

Resultados e Discussão

A intrusão da Fazenda Matão corresponde a um *stock* alojado em rochas do Granito Serra Verde que está parcialmente recoberto por sedimentos inconsolidados da Formação Pantanal. Macroscopicamente, caracteriza-se como rocha maciça, mesocrática, de textura porfírica com fenocristais brancos a rosa de feldspato alcalino pseudomorfizados para analcima, de dimensões em torno de 20 mm, imersos em matriz fina a muito fina de cor verde-escura a preta (Figura 2).

Opticamente, os fenocristais de Feldspato Alcalino parcialmente substituídos por analcima são poiquilíticos, euédricos, de hábito tabular, isotrópicos, intensamente turvos e com expressivas fraturas preenchidas por cancrinita (Figura 3). A matriz é formada por cristais menores de analcima, feldspato alcalino, anfibólio, apatita, titanita e minerais opacos, tendo uma paragênese de alteração e metassomatismo representada por grande quantidade de perovskita, clorita e calcita (Figura 4).

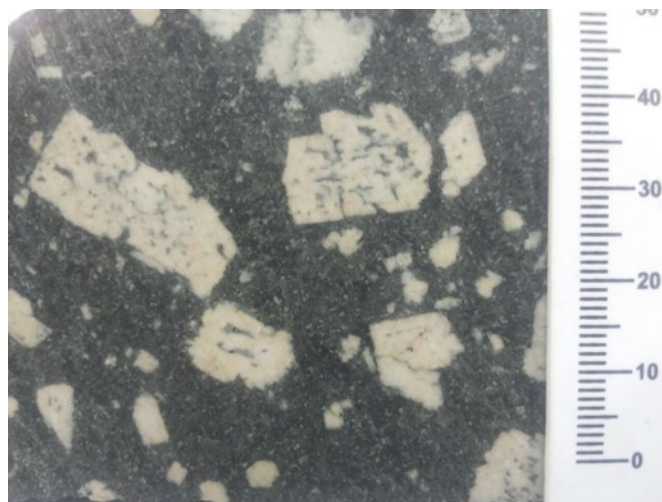


Figura 2 - Fotografia de amostra de mão de fenocristais de analcima.

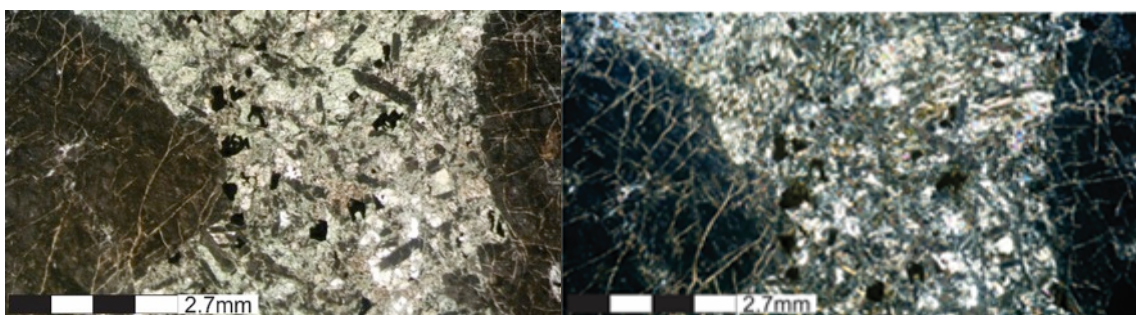


Figura 3 - Fotomicrografias ilustrando textura porfírica com fenocristais de feldspato alcalino parcialmente substituídos por analcima. Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita.

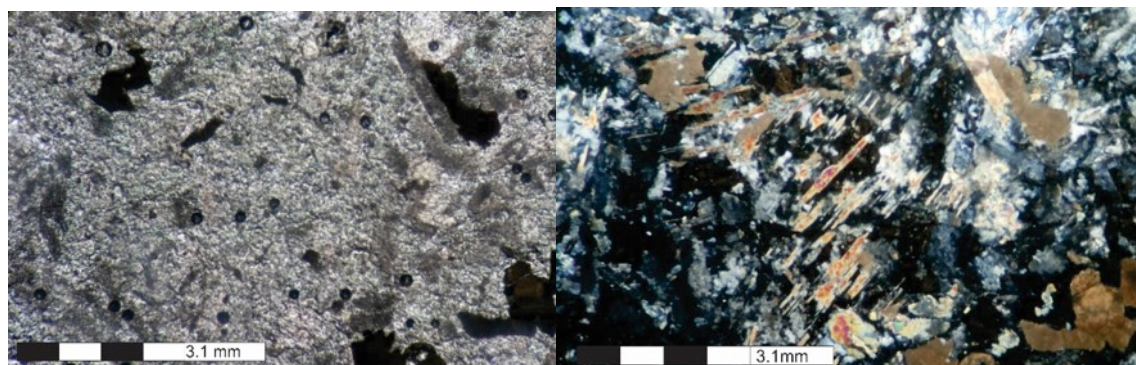


Figura 4 - Fotomicrografias ilustrando matriz com cristais de perovskita e cancrinita. Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita.

Conclusões

O estudo de campo e petrográfico permitiram classificar a ocorrência de rochas alcalinas da Fazenda Matão como um *stock* formado por rocha classificada como fonolito porfírico. Adicionalmente, é nítida a atuação de importantes processos metassomáticos/hidrotermais evidenciados pela grande quantidade de perovskita, cancrinita, clorita e calcita. Considerando a proximidade geográfica e os aspectos de campo e petrográficos, sugere-se que se trata de uma intrusão da Província Alcalina Alto Paraguay, no entanto, necessita-se de dados geocronológicos para consubstanciar sua definição temporal e perfeito enquadramento nessa unidade.

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio financeiro oferecido pelo GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia) e ao Grupo de Pesquisa Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé.

Referências

- Velazquez V.F. 1996. Província Alcalina Alto Paraguai: características petrográficas, geoquímicas e geocronologia. Tese Doutorado IGUSP. In São Paulo.
- Lacerda Filho, J.V.; Correia De Brito, R. S.; Rodrigues Valente, C.; Cavalcante De Oliveira, C.; Silva, M. G.; Moreton, C. C.; Martins, E. G.; Lopes, R. C.; Muniz Lima, T.; Larizzatti, J.H.; Valente, C. R.; 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*, CPRM/SICME.
- Gomes, C. B.; Comin-Chiaromonti, P.; Velazquez, V.F. 2013. A synthesis on the alkaline magmatism of Eastern Paraguay. *Rev. Bras. Geoc.*,43:2-6.

REVISÃO ESTRATIGRÁFICA DAS UNIDADES SUPERIORES DO SEGMENTO E-W DA FAIXA PARAGUAI: LITOESTRATIGRAFIA, QUIMIOESTRATIGRAFIA (C e Sr) E GEOCROLOGIA (U-Pb), MATO GROSSO, BRASIL.

Souza, S.C.R.¹. & Alvarenga, J.C.S.²

¹Instituto de Geociências–Universidade de Brasília-UnB, samillesouza.geo@gmail.com; ²Instituto de Geociências–Universidade de Brasília-UnB

Resumo

A Faixa Paraguai apresenta diversas interpretações/controvérsias quanto sua evolução. Para melhor posicionar seus depósitos superiores, realizou-se revisão estratigráfica, considerando literatura disponível, levantamento litoestratigráfico, quimioestratigráfico (C e Sr) e geocronológico (U-Pb). No segmento E-W da faixa, arredores de Planalto da Serra-MT, afloram pelitos carbonáticos/calcários estromatolíticos da Formação Pacu, topo do Grupo Araras; seguido de diamictitos-ritmitos sobre limite bem marcado da base da Formação Serra Azul, limitada acima pelos arenitos-pelitos da Formação Raizama (Ciclos A-D) e ao topo arcóseos-pelitos da Formação Diamantino, Grupo Alto Paraguai. A Formação Pacu apresenta $\delta^{13}\text{C}$ de +6.5‰ a +8.9‰ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7087-0.7088. Valores $\delta^{13}\text{C}$ são distintos daqueles encontrados no restante do Grupo Araras. Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, analisadas na curva global marinha de razões isotópicas de Sr, apresentam valores compatíveis ao final do Ediacarano, embora a Formação Pacu esteja estratigraficamente abaixo da Formação Serra Azul, correlata a Glaciação Gaskiers (582Ma). Idades U-Pb em zircões detríticos mostram mudanças de áreas fontes da Formação Diamantino, indicando inversão de fonte de norte-noroeste para leste-sudeste.

Introdução

A Faixa Paraguai, contém registros dos eventos glaciais globais Neoproterozóicos, incluindo sedimentação que avançou até o limite Neoproterozóico-Cambriano Inferior (Nogueira *et al.*, 2003, 2007a; Figueiredo *et al.*, 2004, 2008, 2011; Alvarenga *et al.*, 2007, 2008; Dantas *et al.*, 2009; McGee *et al.*, 2015a,b). Trabalhos geológicos apresentam a complexidade dos processos que ocorreram neste período, originando diversas interpretações/controvérsias quanto sua evolução. Portanto, revisão estratigráfica no segmento E-W da faixa, arredores de Planalto da Serra-MT, associado ao levantamento litoestratigráfico, quimioestratigráfico (C e Sr) e geocronológico (U-Pb), provaram ser ferramentas importantes para correlações em escala regional/global.

Materiais e Métodos

Os dados foram tratados nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília-UnB. Foram realizadas análises texturais/composicionais via microscopia óptica, além de análise química em microsonda. Isótopos de C e O foram obtidos no *Delta V Advantage* conectado a *Gas Bench II*. Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram medidas em espectrômetro MC-ICP-MS *Neptune Thermo*. Apenas os resultados dos isótopos de C e Sr foram aplicados na correlação estratigráfica e no estudo paleoambiental e paleoclimático. Idades U-Pb em zircões detríticos foram determinadas via LA-MC-ICP-MS.

Resultados e Discussão

A Formação Pacu, topo do Grupo Araras, é representada por laminito (*Fácies Lm*) e argilito carbonático/silicificado laminado (*Fácies Fl*), *Fácies Argilosa* (base), de ambiente marinho raso a transicional, seguido de calcários estromatolíticos (*Fácies Ls*), *Fácies Carbonática* (topo), de

plataforma carbonática rasa. Dados $\delta^{13}\text{C}$, +6.5‰ a +8.9‰, diferem dos encontrados no restante deste grupo. Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são semelhantes, entre 0.7087-0.7088 e, quando lançadas na curva global marinha de variação isotópica de Sr (Halverson *et al.*, 2007b, 2010) indicam idade pós Glaciação Gaskiers. Ponderando recobrimento desses calcários pelos diamictitos correlatos a esta glaciação, se esperaria idade superior a 582Ma.

A Formação Serra Azul, base do Grupo Alto Paraguai, individualizada em: ‘Unidade A’ (base), preenchida por diamictitos maciços (*Fácies Dm*) depositados por *rain-out* em ambiente glácio-marinho raso a transicional e; ‘Unidade B’ (intermediária/topo), formada por siltitos-ritmitos ondulados/retrabalhados por ondas. A transição Unidade A-B sugere interrupção da influência glacial, passando para ambiente marinho profundo influenciado por ondas. O contato superior, descrito como gradacional (Figueiredo *et al.*, 2004, 2008; Alvarenga *et al.*, 2007), é proposto como brusco (Seção 1), definido por banco de arenito que marca a base da Formação Raizama. Idades U-Pb 619 e 593Ma, a correlacionam com depósitos glaciais Ediacaranos, possivelmente contemporâneos a Glaciação Gaskiers (582Ma). Estas idades associadas a Sm-Nd T_{DM} (Figueiredo, 2010) sugerem o Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 1999, 2004) como área fonte.

A Formação Raizama foi individualizada em ciclos (Ciclos A-D) na região de Planalto da Serra, já na região de “Sete Placas” os afloramentos descontínuos dificultaram individualização. Compõem-se de intercalações rítmicas de pelito-arenito retrabalhados/truncados por estrutura de onda e com *hummockys*, em *shoreface* inferior dominado por onda e tempestade. Idades U-Pb 888 e 967Ma não representam idade de deposição, considerando que esta formação é mais jovem que a Formação Serra Azul. Tais idades indicam que os sedimentos seriam provenientes em parte do Cráton Amazônico e região do Maciço de Goiás e Faixa Brasília.

Na Formação Diamantino, região de Planalto da Serra, siltitos laminados recobrem a Formação Raizama. Na região de “Sete Placas”, pelitos avermelhados micáceos e arenitos com marcas de ondas simétricas, passam para siltitos/pelitos e arcóseos com mais de 5000m de espessura. Idades U-Pb 567 e 694Ma sugerem que a deposição no Grupo Alto Paraguai se estendeu até o Cambriano Inferior. Estas idades associadas a Sm-Nd T_{DM} (Dantas *et al.*, 2009) indicam mudança de fonte mais antiga a norte-noroeste, Cráton Amazônico, para fonte mais jovem a leste-sudeste, Maciço de Goiás e Faixa Brasília, inferindo inversão tectônica da bacia.

Conclusões

- A Formação Pacu exibe $\delta^{13}\text{C}$ e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ distintos dos encontrados no restante do Grupo Araras. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comparadas as demais encontradas neste grupo mostram evolução para águas com razões isotópicas de Sr mais radiogênicas. A curva global marinha de razões isotópicas de Sr coloca os valores como pós Glaciação Gaskiers, entretanto o posicionamento estratigráfico logo abaixo da unidade considerada correlata a esta glaciação, sugere reavaliação/ampliação do banco de dados para melhor calibração temporal desta curva.

- O contato basal da Formação Serra Azul com o topo da Formação Pacu é discordante e bem marcado em campo. Enquanto que o contato superior com a base da Formação Raizama, descrito como gradacional na região de Marzagão (sessão tipo), se apresenta claramente como tipo brusco na região de Planalto da Serra (área de estudo).

- A Formação Raizama, na região de Planalto da Serra, possui boa continuidade estratigráfica, o que permitiu na “Seção 1” individualizá-la em quatro grandes ciclos (Ciclos A-D).

- Idades U-Pb em zircões detríticos da Formação Diamantino confirmam mudança de área fonte, sugerindo que a fonte principal desses sedimentos derivou de leste-sudeste, regiões do Maciço de Goiás e da Faixa Brasília, corroborando com a hipótese de inversão tectônica da bacia.

Agradecimentos

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília-Unb, PETROBRÁS e CAPES.

Referências

- Alvarenga, C.J.S.; Figueiredo, M.F.; Babinski, M. & Pinho, F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay Belt): evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **23**: 236-241.
- Alvarenga, C.J.S.; Dardenne, M.A. *et al.* 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonate in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, **13**: 469-479.
- Dantas, E.L.; Alvarenga, C.J.S.; Santos, R.V. & Pimentel, M.M. 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. *Precambrian Research*, **170**: 1-12.
- Figueiredo, M. F. 2010. Quimiestratigrafia isotópica (C, O, S e Sr), Geocronologia (Pb-Pb e K-Ar) e Proveniência (Sm-Nd) das rochas da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. Tese (Doutorado). São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Figueiredo, M.F.; Babinski, M.; Alvarenga, C.J.S.; Pinho, F.E.C. 2004. Diamictites overlying Marinoan-age carbonates of Araras Formation, Paraguay belt, Brazil: evidence of a new glaciation?. *In: Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana*, 1, Extended Abstracts, IGCP Project 478, Second Meeting, Brazil, p. 18-19.
- Figueiredo, M.F.; Babinski, M.; Alvarenga, C.J.S. & Pinho, F.E.C. 2008. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Geologia USP*, **8**: 65-75.
- Figueiredo, M.F.; Babinski, M.; Alvarenga, C.J.S. 2011. The Serra Azul Formation, Paraguay Belt, Brazil. *Geological Society, London, Memoirs* 2011; **36**: 499-502.
- Halverson, G.P.; Dudas, F.O.; Maloof, A.C.; Bowring, S.A. 2007b. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **256**: 103-129.
- Halverson, G.P.; Hurtgen, M.T.; Porter, S.M.; Collins, A.C. 2010. Neoproterozoic-Cambrian biogeochemical evolution. *In: Gaucher, C.; Sial, A.N.; Halverson, G.P.; Frimmel, H. (Eds.), Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on Southwestern Gondwana*, *Dev. Precambrian Geol.* Elsevier, **16**: 351-356.
- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C.; Sial, A. N.; Moura, C.A.V. & Fairchild, T. R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, **31**, 613–616.
- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C.; Sial, A.N.; Moura, C.A.V.; Trindade, R. I. F. & Fairchild, T. R. 2007a. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, **80**, 168–190.
- McGee, B; Collins, A.S. & Trindade, R.I.F. 2015a. Age and Provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **127**: 76-86.
- McGee, B; Collins, A.S.; Trindade, R.I.F. & Jourdan, F. 2015b. Investigating mid-Ediacarian glaciation and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital muscovite provenance from the Paraguay Belt, Brazil. *International Association of Sedimentologists, Sedimentology*, **62**: 130-154.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geocronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto V. et al.* 2004. *Geologia do continente Sul Americano: uma evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. P. 471-488.

ESTUDO DA ANISOTROPIA SÍSMICA DO MANTO SUPERIOR DO NORDESTE DO BRASIL

Ribeiro Filho, H.¹; França, G. S.¹; Moro, P.S.¹; Rocha, M. P.¹; Vilar, C. S.²; Marotta, G. S.¹; Von Huelsen, M. G.¹; Barros, L. V.¹

¹Observatório Sismológico – Instituto de Geociências – Universidade de Brasília; helder.geologia@gmail.com

²Departamento de Física do Meio Ambiente - Universidade Federal da Bahia

Resumo

O fenômeno da divisão da onda cisalhante permitiu estudar o comportamento anisotrópico presente na litosfera e astenosfera sob duas estações sismográficas na Província Borborema na Região NE do Brasil. A análise de uma variedade de sismogramas contendo fases SKS e SKKS, através dos métodos de rotação de correlação (Bowman & Ando, 1987), autovalor e mínima energia (Silver & Chan, 1991) foram cruciais para encontrar os dois parâmetros principais associados ao comportamento anisotrópico - direção de polarização rápida e tempo de atraso para duas camadas e, em seguida, discutir a sua possível relação com a tectônica. Foram utilizados duas estações sismográficas (PTSB e CRRB), em que os resultados para a direção de polarização rápida e tempo de atraso foram 8° e 0,9 s, 12° e 0,5 s para a camada da litosfera e 45° e 1,9 s, 57° e 2,1 s para a camada astenosférica, respectivamente. Estes resultados podem estar relacionados com os antigos processos orogênicos, bem como a deformação recente devido ao movimento absoluto da placa. Aparentemente, devido à não coerência entre o Fluxo do manto, sugerida por Conrad et. al (2007) e o movimento absoluto (Gripp & Gordon, 2002), acredita-se que a anisotropia nessas estações ocorre principalmente por influência de estruturas geológicas.

Introdução

A anisotropia sísmica é resultante da orientação de minerais no manto superior, principalmente Olivina, o mineral mais abundante nessa faixa de temperatura e pressão (Nicolas and Christensen, 1987). A anisotropia sísmica tem sido amplamente estudada para obtenção de informações a respeito do histórico de deformação da região. Dessa forma, a anisotropia fornecida pode representar deformações passadas “anisotropia congelada”, resultante de antigos processos orogênicos, e deformações recentes, fluxo astenosférico atual. (Savage, 1999). Os dois parâmetros utilizados para o estudo de Anisotropia através da onda cisalhante são: variação de tempo (δt) e a direção de polarização rápida (ϕ).

A Província Borborema é individualizada por três segmentos tectônicos fundamentais, limitados por importantes zonas de cisalhamento brasileiras. As feições estruturais brasileiras mais proeminentes são as megazonas de cisalhamento transcorrentes de direções predominantes leste-oeste e cinemática dextral, com destaque para o Lineamento Pernambuco e o Lineamento Patos, entre as quais ocorrem outras zonas de cisalhamento transcorrentes, agora com direções em torno de NE-SW, formas sigmóidais e cinemática tanto dextral como sinistral. (Van Schmus *et al.* 1995a; Santos *et al.* 2000).

O objetivo desse trabalho é verificar as ocorrências anisotrópicas na Província Borborema, determinando a influência do fluxo astenosférico e a possível contribuição crustal para o resultado, visto que a área possui um alinhamento de esforços E-W bem definidos. A Figura 1 mostra o mapa da Província Borborema juntamente com a localização das estações PTSB e CRRB utilizadas nesse trabalho.

Materiais e Métodos

As determinações das anisotropias sísmicas foram observadas utilizando o *Splitlab* (Wüstefeld *et al.*, 2009), um código aberto com interface gráfica para MatLabTM. A técnica do programa consiste em três métodos principais para remover a diferença temporal (δt) de polarização das ondas SKS (*Shear-Wave Splitting*) e determinar a direção anisotrópica (ϕ). O método de mínima energia (Silver & Chan, 1991), busca a menor energia na componente transversal do

sismograma, a rotação-correlação (Bowman & Ando, 1987), consiste em encontrar o melhor ajuste de sinal entre as ondas polarizadas e o método de autovalor (Silver & Chan, 1991), que busca um movimento de partícula linear esperado na componente horizontal para ondas cisalhantes.

Dessa forma, a análise se procede com a finalidade de obter os valores ϕ e δt . Utilizando os sismogramas radial(R) e transversal(T), calcula-se uma correção do intervalo de tempo δt entre as duas ondas rotacionando os sismogramas R e T em ϕ e $\phi + 90^\circ$ em vários ângulos diferentes de forma a minimizar a energia. Traça-se ainda o gráfico de contorno da energia da componente transversal corrigida (Assumpção *et al.*, 2011). Um total de 167 sismogramas foram analisados para a estação PTSB e 123 para CRRB no período de dados de 23/05/2011 a 31/12/2012. A Figura 2 mostra um resultado obtido (Os melhores realizados durante a análise são identificados “good”, ler Wüstefeld *et al.*, 2009)

Resultados e Discussão

Os resultados encontrados estão acordo com a proposta de Savage (1999), utilizando o método de inversão de forma de onda de camada dupla, técnica desenvolvida por Özalaybey & Savage (1999), a fim de calcular a variação teórica da anisotropia em duas camadas. Para camadas com anisotropias significativamente diferentes, ao considerar apenas uma, o valor da anisotropia se torna aparente e tendem a ocorrer variações azimutais. São determinadas as propriedades de e e δt_a (parâmetros de divisão aparentes) como função de Φ_p e δt_p (parâmetros das camadas individuais) a fim de encontrar os parâmetros de divisão (ϕ_1 , δt_1 e ϕ_2 , δt_2) para duas camadas (Tabela 1) através da geração de uma função senoidal sintética, para uma frequência fixa ω . Foi considerada a interface entre as camadas no limite litosfera-astenosfera, dado que a diferença anisotrópica nas duas camadas pode ter ocorrido na mudança de regime reológico.

Conclusões

As estações estudadas PTSB e CRRB apresentam resultados mais coerentes entre si do que quando comparada com a estação RCBR mais ao norte. A estação RCBR foi estudada por outros autores (Assumpção *et al.*, 2011) e a sua direção de polarização rápida indica o mesmo sentido que o modelo do fluxo astenosférico, no entanto, a estação está localizada entre duas zonas de cisalhamento com direções preferenciais NNE-SSW o que pode abrir uma discussão sobre a contribuição crustal nos resultados obtidos para RCBR.

As estações PTSB e CRRB apresentam direções de polarização rápida de onda diferentes do modelo do fluxo mantélico. Este fato possivelmente pode resultar em uma polarização das ondas paralela às estruturas geológicas no contexto regional inserido na Província Borborema

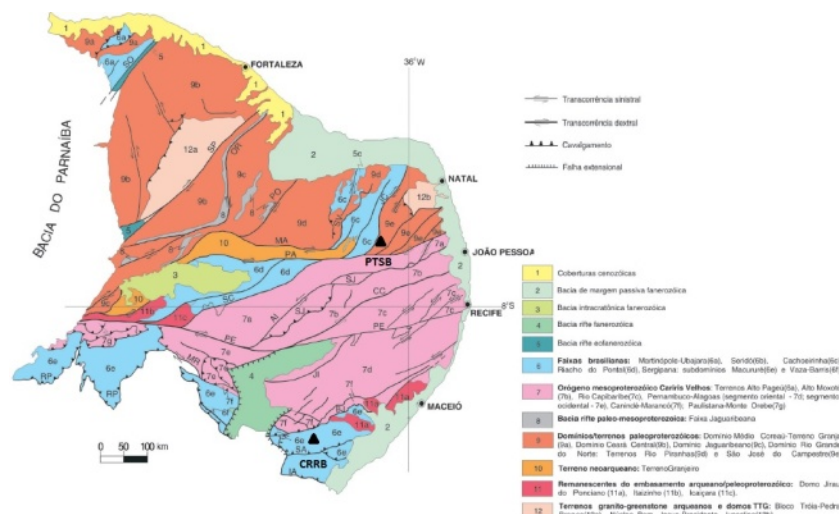


Figura 1 - Mapa geológico indicando os domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema com as respectivas estações sismográficas (Figura modificada de Santos, 1996).

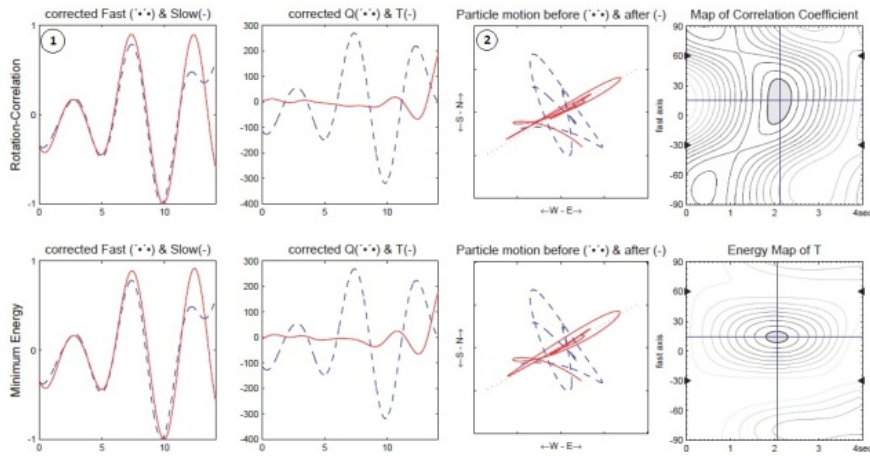


Figura 2 - Temos em “1” o ajuste das componentes radial e transversal corrigidas para a menor amplitude média na janela, ao passo que em “2” temos o ajuste do movimento de partícula elíptico para linear, esperado com a eliminação da separação entre as ondas.

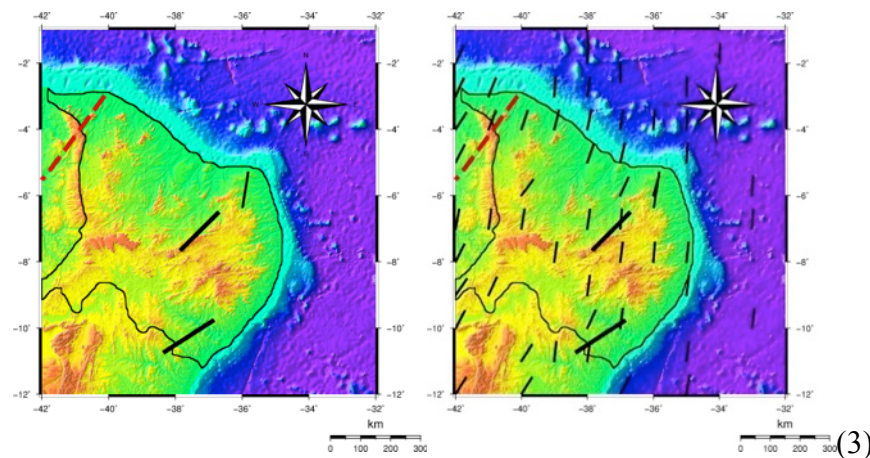


Figura 3 - (Esquerda) Representação da direção de polarização rápida das estações estudadas, traços largos, de CRRB (Sul), PTSB (Central) e da estação estudada por outros autores, traços finos, na porção norte do mapa. (Direita) Resultados incluindo o modelo de fluxo astenosférico para o NE do Brasil. Traços vermelhos representam o Lineamento Transbrasiliano.

	$\phi_1(^{\circ})$	$\delta_2(s)$	$\phi_1(^{\circ})$	$\delta_2(s)$
PTSB	8	0,4	45	1,9
CRRB	12	0,5	57	2,1

Tabela 1 - Resultados obtidos pela polarização rápida e tempos de atraso para um modelo de duas camadas nas estações estudadas.

Referências

- Assumpção, M., M. Guarido, S. Van Der Lee, & J. C. Dourado. 2011. Upper-Mantle Seismic Anisotropy From SkS Splitting In South American Stable Platform: A Test Of Asthenospheric Flow Models Beneath The Lithosphere, *Lithos.*, 3, 173–180.
- Bowman, J.R. & Ando, M. 1987. Shear-Wave Splitting In The Upper-Mantle Wedge Above The Tonga Subduction Zone. *Geophysical J. Of The Royal Ast. Soc.* 88, 25-41 P.
- Crampin, S., 1984, Evaluation Of Anisotropy By Shear Wave Splitting: Applied Seismic Anisotropy: Theory, Background, And Field Studies, *Geoph. Reprint Series*, 20, 23-33.

- Nicolas, A., And N. I. Christensen (1987), Formation Of Anisotropy In Uppermantle Peridotites A Review, In *The Composition, Structure And Dynamics Of The Lithosphere-Asthenosphere System*, American Geophysical Union Geodynamics Series, Edited By C. Froidevaux And K. Fuchs, Pp. 111-123.
- Santos, E. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Oliveira, R. G., Medeiros, V. C. 2000. An Overall View On The Displaced Terrane Arrangement Of The Borborema Province, Ne Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio De Janeiro. Extended Abstract, Cprm, 1 Cd.
- Silver, P.G. & Chan, W.W. 1991. Shear Wave Splitting And Subcontinental Mantle Deformation. *Jgr* 96, 16429–16454 P.
- Van Schums, W. R., Brito Neves, B. B., Hacsbacher, P. C., Babinsky, M., Fetter, A., Dantas, E. L. 1995a. Neoproterozoic And Late Mesoproterozoic Sedimentary And Volcanic Sequences In The Borborema Province, Ne Brazil. In: Sbg, Simpósio De Geologia Do Nordeste, 14, Recife, Atas, 391-392. (Boletim, 2).
- Wüstefeld, A.; Bokelmann, G. H. R.; Barruol, G.; Montagner, J. P. 2009. Identifying Global Seismic Anisotropy Patterns By Correlating Shear-Wave Splitting And Surface Waves Data, *Pepi*, 176 (3-4), 198-212 P.
- Savage, M.K., 1999. Seismic Anisotropy And Mantle Deformation: What Have We Learned From Shear Wave Splitting?. *Review Of Geophysical Union*, 65-106p.
- Conrad, C.P., M.D. Behn, And P.G. Silver, Global Mantle Flow And The Development Of Seismic Anisotropy: Differences Between The Oceanic And Continental Upper Mantle, *Journal Of Geophysical Research*, 112p
- Gripp, A. E. & Gordon, R. G. 2002. Young Tracks of Hotspots And Current Plate Velocities. *Geophysical Journal International*, V. 150, N. 2, 321-361 P.

ESTUDO DA ESTRUTURA DA CROSTA NO NORTE DO PERU USANDO A FUNÇÃO DO RECEPTOR

Condori, C.^{1,2}; Sand, G.¹; Tavera, H.²

¹Instituto de Geociências–Universidade de Brasília, gfcristobalcq@gmail.com; ²Instituto Geofísico del Perú, Ciencias de la Tierra Sólida

Resumo

Informações detalhadas sobre a variação da espessura da crosta e razão de velocidade V_p/V_s são cruciais para a compreensão dos diferentes processos geodinâmicos da evolução tectônica de uma região, sujeita a um processo complexo de deformação como o caso da região Norte do Peru. Um dos métodos mais consistentes e aplicados pela comunidade científica para estudos da crosta é o método do Função do Receptor, o qual utiliza um telessismo (ondas P) que atinge a base da crosta sob a estação, com um ângulo próximo da vertical, parte da energia da onda P é convertida em S (P_s), que posteriormente eles são analisadas através da aplicação da desconvolução da componente horizontal pela vertical, para finalmente estimar os valores da espessura da crosta e razão de velocidade V_p / V_s pelo método HK-stacking. Neste trabalho foram analisadas um total de 13 estações sísmicas de banda larga instalada na região norte do Peru, através do projeto SisNort 2008, os resultados preliminares mostram que a espessura da crosta varia entre 40 e 57 Km, com valores de relação de velocidades de V_p / V_s de 1,73-1,78, estes resultados são consistentes com estimativas de espessura para regiões adjacentes, ou estimativas obtidas por outro método.

Introdução

Peru, por sua localização geográfica, faz parte do chamado Cinturão de Fogo do Pacífico, a maior região tectonicamente bem ativa do mundo, isto é devido ao processo de subducção entre as placas litosféricas de Nazca que mergulha sob a Sul-Americana, com uma velocidade relativa de 6 a 7 cm/ano (DeMets *et al.*, 1990). O constante movimento de duas placas litosféricas provoca um complexo processo de deformação no limite Ocidental do Peru, onde a crosta continental apresentam características variáveis em composição e profundidade, isto devido ao presença e geometria da Cordilheira Andina na região Norte, Centro e Sul do Peru (Tavera y Buforn, 1998).

A informação existente sobre as características da crosta no região Norte do Peru, ainda é por estudos feitos em escala global, com dados de gravimetria, ondas de superfície e interpolação de dados de Função do Receptor (Assumpção *et al.*, 2013). Nos últimos anos, três grandes experimentos de sismologia foram realizados para entendimento da evolução tectônica no Centro e Sul do Peru denominados *Peru Subduction Experiment (PeruSE)*, *Central Andes Uplift and Geodynamics of High Topography (CAUGHT)* e *Peru Lithosphere and Slab Experiment (PULSE)*. Esses projetos obteve vários resultados da estrutura da crosta e manto superior usando diversas técnicas da sismologia (Phillips e Clayton, 2014; Eakin et al 2011). Entretanto a parte norte do Peru ainda permanece sem informações de sua estrutura.

O objetivo desse projeto é estudar a estrutura da crosta (espessura e V_p/V_s) e se possível a geometria das discontinuidades profundas usando o método da Função do Receptor, sob as estações instaladas no Norte do Peru (Figura 1a) com informação de eventos telessísmicos com fases P (Figura 1b).

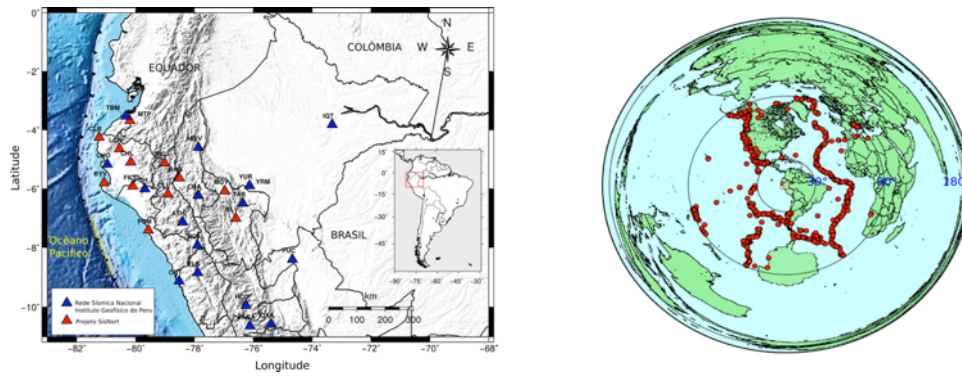


Figura 1 - a) Mapa de estações sismográficas na região Norte do Peru. b) Mapa em projeção azimutal mostrando a localização dos eventos selecionados para este estudo.

Materiais e Métodos

A Função do Receptor (FR) é um método geofísico indireto que busca inferir, por meio de registros telessísmicos a estrutura da Terra abaixo da estação sísmica (Langston, 1979; Owens *et al.*, 1984). Quando uma frente de onda plana P de um telessismo incide sobre uma descontinuidade abaixo de uma estação sismográfica, com um ângulo próximo a vertical, parte da sua energia é convertida em ondas S direta e outra parte sofre reflexões S múltiplas (Figura 2).

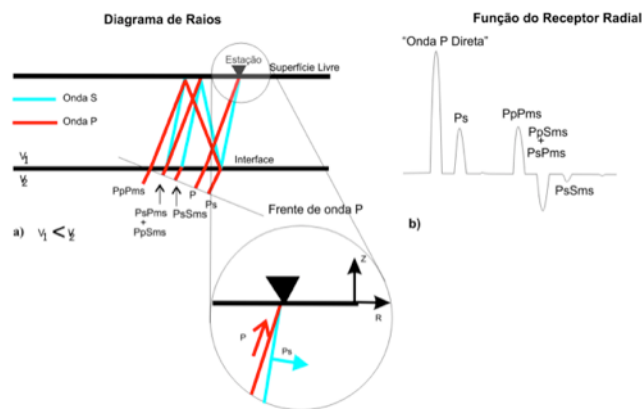


Figura 2 - Diagrama de raio da Função do Receptor (FR). a) Diagrama de raio simplificado mostrando as principais conversões da onda P em onda S que compreende a FR radial para um semi espaço. b) Registro da FR radial correspondente nas reflexões do diagrama em (a). Com exceção da primeira chegada, as letras maiúsculas denotam o percurso para baixo, as letras minúsculas denotam o percurso para cima, m denota a interface de reflexão, por exemplo, a Moho (França., 2003).

A espessura crustal (H) e a razão das velocidades (V_p/V_s) pode ser estimada a partir das diferenças temporais entre as chegadas das fases P_s e P e $PpPms$ e P_s , empeando as equações 1 e 2 (Zandt *et al.*, 1995).

$$\frac{V_p}{V_s} = \{1 - p^2 V_p^2\} [2(\frac{t_{P_s} - t_P}{t_{PpPms} - t_{P_s}}) + 1] + p V_p^2 \}^{1/2} \quad (1) \quad h = \frac{V_p(t_{P_s} - t_P)}{(\sqrt{\frac{V_p^2}{V_s^2} - P^2 V_p^2} - \sqrt{1 - P^2 V_p^2})} \quad (2)$$

Resultados e Discussão

As Figuras 3 e 4 mostram os resultados da aplicação do Método do Função do Receptor no região Norte do Peru. Utilizamos o procedimento HK-stacking do Zhu & Kanamori (2000), para estimar a profundidade e a razão V_p/V_s da descontinuidade (Figura 3b). O valor da espessura meia

calculado para esta região é de 47,6 Km (Figura 4a), que mostra uma concordância com trabalhos feitos aplicando ondas superficiais, modelos de anomalia de Bouguer a escala regional, Assumpção et al (2013).

A Figura 4b, mostra as estimativas da razão V_p/V_s preliminares, os valores oscilam de entre 1.69 a 1.81. com um valor promédio de 1.76, os resultados indicam que a composição das rochas da crosta superior na região Norte do Peru é félsica (Musacchio *et al.*, 1997).

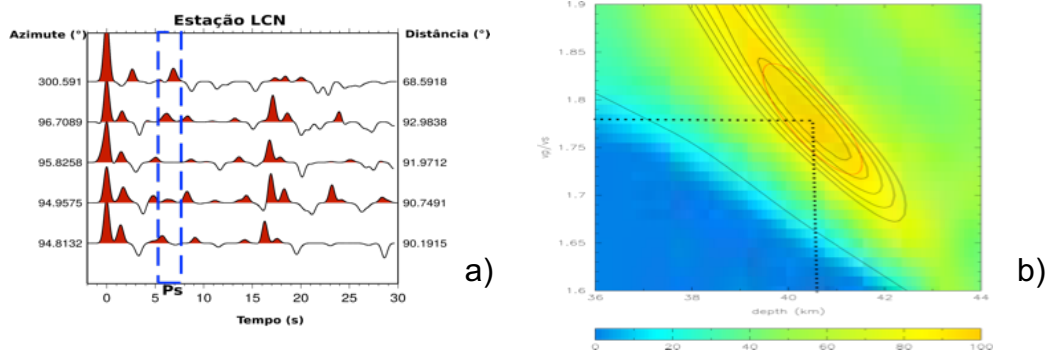


Figura 3 - RF para vários azimutes e distâncias da estação LCN. b) HK stacking analyse para a estação LCN, usando V_p igual a 6,4 Km/s.

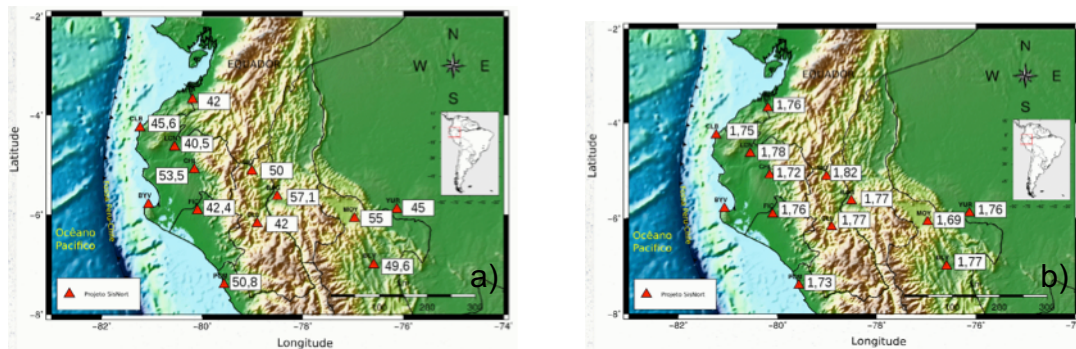


Figura 4 - Localização das estações sismográficas. a) Valores absolutos de espessura. b) Valores absolutos de razão V_p/V_s .

Conclusões

Os resultados preliminares sobre a estimativa de interfaces crustais no região Norte do Peru, empeando o Método do Função do Receptor para os primeiros tresse estações sísmicas, mostram que a espessura da crosta varia entre 40 e 57 Km, com valores de razão de velocidades de V_p / V_s de 1,69-1,81. e istos valores indicam que a composição das rochas da crosta superior é félsica

Agradecimentos

Agradecemos ao Instituto de Geociências (IG), ao Observatório Sismológico (SIS), ao Instituto Geofísico del Perú (IGP) pelo compartilhamento dos dados de suas estações sismográficas.

Referências

- 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*.
- DeMets, C., Gordon, R., Aarhus, A., Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- Eakin, C.M., Long, M.D, Beck, S.L. & Wagner, L.S., 2011. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Peruvian flat slab region, in AGU, Fall Meeting 2011, abstract #DI44B-04.

- França G.S., 2003. Estrutura da crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, usando função do receptor. Tese de Doutorado, IAG/USP, São Paulo, 143f.
- Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 85, 4749–4762.
- Musacchio G., Mooney W., Luetgert J 1997. Composition of the crust in the Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from Vp/Vs ratios.
- Owens, T. J., G. Zandt & S. R. Taylor, 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J. Geophys. Res.*, 89, 17783–7795.
- Phillips K. and Clayton R. 2014. Structure of the subduction transition region from seismic array data in southern Peru *Geophysical Journal International Advance Access published January 10, 2014.*
- Tavera H. y Buforn, E. (1998). Sismicidad y sismotectónica de Perú. ismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamerica. *Física de la tierra UCM*, N° 10, 178-219.
- Zandt G. S. & C. J. Ammon, 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio, *Nature* , V374, 152–154.
- Zhu L. & Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105: 2696-2980.

GEOCRONOLOGIA DE RUTILO APLICADO AO ESTUDO DO DEPÓSITO DE Cu-Au CHAPADA

Moura, F.G.^{a1}; Oliveira C.G.^{a2}; Giustina M.E.S.D.^{a3}

^a Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Campus Darcy Ribeiro
¹fmouraunb@gmail.com; ²gouveia@unb.br; ³maria_emilia@unb.br

Resumo

Localizada na porção noroeste do estado de Goiás, entre os municípios Nova Iguaçu e Alto Horizonte, o Depósito de Chapada é uma das mais importantes reservas de cobre e ouro do Brasil. Este depósito vem sendo estudando desde os anos 70, entretanto ainda existe muita controversa em relação a sua gênese.

Introdução

O Depósito de Cu-Au Chapada é dominado pelas sequências metavulcano-sedimentar que fazem parte do Arco Magmático de Mara Rosa, inserido no Arco Magmático de Goiás, localizado na porção central da Província Tocantins. O arcabouço do depósito é um antifórme e o minério é constituído predominantemente pela associação calcopirita-pirita-magnetita, prevalecendo às associações calcopirita-magnetita e calcopirita-pirita, com ocorrência subordinada de galena, bornita e esfarelita.

A história deformacional do Depósito de Cu-Au Chapada compreende três fases de deformação, D_n representada por dobras isoclinais recumbentes, resultante de esforços compressivos E-W a NW-SE, associado a metamorfismo de fácies amfibolito; D_{n+1} que esta relacionada à zona de cisalhamento Rio dos Bois, com dobras com vergência para SE e esta associada com metamorfismo de fácies xisto verde e a fase D_{n+2} relacionada a dobramento regional suave da foliação, orientada aproximadamente E-W e N-S, resultando em um padrão de interferência do tipo domo-e-bacia.

Em relação à gênese do Depósito de Cu-Au Chapada existem duas hipóteses, uma sugere que o depósito foi gerado por processos similares aos envolvidos na gênese de depósitos de Cu-Au porfiríticos, em arcos de ilhas intra-oceânicos; enquanto a outra sugere a conjunção de processos envolvendo atividades hidrotermais vulcano-exalativa e magmática epitermal.

Visando um maior entendimento das etapas de alteração hidrotermal observadas no depósito de Chapada, selecionaram-se amostras de cianita-xistos para posteriores datações em rutilos.

Os cianitas-xistos mostram domínios granoblásticos ricos em quartzo envoltos por micas com texturas lepidoblástica, as cianitas aparecem mais frequentemente como grãos alongados de granulação fina a média os minerais acessórios incluem microclínio, plagioclásio, epidote, estauroilite, granada, rutilo, lazulite, anidrita, roscoelita, turmalina e corindo. Estas rochas são comumente ricas em pirita, pobres em calcopirita e localmente ricas em ouro. Segundo Oliveira (2009) os cianitas-xistos apresentam uma idade de concórdia de 884,9 Ma.

Materiais e Métodos

As amostras coletadas em campo, dos cianita-xistos do Depósito de Au-Cu Chapada, foram preparadas seguindo o fluxograma de trabalho do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

Resultados e Discussão

A análise U-Pb em cristais de rutilo revelaram uma idade em torno de 750 Ma, interpretados como representativas da cristalização no metamorfismo sob condições de fácies anfíbolito. Assim, os cianitas-xistos representariam o produto metamórfico do halo de alteração argílico avançado, relacionado à etapa de Cu pórfiro.

Agradecimentos

Agradeço a toda a equipe do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, aos professores do Instituto de Geociências, em especial ao professor e orientador Claudinei Gouveia e a professora Emilia, pela paciência e ajuda.

Referências

- Giustina M.E., Oliveira C.G, Pimentel M.M., Melo L.V., Fuck R.A., Dantas E.L, Bernhard B. 2009^a. Tocantins Province, central Brazil sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte. Geological Society, London, Special Publication 2009; v.323; p.255-269
- Giustina M.E., Oliveira C.G, Pimentel M.m. Bernhard B. 2009b. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-MC-ICMPS U-Pb and Sm-Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. Precambrian Research 172,67-70.
- Oliveira C.G., Queiroz C.L., Pimentel M.m. 2000. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. Rev. Bras. Geoc., 30:219-221
- Oliveira C.G., Oliveira F.B., Dantas E.L., Fuck R.A. 2004. The Cooper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. Ore Geology Reviews 35: 285-299
- Oliveira F.B. 2009. Características Epigenéticas do Depósito de Cu-Au Chapada, Arco Magmático de Goiás.

SESSÃO TÉCNICA

SEDIMENTOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E PALEONTOLOGIA

ANÁLISE PALEOAMBIENTAL BASEADA EM PALEOCOLOGIA DE OSTRACODES LÍMNICOS DO CRETÁCEO DA FORMAÇÃO ALAGAMAR, BACIA POTIGUAR, NE – BRASIL

Do Carmo D. A.¹; Spigolon A. L. D.^{1,2}; Guimarães E. M.¹; Richter M.³; Mendonça-Filho J. G.⁴; Peng X. D.⁵; Caixeta G. M.¹

¹ Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Campus Universitário Darcy Ribeiro. BRASÍLIA. DF. BRAZIL. CEP 70.910-900. Email: derme@unb.br; ² PETROBRÁS – Centro de Pesquisa e Desenvolvimento. Ilha do Fundão, Rio de Janeiro. RJ. BRAZIL. CEP: 21949-900; ³ The Natural History Museum. Cromwell Road. SW7 5BD. London. UK; ⁴ Universidade Federal do Rio de Janeiro. Departamento de Geologia. Av. Brigadeiro Trompowski s/n, RIO DE JANEIRO. RJ. BRAZIL - CEP 21914-900; ⁵ School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences. Xueyuan Road, Haidian Distirct, Beijing, 100083, Peoples Republic of China.

Resumo

Rochas geradoras da Formação Alagamar foram analisadas e quinze identificadas espécies ostracodes límnicos: *Harbinia sinuata*; *Harbinia crepata*; *Harbinia dimorphica*; *Harbinia alta*; *Paracypria? elongata*; *Cypridea araripensis*; *Cypridea sp.1*; *Ilyocyprimorpha berthoui*; *Ilyocypris? sp.1*; *Brasacypris subovatum*; *Candona? sp.1*, *Theriosynoecum silvai*; *Theriosynoecum colini*; *Theriosynoecum guzzoi* e *Darwinula martinsi*. *Harbinia crepata* é considerada como holoeuralina, enquanto *Paracypria? elongata* é considerada estenohalino, sendo o restante das espécies consideradas de água doce. Além dessas foraminíferos, tecamebas, gastrópodes e dentes de peixes são encontrados, onde apenas os foraminíferos indicam deposição em ambiente marinho. Contudo, a presença de intercalação entre ostracodes da família Limnocytheridae e foraminíferos indicam um paleoambiente transicional. Estudos anteriores voltados para biomarcadores e palinomorfos indicam que a deposição ocorreu, ao menos em parte, em paleoambiente lagunal.

Introdução

A evolução da margem continental brasileira durante o Mesozóico / Cenozóico é dividido em três etapas principais: rifte , golfo (proto- oceânica) e drift. Biozonas relacionadas com as sequências atribuídos às duas primeiras fases baseiam-se principalmente em palinomorfos e ostracodes límnicos. A importância das biozonas é atribuída à grande quantidade de trabalhos aplicados a bioestratigrafia. Contudo, estudos de paleoecologia são raros e por isso o presente trabalho complementa investigações passadas sobre a paleoecologia de ostracodes límnicos do Cretáceo, sendo contribuição a aplicação de estudo paleoambientais da Formação Alagamar, da Bacia Potiguar.

O ambiente de deposição da Formação Alagamar ainda está em discussão, por causa de aparentes inconsistências entre a geoquímica e dados paleontológicos. Dessa forma, uma análise paleoecológica de ostracodes do Cretáceo Inferior e microfósseis associados da Formação Alagamar é dada a fim de contribuir para uma avaliação precisa da influência marinha do proto oceano Atlântico Sul.

Materiais e Métodos

A Formação Alagamar é a unidade superior do Grupo Areia Branca e seu contato com formações superiores e inferiores são discordantes. Ela é dividida em dois membros, Upanema e Galinhos, esses intercalados por uma sequência de carbonatos chamada Ponta do Tubarão, ou " CPT " (Araripe e Feijó, 1994). A Formação Alagamar é datada, no mais tardar, no fim do Aptiano / início do Albiano, no andar Alagoas, sendo atribuída a fase golfo da Bacia Potiguar (Araripe e Feijó, 1994).

Um mil quatrocentas e vinte e duas amostras de 14 poços perfurados pela Petrobras (Petróleo Brasileiro S/A) na bacia de Potiguar foram processadas. As espécies de ostracodes recuperadas provêm de amostras destes testemunhos. Amostras de afloramentos não oferecem grande confiança em estudos paleoecológicos porque há possibilidade de mistura de material de diferentes intervalos.

Apenas 312 amostras apresentaram recuperação de microfósseis. O método convencional para o isolamento de microfósseis calcários e siliciosos foi aplicado, utilizando peróxido de hidrogênio a 35 %, seguida de peneiração e triagem microfossilífera. Algumas amostras foram processadas para palinologia, a fim de verificar a ocorrência de palinomorfos marinhos (revestimentos de foraminíferos e cistos de dinoflagelados).

Resultados e Discussão

Quinze espécies de ostracodes límnicos foram identificadas. Estas são as espécies : *Harbinia sinuata* (Krömmelbein and Weber, 1971); *Harbinia crepata* Do Carmo *et al.*, 2013; *Harbinia dimorphica* Do Carmo *et al.*, 2013; *Harbinia alta* Antonietto *et al.*, 2012; *Paracyprina ? elongata* Do Carmo *et al.*, 2013; *Cypridea araripensis* Silva, 1978b; *Cypridea* sp.1; *Ilyocyprimorpha berthouii* (Colin and Dépêche, 1997); *Ilyocypris?* sp.1; *Brasacypris subovatum* Do Carmo *et al.*, 2013; *Candona?* sp.1, *Theriosynoecum silvai* (Silva, 1978a); *Theriosynoecum colini* Do Carmo *et al.*, 2013; *Theriosynoecum guzzoi* Do Carmo *et al.*, 2013 and *Darwinula martinsi* (Silva, 1978c).

No Alto de Macau, poço RN- 1, *Harbinia crepata* ocorre nos na formação Ponta do Tubarão e Membro Galinhos. Nas mesmas amostras há alguns raros de cistos de tecamebas. Observou-se que as espécies de ostracodes de água doce sempre estão em falta de tais associações, com tecamebas, que são aqui qualificadas como hipersalinas.

Paracyprina ? elongata, pertencente a Tribo *Thallassocypridini* está ausente dos níveis onde *Harbinia crepata* é a única espécie de ostracode que ocorre associado com foraminíferos. Tendo em vista o padrão de ocorrência de *Paracyprina ? elongata*, é possível que essa espécie é possivelmente um ostracode típico de água salobra (Carbonel, 1988).

A espécie *Theriosynoecum silvai* ocorre no alto de Macau, poço RN- 1, intercalada com estratos onde foraminíferos estão presentes. Estas camadas intercaladas mostram um padrão de mudanças nas associações de microfósseis que são aqui interpretadas como mudanças temporais no paleoambiente de transição em que se alternavam, com influência marinha, condições hipossalinas.

A única espécie de darwinulídeo encontrada, *Darwinula martinsi*, ocorre associada a outros ostracodes límnicos. Para esta espécie o ambiente ideal de vivência são condições hipossalinas, caracterizando assim uma espécie de ostracodes de água doce.

Com exceção da espécie *Paracyprina ? elongata* todas as espécies de ostracodes aqui identificadas pertencem a famílias cujos membros vivos são límnicos. A tribo *Thallassocypridini* contém espécies que ocorrem apenas em ambientes continentais e transitórias , incluindo todas as espécies conhecidas do gênero *Paracyprina* . As espécies de ostracodes apresentaram diferentes tolerâncias de salinidade e os mais resistentes a altas salinidades foram *Harbinia crepata*, a única espécie de ostracodes que ocorre em associação com foraminíferos .

Harbinia sinuata , *Harbinia dimorphica* , *Harbinia alta*, *Brasacypris subovatum* , *Cypridea araripensis* , *Cypridea* sp.1 , *Candona ? sp.1* , *Ilyocyprimorpha berthouii* e *Ilyocypris* sp.1 supostamente espécies de água doce eurialinas, mostraram caráter de permanência em paleoambientes mesohalinos. *Paracyprina ? elongata* é uma típica espécie de água salobra que foi capaz de suportar períodos de condições hipossalinas. As três espécies de limnociterídeos, denominados *Theriosynoecum silvai*, *Theriosynoecum colini* e *Theriosynoecum guzzoi* suportavam alcalinidade entre 15-30 mEq / L. A espécie de darwinulídeo, *Darwinula martinsi*, também fazia parte de uma associação de ostracodes eurialinos de água doce.

A ocorrência exclusivamente de foraminíferos aglutinantes associados a *Harbinia crepata* indica a criação de um paleoambiente de transição durante a deposição da sequência Ponta do

Tubarão e Membro Galinhos. Assim, o aumento da salinidade relacionados com esses níveis onde *Harbinia crepata* ocorre com foraminíferos aglutinados é devido à influência marinha no paleoambiente, muito possivelmente, águas do proto oceano Atlântico Sul.

Conclusões

Quinze espécies de ostracodes límnicos foram recuperados na Formação Alagamar. Sua distribuição estratigráfica intercalada com ocorrências de foraminíferos aglutinantes indicam paleoambiente transicional durante a deposição desta, possivelmente lagunar, mas um ambiente estuarino pode também ser considerado. Não há evidência de influência marinha durante a deposição do Membro Upanema, bem como o número diversificado de espécies de ostracodes por amostras, pode ser indicativo de condições hipossalinas. Considerando-se que a Formação Alagamar esta inserida em uma zona de ostracodes e que há variação na salinidade, é possível concluir que as condições de paleoambiente transicional permaneceram durante a deposição deste intervalo gerador e reservatório de petróleo.

Agradecimentos

Os autores agradecem a PETROBRAS por fornecer o material estudado, assim como a FINATEC (Fundação de Empreendimentos Científicos e Tecnológicos) pelo apoio financeiro para a sua participação no 14º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Adicionalmente, ao CNPq, museus e universidades que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Referências

- Antonietto, L.S.; Gobbo, S.R.; Do Carmo, D.A.; Assine, M.L.; Silva, J.E.L.E. Taxonomy, Ontogeny and Paleocology of Two Species of *Harbinia* TSAO, 1959 (Crustacea, Ostracoda) from the Santana Formation, Lower Cretaceous, Northeastern Brazil. *Journal of Paleontology*, v. 86, p. 659-668, 2012.
- Araripe, P. de T. and Feijó, F. J. 1994. Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, 8(1)127-141.
- Carbonel, P.; Colin, J.-P.; Danielopol, D.L.; Löfler, H. and Neustrueva, I. 1988. Paleocology of limnic ostracodes: a review of some major topics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62:413-461.
- Colin, J.-P. and Dépêche, F. 1997. Faunes d'ostracodes lacustres des bassins intra-cratoniques d'âge Albo-Aptian en Afrique de l'Ouest (Cameroun, Tchad) et au Brésil: Considérations d'ordre paléocologiques et paléobiogéographiques. *African Geosciences Review*, 4(2/3):431-450.
- Do Carmo, D.A.; Coimbra, João C.; Whatley, R.C.; Antonietto, L.; Citon, R.T.P. 2013. Taxonomy of Limnic Ostracoda (Crustacea) from the Alagamar Formation, Middle Upper Aptian, Potiguar Basin, Northeastern Brazil. *Journal of Paleontology*, v. 87, p. 91-104.
- Krömmelbein, K. and Weber, R. 1971. Ostrakoden des "Nordost-Brasilianischen Wealden". *Geologisches Jahrbuch*, 115: 1-93.
- Silva, D. M. 1978a. Ostracodes da Formação Santana (Cretáceo Inferior) - Grupo Araripe) - nordeste do Brasil - I - novas espécies do gênero *Bisulcocypris*. XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, SBG, São Paulo, 2:1014-1022.
- Silva, D. M. 1978c. Ostracodes da Formação Santana (Cretáceo Inferior - Grupo Araripe) nordeste do Brasil - III - nova espécie do gênero *Darwinula* Brady and Robertson, 1885. XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife. SBG, São Paulo, 2:1028-1031.

NOVAS OCORRÊNCIAS DE ESTROMATÓLITOS DO CRETÁCEO DO BRASIL NO NORTE DE MINAS GERAIS

Martins, D.¹; Sanchez, E.A.M.²; Basileu, V.¹; Pinto, R.L.¹; Santucci, R.M.²

¹*Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, danielmartinsuk@gmail.com;* ²*Faculdade UnB de Planaltina, Universidade de Brasília.*

Resumo

Uma nova ocorrência de estromatólitos foi identificada em Campo Azul, MG. A idade deste material permaneceu incerta, uma vez que as relações de campo demonstravam que poderiam ser neoproterozoicos ou cretácicos. Análises em várias escalas foram realizadas e dados advindos de observações petrográficas apontaram a preservação de conchas em meio à laminação estromatolítica. Com isso, fica evidenciada a idade mais recente, ou seja, Cretáceo. Neste intervalo de tempo, a deposição dos estromatólitos é rara, e, por isso, o material de Campo Azul oferece uma oportunidade singular de entender a dinâmica deste grupo fóssil.

Introdução

Estromatólitos estão entre os fósseis mais antigos e sua história geológica dura, pelo menos, 3,6 bilhões de anos. Ao longo desta história, o grupo sofreu muitos declínios, tanto em variedade quanto em abundância, o que lhes conferiu um papel coadjuvante nos ecossistemas e uma ocorrência em ambientes restritos e inóspitos para outros grupos. No entanto, episodicamente, apresentaram aumentos repentinos de ocorrência, cujas causas permanecem desconhecidas, porém associadas a eventos de extinção em massa (Riding, 2000). Este é o caso de formas encontradas no Permiano e no Cretáceo do Brasil, que foram reportadas na Grupo Passa Dois, na Bacia do Paraná, na Formação Pedra de Fogo, Bacia do Parnaíba (Andrade *et al.*, 2014), e no Membro Crato, Formação Santana, Bacia do Araripe (Martill *et al.*, 2007).

Recentemente estromatólitos foram encontrados na localidade de Campo Azul, em Minas Gerais. Nesta área afloram registros do Grupo Bambuí, de idade neoproterozoica, e rochas da Bacia Sanfranciscana, de idade cretácica. No entanto, o nível onde as amostras foram coletadas, ainda permanece com sua posição estratigráfica desconhecida. A ausência de macrofósseis típicos do Fanerozoico, apontaram para idade pré-cambriana, no entanto, investigações mais detalhadas foram necessárias. Assim, análises petrográficas foram empregadas visando a procura de conchas ou outros microfósseis indicativos de idades mais recentes. Além disso, a ocorrência de estromatólitos do Cretáceo consiste de uma ocorrência peculiar, e por isso, o estudo dos estromatólitos de Campo Azul, se confirmados serem do Cretáceo, são de grande importância paleobiológica.

Materiais e Métodos

A análise do material foi realizada nas escalas mega, macro, meso e microscópicas. As análises mega e macroscópicas foram realizadas com base no guia de Fairchild *et al.* (*in press*). As descrições mesoscópicas foram realizadas em duas amostras de mão (MP-1914 e MP-1916), e, partir destas, seis lâminas petrográficas foram confeccionadas para as análises microscópicas, que se basearam nos trabalhos de Folk (1962).

Resultados e Discussão

As formas estromatolíticas foram recuperadas na porção superior de uma sequência de 40 metros de espessura, na região de Campo Azul, em Minas Gerais. O empilhamento sedimentar inicia-se por calcários com acamamento plano-paralelo, intercalado por vezes com lentes de

material micrítico estromatolítico. Estes são seguidos de uma possível superfície erosiva que marca a base de sedimentação siliciclástica, que começa com lâminas de arenito róseo, com caráter com conglomerático, granodecrescência ascendente e presença de *climbing ripples*. Tais níveis são intercalados com siltitos amarelados, com os siltitos se tornando mais abundantes para cima.

Os siltitos são interrompidos por arenitos médios a finos avermelhados, que são sobrepostos por uma sequência de cerca de 10 metros de siltitos amarelados intercalados com níveis areníticos com laminação plano-paralela. Por fim, no topo do empilhamento encontram-se arenitos avermelhadosossilíferos, com pouco mais de 2 metros de espessura, com ocorrências de restos de peixes e saurópodes.

Foram recuperadas duas formas estromatolíticas (fig.1), a serem formas estratiformes e formas dômicas lateralmente contínuas. Ambas são formadas por laminações finas, pouco convexas, planas ou convexas, com alta herança laminar simétrica.



Figura 1 - Duas formas coletadas em Campo Azul, MG. Notar aspecto dômico predominante, com laminações estratiformes na base de ambas as amostras.

Durante a deposição estromatolítica houve interrupção da progressão da laminação por um evento de brechação expressiva associada à precipitação de minerais evaporíticos, indicando um momento de exposição subaérea e consequente mudança no regime hidrodinâmico. A retomada do crescimento estromatolítico ocorre em seguida, evidenciando um retorno às condições anteriores, além de uma resposta da comunidade microbiana, que rapidamente recolonizou uma nova superfície.

As análises petrográficas revelaram uma rocha composta essencialmente micrítica, organizada em laminações finas, de espessura milimétrica, dispostas alternadamente entre laminações claras e escuras, evidenciando maior presença de matéria orgânica, além de mudanças nas taxas de decomposição e/ou regime de sedimentação. É possível inferir que a bioconstrução das laminações foi realizada por uma mesma comunidade, uma vez que há ciclicidade e repetição no padrão das laminações, mesmo quando interrompidas por eventos mais energéticos.

Há presença de bioclastos, preliminarmente definidos como gastrópodes e crustáceos (ostracoda) (figura 3). Ocorrem isolados ou em empacotamento moderado, associados às zonas brechadas de maior energia. Apresentam preenchimento por material micrítico e calcita euédrica precipitada, não sendo identificadas feições de dissolução ou fraturamento. A rocha foi submetida a processos diagenéticos, gerando feições reconhecíveis, entre eles estilólitos, superfícies de dissolução, além de fraturas preenchidas por calcita euédrica (espática).

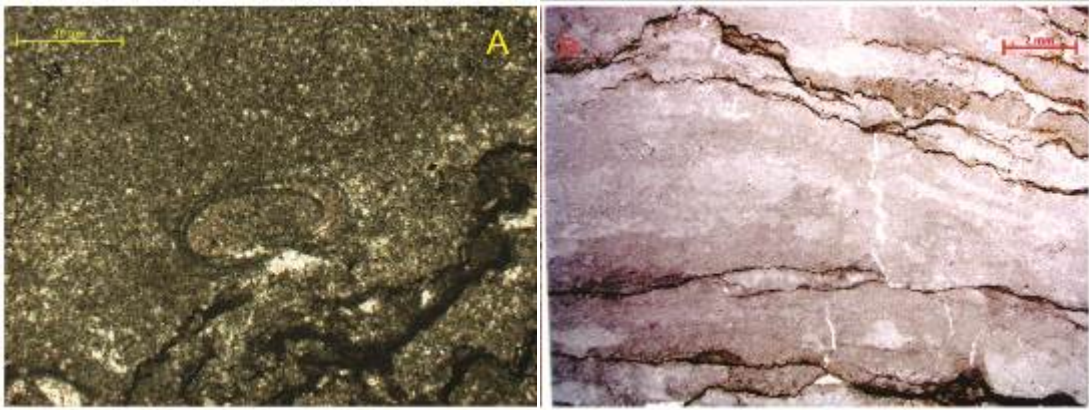


Figura 2 - A: bioclasto de concha, preliminarmente atribuído à ostracode. B: superfícies de dissolução entre as laminações estromatolíticas.

Conclusões

A dúvida levantada quanto à idade das formas estromatolíticas de Campo Azul foi resolvida com laminação petrográfica, que permitiu observar bioclastos de conchas de crustáceos e moluscos típicos do fanerozoico, e que, conforme a geologia regional, aponta para uma idade cretácica. Esta interpretação cronológica agrega grande importância para os estromatólitos aqui estudados, uma vez que i) trata-se da quarta ocorrência deste tipo de fóssil no Cretáceo do Brasil; e ii) eles ocorrem em um intervalo de tempo peculiar na história geológica do grupo, quando estromatólitos deixaram de ser um componente coadjuvante dos ecossistemas e voltaram a apresentar expressiva abundância. Por estas duas razões, além da necessidade de estabelecer a qual unidade estratigráfica este material pertence, pesquisas pormenorizadas estão em andamento.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pelo apoio logístico e financeiro.

Referências

- Andrade L. S., Nogueira A. C. R., Silva Junior, J. B. C. 2014. Evolução de um sistema lacustre árido Permiano, parte superior da Formação Pedra de Fogo, borda oeste da Bacia do Parnaíba. *Geologia USP. Série Científica*, **14**(4): 39-60.
- Folk R. L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham W.E. (ed.). *Classification of carbonate Rocks - A Symposium*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, p. 62-84.
- Martill D. M., Loveridge R., Heimhofer U. 2007. Halite pseudomorphs in the Crato Formation (Early Cretaceous, Late Aptian–Early Albian), Araripe Basin, northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. *Cretaceous Research*, **28**(4): 613-620.
- Riding R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial–algal mats and biofilms. *Sedimentology*, **47**(s1): 179-214.

IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS DAS OCORRÊNCIAS DE ESPÉCIES DO GÊNERO *CLOUDINA* NO BRASIL

Adôrno, R. R.^{1,2}; Carmo, D. A.¹; Denezine, M.¹; Walde, D. H. G.¹; Guimarães¹, E. M.; Vieira¹, L.C.; Boggiani³, P.C.

¹Instituto de Geociências–Universidade de Brasília-UnB, rodrigo.adorno@cprm.gov.br;

²CPRM/SGB–Serviço Geológico do Brasil. ³Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.

Resumo

O gênero *Cloudina* é representado atualmente por sete espécies, restritas até o momento ao Edicarano mais superior: 1. *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957) (Formação Tamengo, Brasil), 2. *Cloudina hartmannae* Germs, 1972 (Grupo Nama, Namíbia), 3. *Cloudina riemkae* Germs, 1972 (Grupo Nama, Namíbia), 4. *Cloudina waldei* Hann & Pflug, 1985 (Formação Tamengo, Brasil), 5. *Cloudina lijiagouensis* Zhang, Li & Dong, 1992 (Plataforma de Yangtsé, China), 6. *Cloudina sinensis* Zhang, Li & Dong, 1992 (Plataforma de Yangtsé, China), 7. *Cloudina carinata* Cortijo *et al.*, 2010 (Espanha). O presente trabalho aborda a atualização das ocorrências de *Cloudina* e seus respectivos níveis estratigráficos, bem como ilustrações do horizonte-tipo de *C. hartmannae* e de *C. lucianoi* discutindo a possível sinonímia existente entre estas duas espécies. As ocorrências no Brasil de *Cloudina lucianoi*, Formação Tamengo, e de *Cloudina* sp. Formação Sete Lagoas, são discutidas sob o ponto de vista evolutivo, trazendo possíveis novas interpretações para as ocorrências recentemente registradas no Grupo Bambuí e abordando aquelas classicamente registradas no Grupo Corumbá.

Introdução

O gênero *Cloudina* Germs, 1972 foi descrito com base no material coletado no Grupo Nama, porção sudoeste da Namíbia. A etimologia do gênero é uma homenagem ao professor Preston Ercelle Cloud, dos Estados Unidos da América. *Cloudina hartmannae* Germs, 1972 foi designada como a espécie-tipo do gênero, que contava naquela época com duas espécies. O material-tipo encontra-se tombado na coleção do Museu de História Natural de Cape Town, África do Sul.

A diagnose do gênero e das atuais sete espécies deste gênero utiliza caracteres morfológicos internos e externos do esqueleto dos cloudinídeos. Estes caracteres são a geometria e arranjo dos cones encaixados um no outro, formando uma estrutura caracteristicamente lamelar e anelada quando em seções delgadas e seções polidas. As dimensões dos cortes destas estrutura anelar em seções delgadas, as razões de dimensões como diâmetro e comprimento dos cones, bem como análise morfológica dos constituintes das paredes dos cones tem sido utilizados para distinguir as diversas espécies. A sucessão de cones encaixados com a extremidade basal fechada e a extremidade distal aberta foram interpretadas como padrão de crescimento (Cai *et al.*, 2014).

As espécies deste gênero trazem diversas particularidades que as tornam especialmente interessantes do ponto de vista dos padrões evolutivos dos metazoários: São os primeiros metazoários com esqueleto biomineralizado (Germs, 1972; Hua *et al.*, 2014); Na China foram descritas ocorrências de furos nos esqueletos de *Cloudina hartmannae* que foram interpretados como resultado de ação de predação (Hua *et al.*, 2007).

Apesar da existência das sete espécies válidas de *Cloudina*, a maioria das publicações abordando as ocorrências deste gênero não chega à classificação específica, se restringindo apenas a designação *Cloudina* sp. ou apenas *Cloudina*. Na Formação Tamengo as ocorrências de *Cloudina* tem sido atribuídas a *C. lucianoi*, porém alguns autores ainda se referem a *Cloudina* sp. nesta localidade. As recentes descobertas de *Cloudina* sp. nos estratos basais do Grupo Bambuí, Formação Sete Lagoas, também não abordam uma taxonomia em nível de espécie, deixando a

espécie registrada em aberto (Warren *et al.*, 2014). Estes problemas taxonômicos causam grande impacto nas interpretações, datações e correlações bioestratigráficas baseadas apenas na classificação restritas a uma atribuição em nível de gênero .

Este trabalho apresenta uma atualização do estudo estratigráfico das ocorrências, bem como revisão taxonômica das ocorrências brasileiras, buscando correlacionar os horizontes da Formação Tamengo com aqueles do Grupo Nama, Namíbia e demais ocorrências de *C. hartmannae*.

Contexto geológico das ocorrências de espécies de *Cloudina* no Brasil

O Grupo Corumbá é a unidade litoestratigráfica que melhor representa o Neoproterozoico no Brasil. Este Grupo é constituído pelas formações Cadiueus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus. A Formação Tamengo é um dos mais representativos intervalos litoestratigráficos para o estudo de fósseis invertebrados do Ediacariano da América do Sul (Gaucher *et al.*, 2003).

Datações baseadas no método $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ em zircões provenientes de cinzas vulcânicas, intercalados entre estratos da Formação Tamengo nas localidades das minas de Laginha e Corcal, sugerem que a idade de deposição para esta formação seja 543 ± 3 Ma (Babinski *et al.*, 2008). Estes níveis de cinzas estão intercalados nos mesmos intervalos onde ocorre *Cloudina lucianoi* permitindo datar com precisão estas ocorrências.

Recentemente, ocorrências de *Cloudina* sp. foram relatadas nas rochas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí na localidade próxima ao Município de Januária, Estado de Minas Gerais. Com base nestas ocorrências, há a possibilidade de estimar a base do Grupo Bambuí para o intervalo do Ediacarano superior (Warren *et al.*, 2014).

Materiais e Métodos

Seções polidas de calcário fossilífero foram confeccionadas para o estudo bidimensional dos espécimes de *Cloudina lucianoi*. Estas seções polidas fornecem informações sobre a morfologia dos espécimes em diferentes cortes. Os espécimes foram fotografados usando microscópio estereoscópico Leica. A partir das imagens, foram feitas medidas das dimensões dos espécimes: maior diâmetro, maior espaço entre paredes. A partir destas medidas foram feitos cálculos das razões entre o maior diâmetro e maior espaçamento entre as paredes dos cones. Três principais tipos de seções são observadas: cortes transversais, cortes longitudinais e cortes oblíquos. Nos cortes longitudinais mede-se o maior diâmetro, enquanto que nas seções transversais mede-se os maiores espaços entre as paredes.

Durante os trabalhos de campo, diversas colunas litoestratigráficas foram confeccionadas com intuito de empilhar os litotipos e posicionar as ocorrências fossilíferas, bem como organizar a coleta de amostras de rochas. Os fósseis foram tombados na coleção de pesquisa do Museu de Geociências abrigada junto ao laboratório de micropaleontologia da Universidade de Brasília sob o prefixo CP_. As informações cartográficas da região estudada foram atualizadas com base na análise de imagens de satélite e de dados de campo.

Resultados e discussão

As sucessões do Ediacarano na região de Corumbá são constituídas pelas formações Bocaina e Tamengo (Boggiani *et al.*, 2010). O estudo litoestratigráfico da região foi desenvolvido em quatro localidades: Porto Sobramil, Parque EcológicoCacimba e nas minas Corcal e Laginha

Os afloramentos da Formação Tamengo nestas localidades são similares em termos sedimentares e bioestratigráficos e podem ser correlacionados entre si. O empilhamento litoestratigráfico evidencia a presença de seis pacotes de rochas siliciclásticas alternadas com rochas

carbonáticas. A ocorrência de *Cloudina lucianoi* é restrita às camadas carbonáticas, em contraste *Corumbella weneri* ocorre preferencialmente nas camadas siliciclásticas.

Conclusões

Este trabalho mostra que *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer, 1957) quando comparada com as outras seis do gênero, é a única que guarda inúmeras similaridades com *Cloudina hartmannae*: contorno, forma, esqueleto em camadas e intervalos de dimensões compatíveis. Se a detalhada revisão de *Cloudina hartmannae* em andamento revelar que esta espécie é um sinônimo júnior de *Cloudina lucianoi*, este novo conceito leva a admitir que *C. lucianoi* foi uma espécie cosmopolita, com ocorrências confirmadas na África, América do Sul, Sibéria e China.

A carência de estudos de taxonomia envolvendo as ocorrências de espécies de *Cloudina* dificulta trabalhos de correlações precisos entre os estratos depositados em plataformas carbonáticas dos oceanos do Ediacarano na Terra. As novas ocorrências de *Cloudina* em outras localidades em plataformas carbonáticas no Brasil, além daquelas registradas na Formação Tamengo, como por exemplo na Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, reacende a necessidade de estudos de taxonomia mais refinados para determinação precisa das idades destas ocorrências, bem como para o entendimento da paleoecologia e paleogeografia destas unidades. Caso estas ocorrências sejam atribuídas a *Cloudina lucianoi*, será possível datar esta unidade litoestratigráfica como Ediacarano. Neste caso, muito possivelmente, será necessária uma revisão detalhada da estratigrafia das unidades litoestratigráficas. Por outro lado, tais ocorrências podem ser de espécie de *Cloudina* ancestral e por isso, com aparecimento anterior à *Cloudina lucianoi*.

Referências

- Babinski, M.; Boggiani, P.C.; Fanning, C.M.; Fairchild, T.R.; Simon, C.M.; Sial, A.N. 2008. U-Pb SHRIMP geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, southern Paraguay Belt, Brazil. *VI South American Symposium on Isotope Geology San Carlos de Bariloche – Argentina*.
- Beurlen, K., and Sommer, F.W., 1957, Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá: Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim, v. 168, p. 1-35.
- Boggiani, P. C.; Gaucher, C.; Sial, A. N.; Babinski, M.; Simon, C.; Riccomini, C.; Ferreira, V. P.; Fairchild, T. R. 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research* 182 (2010) 382–401.
- Cai, Y.; Hua, H.; Schiffbauer, J. D.; Sun, B.; Yuan, X. 2014. Tube growth patterns and microbial mat-related lifestyles in the Ediacaran fossil *Cloudina*, Gaojiashan Lagerstätte, South China. *Gondwana Research* 25 (2014) 1008–1018.
- Cortijo, I., Martí Mus, M., Jensen, S., and Palacios, T., 2010, A new species of *Cloudina* from the terminal Ediacaran of Spain: *Precambrian Research*, v. 176, p. 1-10.
- Gaucher, C., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Sial, A.N., Fairchild, T.R., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research* 120, 241–278.
- Germis, G. J. B. 1972. New shelly fossils from Nama Group, South West Africa. *American Journal of Science* 272:752-761
- Hahn, G., and Pflug, H.D., 1985, Eight Polypenartige Organismen aus dem Jung-Präkambrium (Nama-Gruppe) von Namibia: *Geologica et Palaeontologica*, v. 19, p. 1-13.
- Hua, H.; Chen, Z.; Yuan, X.; Zhang, L.; Xiao, S. 2014. Skeletogenesis and asexual reproduction in the earliest biomineralizing animal *Cloudina*. *Geology* 33 (4) p. 277–280.
- Hua, H., Pratt, B.R., and Zhang, L., 2003, Borings in *Cloudina* shells: Complex predator-prey dynamics in the terminal Neoproterozoic: *Palaios* 18 p. 454–459.

- Zhang, L., Li, Y. and Dong, J.1992. In Ding, L.F. (Ed. 1992). The Study of the Late Sinian–Early Cambrian Biotas from the Northern Margin of Yangtze Platform [in Chinese]. *Scientific and Technical Documents Publishing House, Beijing*, p. 1-135.
- Warren *et al.*, 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, 42 (5)p. 391–394.

NOVAS OBSERVAÇÕES SOBRE O GRUPO JACADIGO NA REGIÃO DE MORRARIA GRANDE, SUL DA FAIXA PARAGUAI

Saldanha, D.O.¹; Fuck, R.A.¹; Walde, D.H.G.¹

¹Instituto de Geociências, Universidade de Brasília
saldanhadavi@gmail.com

Resumo

O Grupo Jacadigo corresponde a sequências sedimentares depositadas no Neoproterozóico, na porção sul da Faixa Paraguai. Trabalhos anteriores propõem a deposição do grupo em sistema de meio graben, definido como Graben de Corumbá, que posteriormente sofreu processo de inversão tectônica. Recentemente, novos dados obtidos de furos, permitiram associar rochas Grupo Jacadigo que ocorrem na Morraria Grande às unidades antes descritas por autores na Morraria do Urucum. Tais correlações ajudam a posicionar verticalmente os estratos sedimentares da Morraria Grande em relação as outras morrarias, e contribuem para o argumento da uma extensa continuidade lateral das camadas na região.

Introdução

Distribuído no oeste do Mato Grosso do Sul, na fronteira Brasil-Bolívia (Fig.1), o Grupo Jacadigo (Almeida, 1945) corresponde a espesso pacote sedimentar depositado sobre rochas do embasamento granito-gnáissico Paleoproterozóico da região. As rochas que constituem o grupo têm especial importância por conterem grande variedade de tipos litológicos, que incluem formações ferríferas e diamictitos da Formação Santa Cruz e rochas siliciclásticas e arcoseanas da Formação Urucum que estão em contato com o embasamento cristalino.

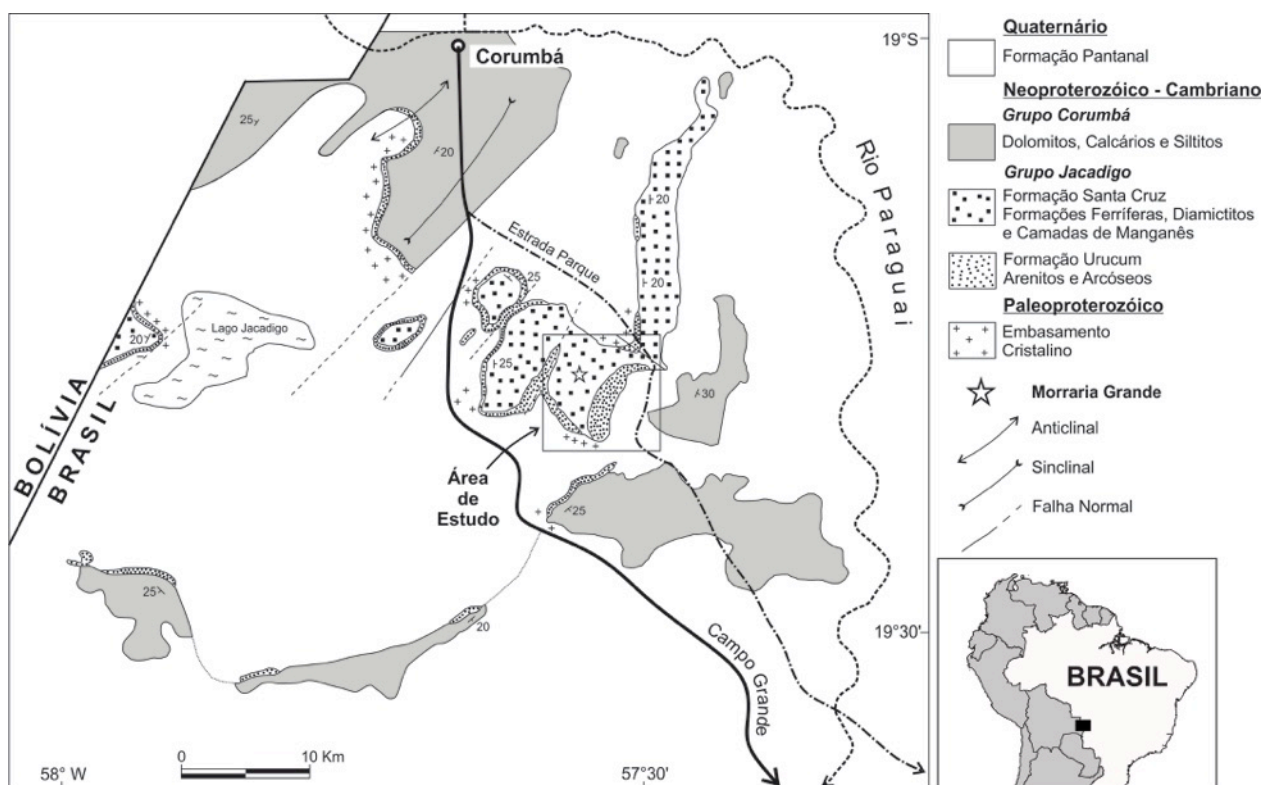


Figura 1 - Mapa Geológico da região de Corumbá, adaptado de Walde (1988).

O presente resumo apresenta novos dados estratigráficos preliminares para as rochas do Grupo Jacadigo, e tendo como objeto de análise a região da Morraria Grande e da Morraria do Urucum, a sudeste da cidade de Corumbá (MS).

Dados estratigráficos

Dados obtidos em furos de sondagem permitiram caracterizar estratigraficamente as rochas do Grupo Jacadigo, em especial as rochas da Formação Santa Cruz e seus contatos com as rochas abaixo. Os dados coletados na região de Morraria Grande, última das morrarias a sudeste de Corumbá, demonstram que as rochas da Formação Santa Cruz se apresentam muito pouco deformadas, exceto por estruturas rúpteis e zonas de falhas localizadas em certas porções.

A estratigrafia observada na região de Morraria Grande teve início com a deposição de sedimentos siliciclásticos e arcoseanos da Formação Urucum, recobrando boa parte do embasamento gnáissico e granítico de coloração rosada. As unidades muitas vezes apresentam porções do embasamento retrabalhado na base dos seus pacotes sedimentares, possivelmente representando uma superfície de discordância erosiva sobre o embasamento. Em algumas localidades, nas partes mais altas da morraria, o empilhamento estratigráfico se inicia diretamente com rochas da base da Formação Santa Cruz.

A Formação Santa Cruz, definida por Almeida (1945), é dividida por Dorr II (1945) em duas unidades, Formação Córrego das Pedras (FCP) na porção inferior, e Formação Band'Alta (FBA) na porção superior. Na região em estudo, a FCP é composta por rochas siliciclásticas médias a grossas, com certa quantidade de ferro e/ou manganês distribuído, especialmente próximo ao contato com o embasamento. O modo disperso do ferro e manganês nessa formação confirma um caráter transicional entre a Formação Urucum e a Formação Santa Cruz, como proposto por Dorr II (1945).

A Formação Band'Alta (FBA) representa a maior espessura dentro do Grupo Jacadigo e corresponde à unidade que se encontra em maior altitude na região (Dorr II, 1945). A FBA é composta essencialmente por formações ferríferas bandadas hematíticas, com presença de camadas de arenitos arcoseanos finos a médios na base, que dão lugar a pacote espesso de formações ferríferas bandadas maciças com carbonato até profundidades de 90-100 m. Nesse pacote são observadas camadas intercaladas de diamictitos de espessuras variáveis entre intervalo de 1 a 8 metros. Acima das formações ferríferas maciças prevalecem formações ferríferas nodulares, que quando preservadas demonstram nódulos siltosos centimétricos avermelhados. Os nódulos possuem em geral formas elipsoidais com centro muitas vezes ainda arredondado, e, quando preservados, contêm pequenas quantidades de carbonato. As formações ferríferas nodulares do topo da sequência estão bastante lixiviadas, o que muitas vezes confere aspecto de queijo suíço às rochas. Camadas de diamictitos são frequentes dentro das formações ferríferas nodulares da porção superior; devido à alteração nessas zonas mais rasas, o material muitas vezes se apresenta como amorfo, sendo diferenciado pela coloração e pela presença de fração siliciclástica fina e pela química.

A última parte da sequência, e maior parte do que recobre a Morraria Grande, consiste em espessas capas de elúvios e colúvios que podem chegar até 10 m de profundidade no perfil. Os colúvios e elúvios representam o material de maior teor para exploração na região, devido à alta lixiviação de sílica. Os colúvios são bastante variados, com química complexa devido à processos intempéricos. O material demonstra maior espessura próximo a vales e encostas das morrarias.

As camadas de manganês aparecem de 3 a 4 vezes distribuídas pela extensão da Formação Santa Cruz, e muitas vezes correspondem a sequências siliciclásticas finas, ou até mesmo a formações ferríferas-manganesíferas. Nas porções superiores observam-se resquílios de manganês em alguns níveis dispersos no pacote, e a remobilização para os limites de alteração do pacote. A camada de manganês mais próxima da base da sequência da formação foi encontrada em várias ocasiões durante o levantamento, o que confere certo grau de confiabilidade para correlações estratigráficas na região.

Discussão

Os estudos de detalhe sobre as rochas da Formação Band'Alta, e as relações com os dados de trabalhos realizados sobre as rochas localizadas nas outras morrarias, permite o início das correlações estratigráficas na região. Limites de sequência anteriormente propostos demonstram aplicabilidade também nas rochas da Morraria Grande, principalmente em relação ao limite das formações Band'Alta e Córrego das Pedras, que Dorr II (1945) propôs ser posicionado na última camada de manganês da sequência ou de hematita bandada.

As formações ferríferas descritas como bandadas e nodulares ainda carecem de dados publicados em suas outras localidades de ocorrência que permitam uma correlação estratigráfica das texturas na região. No entanto algumas estruturas descritas por Dorr II (1945) sobre as rochas da Formação Band'Alta, como sendo de possível origem orgânica também foram evidenciadas em afloramentos na região da Morraria Grande, tais estruturas não são identificadas em profundidade devido as limitações dos testemunhos.

Os diamictitos que ocorrem intercalados as formações ferríferas da região, já apresentam característica geográfica mais limitada pela possível ocorrência na forma de lentes extensas 1-2km de extensão e espessura de que chegam até 15 metros nas porções mais espessas e mais rasas da sequência.

Apesar de iniciais, tais correlações com os depósitos que ocorrem nas outras morrarias, argumentam a favor de uma ampla continuidade lateral das camadas de formação ferrífera dentro da bacia de deposição da Formação Band'Alta.

Agradecimentos

Os autores gostariam de expressar os agradecimentos à Vetorial Mineração pelo suporte aos trabalhos de campo, e a sempre prestativa recepção dos autores nas dependências da sua mina. Agradecimentos também são direcionados à CAPES pela disponibilização da bolsa de mestrado que possibilitou a execução do presente trabalho.

Referências

- Almeida F.F.M. 1945. Geologia do sudoeste mato grossense. *Bol. Dep. Nac. Produç. Mineral (D.N.P.M.)*, Rio de Janeiro, Brasil, **116**, 118 p.
- Dorr II J.V.N. 1945. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil. *Bull. U.S. Geol. Surv.* **946A**, 47 p.
- Walde D.H.G. 1988. *Das Proterozoische Paraguay-Araguaia orogen in West-Brasilien, usgehend von untersuchungen im Raum Corumbá*. Habilitationsschrift, Albert-Ludwigs Univ., Freiburg, 122 p. unpublished.

ANÁLISE MORFOLÓGICA DE GRÃOS DE ZIRCÃO DETRÍTICOS DO GRUPO CUIABÁ, FAIXA PARAGUAI NORTE-MT

BATALHA, R.S.¹; SAES, G.S.²; SOUZA, I.A.³

¹Departamento de Recursos Minerais–Universidade Federal do Mato Grosso, raizabatalha@gmail.com; ²Departamento de Recursos Minerais–Universidade Federal do Mato Grosso, gssaes@gmail.com; ³Departamento de Recursos Minerais–Universidade Federal do Mato Grosso, geologia.souza@gmail.com.

Resumo

O Grupo Cuiabá vem sendo alvo dos mais variados estudos. Neste trabalho, faz-se uma tentativa de se contribuir para o melhor entendimento da evolução deste cinturão de dobramentos da Faixa Paraguai por meio do entendimento da proveniência do Grupo Cuiabá. Aqui foram analisados a morfologia dos zircões detríticos de seis amostras da base ao topo do Grupo Cuiabá sendo duas em cada unidade, e contabilizadas cinco famílias de grãos de zircão. Até aqui, podemos observar que somente ocorrem grãos prismáticos com terminações preservadas na base da coluna e de forma significativa na Amostra 01. Toma-se este dado como indício de uma maior proximidade da área-fonte. É possível ver que no avanço para o topo da coluna os grãos tendem a ser arredondados e em sua maioria esféricos o que implica em um período de prevalência de retrabalhamento das rochas sedimentares.

Introdução

Este projeto tem como finalidade análise morfológica e estatística de grãos de zircão detrítico pertencentes ao Grupo Cuiabá (estado de Mato Grosso) desde as imediações de Poconé a SW da Capital Cuiabá, até as imediações de Planalto da Serra (MT) situada a quase 400 km a NE da capital. O Grupo Cuiabá foi acumulado no Neoproterozóico e é constituído basicamente por uma sequência de rochas sedimentares depositadas em ambiente continental passando no topo à marinho com influência glacial. Posteriormente, estas rochas foram metamorfizadas em baixo grau durante os eventos de fechamento do oceano Brasileiro. A geologia regional, a estratigrafia, a tectônica modificadora da bacia e a gênese das mineralizações auríferas têm sido investigadas nas últimas décadas (e.g. Almeida 1964, Luz *et al.* 1980; Alvarenga 1988; Alvarenga & Trompette 1993; Tokashiki & Saes 2008; Silva *et al.* 2002). Mais recente, tem sido o interesse sobre a proveniência do Grupo Cuiabá cujo trabalho de referência tem sido por meio de caracterização geocronológica Sm/Nd de suas rochas constituintes (p.e., Dantas *et al.*, 2009). Neste trabalho, volta-se à proveniência dos grãos do Grupo Cuiabá com ênfase no estudo dos grãos de zircão detríticos levando em conta a caracterização destes a partir de seis amostras do Grupo Cuiabá coletadas ao longo das suas principais formações e sub-unidades constituintes. Visa-se com isto ao entendimento da área-fonte e dinâmica tectônica na Faixa Paraguai durante a deposição destes sedimentos. Também as condições paleoclimáticas que controlaram o intemperismo, o transporte e a deposição dos grãos detríticos aqui estudados poderá ser explorada a partir dos dados aqui gerados.

Materiais e Métodos

Os trabalhos de campo na região da Baixada Cuiabana até Planalto da Serra serviram para a identificação das diversas litofácies e coleta de amostras que foram selecionadas por sua representatividade das litofácies e submetidas à moagem manual com o auxílio de marreta, deslamadas e secas. Depois, elas foram peneiradas para posterior separação dos minerais pesados por bateia. Nesta separação, foram segregadas duas frações de areia muito fina (0,062 a 0,125 mm) e areia fina (0,125 mm a 0,25 mm). Deste concentrado de minerais pesados, a principal finalidade

foi a seleção em lupa de cerca de 100 grãos de zircão por amostra. Estes foram submetidas a uma contagem estatística das famílias de zircão presentes. Estas famílias foram definidas por suas características morfológicas, observadas em lupa de mesa.

Resultados e Discussão

Seis amostras distribuídas ao longo da coluna estratigráfica foram estudadas, sendo estas da base para o topo: FORMAÇÃO CAMPINA DE PEDRA – Amostra 01 – rocha geologicamente localizada no núcleo do braquianticlinório Bento Gomes, cuja mesma tratasse de um metarenito grosso, betuminoso, de cor cinza escuro constituído basicamente de quartzo azul, feldspato, muscovita, biotita e epidoto. Foram nesta amostra coletados e analisados 114 grãos de zircão. Amostra 02 – Esta rocha, um metarcóseo lítico médio a grosso, cinza esverdeado, composto por quartzo, feldspato, fragmentos de rochas sedimentares diversas, muscovita e biotita. Aqui são coletados 150 grãos. FORMAÇÃO ACORIZAL – A amostragem desta unidade ocorreu nas imediações da cidade de Acorizal. Amostra 03 – amostragem de um metaconglomerado polimítico cinza esverdeado, com matriz arenosa feldspato-lítica pertencente ao Membro Pindaival. Nesta, foram contados 204 grãos de zircão. Amostra 04 - Corresponde a um diamictito polimítico cinza arroxado, maciço, com clastos de tamanhos milimétricos a métricos e matriz argilosa, pertencente ao Membro Engenho. Foram coletados 64 grãos. FORMAÇÃO COXIPÓ – Esta formação abriga os membros Pai Joaquim (à base) e Marzagão (ao topo). Amostra 05 (Pai Joaquim) – amostragem de um conglomerado com maturidade textural e granodecrescência ascendente. Foram coletados 87 grãos. Amostra 06 (Membro Marzagão) – amostragem foi feita nas proximidades de Planalto da Serra e é representada por diamictito maciço intensamente foleado, de cor verde. Foram estudados 123 grãos de zircão.

Das amostras estudadas, é possível observar cinco famílias de grão de zircão estabelecidas a partir do estudo em lupa de mesa das suas características físicas: hábito cristalino, arredondamento, esfericidade, cor e inclusões (fluidas e minerais). Em todas as amostras temos uma variação na coloração, de mais avermelhados na base e incolores no topo ocorrendo também espécimes em róseo e âmbar. Estas famílias de grãos de zircão se distribuem ao longo das amostras estudadas (Tabela 1). São estas as famílias: Família F1 – Grãos de zircão com prismas euédricos, longos, bipiramidais; Esta família ocorre somente nas amostras 01 e 02. Na amostra 01, foram contados 33 grãos, 28,94% dos grãos contados nesta amostra. Já na Amostra 02, são somente cinco grãos que representam 3,33% da amostra. F2 – Grãos de zircão curtos subédricos com terminações preservadas; Esta família somente é observada na Amostra 01. Foram contados 28 grãos, 24,56% da amostra 01. F3 – Grãos de zircão com prismas médios e terminações arredondadas; Este padrão existe nas amostras 01, 02 e 03, sendo que na Amostra 01 são 27, 23,68%, na Amostra 02 são 41 grãos, 29,33% e na Amostra 03 - 83 grãos pertencem a Família 03, sendo 40,68% do total de grãos. F4 – Grãos de zircão arredondados e esféricos, não aparecem os prismas; Esta é a única família que se repete em todas as amostras sendo também a mais abundante nestas. Assim temos Amostra 01 - 27 grãos 28,80%, Amostra 02 - 74 grãos 49,33%, Amostra 03 - 84 grãos, 41,17%, Amostra 04 – 58 grãos, 90,63%, Amostra 05 – 77 grãos, 88,5% e Amostra 06 – 112 grãos que representam 91,05% de total analisado. F5 – Grãos de zircão com prismas longos com terminações arredondadas. Podemos ver exemplares em cinco das seis amostras estudadas, ausente somente na primeira amostra. Assim temos Amostra 02 – 27 grãos, 18%, Amostra 03 – 37 grãos, 18,13%, Amostra 04 - 6 grãos, 9,36%, Amostra 05 – 10 grãos, 11,49% e Amostra 06 sendo 11 grãos o que representa 8,93% dos zircões estudados. Esta relação é melhor compreendida na tabela 01.






			AMOSTRAS					
			01	02	03	04	05	06
FAMILIAS	F1		28,94%	3,33%	—	—	—	—
	F2		24,56%	—	—	—	—	—
	F3		23,68%	29,33%	40,68%	—	—	—
	F4		28,80%	49,33%	41,17%	90,63%	88,5%	91,05%
	F5		—	18%	18,13%	9,36%	11,49%	8,93%

Tabela 1 - Distribuição das famílias encontradas com relação às amostras estudadas.

Interpretações. Observa-se a relação de tempo no transporte diagenético de cada amostra em sua devida unidade. Assim, ocorrem grãos com arestas e prismas preservadas na base da coluna e como essa relação desaparece ao avanço para o topo da coluna estratigráfica. Isto provavelmente pode ser entendido como maior proximidade da área-fonte nas amostras basais. Por outro lado, deve ser avaliado o período de permanência na diagênese como outra causa para diferença de hábito entre estes grãos à medida que passamos para o topo da coluna.

Conclusões

Até aqui podemos observar que somente ocorrem grãos prismáticos com terminações preservadas na base da coluna e de forma significativa na Amostra 01. Inferimos que ocorre uma maior proximidade com a área-fonte nas unidades basais. É possível ver que no avanço para o topo da coluna, os grãos tendem a ser arredondados e em sua maioria esféricos o que implica em um maior período no transporte sedimentar.

Agradecimentos

À Universidade Federal do Mato grosso e ao Programa de Pós Graduação em Geociências.

Referências

- Almeida F.F.M. 1964 - Geologia do Centro-Oeste Mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, Rio de Janeiro. Bol. 215, 123p.
- Alvarenga C.J.S., 1988 - Turbiditos e a Glaciação do Final do Proterozóico Superior no Cinturão Dobrado Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo. V.18(3): p. 323-327.
- Luz J.S., Oliveira A.M., Souza J.O., Motta J.J.I.M., Tanno L.C., Carmo L.S., Souza N.B. 1980 - Projeto Coxipó. *Relatório Final. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Superintendência Regional de Goiânia*, DNPM/CPRM, v. 1, 136p.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1993. Brasiliano tectonic of the Paraguay Belt: the structural development of the Cuiabá region. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**:18-30.
- Dantas E,L*, Alvarenga C,J,S, R,V, Pimentel, M, M, 2009 - Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, *Central Brazil Precambrian Research* 170 (2009) 1–12
- Silva, C.H., Simões, L.S.A., Ruiz, A.S. 2002. Caracterização estrutural dos veios auríferos da região de Cuiabá, MT. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 407-418
- Tokashiki, C. do C. e Saes, G. S. Revisão estratigráfica e faciológica do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista. Brasileira de Geociências*. [online]. 2008, vol.38, n.4, pp. 661-675. ISSN 0375-7536.

ESTUDO E REVISÃO DOS TESTEMUNHOS ESTRATIGRÁFICOS DO PROJETO SONDAEM BAMBUÍ (PSB) NA REGIÃO DE VAZANTE-PARACATU

SOTERO, M.P.¹; DIAS, P.H.A.¹; MARINHO, M.S.¹; RIOS, M.V.¹

¹ Serviço Geológico do Brasil– CPRM, marcus.sotero@cprm.gov.br;

Resumo

Esse trabalho apresenta os resultados parciais do estudo de revisão de testemunhos de sondagem estratigráfica do projeto Sondagem do Bambuí (Brandalise, 1980) na região compreendida entre as cidades de Vazante e Paracatu, noroeste de Minas Gerais. Destacam-se os novos perfis gerados a partir da integração dos dados prévios com novas concepções estratigráficas, novas descrições macro e microscópicas e perfilagem com FRXp.

Introdução

O Projeto de Sondagem Bambuí (PSB) consistiu na perfuração de 18 furos de sondagem profunda pioneira, totalizando 14.883 m, sendo 13 na região de Vazante-Paracatu e outros 5 nas regiões de Lontra-Montalvânia e Corinto-Jequitaí. O trabalho em questão tem como objetivo contribuir para o conhecimento da estratigrafia e do potencial econômico para Zn, Pb e Cu dessas regiões. Em 16 dos furos foram realizados perfis de Gama, Resistividade e SP. A locação dos furos foi feita levando-se em consideração sugestões das mineradoras locais.

Os furos investigados durante o trabalho estão localizados na região entre as cidades de Vazante e Paracatu, entendida como parte do domínio externo da Faixa Brasília (Fuck, 1994), composta por uma sequência argilo-carbonática dobrada e falhada relacionada ao Grupo Vazante (Dardenne, 1988).

A revisão dos perfis, bem como as novas análises realizadas, faz parte do projeto Faixa Brasília Sul da CPRM. Esse projeto tem como objetivo avançar nos conhecimentos estratigráficos e metalogenéticos da Faixa Vazante-Paracatu. Na região da cidade de Vazante estão localizados os furos PSB-01, PSB-02, PSB-03, PSB-04 e 04A, e PSB-12, e na de Paracatu, os furos PSB-05, PSB-06, PSB-07, PSB-08, PSB-09, PSB-10 e PSB-11.

Materiais e Métodos

No projeto PSB, foram descritas 454 lâminas petrográficas e realizadas cerca de 4.413 análises químicas por absorção atômica, para identificação de diversos elementos, e 114 de difração de raios-x, para determinação específica dos carbonatos. A descrição completa pode ser vista no relatório final do projeto PSB, de Brandalise *et al.* (1980). Esses dados foram resgatados no acervo histórico da CPRM e os testemunhos estão armazenados, em bom estado, na litoteca da CPRM na cidade de Caeté/MG.

Até o momento, no projeto atual foram descritas 12 lâminas e 05 análises litogeoquímicas quantitativas em ICP-OES no furo PSB-01. Nos furos PSB-01 e PSB-05, foi feita uma perfilagem com aparelho de Fluorescência de Raio-X Portátil (FRXp) com espaçamento entre análises de aproximadamente de 10m ou observando variações litológicas. No total foram tomadas 97 análises

no PSB-01 e 120 no PSB-05. Como se tratam de análises pontuais buscou-se locais predominantemente homogêneos e representativos de cada intervalo.

Resultados e Discussão

Será apresentado nesse trabalho o perfil do furo PSB-01 (Fig. 1), na escala 1:2.000, composto pela descrição litológica, análises químicas, perfilagem de Gama, Resistividade e SP, associações mineralógicas indicativas de mineralizações e unidades litoestratigráficas propostas por Dardenne (2000).

O furo PSB-01 está locado a leste da Mina de Vazante, portanto não intercepta o corpo mineralizado que está condicionado a uma zona de falha com direção de azimute 50° e mergulho variando entre 60° e 70° para noroeste (Rigobello *et al.*, 1988; Dardenne, 2000; Monteiro *et al.*, 1999), mas mostra uma seção estratigráfica relevante.

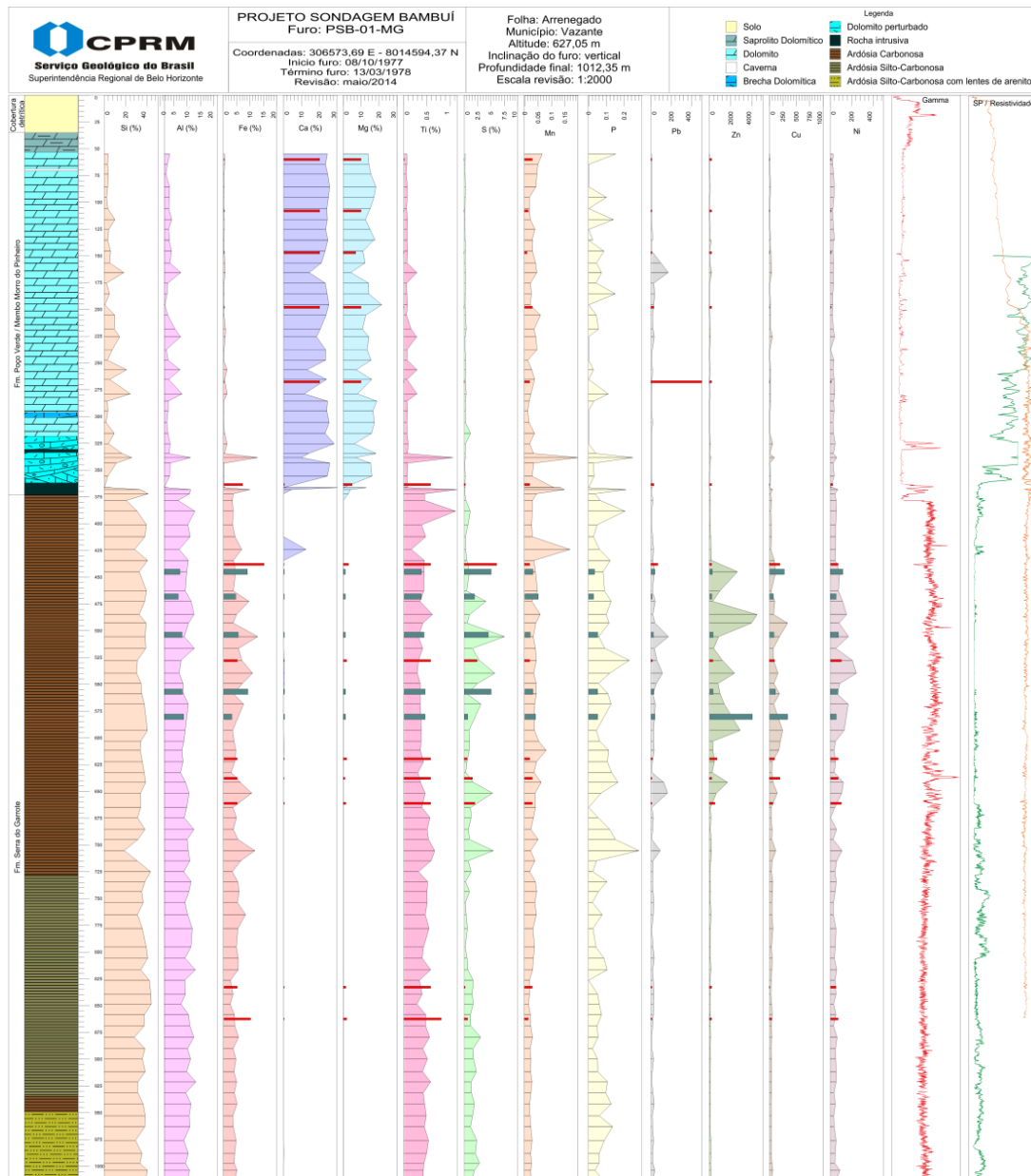


Figura 1 - Perfil do furo PSB-01 mostrando unidades litoestratigráficas, litologia, litogeoquímica do projeto PSB (barras vermelhas) e desse projeto (barras verdes), perfilagem com FRXp e Gama, Resistividade e SP.

O furo é iniciado com 50m de cobertura eluvionar e solo residual com seixos de dolomito. A partir de então se inicia uma sequência dolomítica de 300 m, composta por dolomito cinza a róseo, com estromatólitos colunares, intraclastos, pelóides, matriz micrítica e cimento espático (Fig. 2a). Ocorrem intercalações de níveis métricos de brecha intraformacional dolomítica, com clastos cinza claro a róseos, às vezes angulosos, imersos em matriz cinza. Existem ainda raros níveis de dolarenito cinza. Veios e bolsões compostos por dolomita branca e/ou quartzo, raramente com pirita e galena cortam a sequência em várias direções (Fig 2b). Na porção basal do pacote são observadas duas intrusões máficas que perturbam e alteram o dolomito. A rocha então adquire cor branca, se assemelhando a mármore, e feições caóticas, cortada por veios esverdeados e calcíticos. Essa sequência dolomítica descrita pode ser relacionada ao Membro Morro do Pinheiro, base da Fm. Serra do Poço Verde.

As intrusões máficas possuem em média 12m de espessura e são compostas por diabásios verdes, com granulação fina a média, inequigranular, com textura subofítica. Mostra ripas de plagioclásio parcialmente inclusas em clinopiroxênio, ambos alterados (Fig. 2c). O diabásio é ainda cortado por veios zonados de quartzo, carbonato e clorita. A intrusão está posicionada no contato entre a sequência dolomítica com outra pelito-carbonosa da Fm. Serra do Garrote.

A sequência da Fm. Serra do Garrote é iniciada por 355m de filito carbonoso negro, laminado, com intercalações subordinadas de sericita-quartzo filito, ambos piritosos. Abaixo ocorre intervalo de 170m onde a contribuição carbonosa diminui e a proporção de sericita-quartzo filito aumenta, mostrando textura rítmica. Na porção final do furo, cerca de 112m, ocorre predomínio do metarritimito com intercalações de metarenito fino. O acamamento sedimentar da sequência é quase sempre bem marcado pela alternância das lâminas escuras e claras. Está comumente dobrado e falhado (Fig. 2f) e às vezes parcialmente transposto por uma foliação oblíqua posterior (Fig. 2d). Toda a sequência está fortemente deformada, chegando a apresentar feições miloníticas com porfiroclastos rotacionados de pirita e com sombras de pressão de quartzo (Fig. 2e). Ocorrem ainda dobras de crenulação quase sempre restritas às lâminas sericíticas.

As características químicas dos dois pacotes estratigráficos, bem como da rocha intrusiva, são notoriamente distintas e podem ser muito bem observadas na perfilagem, principalmente em relação aos resultados dos elementos maiores, como Si, Al, Fe, Ca, Mg e Ti. Podemos ainda observar anomalia conjunta de Pb, Zn, Cu e Ni, aliada a de S, na região de topo da Fm. Serra do Garrote. Essa anomalia coincide com a porção mais carbonosa dessa formação.

Conclusões

A revisão dos perfis e as novas análises realizadas são de suma importância para o avanço no conhecimento estratigráfico e busca de indícios de mineralizações, ressaltando a grande importância de sondagens profundas, principalmente em terrenos onde o intemperismo atua de forma intensa, com afloramentos escassos e perfis de solo espessos.

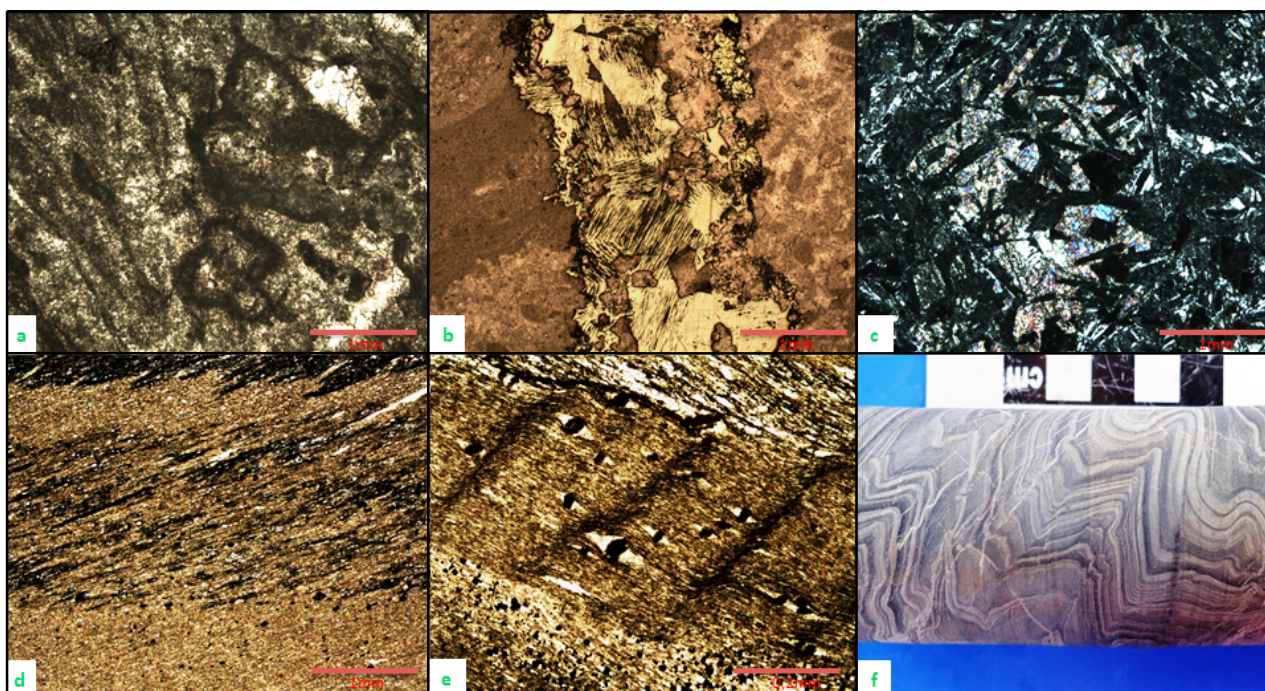


Figura 2 - a – *Wackestone* com estromatólito colunar (lado esquerdo da imagem) e intraclastos botrioidais e pelóides (lado direito), matriz micrítica e cimento espático (308m); Luz transmitida. **b** – *Wackestone* com pelóides cortado por veio de galena, pirita e carbonato (287,2m); Luz refletida. **c** – Textura subofítica em diabásio alterado, mostrando ripas de plagioclásio (cores escuras) parcialmente inclusas em clinopiroxênio (367m); Luz transmitida, polarizadores cruzados. **d** – Metarritimito com alternância de lâminas carbonosas e sericíticas, e foliação oblíqua (378,75m); Luz transmitida, polarizadores cruzados. **e** – Metarritimito deformado com porfiroclastos rotacionados de pirita com sombra de pressão, e dobras de crenulação (438,4m); Luz transmitida. **f** – Metarritimito dobrado e falhado (1008,75m).

Referências

- Brandalise, L.A., Pimentel, G.B., Steiner, H.P., Soares, J., Mendes, J.R., Queiroz, N.F., Lima, O.M., Pádua, W. (1980). Projeto sondagens Bambuí em Minas Gerais: relatório final. Belo horizonte, DNPM/CPRM, v.1.
- Dardenne, M. A.; Freitas-Silva, F.H.; Souza, J.C.F. & Campos, J.E.G. 1998. Evolução Tectono-Sedimentar do Grupo Vazante no Contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. In: SBG, XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, SBG-MG, p. 26.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília fold belt. In: U.G. Cordani, E. G. Milani, A. Thomaz Filho e D.A. Campos (eds.), *Tectonic evolution of South America*, p. 231-263.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, 4º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, *Anais*, 4: 184-187.

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO CUIABÁ NA BAIXADA CUIABANA

FIGUEIREDO, L. N.¹; GANZER, D. J.²; SAES, G. S.³

¹Graduação de Geologia - Universidade Federal de Mato Grosso, luannf.gel@gmail.com;

²Graduação de Geologia - Universidade Federal de Mato Grosso, danyganzer@gmail.com;

³Departamento de Recursos Minerais - Universidade Federal de Mato Grosso, gssaes@gmail.com

Resumo

O Grupo Cuiabá constitui uma espessa pilha sedimentar depositada na margem sudeste do Cráton Amazônico metamorfisada em fácies xisto verde durante o Ciclo Orogênico Brasileiro-Pan-Africano (~600 Ma.) O estudo de afloramentos em perfis regionais, minas abertas para exploração de ouro aliadas a revisão bibliográfica existente permitiram uma proposta de interpretação paleogeográfica e deposicional para as porções inferior e média do Grupo Cuiabá. A Fm. Campina de Pedra (inferior) é interpretada como fase rifte e a Fm. Acorizal (média) como preenchimento de rifte sob influência glacial.

Palavras-chaves: Estratigrafia, Grupo Cuiabá, Rifte.

Introdução

As principais contribuições estratigráficas do Grupo Cuiabá devem-se a Almeida (1964, 1965), Guimarães & Almeida (1972), Luz *et al.* (1980), Alvarenga (1988) e Alvarenga & Saes (1992), contudo sendo separado em unidades informais. A coluna estratigráfica adotada no presente trabalho é de Tokashiki & Saes (2008) e Beal (2013) justificada pela tentativa do estabelecimento da estratigrafia formal do Grupo Cuiabá, sendo dividida em três formações: (i) Campina de Pedra, basal, depositada em ambiente lacustre documentando a fase rifte da bacia; (ii) Acorizal, média, registrando a pilha sedimentar glaciomarinha acumulada em uma margem rifte evoluindo a continental do tipo Atlântico; (iii) Coxipó, superior, constituída por sedimentos marinhos pós-glaciais. O objetivo deste trabalho é detalhar o empilhamento estratigráfico e propor um modelo paleogeográfico e deposicional para porções basal e média do Grupo Cuiabá. Baseado em, revisão bibliográfica, confecção de perfis e análise fáciesológica em locais chaves em Poconé-MT (Água Vermelha, Campina de Pedra, Chumbo e Cangas) e Acorizal-MT (Engenho).

Resultados e Discussão

No presente trabalho são denominadas informalmente três fácies (Água Vermelha, Chumbo e Topo da Serra) componentes da Formação Campina de Pedra, anteriormente considerada indivisa pelos autores citados. Algumas modificações em relação aos contatos geológicos dos membros e camadas também foram introduzidas (fig. 1). A Fácies Água Vermelha tem seu nome adotado de uma Comunidade próxima da MT-467, definida como estratotipo, próxima a um afloramento de lajedo e trincheira, ocorre no núcleo da Antiforme de Bento Gomes. Esse pacote representa a unidade basal do Grupo Cuiabá não sendo observado na região o seu contato inferior. É composta por filitos sericíticos, denotando um ambiente continental lacustre raso. A Fácies Chumbo tem seu nome emprestado do distrito homônimo, localizado na MT-451 a cerca de 30 km a NE do município de Poconé e aflora em colinas, morrotes e cortes de estrada nas adjacências da rodovia citada. É constituída por filitos e metarenitos carbonosos e lentes de mármores calcíticos, presumindo um ambiente lacustre profundo.

A Fácies Topo da Serra tem seus melhores afloramentos nas proximidades da Comunidade Campina de Pedra, daí se estendendo para NE e SW, orlando todo flanco NW da Antiforma de Bento Gomes, sustentando os principais alinhamentos de serras (Buriti dos Brancos e Descida do Buriti). É composta por metarenitos arcócosianos e líticos, interpretada como depósitos de fan-deltas.

O empilhamento da Fm. Campina de Pedra inicia-se por filitos sericíticos da Fácies Água Vermelha com ~300 m de espessura, o contato com superior com a Fácies Chumbo é gradacional, interdigitado. Segue-se com espesso ~600 m pacote de: (i) filito sericítico carbonoso com laminação plana; (ii) metarenitos grossos carbonosos em estratos tabulares (20cm a 1m) com estrutura gradacional para filitos carbonosos; (iii) lentes de mármore calcíticos pretos. O topo da sucessão inicia-se com a interdigitação dos filitos carbonosos com metarenitos lito-feldspáticos cinza esverdeados, denominados de Fácies Topo da Serra, com ~300 m de espessura (fig. 2).

A Formação Acorizal é a unidade que apresenta maior diversidade litológica, sendo identificadas três associações de fácies correspondentes aos membros Pindaival, Engenho e Cangas (Tokashiki & Saes 2008; Beal 2013) (fig. 3).

O Membro Pindaival compreende ciclos métricos granodecrescentes de conglomerados cinza-esverdeados polimíticos, com seixos de granito, gnaiss, feldspato, sílex e argilito preto e marrom que passam no topo a litarenitos verde-amarelados, grossos a finos, maciços e laminados, argilito preto e marrom, pelitos maciços, verdes e amarelo-avermelhados quando alterados, com presença frequente de clastos caídos com formas facetadas e interestratificados com litarenitos completam o pacote inferior da Formação Acorizal, constituindo no conjunto, típicas cunhas clásticas progradacionais com padrão de empilhamento granocrescente ascendente, atingindo espessuras estimadas em 500 m. Na região NW da área o Membro Pindaival realiza contato com o Membro Engenho por Camadas de Transição (~500m de espessura), composta por interdigitação de conglomerado, arenito, diamictito e pelito.

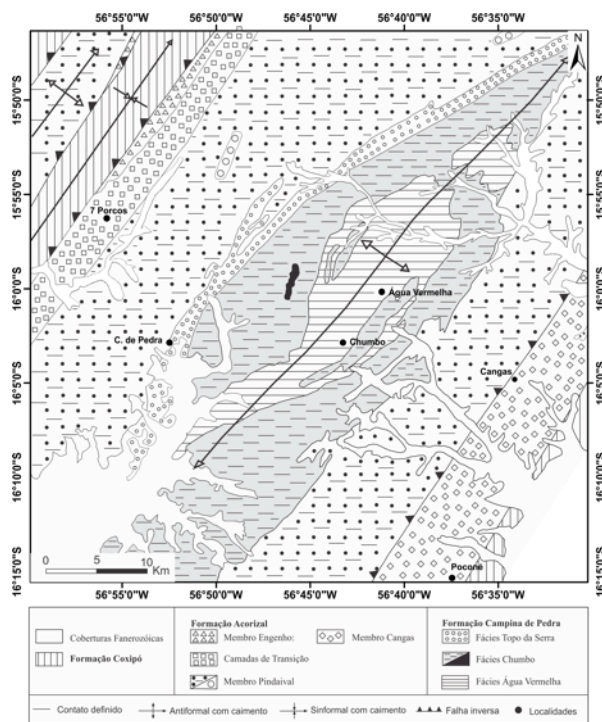


Figura 1 - Mapa geológico da área estudada (modificado de Luz *et al.* 1980).

O Membro Engenho (~400m de espessura) é constituído por metadiamictitos roxos acinzentados, maciços, com clastos variados, facetados e estriados. Possui carácter glaciogênico e é correlacionado com o Membro Cangas. O membro correlacionado possui ~400m de espessura e aflora exclusivamente ao SE da Antiforme de Bento Gomes, em um alinhamento com direção N40E, onde hospedam as principais mineralizações da Província Aurífera da Baixada Cuiabana (Paes de Barro *et al.* 1998). É composto por uma associação de metaritimtos areno-pelíticos com dropstones, metadiamictitos laminados e maciços cinza arroxeado, e subordinadamente conglomerados, litarenitos, pelitos e formações ferríferas (Bifs), o contato superior é abrupto com arenitos e conglomerados da base da Fm. Coxipó (Mb. Pai Joaquim).

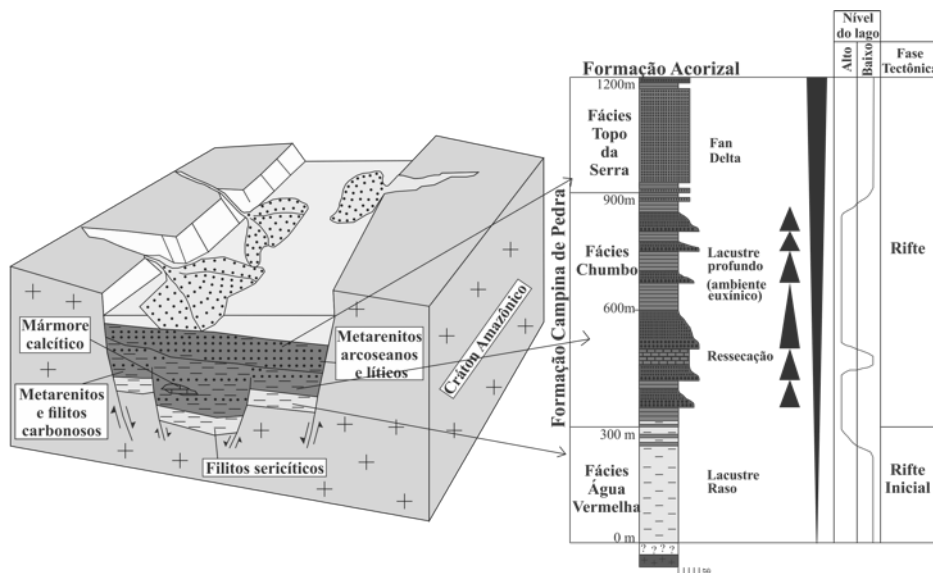


Figura 2 - Bloco diagrama esquemático do contexto tectônico e a evolução paleogeográfica da Fm. Campina de Pedra, representada por uma bacia lacustre profunda do tipo rift, gerada por extensão e fragmentação da borda SE do Cráton Amazônico, (Modificado de Freitas, 2003 e Beal, 2013).

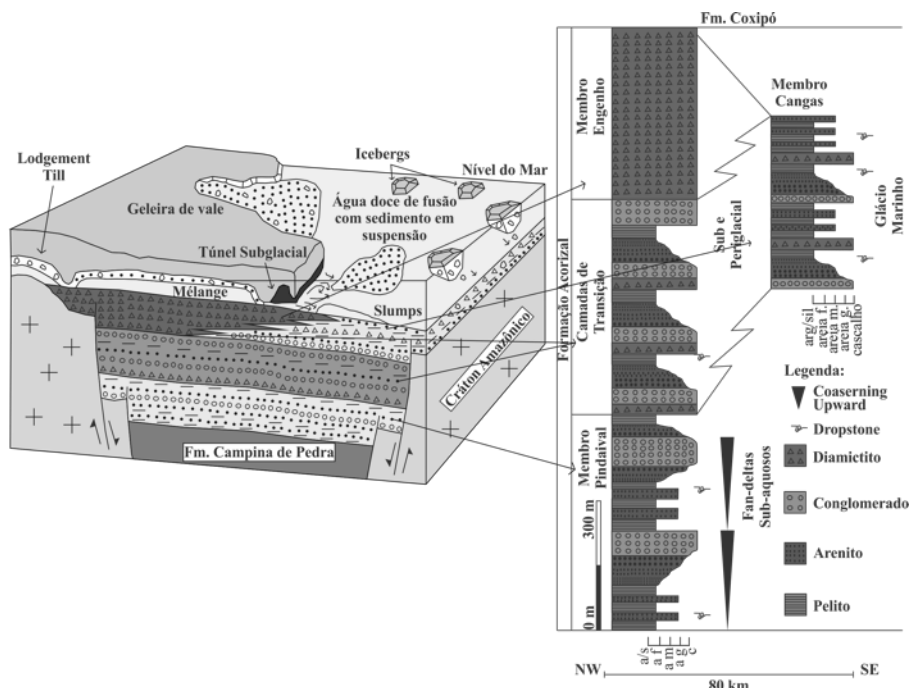


Figura 3 - Cenário deposicional provável para os sedimentos da Fm. Acorizal na área de estudo (modificado de Tokashiki & Saes, 2008 e Beal, 2013).

Conclusões

O estudo da faciologia das formações Campina de Pedra e Acorizal na área de estudo sugerem tectônica distensiva e eventos de glaciação e deglaciação, respectivamente.

Referências

- Almeida F.F.M. 1964. *Geologia do Centro-Oeste Matogrossense*. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, Rio de Janeiro, Boletim 215, 123p.
- Alvarenga, C. J. S. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*, 18:323-327, 1988.

- Luz J.S., Oliveira A.M., Souza J.O., Motta J.J.I.M., Tanno L.C., Carmo L.S., Souza N.B. 1980 - *Projeto Coxipó*. Relatório Final. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Superintendência Regional de Goiânia, DNPM/CPRM, v. 1, 136p. (relatório final).
- Tokashiki, C. C., Saes, G. S. 2008. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, p. 661-675, 2008.
- Beal, V. 2013. Estratigrafia de Sequências do Grupo Cuiabá, Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFMT.

THE FIRST PALEONTOLOGICAL RECORDS OF REPTILES FROM THE CRETACEOUS OF CENTRAL BRAZIL (1883/1886): THE WORK OF HERBERT H. SMITH (1851 – 1919) & ORVILLE A. DERBY (1851 - 1915)

CANDEIRO, C.R.A.*¹; FIGUEIRÔA, S.F.M.*²; PEYERL, D.³

¹Laboratório de Paleontologia e Evolução Paleobiológica - Curso de Geologia-Campus Aparecida de Goiânia - Universidade Federal de Goiás/*Bolsista de Produtividade CNPq, candeiro@ufg.br,

²Departamento de Ensino e Práticas Culturais-Faculdade de Educação-Universidade Estadual de Campinas, silviamf@unicamp.br;

³Programa de Pós-Graduação em Política Científica e Tecnológica - Instituto de Geociências - Universidade Estadual de Campinas, driellipeyerl@gmail.com.

Abstract

During the second half of the 19th century, the North American naturalist Herbert Huntington Smith (1851-1919) led expeditions to Brazil that resulted in the purchase first records of Cretaceous reptiles from Brazil Central. Hired by the Museu Nacional at the end of 1881, he travelled and reached the region of Chapada dos Guimarães where he collected many specimens of reptiles, birds, mammals and insects, as well as petrographic and fossiliferous samples which were formally described by Orville Adelbert Derby (1851-1915). Thus, it is intended to briefly describe the trajectory of these two researchers in Brazil, directly connected with the research of the Cretaceous of Central Brazil.

Introduction

The geologist Orville Adelbert Derby (1851/Kellogsville, NY -1915/Rio de Janeiro, RJ) (Fig. 1) is largely recognized as one of the most important naturalists who worked in Brazil from the end of the 19th century to the first decades of the 20th century. Derby directed the Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo (1886–1905) and the Serviço Mineralógico do Brasil (1907–1915) since their foundation (Figueirôa 1997), being responsible for reporting relevant fossil records of invertebrates and vertebrates belonging to the Cretaceous of Central Brazil.

As related to reptiles from the Cretaceous of the Bauru Group, Derby is known as the first to publish about this geological unit, and its fossil records of the Mato Grosso State. However, the North American naturalist Herbert Huntington Smith (1851-1919/New York) (Fig. 2) was the first to explore the South-central parts of Mato Grosso State, Herbert H. Smith resided for about two years in the Chapada near Cuiabá, being engaged in zoological collecting (Evans 1894). He reported on the first records of Cretaceous vertebrates from the geological unit known today as *sensu* Bauru Group (Fernandes & Coimbra, 1996).

In 1895, Derby wrote to ‘Archivos do Museu Nacional’, the article ‘Nota sobre a Geologia e Paleontologia de Matto-Grosso’. In the article, he described the collaboration of Herbert H. Smith which he has presented to the Museu Nacional of Rio de Janeiro with few fragments of fossiliferous sandstone in the region ‘Matto-Grosso’ (Derby 1895).

The fossils in question were found in masses of half decomposed, highly ferruginous sandstone lying loose on the surface near the little village of Chapada which, as will be seen by the accompanying section, is close to the southern margin of the tableland and near the divide between the Paraguay and the Tapajos. The village of Chapada is situated about thirty miles N. E. of the city of Cuyabá, the capital of Matto Grosso (Derby 1895, p. 61).



Figure 1 - Geologist Orville A. Derby.

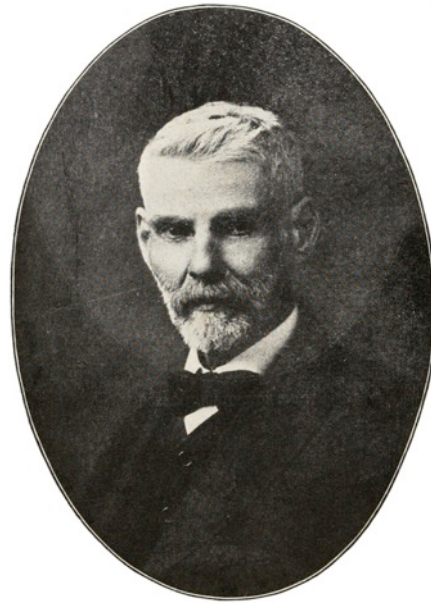


Figure 2 - Naturalist Herbert Huntington Smith.

Material and methods

This paper is based on researches made from September to October 2014 in the archives of the Museu Nacional do Rio de Janeiro and Departamento Nacional da Produção Mineral (Rio de Janeiro, Brazil), in order to find primary sources of information about *Friedrich von Huene research on the Late Cretaceous dinosaur-bearing in Brazil*. The files comprehended a collection of documents, reports, technical reports, and published papers about the studied area, namely the Central Brazil. H. Smith spent four years (1882-1886) exploring the former Mato Grosso Province.

Results and discussion

During his expeditions, he collected “*fragments of fossiliferous ‘gres’* [sandstone]” in the municipality of Chapada, and donated the material to the Museu Nacional do Rio de Janeiro. Later, in 1895, Derby made the first formal description of these materials: “*These layers have about 300 meters thick, and next to its base there is an exposed layer containing vertebrate bones. Among the collected bones of this layer, I have identified a turtle shell fragment and a reptile vertebra. Both must have been large, and these layers are certainly secondary*” (Evans 1894). Geological and paleontological literature always assigned the legacy of these records is to O. Derby, as well as the origin of the first vertebrate fossil record from the Bauru Group. Nevertheless, these specimens were collected by H. Smith, and later described by O. Derby.

Conclusion

This material allowed to the recognition of the South-central region of Mato Grosso as one of the most important and promising paleontological sites with vertebrate remains from the Cretaceous of Central Brazil.

It is noteworthy then that the History of Science provides tools for the study of trajectories of two important researchers of the period.

Acknowledgments

This contribution was partially supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). R. Candeiro and S. Figueirôa are also grateful to CNPq for the Produtividade em Pesquisa fellowship and Drielli Peyerl thanks the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo for her postdoctoral fellowship.

Reference

- Derby O. 1895. A. Notas sobre a geologia e paleontologia de Matto Grosso. *Arquivos do Museu Nacional*, 9:59-88.
- Evans J.W. 1894. The geology of Mato Grosso (particularly the region drained by the upper Paraguay). *Geological Society of London Quartely Journal*, 50:85-104.
- Fernandes L.A. & Coimbra, L.A. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68, 2:195-205.
- Figueirôa S.F.M. 2007. A propósito dos estudos biográficos na história das ciências e das tecnologias. *Fênix-Revista de História e Estudos Culturais*, 4, 3:1-14.
- Herbert Huntington Smith (Figure 02). Available in: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/0/0c/Herbert_Huntington_Smith_1851-1919.jpg. Accessed on: May 20, 2015 at 3:42:56 PM.
- Orville A. Derby (Figure 01). Available in: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/74/Orville_derby.gif. Accessed on: April 24, 2015 at 5:52:20 PM.

ESTUDOS DOS PALEOSSOLOS DO GRUPO URUCUIA (SERRA DOS TAPUIAS) NO MUNICÍPIO DE RIACHÃO DAS NEVES – BAHIA

Araújo, T. W. A.¹; Campos, A. C. M.¹; Porto, W. S.; Rocha, P.D.M.¹; Alves, R.R.²

¹Centro das Ciências Exatas e das Tecnologias– Universidade Federal do Oeste da Bahia, thyagowinicios@windowslive.com; Professor Dr. do Centro de Ciências Exatas e das Tecnologias da UFOB²

Resumo

O grupo Urucuia, depositado no Cretáceo superior, tem sua localização na bacia sanfranciscana, tendo como área fonte a Serra do Espinhaço e o Alto Parnaíba, esta unidade se subdivide em duas formações, Posse e Serra das Araras que foram depositadas em campos de dunas e interduna (na base), e em planície fluvial efêmera de ambiente desértico (*wadi*), no topo, respectivamente, no contato entre essas duas unidades litoestratigráficas, encontra-se os Paleossolos, com bioturbações, concreções ferruginosas e icnofósseis, tendo uma importância significativa, por marcar uma mudança de um depósito muito seco (Formação Posse), para um depósito mais úmido (Formação Serra das Araras), evidenciando a mudança climática e uma diastema relevante ocorridos durante o Cretáceo superior.

Palavras chave: Formação Posse, Formação Serra das Araras e Paleossolos.

Introdução

Os estudos das características de paleossolos são de grande importância para se identificar diastemas, este trabalho possui a proposta de verificar a existência e classificar segundo Andreis (1981 apud BUENO, 2012) os paleossolos presentes no grupo Urucuia, além de entender quais e como ocorreram os processos de sedimentação desta unidade litoestratigráfica.

A região está inserida no Cráton do São Francisco (Porção Oeste), apresentando predominantemente dois grupos: Bambuí, de idade Neoproterozóica, sendo litologicamente caracterizado com rochas do tipo metarcóseo, metasiltito, metarenito feldspático, mármore, ardósia, metargilito, calcário e metarenito; e o Urucuia, de idade Neocretácea, formado por rochas do tipo arenito, arenito conglomerático, arenito silicificado e pelitos.

A área objeto de estudo, localiza-se no povoado de Canudos (Serra dos Tapuias), distrito do município de Riachão das Neves-BA, a oeste do estado, com coordenadas UTM X: 490.468 m E / Y: 8.715.124 m N.

Materiais e Métodos

O trabalho foi dividido basicamente em três partes, pré-campo, campo e pós-campo. Na primeira etapa ocorreu uma revisão bibliográfica sobre o assunto que viriam a colaborar com o desenvolvimento do artigo.

Posteriormente, na segunda etapa, foi realizado um trabalho de campo, com a utilização de aparelho receptor GPS, bússola geológica, martelo geológico, cartão de escala, lupa de bolso, caderneta de campo, sacola de amostra, pincel permanente e câmera fotográfica. Neste campo foram coletadas 6 amostras, em pontos ao longo da escarpa, de modo que os pontos foram selecionados a partir de observações de mudanças geomorfológicas, de coloração da rocha e do solo, e variação de estratos.

A fase pós - campo foi subdividida em, análise laboratorial e interpretação dos dados.

No laboratório de solos, da Universidade Federal do Oeste da Bahia (UFOB), Campus Reitor Edgard Santos, foi realizada a separação das classes texturais e o cálculo da porcentagem das

classes granulométricas, baseadas na análise de solos da EMBRAPA (1997), que utiliza a lei de Stokes. Os resultados obtidos da análise laboratorial foram adicionados aos dados já coletados em campo possibilitando uma melhor interpretação dos processos ocorridos na área.

Resultados e Discussão

Na base da escarpa com altitude de 614 metros, foi observado mudanças na coloração do solo, passando de uma cor avermelhada (predominância de silte) para uma esbranquiçada (predominância de areia); na vegetação, passando de uma floresta decidual e semi-decidual para uma área com flora mais esverdeada e a variação da declividade permite inferir provável contato entre os grupos Urucuia e Bambuí.

Seguindo em direção ao topo, com altitude de 650 metros ocorre afloramento disposto em forma de lajedo com rocha de coloração amarelo – alaranjada e níveis esbranquiçados intercalados, com composição mineralógica quartzosa, os grãos apresentando granulometria de areia fina à média, bem selecionados, arredondados à subarredondados e esféricos.

A rocha é friável e porosa, caracterizando um arenito. Nesta rocha apresenta-se estratificações cruzadas acanaladas de grande porte (formados por duas faces de deposição, por fluxo de grãos e queda de grãos, deposição dos mais grossos e mais finos, respectivamente) e estratificações plano-paralelas (as rochas apresentam granulometria menor e mais selecionada). O elemento arquitetural resultante são as dunas e interdunas. Esse conjunto de características remonta características do ambiente desértico, sendo o vento o principal meio de transporte dos sedimentos.

Essa rocha sendo classificada como Formação Posse *fácies 1*, segundo Campos & Dardenne (1997a). As medidas de paleocorrentes demonstram direções predominantemente nos sentidos entre N340 e N358, demonstrando que a área fonte desses sedimentos é a Serra do Espinhaço, datada do Proterozóico.

Logo adiante, com altitude de 661 metros, ocorre uma quebra de declividade, com afloramento disposto em forma de lajedo, rocha de coloração esbranquiçada e amarela - amarronzada intercalada. Sua composição mineralógica é constituída por quartzo, caulinita, oxihidróxidos de ferro. Os grãos são de médios à grossos, subarredondados à arredondados e esféricos.

A rocha é porosa e friável, caracterizando um arenito. As estruturas encontradas são estratificações cruzadas acanaladas (pequeno e médio porte), e estratificações plano – paralelas.

As estruturas observadas demonstram o elemento arquitetural do tipo dunas e interdunas. A ocorrência de caulinita e a diminuição do ângulo das dunas, mostram variação na deposição causadas pela entrada de umidade no sistema.

Essa umidade pode ter sido causada pela abertura do Gondwana, no Cretáceo, ou seja, mudança ambiental no grupo Urucuia passando de um ambiente desértico seco para um ambiente um pouco mais úmido. A deposição deixa de ser exclusivamente eólica para ser eólica com contribuição fluvial, característico da Formação Posse *fácies 2*, segundo Campos & Dardenne (1997a).

Seguindo em direção ao topo, com altitude de 682 metros, ocorre uma variação repentina do gradiente topográfico e mudança nas estruturas passando de estratificações cruzadas tangenciais de grande porte para níveis bioturbados de coloração arroxeadas, mineralogia de quartzo e hidróxido de ferro, maciço, mal selecionado e com ocorrência de icnofósseis (precipitação de ferro formando concreções) e espessura de 2 metros.

Esses níveis bioturbados são os paleossolos formados pelo intemperismo de um fluxo de detritos, demonstrando que o ambiente fica muito úmido para que se conseguisse a formação das dunas e interdunas, conseqüentemente a forma de deposição passa de eólica com contribuição fluvial, para flúvio – eólica característica marcante da formação Serra das Araras e mostra que houve uma diastema significativa entre as formações Posse e Serra das Araras.

Segundo a Classificação de Andreis (1981 apud BUENO, 2012) que define que os paleossolos são solos que se formaram em superfícies de relevo pretérito e tiveram sua gênese interrompida principalmente decorrente do início de processos de deposição que acaba deixando o

perfil de solo soterrado. O paleossolo em questão é classificado como Soterrado, que se formou em superfície do relevo do passado, foi coberto por outros depósitos e assim se mantém até hoje.

Mais adiante, com altitude de 718 metros ocorre afloramento em corte, com rocha de coloração esbranquiçada, com composição mineralógica quartzosa, os grãos apresentando granulometria de areia fina à média, bem selecionados, arredondados à subarredondados e esféricos.

A rocha é friável e porosa, caracterizando um arenito. Esta rocha apresenta estratificações cruzadas acanaladas e plano-paralelas (ambas de médio porte). Esse conjunto de características remonta características do ambiente de planície fluvial efêmera entrelaçada (*wadis*), com esses sedimentos depositados quando o fluxo estava mais calmo e tendo a água como o principal meio de transporte dos sedimentos, porém com contribuição eólica significativa, demonstrada pelo grau de selecionamento e arredondamento dos grãos. Essa rocha sendo classificado como Formação Serra das Araras, topo do Urucuia.

Subindo a escarpa, com altitude de 737 metros ocorre afloramento em corte, com rocha de coloração acinzentada, com composição mineralógica quartzosa, os grãos apresentando granulometria de areia fina à grossa, mal selecionados, subarredondados à angulosos e não-esféricos. A rocha é impermeável, dura e maciça com recristalizações de quartzo, caracterizando um arenito silicificado, sendo essa a litologia que sustenta as escarpas do grupo Urucuia.

Conclusões

Com todas as evidências apresentadas, pode-se dizer que o grupo Urucuia, evoluiu ao longo do Cretáceo de um ambiente desértico seco, caracterizado pela Formação Posse *fácies 1*, posteriormente um ambiente desértico úmido, caracterizado pela Formação Posse *fácies 2*, causado pela abertura do Gondwana, ocorrendo posteriormente uma diastema relevante em que possibilitou a formação dos paleossolos e em seguida um ambiente desértico, com planícies efêmeras característica da formação Serra das Araras.

Agradecimentos

Às pró-reitorias PROPGPI, PROGRAF e PROEC da Universidade Federal do Oeste da Bahia.

Referências

- Bueno, R.M., Interpretação Paleoambiental De Paleossolos Do Grupo Urucuia (Cretáceo Superior), 2012.
- Campos, J.E.G. E Dardenne, M.A. Estratigrafia E Sedimentação Da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. Revista Brasileira De Geociências , V.27, P.269-282, 1997a.
- Claessen, M.E.C., Barreto, W.O., Paula, J.L., Duarte, M.N., Manual De Métodos De Análise De Solo, 2ª Edição Revista E Atualizada, Rio De Janeiro, 1997.
- Pierini, C.; Mizusaki, A.M.P., Significados Paleoambientais E Paleoclimáticos Dos Paleossolos: Uma Revisão, Revista Pesquisas Em Geociências, 34 (1): 45-61, 2007.

SESSÃO TÉCNICA

GEOFÍSICA

TOMOGRAFIA SÍSMICA DE TEMPO DE PERCURSO UTILIZANDO ONDAS S NO BRASIL CENTRAL

Damaceno, J.G.¹; Rocha, M.P.²; de Azevedo, P.A.²

¹PPGG–UFRN,julianagdamaceno@gmail.com; ²IG/SIS–UnB

Resumo

Este trabalho é uma continuação do estudo realizado por Rocha *et al.* (2011) e Azevedo (2013), das principais estruturas tectônicas do manto superior sob o Brasil Central por meio da tomografia sísmica de tempo de percurso. Neste trabalho, foram utilizadas ondas S (S direta, ScS, SKS e SKKS). O objetivo foi avançar no conhecimento sobre o comportamento sísmico da litosfera sob a região central do Brasil, principalmente pela comparação com os resultados obtidos anteriormente com tomografia utilizando ondas P (Rocha *et al.* 2011; Azevedo, 2013). Em especial, buscou-se entender os efeitos relacionados à colisão entre os Crátons São Francisco e Amazônico no Neoproterozoico, e sob a as faixas móveis contidas na Província Tocantins e que servem de limites entre estes dois blocos cratônicos. Os resultados são parecidos aos obtidos nos trabalhos anteriores, com algumas feições distintas das observadas nas imagens das ondas P, já que para ondas S, em geral, as frequências são mais baixas, menos influenciadas por estruturas locais e com menor capacidade de resolução de estruturas mais localizadas.

Introdução

A tomografia sísmica de tempo de percurso utiliza como fonte de dados os terremotos, possibilitando o estudo do comportamento da litosfera, astenosfera e manto. Para isso sensores são fixados por longos períodos em diversos pontos de uma região de estudo para a coleta de dados. Combinando vários conjuntos de sismos é feito um mapeamento tridimensional da distribuição de velocidade do meio, que podem variar principalmente de acordo com variações de temperatura e composição.

A tomografia sísmica é similar à técnica médica de imageamento do interior do corpo humano, que é feita a partir de múltiplos registros de raios x que o atravessam. Na Sismologia, o tempo de viagem da onda sísmica é medido para construir uma imagem tridimensional com boa resolução da subsuperfície. O método sísmico possibilita encontrar lugares onde as ondas sísmicas aumentam e diminuem de velocidade. Regiões onde as ondas sísmicas aumentam de velocidade podem ser constituídas de rochas relativamente frias e densas (por exemplo, placas oceânicas subduzidas e regiões cratônicas), enquanto as regiões onde as ondas sísmicas são mais lentas indicam um meio relativamente quente e ou menos compacto (por exemplo, plumas de convecção ascendente, regiões de faixas móveis, etc) (Press *et al.*, 2006).

O estudo foi realizado na região central do Brasil, englobando a Província Tocantins. As rochas mais antigas da Província estão em seu centro (idade acima de 2600 Ma). Nas fronteiras orientais e ocidentais, sequências metamórficas de vários cinturões de dobramento, e quase nenhum depósito fanerozóico, representam um sistema de orógenos neoproterozoicos formados pela convergência e subsequente colisão entre três grandes blocos continentais durante o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano. São eles: o Cráton Amazônico a Noroeste, o Cráton São Francisco/Congo a Leste, e um terceiro cráton sobre o qual está atualmente depositada a Bacia do Paraná ao Sul. Este sistema orogênico é formado pelas faixas de dobramentos Araguaia, Paraguai e Brasília. (Pimentel *et al.*, 2000 e 2004).

Materiais e Métodos

Os métodos tomográficos se baseiam em problemas inversos. Backus e Gilbert (1967, 1968, 1970), Jackson (1972) e Wiggins (1972) desenvolveram a teoria inversão geofísica e forneceram as ferramentas matemáticas necessárias para lidar com a natureza inevitavelmente indeterminada dos problemas geofísicos. São muitos os desafios encontrados para aplicação da técnica tomográfica: as redes sismográficas são praticamente confinadas aos continentes e algumas ilhas nos oceanos (Press *et al.*, 2006), o que gera regiões com grandes vazios de informação; o tempo requerido para a coleta dos dados é grande, e o investimento envolvido na montagem das estações demanda um grande custo.

A aquisição dos dados foi realizada durante cinco anos, de janeiro de 2008 a dezembro de 2012 por 18 estações sismográficas temporárias instaladas no Brasil central. Os períodos de funcionamento das estações nem sempre coincidem, o que não permite que todas sejam processadas em conjunto.

Nesse trabalho, foram utilizadas ondas de corpo do tipo S, com as fases S direta, ScS, SKS e SKKS. As ondas de corpo são aquelas que atravessam completamente o meio, e as ondas S (secundárias) são aquelas que o perturbam de forma transversal à sua propagação. A fase S direta se propaga no manto, ondas ScS são ondas refletidas uma, duas ou mais vezes na superfície do núcleo externo, ondas SKS são ondas transversais transformadas em ondas longitudinais por refração dentro do núcleo e transformadas novamente em ondas transversais por refração do núcleo a superfície da Terra e ondas SKKS são ondas transversais refratadas uma, duas ou mais vezes na superfície interior do núcleo externo. Um total de 3.253 registros e 496 eventos foram utilizados, sendo 1721 registros de ondas S, 268 registros de ondas ScS, 307 registros de SKS e 957 registros de SKKS.

A tomografia sísmica em estudo foi formulada pelo método de inversão tomográfica de ACH (Aki *et al.*, 1977), cujo os dados invertidos são resíduos de tempo de percurso de ondas telessísmicas captadas pelos sismógrafos distribuídos acima do volume da Terra que está sendo modelado, e tomando um modelo padrão de Terra como referência. Ao isolar várias fontes de erros é obtido um sistema de equações para determinar os parâmetros do modelo que permite estreitar o volume alvo ao caminho de desfecho dos raios sísmicos, com o objetivo de diminuir os possíveis desvios relacionados com estruturas externas ao volume estudado.

Resultados e Discussão

Os resultados estão apresentados em mapas horizontais e perfis verticais, com a distribuição das perturbações de velocidade relativas ao modelo de referência IASP91 (Kenneth e Engdahl, 1991). As anomalias de velocidade são apresentadas em uma graduação de cores, sendo tons de vermelho, regiões de baixas velocidades, interpretadas como prováveis regiões de mais alta temperatura, e tons de azul o oposto. As regiões em verde indicam baixa variação de velocidade em relação ao modelo de referência. Em preto estão às regiões com menos de 20 raios/100 Km³, ou seja, consideradas sem informação. Os quadrados brancos indicam a localização das estações. A linha vermelha representa o Lineamento Transbrasiliano, enquanto que as linhas em branco são cortes dos perfis verticais. As linhas sólidas em preto são os limites das províncias geológicas.

Na área de estudo, as maiores espessuras da litosfera estão na parte leste do Cráton Amazônico marcado por anomalias de alta velocidade, chegando até 300 km de profundidade (Azevedo, 2013), que são características de regiões mais estáveis (antigas) e na parte sul do Cráton do São Francisco, as quais aparecem bem delimitadas e tornam-se mais intensas para maiores profundidades. Com a inclusão da base de dados processados no trabalho de Azevedo (2013) na base de Rocha *et al.* (2011), foi possível aumentar a intensidade da anomalia sob o Cráton do São Francisco, confirmando a predominância de altas velocidades nesta região, as quais se estendem para além de seus limites geológicos de superfície.

Conclusões

Este trabalho de tomografia sísmica de tempo de percurso utilizando ondas S no Brasil central, serviu de complementação para a base já existente de Rocha *et al.* (2011). Conforme o estudo realizado por Azevedo (2013) com ondas P na mesma região, foi possível fazer uma comparação destes resultados, que revelaram algumas anomalias semelhantes, e outras com maiores amplitudes.

No Brasil Central, como esperado, houve uma melhora na definição das anomalias devido ao aumento de estações na região. É possível interpretar estas feições com mais confiabilidade já que foram mais bem cobertas. As demais feições seguem o mesmo padrão observado por Rocha *et al.* (2011), com exceção das amplitudes.

As zonas de mais alta sismicidade apresentadas no trabalho de Azevedo (2013) também estão em conformidade com os resultados vistos neste estudo, concordando com as anomalias de baixa velocidade mais expressivas, o que indica afinamento litosférico.

Agradecimentos

Aos recursos para a instalação e manutenção da rede de estações que foram originados dos seguintes projetos: “Rede Sismográfica para Estudos Tectônicos (RSET)”, financiado pela Fundação de Amparo a Pesquisa do Distrito Federal (FAP-DF); “Lineamento Transbrasiliano: origem, evolução e influência na sedimentação de bacias fanerozóicas”, financiado pela Petrobrás; “Rede Sismográfica Brasileira (RSBR)”, também financiado pela Petrobrás. Além disso, Agradecemos ao Observatório Sismológico da Universidade de Brasília - SIS/UnB pelos dados da estação BRA7.

Referências

- Aki, K., Christoffersson, A., Husebye, E.S. (1977). Determination of the three-dimensional seismic structure, *J. Geophys. Res.*, 82:277-296.
- Azevedo, P. A. (2013). Estudo do manto superior sob o Brasil Central utilizando tomografia sísmica de tempo de percurso. 2013. 92 f. Dissertação (mestrado) - Universidade de Brasília, Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas.
- Backus, G. and Gilbert, J.F. (1967). Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 13:247–276. {2, 158, 281}.
- Backus, G. and Gilbert, J.F. (1968). The resolving power of gross Earth data. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 16:169-205. {2, 281}.
- Backus, G. and Gilbert, J.F. (1970). Uniqueness on the inversion of inaccurate gross Earth data. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A266:123. {2, 281}.
- Jackson, D.D. (1972). Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 28:97–109. {2}.
- Kenneth, B. L. N. e Engdahl, E. R. (1991). Travel times for global earthquakes location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105:429-465.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. (2000). The basement of the Brasília fold belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. International Geological Congress, 31st, Rio de Janeiro, p. 195-230.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. (2004). O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.de Brito-Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 355-370.
- Press, F.; Siever, R.; Grotzinger, J.; Jordan, T.H. (2006). *Para entender a Terra*; 4ª edição; Editora Bookman; Porto Alegre, Rio Grande do Sul, p. 656.
- Rocha, M. P., Schimmel, M., Assumpção, M. (2011). Upper mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P and S wave regional traveltimes tomography. *Geophysical Journal International*, v. 184, n. 1, p. 268-286.

Wiggins, R. A. (1972). General linear inverse problem - Implication of surface waves and free oscillations for Earth structure. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10:251–285.

CARACTERIZAÇÃO GAMAESPECTROMÉTRICA DE ROCHAS GRANÍTICAS DO GRUPO ARAXÁ, SUDESTE DO ESTADO DE GOIÁS

Lima, D.P.D.¹; Carmelo, A.C.¹

¹Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, darby.lima@outlook.com; Instituto de Geociências – Universidade de Brasília (IG/UnB).

Resumo

Este trabalho apresenta o processamento e a interpretação dos dados de gamaespectrometria aérea de uma fração do Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás – 2ª etapa, Projeto Faixa Brasília Sul (Área 4 – Goiás), realizado pela empresa Lasa Engenharia e Prospecções S. A., em 2005. Esse projeto resulta do convênio com a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia - SGM/TM/MME, SIC, SGM e o Fundo de Fomento à Mineração – FUNMINERAL. Os dados analisados indicam o enriquecimento dos radioelementos, principalmente o ⁴⁰K das rochas observadas que são formadas por rochas supracrustais, entre essas estão rochas graníticas, um complexo granulítico e uma suíte calcioalcalina. Foram comparadas as medidas entre os radioelementos, o que aponta, para semelhanças litológicas entre essas rochas e em princípio, pode contribuir de forma significativa para as dificuldades de delimitação e subdivisão em mapeamentos geológicos. No entanto, essas dificuldades tendem a ser eliminadas a partir da análise quantitativa dos dados interpretados.

Os resultados obtidos indicam mineralizações potássicas a partir da análise de gráficos de dispersão e perfis empilhados das concentrações dos radioelementos ⁴⁰K, ²³²Th e ²³⁸U e suas razões (eTh/K, eU/K e eU/eTh).

Introdução

Em um levantamento gamaespectrométrico, terrestre ou aéreo, as principais fontes de radiação gama detectadas na superfície terrestre vêm do decaimento isotópico do potássio (⁴⁰K) e dos elementos das séries do urânio (²³⁸U) e do tório (²³²Th) presentes na composição da maioria das rochas. Porém, essa emissão detectada decorre somente de camadas mais superficiais (solos ou rochas), com espessura aproximada de 30 cm.

As assinaturas radiométricas permitem distinguir heterogeneidade químico-mineral das rochas. Assim, o objetivo deste estudo é analisar as assinaturas radiométricas de seis faixas de rochas supracrustais, três rochas graníticas, um complexo granulítico, uma suíte calcioalcalina, um quartzito que ocorre, subordinadamente aos granitos.

A área de estudo localiza-se no sudeste do Estado de Goiás (Figura 1) e engloba as cidades de Piracanjuba, Caldas Novas, Morrinhos, Ipameri, Rio Quente e Pires do Rio.

Materiais e Métodos

Os dados gamaespectrométricos utilizados neste trabalho foram disponibilizados já corrigidos pelo efeito de tempo morto, cálculo da altura efetiva de voo, espalhamento Compton, correção altimétrica, radiação de fundo associada tanto à aeronave quanto a radiação cósmica e também ao radônio atmosférico seguindo o procedimento recomendado pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA, 1991). De forma resumida, podemos destacar que os principais fatores que influenciam as medidas de um levantamento aéreo são: cobertura e umidade do solo, variações de temperatura atmosférica, vegetação, variação topográfica e o fenômeno de inversão térmica (Grasty, 1979; Smith, 1983; Minty, 1997).

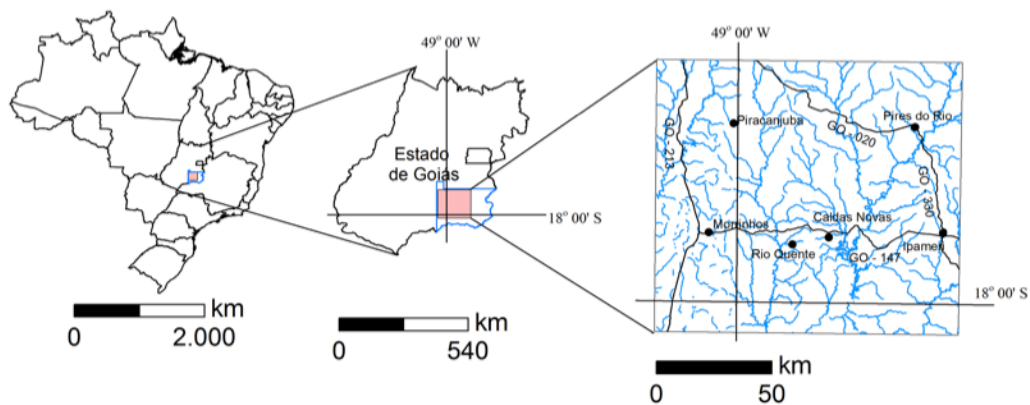


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo e da Área 4, do Levantamento Aerogamaespectrométrico.

Nesse aerolevantamento foram adquiridos dados de magnetometria e gamaespectrometria cobrindo a região já supracitada. As linhas de voo foram traçadas na direção N-S com altura nominal de 100 m. O espaçamento utilizado entre essas linhas foi de 500 m. Os dados foram processados no *software* GEOSOFT, Oasis MontajTM, versão 7.2, do Laboratório de Geofísica Aplicada – LGA, da Universidade de Brasília. Após etapa inicial, foram selecionados alvos e coletadas 100 amostras de cada um dos *grids* dos radioelementos (^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U). A imagem ternária RGB/KeTheU foi utilizada para localizar os pontos de maior concentração dos radioelementos e cada um dos alvos.

Os valores obtidos foram exportados em planilha, formato Excel e gerados os gráficos de concentrações dos radioelementos e suas razões e também os gráficos de dispersão.

Resultados e Discussão

A análise da imagem ternária mostra uma distribuição heterogênea dos radioelementos (Figura 2), contrastante com as litologias localizadas ao redor dos alvos selecionados: Granito Aragoiânia (A), Granito Piracanjuba (P), Quartzito, Grupo Araxá (Q), Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu (C), Granito Ipameri (I) e a Suíte Jurubatuba (J). Isso ocorre principalmente em relação às altas concentrações de potássio devido a presença de feldspatos alcalinos e de regiões mineralizadas. Na imagem RGB (Figura 2), ocorre uma feição linear com direção aproximadamente E-W, na região central da área, que é caracterizada como zona de cisalhamento. Todos os seis alvos selecionados estão assinalados na imagem da figura 2. Para uma análise mais consistente da relação entre as feições geológicas e a assinatura dos radioelementos, os gráficos foram apresentados empilhados (Figura 3). A análise dos gráficos/ perfis permite destacar as diferentes assinaturas gamaespectrométricas das rochas, principalmente em relação as concentrações dos radioelementos potássio e tório.

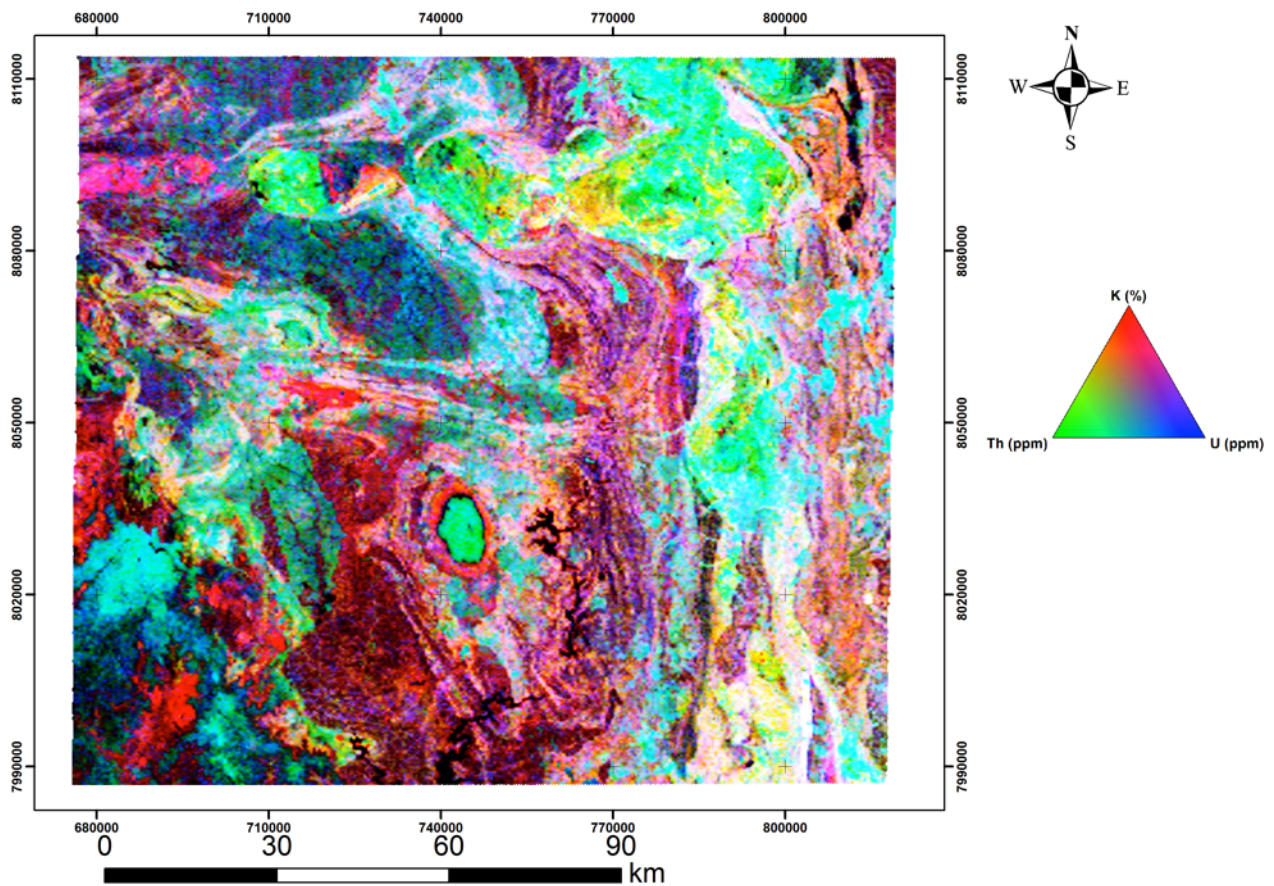


Figura 2 - Imagem ternária RGB/ K, eTh, eU com os alvos selecionados.

Também, na análise da imagem RGB, foram identificadas diferenças na distribuição dos radioelementos na porção sul, representada pelo círculo da Suíte Jurubatuba (alvo **J**) que apresenta um aumento expressivo das concentrações de potássio, tório e urânio, quando comparadas com às das rochas adjacentes (Figuras 2 e 3).

Na figura 3, as assinaturas radiométricas associada às litologias dos alvos permitiram identificar os alvos como: i) os granitos Aragoiânia (**A**) e Piracanjuba (**P**) e a Suíte Jurubatuba (**J**) apresentam enriquecimento de potássio, porém o alvo **J** mostra também enriquecimento em tório. ii) Granito Ipameri (**I**) e Quartzito, Grupo Araxá (**Q**) apresentam concentrações anômalas altas de tório e urânio e baixas de potássio, provavelmente essas assinaturas são decorrentes da ação da zona de cisalhamento com direção E-W.

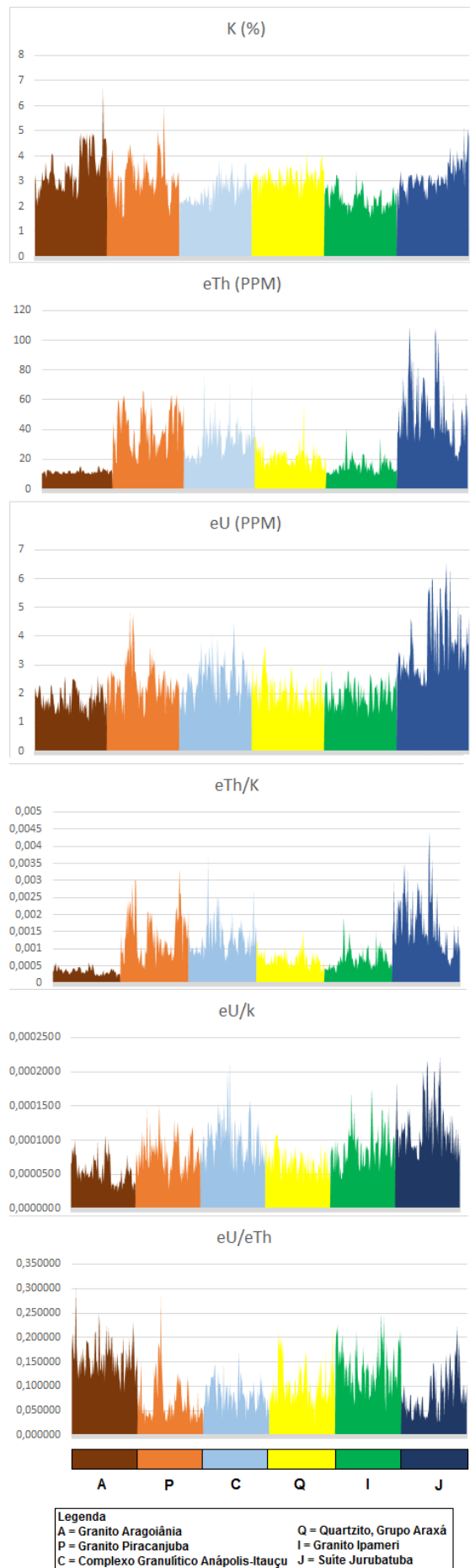


Figura 3 - Perfis empilhados dos radioelementos e suas razões.

Conclusões

A análise dos produtos gamaespectrométricos e o mapa geológico da região permitiu identificar diferentes assinaturas radiométricas para alguns tipos de litologias, o que poderá caracterizar diferenças composicionais, de ações tectônicas, mineralizações, entre outras.

Agradecimentos

À SGM/MME, Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia, por disponibilizar o banco de dados do levantamento aerogeofísico.

Referências

- Grasty R.L.; Kosanke K.L.; Foote R.S. 1979. Fields of view of airborne gamma-ray detectors. *Geophysics*, 44:1447-11
- Minty, B.R.S. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17 (2): 39-50.
- IAEA (International Atomic Energy Agency). 1991. Airborne gamma-ray spectrometer surveying. *Technical Report Series*, n° 323, Vienna, IAEA, 97 p.
- Shives, R.B.K.; Charbonneau B.W.; Ford K.L. 2000. The Detection of Potassic Alteration by Gamma-ray Spectrometry - Recognition of Alteration Related to Mineralization. *Geophysics*. 65: 2001 – 201.
- Smith, H.D.; Robbins, C.A.; Arnold, D.V.; Gadokan, L.L.; Cealon, J.G. 1983. A Multi-function Compensated Spectral Natural Gamma ray Logging System. *Soc Petrol Eng SPE* 1983:12050.

PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROMAGNÉTICOS NA PORÇÃO SW DA BACIA DO PARNAÍBA

Galvão, I.L.G.¹; Damaceno, J.G.¹; Mocitaíba, L.R.S.¹; Tavares, A.C.²; Castro, D.L.^{1,3}

¹ Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN, galvaogeof@gmail.com;

² Departamento de Geofísica – UFRN;

³ Departamento de Geologia – UFRN.

Resumo

Localizada no nordeste do Brasil, a Bacia do Parnaíba é uma grande sinéclise paleozóica sustentada por um embasamento cristalino pré-cambriano e é conhecida por possuir uma alta complexidade litoestrutural e tectônica. Este trabalho consistiu no processamento e interpretação de dados aeromagnéticos obtidos na porção SW da Bacia do Parnaíba, com o objetivo de delimitar e descrever os principais domínios e lineamentos magnéticos na região do levantamento. Os mapas do campo magnético anômalo e da amplitude do sinal analítico revelaram de forma satisfatória a trama estrutural da área de estudo e seis principais domínios magnéticos foram observados. A principal estrutura geológica na área estudada é o Lineamento Transbrasiliano (corta na direção NE-SW toda a área do levantamento), que por ser a maior descontinuidade litosférica nessa região, é particularmente evidente nos dados geofísicos. Os lineamentos magnéticos estão predominantemente orientados na direção NE-SW, reflexo da influência do Lineamento Transbrasiliano em toda a bacia.

Introdução

A Província do Parnaíba, composta pelas Bacias do Grajaú, das Alpercatas, do Parnaíba e do Espigão Mestre, localiza-se na porção oeste do Nordeste Setentrional, englobando parte dos estados do Maranhão, Piauí, Pará, Ceará e Tocantins (Figura 1). A Bacia do Parnaíba é preenchida por rochas sedimentares do Siluriano ao Cretáceo e se estende por cerca de 660.000 km² (Nunes, 1993). A bacia é composta, basicamente, por rochas sedimentares paleozóicas (formações Pimenteiras, Poti, Cabeças e Longá) e, em menor intensidade, por derrames basálticos (formações Mosquito e Sardinha) e seqüências sedimentares mesozoicas (formações Itapecuru, Rio das Barreiras e Urucua) (Milani e Thomaz Filho, 2000).

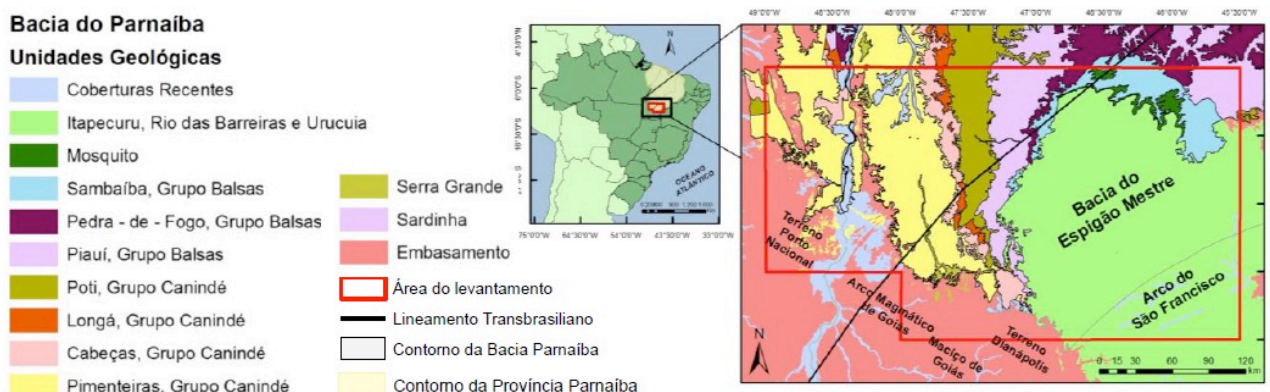


Figura 1 - Mapa Geológico da Província Parnaíba e a localização da área de estudo.

Os dados magnetométricos foram levantados a fim de melhorar os conhecimentos sobre a estruturação da porção SW da Bacia do Parnaíba, uma área intensamente falhada, com intrusões basálticas e que também teve sua evolução geotectônica associada ao Lineamento Transbrasiliano

(LTB), assim como toda a Província. A Bacia do Parnaíba é uma fonte importante de diversos recursos minerais, incluindo o petróleo e o gás natural.

Materiais e Métodos

Os dados geofísicos fazem parte do projeto “Levantamentos Aerogeofísicos para a identificação de Áreas com Ocorrência Potencial de Petróleo e Gás na Bacia do Parnaíba” (Andrade & Konzen, 2006), realizado pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) entre os anos de 2004 a 2006. As aeronaves foram equipadas com magnetômetros de bombeamento ótico de vapor de césio da SCINTREX, modelo CS-3, sistemas de navegação GPS, com receptor Javad Euro GD de dupla frequência e 12 canais, além de equipamentos auxiliares. Os dados foram processados usando o software Oasis Montaj da Geosoft, versão 8.1.

Resultados e Discussão

Os mapas de anomalias magnéticas revelam de forma satisfatória a trama estrutural da área de estudo. A principal estrutura geológica que afeta a área é o lineamento transbrasiliiano (LTB), um elemento estrutural crucial na evolução da Província Parnaíba, e sua importância, como uma descontinuidade litosférica maior, é particularmente evidente nos levantamentos geofísicos. No mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA), o LTB apresenta-se como uma zona de anomalias de baixa amplitude (Figura 2a).

Foram delimitados seis domínios magnéticos (Figura 2b) com base no mapa da amplitude do sinal analítico (ASA). O primeiro foi o Domínio Araguaia (DA), composto por rochas magmáticas (metabasaltos, metagabros, metaperidotitos e corpos graníticos) do chamado Cinturão Araguaia. Essas rochas magmáticas estão estruturadas numa orientação N-S e são representadas por altas anomalias magnéticas. Ainda nessa área, também observamos algumas anomalias magnéticas de médio a baixos valores associadas a rochas carbonáticas (metacalcários) e rochas metassedimentares (metapelíticas e metapsamíticas). O segundo domínio foi o do Arco Magmático do Goiás (DAG), que corresponde aos mais altos valores de anomalias magnéticas, e está associado ao Arco Magmático do Goiás, uma extensa área de ortognaisses, granitos e sequências vulcano-sedimentares juvenis do neoproterozóico. O terceiro é o Domínio Mosquito (DM), associado a intrusões basálticas eojurássicas de caráter básico da Formação Mosquito, na porção nordeste da área de estudo, representado por altas anomalias magnéticas. O quarto domínio foi o do Espigão Mestre, composto por valores baixos de anomalias magnéticas, associadas ao baixo conteúdo magnético da sucessão sedimentar da Região da Bacia do Espigão Mestre, composta basicamente por sedimentos fluviais, lacustres, eólicos e deltaicos, além da cobertura arenosa cenozoica (formação Chapadão) que cobre todas as unidades comentadas, composta basicamente por sedimentos arenosos de origem eluvio-coluvionares ou aluvionares. O quinto domínio, da Porção Sul da Bacia do Parnaíba (DPSBP), é composto predominantemente de rochas associadas ao grupo Grupo Balsas (Formação Pedra-do-Fogo) formadas por arenitos, folhelhos e calcários de ambientes marinhos rasos e litorâneos, além de coberturas sedimentares do Grupo Canindé (Formações Poti, Longá, Pimenteiras e Serra Grande) representadas por rochas areníticas, folhelhos e siltitos e conglomerados, tanto de ambientes marinhos rasos como de ambientes fluviais e glacial. A essas coberturas sedimentares podemos associar as anomalias que variam de valores medianos a baixos nas anomalias magnéticas. Nesse mesmo domínio também podemos observar anomalias magnéticas altas pontuais, ocasionadas por intrusões alcalinas. Por fim, o domínio magnético São Francisco, com altas anomalias magnéticas, reflexo das rochas do embasamento que foram soerguidas nessa região e que compõe o chamado Arco São Francisco.

Através do mapa de inclinação do sinal analítico (ISA), foram traçados os lineamentos magnéticos (Figura 2c). Estes lineamentos estão predominantemente em uma direção NE-SW, seguindo o padrão do Lineamento Transbrasiliiano, além de também possuírem outras direções subordinadas para NW-SE, N-S e E-W, que coincidem com falhamentos regionais da região.

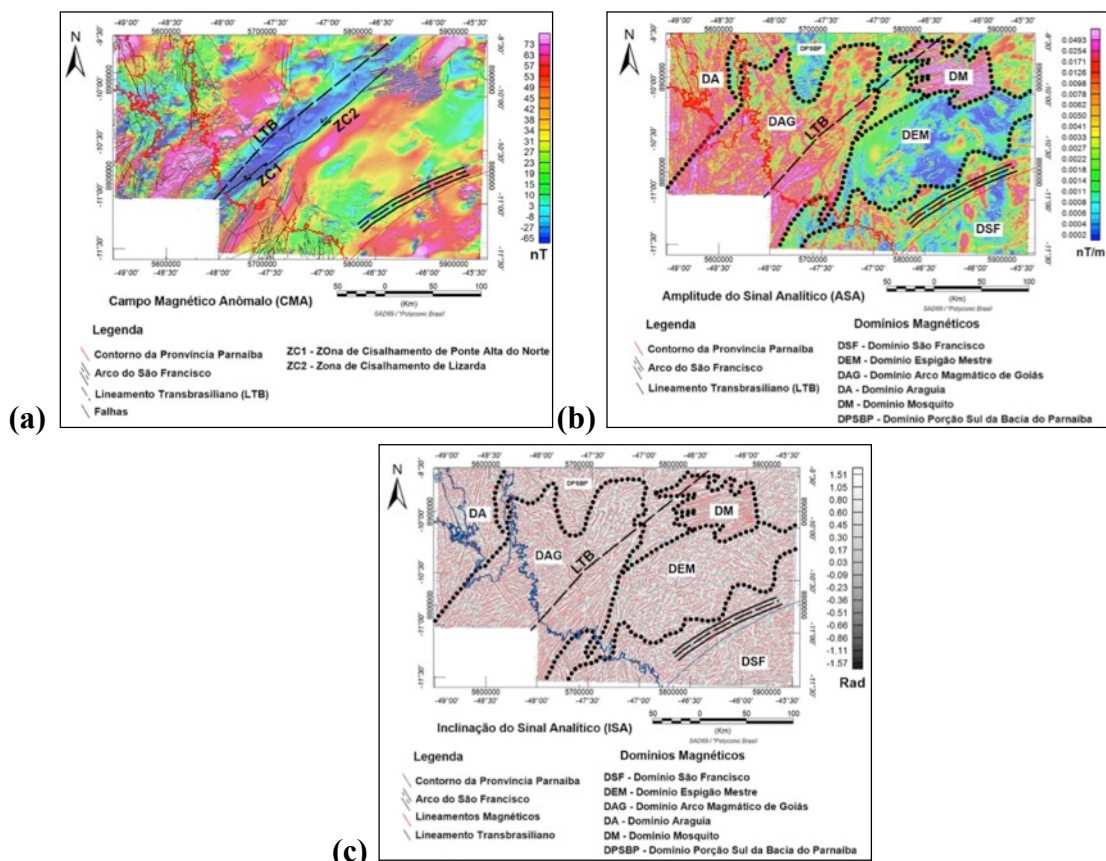


Figura 2 - Mapas magnéticos. A) Campo magnético anômalo, b) Amplitude do sinal analítico e c) Inclinação do sinal analítico.

Conclusões

Os mapas de anomalias magnéticas (campo magnético anômalo, amplitude e inclinação do sinal analítico) permitiram analisar de forma qualitativa uma complexa estruturação regional orientada no sentido do Lineamento Transbrasiliano (NE-SW). Os mapas magnéticos também permitiram, através dos lineamentos magnéticos descritos, a identificação de uma zona de influência do Lineamento Transbrasiliano no arcabouço estrutural na porção SW da Bacia do Parnaíba. Os expressivos lineamentos magnéticos da área estudada possuem direção principal NE-SW, e em alguns casos NW-SE, E-W e N-S.

Agradecimentos

Agradecemos a Agência Nacional do Petróleo (ANP) pela cessão dos dados geofísicos. Os autores são bolsistas de pós-graduação do Programa Petrobras de Formação de Recursos Humanos – PFRH Nível Superior Ref. PRH nº229 e do CNPQ.

Referências

Andrade, F.A.R., Konzen, L. 2006. Levantamentos Aerogeofísicos Para Identificação De Áreas Com Ocorrência Potencial De Petróleo E Gás Na Bacia Do Parnaíba, P.9-23. Convênio Anp-Usp.

Milani, E.J., Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins Of South America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. Campos, D.A. (Eds.). Tectonic Evolution Of South America. Rio De Janeiro, 31 St. Igc, 389-449.

Nunes, K. C. 1993. Interpretação Integrada Da Bacia Do Parnaíba Com Ênfase Nos Dados Aeromagnéticos. In: Congresso Internacional Da Sociedade Brasileira De Geofísica, 3., Rio De Janeiro, 1993. Resumos Expandidos. Rio de Janeiro, SBgf. v. 1, p. 152-157.

SESSÃO TÉCNICA

MEIO AMBIENTE, GEOTECNIA, RISCOS GEOLÓGICOS E HIDROGEOLOGIA

UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS SÍSMICOS PARA ESTUDO DA PROFUNDIDADE DO NÍVEL D'ÁGUA NO CAMPUS DARCY RIBEIRO

Lima, J. S.¹; Rocha, M. P.¹; Moura, M. C.¹

¹ Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, jadsonsilva-pi@hotmail.com.

Resumo

O presente trabalho utilizou dados de dois levantamentos de sísmica de refração realizados atrás do Instituto Central de Ciências (ICC) da Universidade de Brasília (UnB), em 2013 e 2014 para estudo da profundidade do nível d'água. A partir dos dados de 2013 obteve-se, através da análise das primeiras chegadas das ondas, um modelo de duas camadas com velocidades (V_p) de 359 m/s para a primeira camada (mais rasa) e 2087 m/s para a segunda camada. A profundidade observada da interface entre estas duas camadas varia entre 8 e 9 metros, e foi interpretada inicialmente como o nível d'água. Os sismogramas dos tiros da extremidade dos perfis de refração foram utilizados para obter modelos de velocidade 1D da onda S (V_s) através do método MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves). Observou-se um aumento da velocidade V_s na interface encontrada com o método de refração, o que permitiu concluir, que esta interface não se tratava do nível d'água, pois a onda S não se propaga em meio líquido.

Introdução

O método MASW foi proposto por Park et al (1999) e Xia et al (1999) e se utiliza da característica de dispersão das ondas Rayleigh para geração da curva de velocidade da onda S em função da profundidade. Esse método em conjunto com o método da refração, que se baseia nas primeiras chegadas das ondas nos sismogramas, ou seja, as chegadas das ondas p, podem se complementar no estudo da caracterização das interfaces refratoras em subsuperfície.

O objetivo principal do presente trabalho foi a comparação entre os resultados dos métodos MASW e de sísmica de refração para confirmar a presença do nível d'água nas proximidades do ICC no Campus Darcy Ribeiro da UnB.

Localização

A área de estudo localiza-se nos fundos do ICC/UnB (Fig. 1) e está a aproximadamente 800 m distante do Lago Paranoá, que é um lago artificial de aproximadamente 48 km². Existem relatos de inundação nos porões da Biblioteca Central (BCE) da UnB devido à proximidade do nível d'água da superfície naquele ponto do Campus. Apesar do ICC (e a área de estudo) se encontrar em uma cota superior, este se encontra próximo à BCE (cerca de 150 metros) e poderia estar no mesmo contexto, uma vez que o nível d'água tende a acompanhar a topografia.



Figura 1 - Localização do levantamento (linha vermelha).

Materiais e Métodos

Foram utilizados dados de dois levantamentos de refração no presente trabalho, um realizado em 2013 e outro em 2014. O primeiro levantamento foi feito em fevereiro de 2013, onde foram utilizados 24 geofones espaçados 4 m um do outro, totalizando um perfil de 92 m de comprimento. Nesse levantamento as posições dos pontos de fonte (tiros) foram -20 m, -4 m, 46 m, 96 m e em 112 m, sendo utilizada como fonte uma marreta de 8 kg. Os dados obtidos são de boa qualidade e foram utilizados para obtenção do modelo de V_p com o método de refração. Utilizando-se os pontos de tiro realizados na extremidade do perfil, foram geradas curvas de dispersão da onda Rayleigh e perfis 1D de V_s . O outro levantamento ocorreu em outubro de 2014 e os dados adquiridos foram utilizados apenas para obtenção das curvas da velocidade da onda S, pois essa aquisição foi feita visando obter maior resolução, possuindo um menor comprimento do perfil (46 metros), com espaçamento entre geofones menor (2 metros). Desse levantamento, também foram utilizados dados dos tiros da extremidade (a 8 metros antes do primeiro geofone e 8 metros após o último geofone).

Para processamento dos dados usando do método de sísmica de refração quanto para o método MASW, utilizou-se o pacote de programas Seismager2D da empresa Geometrics Inc.

Resultados e Discussão

Com o processamento dos dados de refração de 2013, obteve-se um modelo de duas camadas com velocidades de 359 m/s para a primeira camada (rosa, Fig. 2), com espessura variando de 8 a 9 m, e 2087 m/s para a segunda camada (azul, Fig. 2). A primeira camada foi interpretada como sendo material inconsolidado não saturado, por apresentar uma velocidade característica de solo seco. Para a segunda camada a interpretação se tornou mais difícil devido vários materiais possuírem a velocidade observada. Uma interpretação possível dos resultados da técnica de sísmica de refração seria a de que a segunda camada se tratava de um material mais consolidado em relação à primeira camada, com a possibilidade de estar saturado, e neste caso, o nível d'água estaria a uma profundidade entre 8 e 9 metros.

Os dois modelos obtidos da velocidade da onda s mostram grande semelhança entre si (Fig. 2, no centro do modelo de refração), principalmente nos 3 primeiros metros. Em ambas as curvas é possível distinguir três camadas diferentes, as duas primeiras foram interpretadas como sendo solo seco, o que está em grande conformidade com a primeira camada obtida com a refração e para a segunda camada a partir da profundidade 9 metros, que na refração acreditava-se se tratar do nível freático. A velocidade da onda s mostra um aumento suave, mas progressivo, com o aumento da profundidade, e como a onda s não se propaga na água, observa-se que na verdade essa camada trata-se de um material não saturado. West & Menke (2000), utilizando o método MASW, concluíram que as ondas Rayleigh sofrem uma diminuição em sua velocidade de pelo menos 15 % em ambientes completamente saturados.

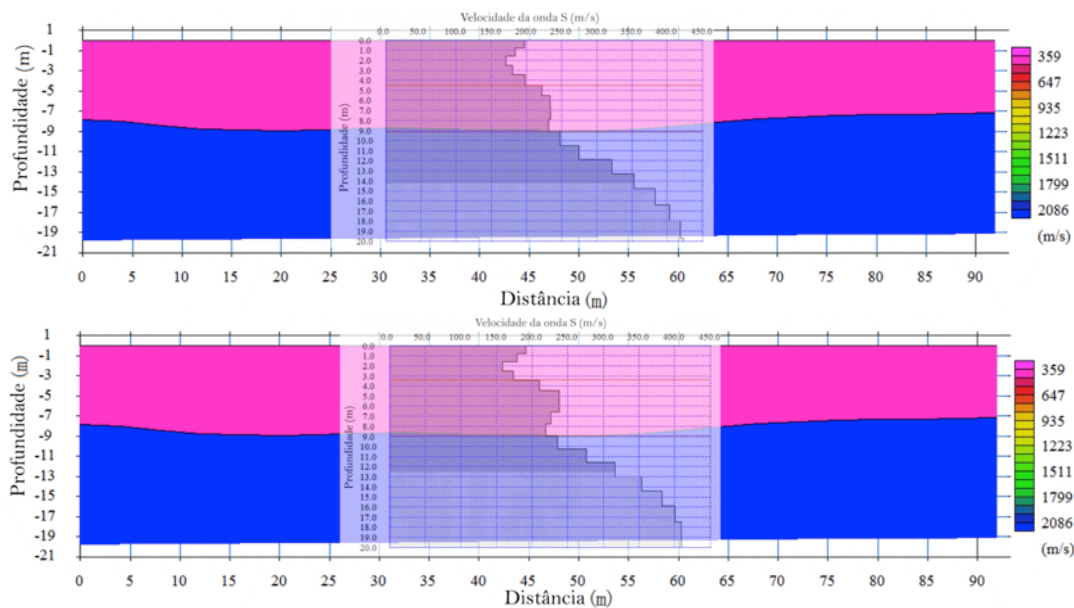


Figura 2 - Comparação entre os resultados da refração adquiridos em 2013 com os do Método MASW adquiridos em 2013 para os tiros das extremidades.

Os modelos de Vs obtidos para os dados de 2014 (Fig. 3) mostraram que a primeira camada observada com o método de refração possui uma camada intermediária com velocidade maior, com seu topo a uma profundidade de 3.5 m e uma espessura de cerca de 4.5 m (Linha vermelha na Figura 3). Esta camada foi interpretada como o horizonte resultante do trabalho de terraplanagem realizado quando da construção do ICC. O horizonte mais estaria com uma velocidade menor devido ao processo de intemperismo que sofreu desde a construção do ICC.

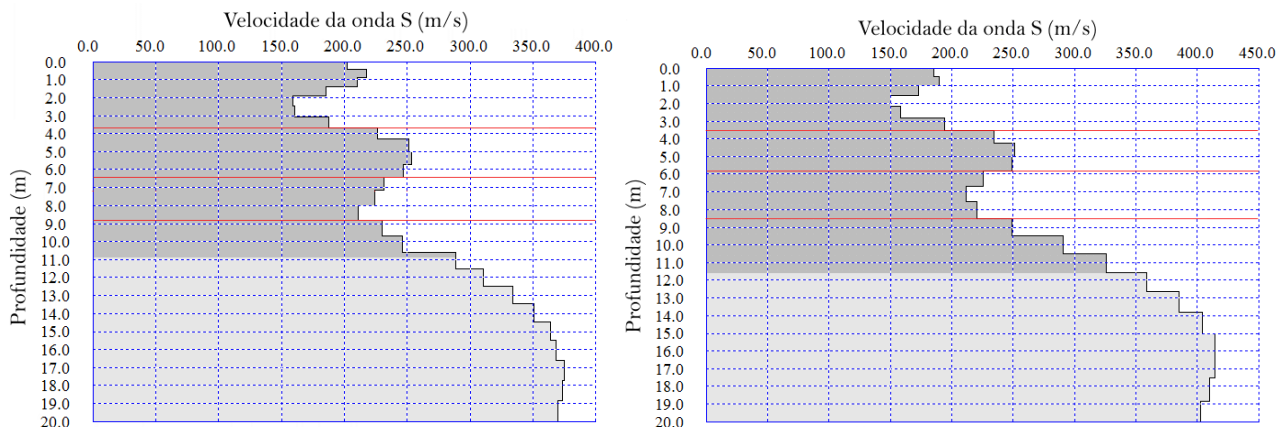


Figura 3 - Modelos 1D de velocidade da onda S em relação à profundidade obtidos para os dados adquiridos em 2014 utilizando o método MASW, para tiros realizados em cada uma das extremidades do perfil.

Conclusões

Com as curvas obtidas através do método MASW concluiu-se que a interface que separa as duas camadas de velocidades diferentes na refração não se trata do nível da água, pois a onda s não se propaga em meio líquido, ou seja, se há propagação dessa onda nessa camada significa que é devido apenas ao material não saturado em subsuperfície. Nesse caso, esse material poderia se tratar, por exemplo, de argila, arenito ou calcário, baseando-se na velocidade da onda p. Também foi possível com essas curvas da velocidade da onda cisalhante, distinguir diferentes camadas dentro da primeira camada obtida pela sísmica de refração, obtendo-se mais detalhamento da estruturação dos materiais em subsuperfície.

As camadas intermediárias observadas com o método MASW não foram detectadas pela refração talvez devido ao espaçamento maior utilizado, e provavelmente devido à diminuição da velocidade com a profundidade, que não permite a ocorrência de refração crítica. Acredita-se ter discriminado a camada relativa à terraplanagem ocorrida durante a construção do ICC. A confirmação dos resultados aqui obtidos carece da realização de um furo no local.

Referências

- Park, CB; Miller, RD; Xia, J. 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3):800-808.
- Xia, J. *et al.* 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics*, v.64, n.3. p.691-700.
- West, M; Menke, W. 2000. Fluid induced changes in shear velocity from surface waves. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP)*, 21–28.

GEOFÍSICA APLICADA NA CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DA REGIÃO DA LAGOA AQUÁRIO ENCANTADO, MUNICÍPIO DE NOBRES-MT

Lopes, A.F.¹; Figueredo, A.P.¹; Dias, F.S.²; Constantini, S.P.³; Vasconcelos, B.R.⁴; Vendas, R.B.⁵

¹ Graduação em Geologia, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá. Email: annikalopes25@gmail.com; ² Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso - UFT, Cuiabá; ³ Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos, Faculdade de Arquitetura, Engenharia e Tecnologia, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá; ⁴ Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá; ⁵ Geólogo.

Resumo

A área estudada localiza-se no município de Nobres, na porção centro-sul do Estado de Mato Grosso. Nesta área ocorre uma unidade carbonática, parcialmente carstificada, denominada Grupo Araras, composto essencialmente por calcários e dolomitos. Na zona rural do citado município, próximo ao povoado de Bom Jardim, ocorre uma surgência cárstica conhecida como “Aquário Encantado”, que é uma das atrações turísticas desta região. Ao redor desta nascente, foi realizado um estudo geofísico baseado em caminhamentos elétricos, com o objetivo de se determinar a direção do fluxo hídrico subterrâneo que supre a surgência. Foi constatado que esta nascente é abastecida por condutos cársticos com direções NNE e NS.

Introdução

No município de Nobres, região centro-sul de Mato Grosso, ocorre uma unidade tectônica denominada Faixa Paraguai, estruturada no Proterozóico Superior, e dominada por amplas dobras e cavalgamentos com vergência para NW. Esta estruturação se dá sobre rochas sedimentares dos grupos Araras e Alto Paraguai.

O Grupo Araras é uma unidade essencialmente carbonática, onde predominam dolomitos e calcários com níveis de brechas e chert (Lacerda Filho *et al.*, 2004). Nogueira & Riccomini (2006) dividiram o Grupo Araras em quatro formações que, da base para o topo, são: Formação Mirassol do Oeste, formada por um pacote descontínuo de dolomito fino; Formação Guia, composta principalmente por calcário cinzento a preto, com lentes de folhelho; Formação Serra do Quilombo, composta principalmente por brechas carbonáticas cimentadas por dolomito, intercaladas por dolomito fino laminado; e Formação nobres, composta essencialmente por um espesso pacote dolomítico, no qual se alternam dolomito fino e dolomito arenoso, além de brechas intraclásticas dolomíticas. O grupo Alto Paraguai é composto pelas formações Raizama e Diamantino, a primeira é formada principalmente por arenito e a segunda é essencialmente pelítica (Barros *et al.*, 1982; Lacerda Filho *et al.*, 2004).

Foi estudada uma área cárstica dominada por rochas carbonáticas do Grupo Araras, localizada próximo ao vilarejo Bom Jardim (porção oriental do município de Nobres), onde ocorrem uma caverna (Gruta São José) e duas surgências cársticas, que fazem parte das atrações turísticas desta bela região. No entorno de uma destas surgências, conhecida como “Aquário Encantado”, foram feitos estudos geofísicos pelo Método da Resistividade, com o objetivo de determinar as direções do fluxo hídrico subterrâneo que supre esta surgência.

O estudo geofísico empregou o Método da Resistividade (Telford *et al.*, 1990; Kearey *et al.*, 2009). A técnica empregada foi a do caminhamento elétrico, através da qual é possível identificar variações laterais na resistividade elétrica do subsolo. Como os minerais constituintes das rochas carbonáticas (que ocorrem no subsolo da área) são isolantes, a eletricidade é transmitida pela água contida nas estruturas destas rochas. Desta maneira, é possível identificar os condutos cársticos que levam água para a surgência. O Arranjo de eletrodos empregado foi o schlumberger, com

afastamento de 30 metros entre os eletrodos de corrente e de 6 metros entre os eletrodos de potencial. Com esta configuração, a profundidade investigada fica entre 5 e 7,5 metros.

Resultados e Discussão

Foram realizadas quatro linhas de caminhamento elétrico, pesquisando a resistividade do subsolo a uma profundidade entre 5 e 7,5 metros, com um afastamento de cinco metros entre as medidas. Duas das linhas tiveram direção geral NE e duas direção NW. As linhas se posicionaram no entorno da surgência cárstica “Aquário Encantado” e os resultados são mostrados nos gráficos da Figura 1, onde as áreas com possibilidade de conter os condutos de dissolução são marcadas por diminuição da resistividade elétrica.

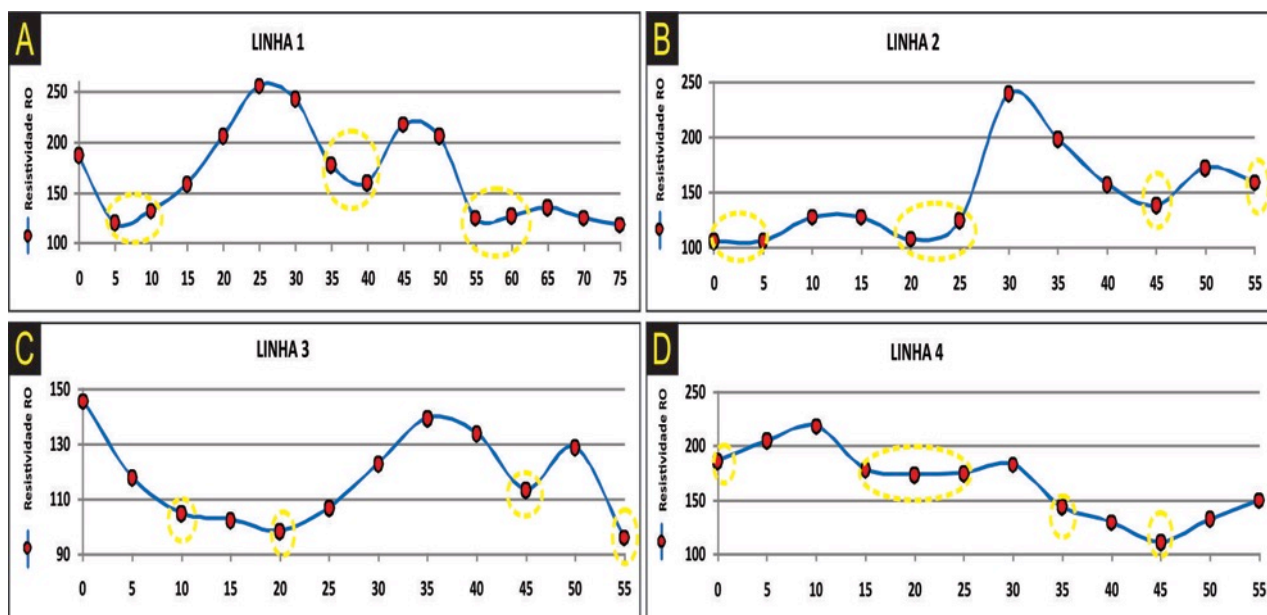


Figura 1 - Gráficos de resistividade das linhas de direção NW em A e B, e linhas de direção NE em C e D.

A partir do tratamento dos dados, foi gerado um mapa de contorno de resistividade, para análise das anomalias na área, baseado nas linhas de caminhamento elétrico realizadas ao redor da surgência (Figura 2). Foram identificadas no mapa três anomalias de baixa resistividade, duas com direção geral NNE e outra com direção aproximada NS, coincidindo com direções de fraturamento medidas nos afloramentos rochosos do entorno. Tais anomalias indicam a presença de estruturas condutoras de água no subsolo. Neste caso, os condutos cársticos saturados de água que alimentam a surgência.

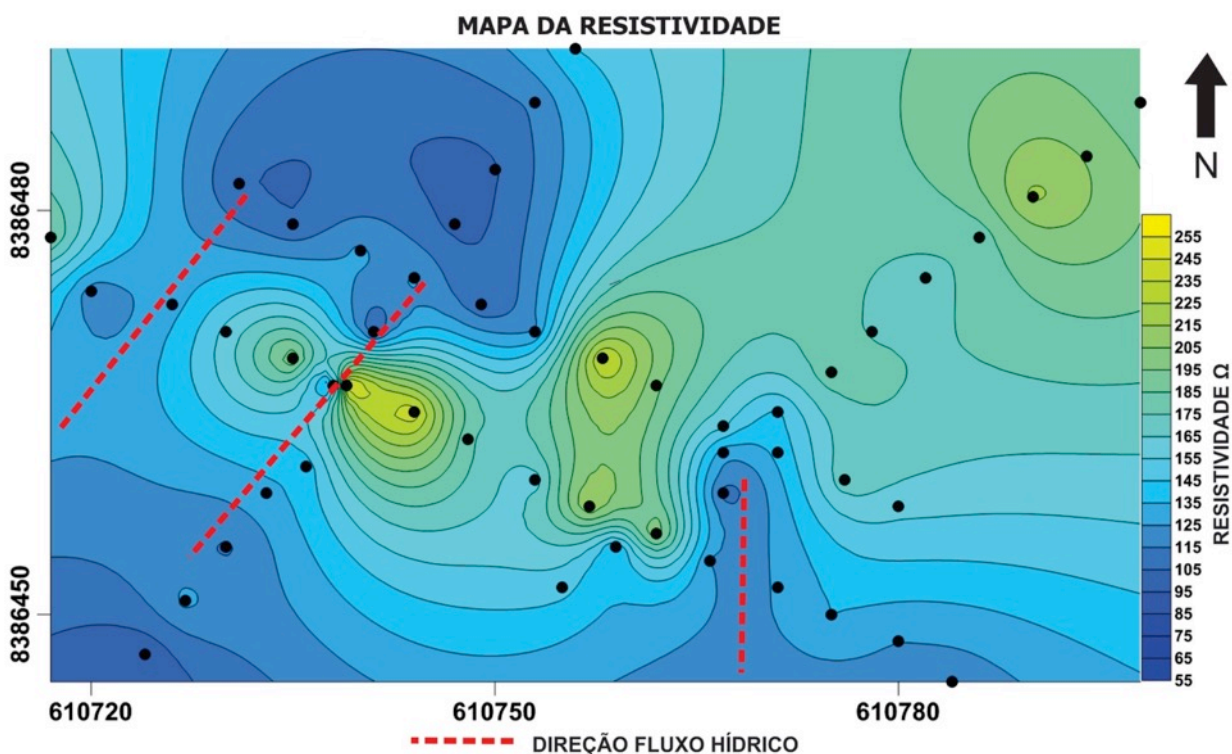


Figura 2 - Mapa resistividade mostrando as linhas de menor resistividade com direções preferenciais com sentido NE e N-S. Os pontos negros representam as estações dos caminhamentos elétricos.

Conclusões

Os caminhamentos elétricos, realizados no entorno da surgência cárstica conhecida como “Aquário encantado”, indicam que esta nascente é abastecida por condutos cársticos com direção geral NNE e NS. Como estas direções coincidem com direções de fraturas medidas em afloramentos carbonáticos nas proximidades da surgência, tais direções da circulação do fluxo hídrico subterrâneo tem provavelmente um controle estrutural.

Agradecimentos

Agradecemos a Universidade Federal de Mato Grosso, ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências

Referências

- Barros, A.M. *Et al.* 1982 - Projeto Radambrasil. Ministério Das Minas E Energia. Secretaria-Geral. Folha Sd.21 Cuiabá, V. 26; Levantamento De Recursos Naturais. Rio De Janeiro, P. 25-192.
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I.; Tradução Maria Cristina Moreira Coelho – 2009. Geofísica De Exploração. Editora Oficina De Texto, São Paulo.
- Lacerda Filho, J. V.; Abreu Filho, W.; Valente, C. R.; Oliveira, C. C.; Albuquerque, M. C. Geologia E Recursos Minerais Do Estado De Mato Grosso. Goiânia: Geride/Go, 2004.
- Nogueira A.C.R & Riccomini C., 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) Na Parte Norte Da Faixa Paraguai E Sul Do Cráton Amazônico, Brasil. Revista Brasileira De Geociências. P. 65-75, Outubro 2008. Revista Do Instituto De Geociências – Usp.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. 1990. Applied Geophysics. 2nd Ed. Cambridge: Cambridge University.

CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO RESERVATÓRIO DE LAJEADO (TO)

Carvalhêdo, A.L.¹; Von Huelsen, M.G.²; Chimpliganond, C.N.²; Barros, L.V.², da Silva, G.F.³; Marotta, G.S.²,

¹Instituto de Geociências–Universidade de Brasília, alicelcc@hotmail.com; ²Observatório Sismológico - Instituto de Geociências–Universidade de Brasília; ³Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

Resumo

Este trabalho consiste em estudos preliminares geofísicos no entorno da Usina Hidrelétrica de Luíz Eduardo Magalhães, que é situada na cidade de Lajeado no estado de Tocantins. Foram reprocessados e interpretados dados geofísicos aerogamaespectrométricos a partir de mapas de K (%), Th (ppm) e U (ppm), e composição ternária RGB. O principal objetivo é caracterizar o reservatório com métodos geofísicos, primeiramente com a gamaespectrometria e futuramente com magnetometria e sismologia, com intuito de acompanhar possíveis sismos desencadeados pelo reservatório.

Introdução

O método gamaespectrométrico é considerado um método geofísico de estudo raso, pois capta a energia dos raios gama nas rochas, ou seja, a radioatividade natural dessas rochas compreendida entre 0 a 45cm de sua superfície (Nascimento et al. 2008). A radiação é emitida principalmente pelas séries dos radioisótopos ²³²Th, ²³⁸U e pelo ⁴⁰K. Tendo em vista estes fatos, neste trabalho serão apresentadas interpretações gamaespectrométricas da UHE de Lajeado (TO).

A Usina Hidrelétrica de Luíz Eduardo Magalhães situa-se na região central do Brasil, no Rio Tocantins e na cidade de Lajeado a aproximadamente 30 quilômetros ao norte de Palmas. (Figura 1).

O reservatório de Lajeado está inserido no contexto geológico da Faixa Araguaia, Província Tocantins (Almeida et al. 1977). Segundo Faraco et al. (2004), os afloramentos em volta do Reservatório consistem em xistos, quartzitos e granitos, pertencentes a Faixa Araguaia que consiste em um cinturão neoproterozóico apresentando vergência tectônica para os crátons adjacentes (Cráton Amazônico e Cráton do São Francisco). Essas rochas pré-cambrianas estão parcialmente cobertas pelas rochas fanerozóicas da Bacia do Parnaíba (da Silva et al. 2013). A Formação Xambioá é intrudida pela Suíte Lajeado que é composta por granitos, pórfiro-granitos e álcali-granitos tardi-tectônicos, onde a principal ocorrência da Suíte Lajeado é o “Granito Matança” (Figura 1) (da Silva et al. 2013).

O principal objetivo deste trabalho é caracterizar a região da UHE de Lajeado utilizando métodos geofísicos como a gamaespectrometria, e futuramente a magnetometria e sismologia, onde será acompanhada a ocorrência ou não de sismicidade desencadeada pelo reservatório.

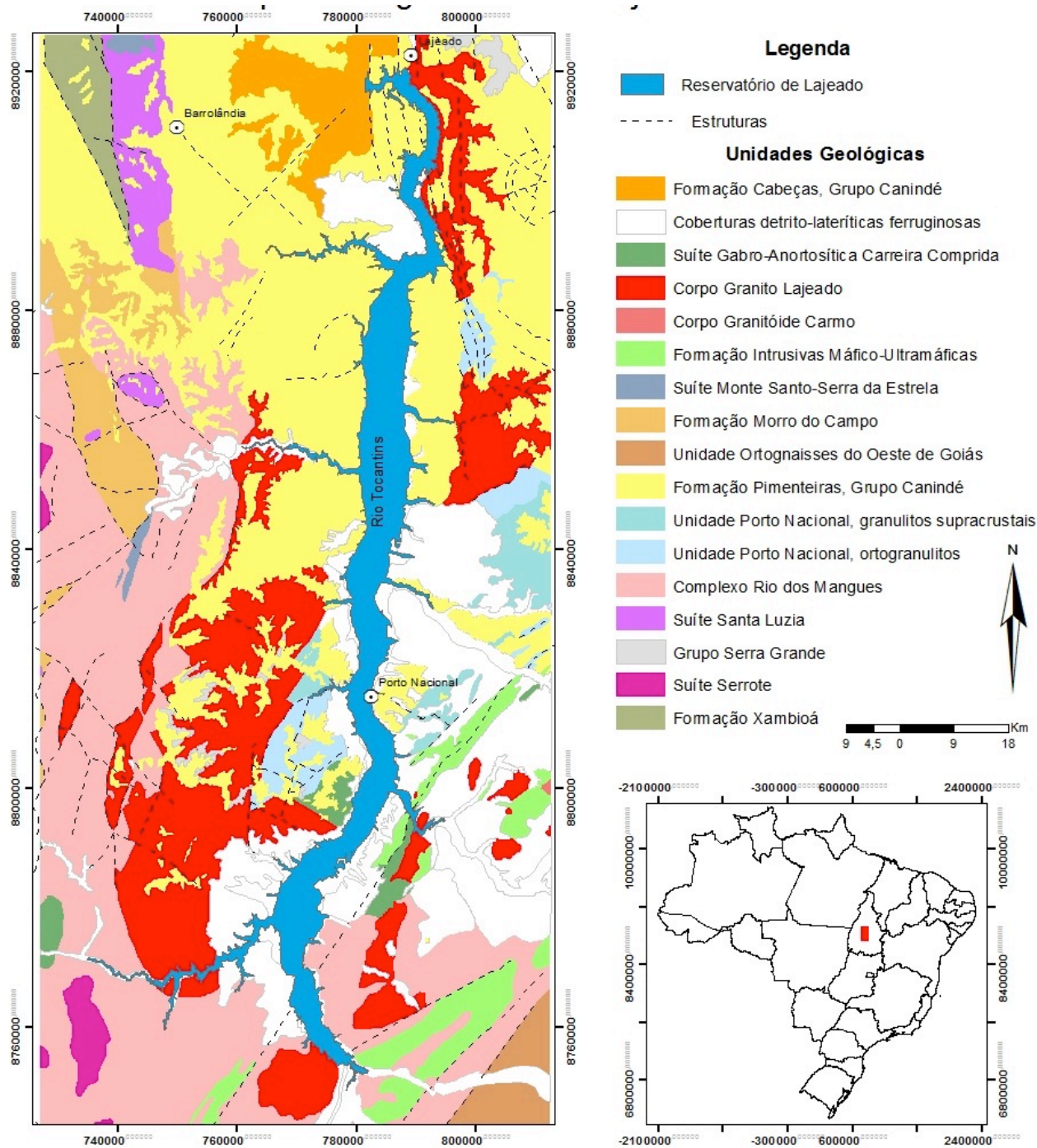


Figura 1 - Localização da área e Mapa geológico da região central do estado de Tocantins (modificado de Silva et al. 2013).

Materiais e Métodos

Os dados processados do método gamaespectrométrico foram obtidos a partir do Projeto Brasil – Canadá (PGBC) do ano de 1975, onde também foram obtidos dados magnéticos, em duas fases: Fase I, linhas de voo com espaçamento de 2 km e Fase II, linhas de voo com espaçamento de 1 km.

Antes do processamento, foram corrigidas as concentrações de K, Th e U de acordo com a literatura das concentrações destes radioisótopos na crosta terrestre.

Os dados de gamaespectrometria foram processados com o Programa Oasis Montaj, da Geosoft e gerado malha regular com o interpolador Curvatura Mínima, com o tamanho das células de 600 m.

Com os canais de K (%), Th (ppmx100) e U (ppmx100) já corrigidos, foram obtidos os mapas de Contagem Total e imagem ternária RGB (Figura 2).

Resultados e Discussão

Analisando a imagem de composição ternária RGB – K Th U foi possível determinar 07 (sete) domínios (Figura 02), onde a concentração dos radioelementos K (%), Th (ppm) e U (ppm) que podem variar de valores baixos a altos, segundo as características geológicas da área.

O Domínio A (rosa claro) representa porcentagens de K, Th e U de média a alta, onde ocorre o Grupo Canindé com arenitos, diamictitos, siltitos arenosos e conteúdo fossilífero (Silva et al. 2013).

O Domínio B (preto) representa porcentagens baixas para os três radioelementos e corresponde a Formação Xambioá composta de xistos, quartzitos e mármores, além de representar também os entornos do reservatório com um conteúdo de água elevado.

O Domínio C (verde claro) mostra médios teores de Th e U, e baixo teor de K. Esse domínio é caracterizado pelo Grupo Canindé, Formação Pimenteiras, a qual é formada por argilitos e siltitos, além da intercalação de arenito ferruginoso e lentes de conglomerado basal (Silva et al. 2013).

O Domínio D é caracterizado por cores mescladas com predomínio de rosa claro, o qual tem como principal concentração K, mas localmente alta concentração dos três radioelementos.

O Domínio E (laranja) é caracterizado por médias a altas concentrações de K e média concentração de Th e baixa de U. Esse domínio é formado pela Suíte Santa Luzia onde estão presentes rochas ígneas como o granodiorito.

O domínio F (rosa escuro) é caracterizado por altas concentrações de K e U, baixa de Th. A área é formada pelo Granito Lajeado (granitos, pórfiro- granitos e alcáli-granitos tardi tectônicos) e pelo Complexo Rio dos Mangues composto de rochas metamórficas como gnaisses.

O domínio G (verde escuro) é constituído por concentrações elevadas de Th e, em alguns locais, baixas concentrações dos três radioelementos. Esse domínio pode apresentar porções de área/solo úmido (cor escura) e regiões intemperizadas (cor verde).

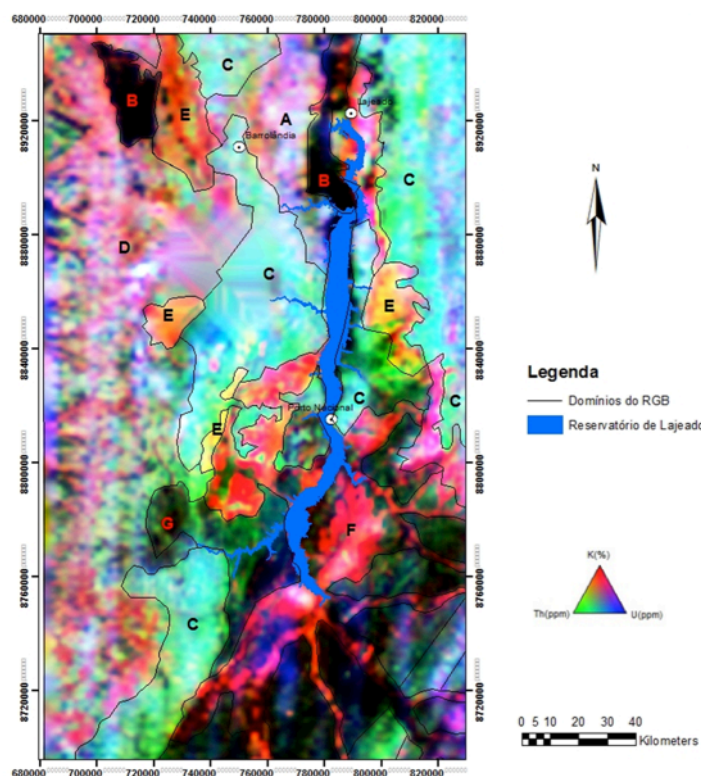


Figura 2 - Imagem Ternária RGB.

Conclusões

Neste trabalho, pudemos observar que as regiões de entorno e da UHE de Lajeado apresentam comportamento gamaespectrométrico característicos de áreas alagadas/úmidas. A água tem a característica de atenuar a energia eletromagnética gama, resultando em baixa ou nenhuma detecção dos radioelementos, cores escuras. No domínio F, o alto teor de K nas proximidades das drenagens mostra o quanto K é facilmente lixiviado. Para os próximos trabalhos serão realizados o processamento e a interpretação magnetométrica com interpretações dos lineamentos magnéticos bem como a integração da geologia estrutural.

Referências

- Blum, L.B. 1999. *Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral*.
- Da Silva, F. G.; Ferreira, N. V.; Von Huelsen, M. G.; Araújo Filho, O. J. 2013. Sedimentação e Deformação na Região de Lajeado - TO, Limite Faixa Araguaia e Bacia do Parnaíba. XIII Simpósio de geologia do Centro Oeste.
- Faraco, M. T. L., Marinho, P. A. C., Vale, A. G., Costa, E. J. S., Ferreira, A. L., Valente, C.R., Lacerda Filho, J.V., Moreton, L.C., Carmargo, L.C., Carmargo, M.A., Frasca, A. A., Ribeiro, P. S. E., Vasconcelos, A. M., Oliveira, M., Oliveira, I. W. B., Abreu Filho, W., Gomes, I. P., 2004. *Folha SC.22-Tocantins. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Nascimento, C. T. C.; Ferreira, F.J. F.; Andrade, L. R. M.; Gaspar, J. C.; Pires, A. C. B. 2008. *Radiação gama e resistividade elétrica em solo com aplicação de carbonatito e fertilizantes agrícolas no Distrito Federal. Revista Brasileira de Geofísica* 26(1):21-29.

AN ESTIMATION OF IMPACTS OF URBAN GROWTH ON RUNOFF AND NON-POINT SOURCE POLLUTION LOADS BY AN EXPERT COEFFICIENT APPROACH IN GIS: A CASE STUDY OF FEDERAL DISTRICT, BRAZIL

Hussain Yawar, Carvajal Martinez Hernan, Henrique Llacer Roig

University of Brasilia, yawar.pgn@gmail.com

Abstract

Water is the most precious natural resource of the planet earth. Rapid growth of urbanization, affects the water reservoirs of the communities in two interrelated ways, by generating more contaminants saturated runoff and by reducing the aquifer recharges surfaces. Therefore, there is a need of long-term impact assessment of the urban growth on the hydrology of watershed. Present study is focused on the application of an expert coefficient and GIS based L-THIA NPS model on Paranoá watershed. L-THIA NPS is a public domain model and is based on SCS-CN for simulation the runoff and Non-point Source (NSP) of Pollution loads are estimated by the EMC values of each land use type. L-THIA is linked to GIS which make calculations easy. The input data requirements of the model are land use, soil map, digital elevation model and rainfall data sets. These data sets were arranged in definite formats as par model requirements. Finally, runoff and NSP loads were simulated for the period 2015 to 2025 in relation to landuse changes. The results show that this is best model that can be used for service planning and management of land use types in such a way that they do not affect the community's natural resources.

Keywords: Curve Number, EMC, GIS, L-THIA NPS.

Introduction

The effects of land use change particularly urbanization on the catchment hydrology are very dominant in term of rise in NPS pollutants loads and downstream flooding while minimizing the local groundwater recharge. Non-point source (NSP) of pollution, are the sources of pollution which have large spatial extensions. N (Nitrogen), P (phosphorous) and SP (suspended particles) are the major source of pollution and their presence is a major water quality issue (Choi, 2007). It altered the hydrology increase the pollutant concentration and provide more and more impervious surface (Du & Hu, 2014). There are many methods which can be utilized to simulate the effects of landuse on hydrology of a water shed. Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation (ANSWERS), Agricultural Nonpoint Source (AGNPS), and Soil and Water Assessment Tool (SWAT). All the available methods work with GIS but need of hour is to develop a more comprehensive methods which can has a capability to assess future impacts of urban growths on watershed hydrology with easily available data and lees expertise requirements. These requirements can be fulfilled by applying Long-Term Hydrologic Impact Assessment (L-THIA) NPS model. This is a public domain model of Purude University which measures runoff by SCS-CN method and pollutant loads by pollutant coefficients (Event Mean Concentration; EMC). Different landuse types produce different NPS pollution depending upon there EMC values as shown in table (1).

Study Area

The Federal District is located in the Plateau Central Brazil and it contains both porous and fracture aquifers. It is divided into eight watersheds as show in figure (1). In this study logo Paranoá watershed is selected for the simulation of runoff and nonpoint source (NPS) pollution. Climatologically, the area is divided into two seasons, rainy and hot from October and April and non-rainy and dry from May to September. Average annual rainfalls varies from 700 and 1,800 mm with high values in rainy and low values in dry seasons. Annual temperature fluctuations are very low. Humidity of the area is very low and reaches its minimum value 11 at the month of August and September (Gonçalves *et al.*, 2009). This watershed contain an artificial water reservoir called Paranoá Lake. The area of watershed is about 1058 km².

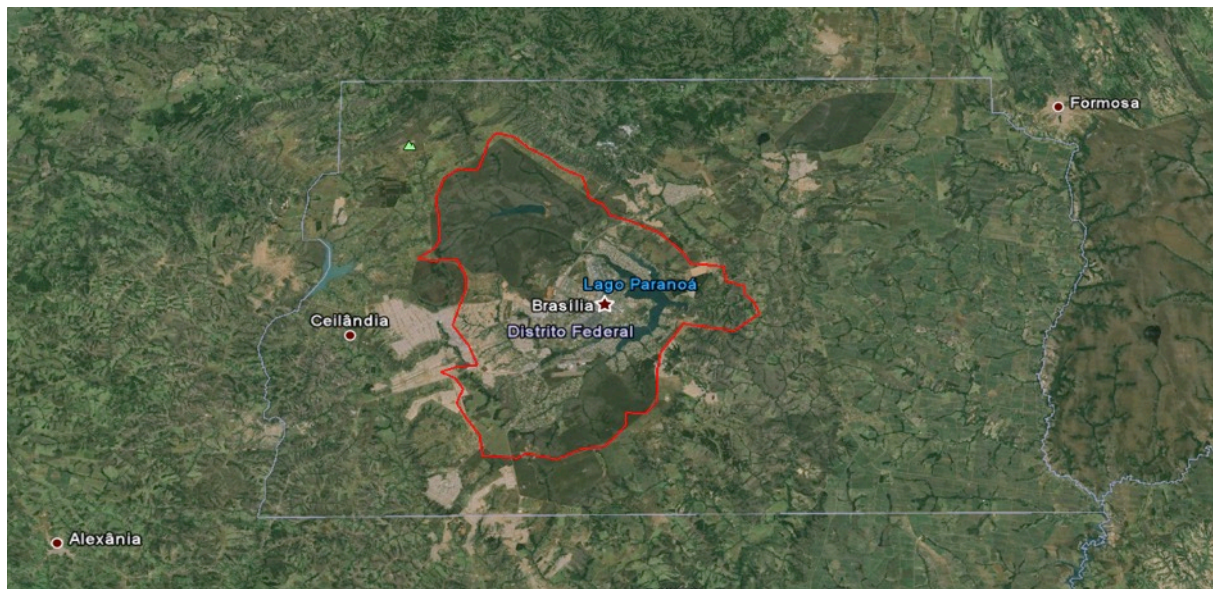


Figure 1 - Location Map of Study Area

Methodology

Long-Term Hydrologic Impact Assessment (L-THIA) NSP model was developed by (Park *et al.*, 2013) at Purdue University and according to Engel 2001 it is a hydrology and NSP loading model. It is based on a statistical CN method for simulation, which was developed by U.S. Department of Agriculture (USDA) and Soil Conservation Service (SCS) in 1986. L-THIA uses landuse and hydrological soil groups (HSG) in grid format and calculate CV values of each cell as shown in figure (1). Then direct runoff depth and volume for each cell is calculated by using long term daily precipitation rates. Finally, on the basis of predefined EMC values are specific landuse type model calibrate at cell level. EMC values for each landuse type were given by Baird and Jennings in 1996 are shown in table below which shows that commercial sites have least amounts of NPS. The model will give use us mean annual runoff along with NPS pollutant loads that was summed up during simulation period and has a divider total number of years.

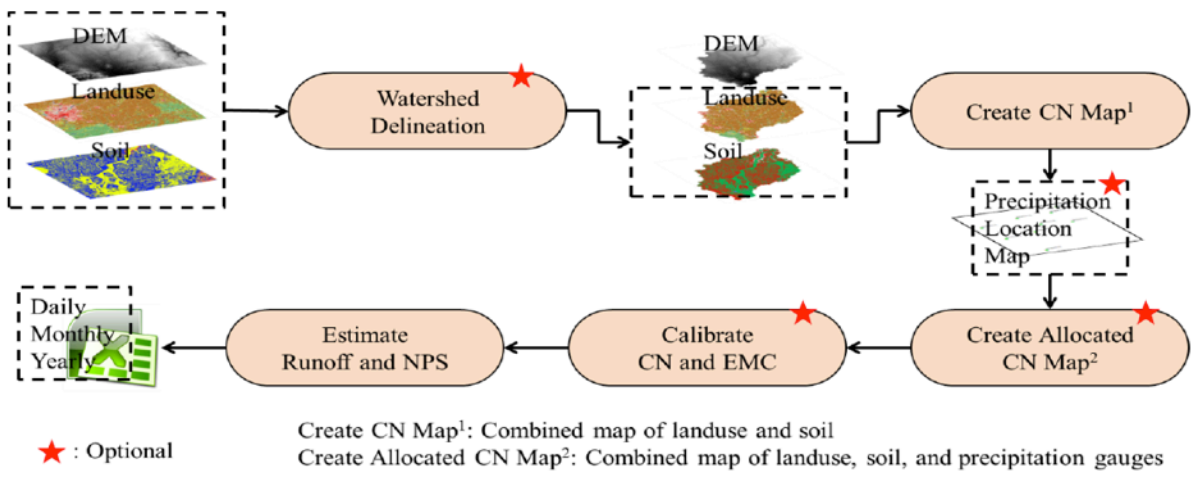


Figure 2 - Workflow of L-THIA for Runoff simulation (Park *et al.*, 2013).

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} \quad \text{for } I_a < P$$

$$Q = 0 \quad \text{for } I_a \geq P \quad \dots \dots \dots \text{Equation 1}$$

$$I_a = 0.2 S \quad \dots \dots \dots \text{Equation 2}$$

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad \dots \dots \dots \text{Equation 3}$$

(Park *et al.*, 2013)

Where, Q is Runoff, P is rainfall, Ia is Abstraction and S is maximum retention potential after runoff begin.

Table 1 - Event Mean Concentrations by land use classification (Barid & Jennings, 1996).

NPS Pollutant	Land use classification						
	Residential	Commercial	Industry	Transition	Mixed	Agricultural	Range
Total Nitrogen (mg/L)	1.82	1.34	1.26	1.86	1.57	4.4	0.7
Total Kjeldahl Nitrogen (mg/L as N)	1.5	1.1	1.0	1.5	1.25	1.7	0.2
Nitrate+Nitrite (mg/L)	0.28	0.26	0.3	0.56	0.34	1.6	0.4
Total Phosphorus (mg/L)	0.57	0.32	0.28	0.22	0.35	1.3	0.01
Dissolved Phosphorus (mg/L)	0.48	0.11	0.22	0.1	0.23	---	---
Suspended Solids (mg/L)	41	55.5	60.5	73.5	57.9	107	1
Dissolved Solids (mg/L)	134	185	116	194	157	1225	245
Total Lead (µg/L)	9	13	15	11	12	1.5	5.0

Input data preparation

Soil map having HSG units were taken from EMBRAPA 2007 and it was converted into raster format as L-THIA model only read numbers. Landuse map was calculated by using Landsat image of 2014 by using unsupervised classification method. It is converted into .tif format at specific format. A value is assign to each landuse class (Kassia *et al.*, 2014). Daily rainfall data is taken from ADASA station which is near to study area. The data from 2000 to 2014 was arranged in a specific format.

References

- Baird, C., & Jennings, M. (1996). Characterization Of Non-Point Sources And Loadings To The Corpus Christi Bay National Estuary Program Study Area. Texas Natural Resource Conservation Commission, Texas, 226 Pp.
- Choi, W. (2007). Estimating Land-Use Change Impacts On Direct Runoff And Non-Point Source Pollutant Loads In The Richland Creek Basin (Illinois, Usa) By Applying The L-Thia Model. *Journal Of Spatial Hydrology*, 7(1), 1–14.
- Du, J., & Hu, S. (2014). The Long-Term Hydrological Impact Assessment Of Land Use And Land Cover Changes Using L-Thia Model In The Qinhuai River Watershed Of Jiangsu Province , China. In *Asprs 2014 Annual Conference Louisville, Kentucky*.
- Engel, B. 2001. L-Thia Nps: Long-Term Hydrologic Impact Assessment And Non Point Source Pollutant Model. U.S. Environmental Protection Agency.
- Gonçalves, T. D., Roig, H. L., & Campos, J. E. G. (2009). Sistema De Informação Geográfica Como Ferramenta De Apoio À Outorga Dos Recursos Hídricos Subterrâneos No Distrito Federal. *Revista Brasileira De Geociências*, 39(1), 169–180.
- Park, Y.S., Lim, K.J., Theller, L., Engel, B.A. (2013) L-Thia Gis Manual (Long-Term Hydrologic Impact Assessment). Available Online: <https://Engineering.Purdue.Edu>

METODOLOGIA APLICADA PARA DIMENSIONAMENTO DE REALCE EM SUBLEVEL OPEN STOPE UTILIZANDO ANÁLISE DE ESTABILIDADE

Batista, GAP1; Campos, MP2;

¹gapbatista@gmail.com; ²marcelogeologia@yahoo.com.br;

Resumo

Neste trabalho, o layout de lavra aplicável aos stopes de lavra subterrânea de ouro na Mina Pequidão, Brasil, são dimensionados através de análises de estabilidade. Para isso será utilizado a classificação do maciço rochoso proposta por Barton (1974) em conjunto com a geometria da mineralização para determinar as dimensões dos realces através do Gráfico de Estabilidade Hutchinson, D.J., Diederichs, M.S. (1996) em conjunto com o raio hidráulico das escavações. Os dados demonstram ser eficazes para determinar abertura de vãos em realces.

PALAVRAS-CHAVE: Gráfico de Estabilidade, Diluição, Realces de mina subterrânea.

Introdução

A Mineração Serra Grande (MSG) é uma empresa de extração de ouro no município de Crixás localizada no extremo noroeste do Estado de Goiás desde o final da década de 80 e operada pela multinacional sul africana AngloGold Ashanti. A Mina Pequidão, conduz sua lavra a profundidades medias de 400m, com recursos medidos até cerca de 900 m de profundidade. O layout contempla a lavra dos corpos através de três métodos diferentes em função do mergulho do minério: Camâras & Pilares, Corte & Enchimento e Sublevel-stoping.

As minas subterrâneas são desenhadas em função da geometria do corpo, profundidade, resistência dos litotipos (minério e rochas encaixantes). Essas características são utilizadas para definir o método de lavra e os parâmetros de lavra associados, tais como diluição e recuperação.

A diluição está associada ao teor lavrável, visto que sua relação é inversamente proporcional ao teor dos blocos de lavra. Por isso o dimensionamento de realces é de extrema importância para evitar deslocamentos durante a operação de lavra.

O gráfico de estabilidade Hutchinson, D.J., Diederichs, M.S. (1996) baseiam no gráfico de estabilidade de Mathews et al.(1981) e Potvin (1988) que tem como objetivo o dimensionamento empírico de realces abertos. Estudos de casos de minas no Canadá e Austrália foram utilizados para as duas proposições. Nos últimos anos alguns trabalhos vêm correlacionando tais metodologias com as características geomecânicas presentes nas operações brasileiras, a exemplo Oliveira *et al* (2012).

O objetivo do presente trabalho é correlacionar o gráfico de estabilidade Hutchinson, D.J., Diederichs, M.S. (1996) baseado na metodologia desenvolvida por Potvin (1998) para estimar as dimensões de realces e comparar os resultados obtidos nos realces de lavra da Mina Pequidão – Complexo da Mineração Serra Grande pertencente à AngloGold Ashanti.

Materiais e Métodos

A metodologia consistiu em levantamento de dados dos realces de lavra da Mina Pequidão com o método de lavra sublevel stoping, calcular o raio hidráulico, classificação do maciço conforme Barton – Q' , determinar o número de estabilidade, plotagem no Gráfico de Estabilidade. Foi aplicada a metodologia do gráfico de estabilidade propostos Potvin (1988).

Raio Hidráulico

O Raio Hidráulico (R.H) é definido matematicamente como a razão entre a área de uma superfície e seu perímetro

$$R H = (\text{Área da superfície analisada}) / (\text{Perímetro da superfície analisada})$$

Sistema de classificação Q

O sistema de classificação Q (Q-Tunnelling index) foi desenvolvido por Barton. Esse parâmetro expressa a qualidade da rocha "Q" em função de seis parâmetros independentes

$$Q = (RQD / J_n) \times (J_r / J_a) \times (J_w / SRF)$$

O parâmetro SRF, entretanto, torna-se redundante quando o sistema de classificação é usado para calcular as propriedades do maciço rochoso como objetivo de modelagem analítica e numérica do projeto. O Índice Q' de Qualidade da Rocha Modificada é determinado como:

$$Q' = (RQD / J_n) \times (J_r / J_a) \times (J_w)$$

Número de Estabilidade N'

Mathews et al. (1981) propuseram um método empírico para o dimensionamento de realces abertos, com base em Q' e em três fatores que consideram a tensão, a orientação estrutural e os efeitos da gravidade.

Potvin (1988) modificou o método original e o ajustou com 175 relatos de casos. Nickson (1992) incluiu outros relatos. Para diferenciar as metodologias Potvin denominou o Número de estabilidade como N', a modificação mais evidente em sua proposição é a ausência do fator Jw

$$N' = Q' \times A \times B \times C$$

Gráfico de Estabilidade

De posse do cálculo do Raio Hidráulico e do Número de Estabilidade, Hutchinson, D.J., Diederichs, M.S. (1996), baseado nos dados Potvin (1988), define três regiões, como: Zona estável na qual não se faz necessário suporte com cabos de aço, Zona de transição que necessita de ancoragem para estabilização e Zona Instável que irá ocorrer abatimento.

Potvin (1988) baseia que um realce é dito estável quando não há deslocamento ou rupturas. Um realce pode ser considerado estável quando essa diluição é menor que 5%. Um realce é dito instável refere aos realces que apresentam diluição maior do que 25%, e neste caso, são considerados totalmente instáveis.

Diluição

No presente trabalho a quantificação do overbreak é realizada por meio de levantamento topográfico a laser capaz de mapear todas as superfícies do realce. O processo é realizado após uma sucessão de desmonte de rocha e após a conclusão do stope de lavra é realizado novamente o levantamento topográfico de toda a extensão.

Resultados e Discussão

A metodologia aplicada para análise de estabilidade dos realces de lavra sublevel stoping baseiam nos procedimentos descritos abaixo:

1. Mapeamento e caracterização das principais estruturas
2. Geração de modelos tridimensionais
3. Análise das estruturas
4. Classificação e geração de domínios conforme Q Barton 1974
5. Classificação do modelo de Estabilidade - N'

Mapeamento e caracterização das principais estruturas

O mapeamento baseia em identificar as principais estruturas que podem ocasionar quebras e desarticulação de blocos durante ou pós-abertura do realce de lavra. Adota-se a classificação Q como padrão de mapeamento, descrevendo para cada descontinuidade

qual estrutura identificada, *dip/dip direction*, rugosidade, preenchimento e alteração da parede da descontinuidade.

Modelos Tridimensionais

Com o software DataMine gera-se planos tridimensionais. Para cada estrutura geológica, estende uma persistência que esta associada ao grau de comprometimento que pode ocasionar possíveis planos de quebra. É inserida uma classificação conforme Barton e após esses dados são utilizados para determinar classe geomecânica do internível ou do stope a ser analisado.

Análise das estruturas

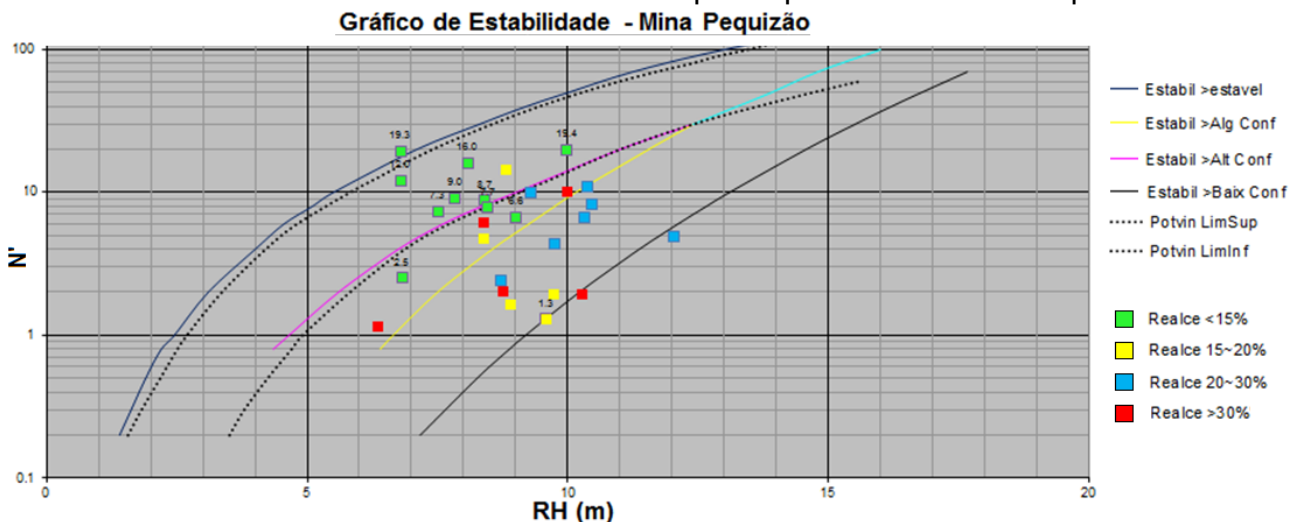
A identificação das principais estruturas que cercam os corpos de minério da MSG é de grande importância uma vez que as discretização de blocos estão associadas aos planos estruturais regionais.

Classificação e geração de domínios

De posse dos parâmetros conforme classificação Q atribuí para intervalos que apresentam características geomecânica semelhante, domínios e atribuí uma nota. É utilizada sempre a nota que condiciona uma classificação mais baixa, logo, é importante conter todas as informações da estrutura geológica para assim determinar qual estrutura condicionante daquele domínio.

Classificação do modelo de Estabilidade - N'

Correlacionando o gráfico de estabilidade Hutchinson, D.J., Diederichs, M.S. (1996) baseado na metodologia desenvolvida por Potvin (1998) foi possível estimar a estabilidade de 27 realces de Sublevel Bottom-up e Top-down da Mina Pequizeo:



É possível identificar uma concentração de dados, representados em verdes, referente aos realces lavrados com diluição inferior a 15%, os mesmos podem ser considerados estáveis e estão representados na região considerada por Hutchinson, D.J. e Diederichs, M.S. como alta confiança. Na mesma analogia, os dados representados em azul referente aos realces com diluição de 20 a 30% encontram-se em região dita como pouca confiança.

Conclusões

A estabilidade das escavações e a diluição esta relacionada com o Gráfico de Estabilidade, visto que é possível correlacionar com uma linha de tendência. Os dados demonstram que para RH e N' é possível obter diluições menores.

Algumas diluições esta relacionada à exposição do minério, fazendo com que o layout seja um facilitador para que o ocorra diluição ou que ocorra desvio da perfuração durante o processo de perfuração de leque para desmonte. É necessário obter uma maior quantidade de dados com intuito de confirmar a linha de tendência e assim seja criado o

gráfico de estabilidade da Mina Pequizão, respeitando as possíveis interferências como layout e desvio operacional.

O gráfico de estabilidade mostra ser eficaz para determinar abertura de vãos em realces, sendo bem aplicado na Mina Pequizão aos realces de sublevel, podendo assim estimar sua estabilidade em relação à diluição.

Referências

- Barton, N., Lien, R., Lunde, J., 1974. Engineering Classification of Rock Masses for the design of Tunnel Support, Rock Mechanics, Vol. 6 n° 4, pp. 189-236.
- Hutchinson, D.J., Diederichs, M.S., 1996. Cablebolting in underground mines, Bitech Publishers Ltd, British Columbia, Canada, p. 406.
- Mathews, K. E., Hoek, E., Wylie, D.C., Stewart, S.B.V. 1981. Prediction of stable excavation spans for mining at depths below 1,000 m in hard rock mines. Canmet Report DSS Serail No. OSQ80-00081.
- Oliveira, M.M.; Pinto, C.L.L.; Dutra, J.I.G.; Dias, P.M. 2012. Utilização de modelo de blocos para o cálculo do overbreak (diluição operacional) e determinação da estabilidade das superfícies do realce para calibração do método do Gráfico de Estabilidade, VII CONGRESSO DE MINA SUBTERRÂNEA, BELO HORIZONTE.
- Potvin, Y. 1988. Empirical open stope design in Canada. Ph.D. Thesis. The University of British Columbia p.350.

SESSÃO TÉCNICA

GEOTECNOLOGIAS APLICADAS ÀS GEOCIÊNCIAS

PROCESSAMENTO DE DADOS ELETROMAGNÉTICOS E CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DA ÁREA NORTE DA BACIA DO PARECIS

Alvim, G. R. O.¹; Von Huelsen, M. G.²; Teixeira, C. D.²; Chimpliganond, C. N.²; Travaglia Filho, U.²; França, G.S.²; Rocha, M. P.²

¹Instituto de Geociências–Universidade de Brasília, alvimglauca@gmail.com; ² Observatório Sismológico - Instituto de Geociências–Universidade de Brasília

Resumo

O presente trabalho apresenta a caracterização geofísica da parte Centro-Norte da Bacia dos Parecis, a partir de dados eletromagnéticos processados com o software em desenvolvimento ImagEM. A interpretação foi baseada no comportamento condutivo das rochas em subsuperfície do local do levantamento.

Introdução

O método eletromagnético baseia-se nas propriedades físicas das rochas em subsuperfície, sendo elas, a condutividade. A partir de uma corrente elétrica gerada no transmissor é gerado um campo eletromagnético primário e o secundário que é captado pelo receptor. Esta resposta caracterizará a subsuperfície. Os objetivos do presente trabalho são a caracterização eletromagnética da área centro norte da Bacia Sedimentar dos Parecis localizada na região do Mato Grosso. Os dados de eletromagnetometria (EM) foram obtidos pela Strataimage e SIS/UnB (Observatório Sismológico da Universidade de Brasília) e LGA/UnB (Laboratório de Geofísica). Neste trabalho será apresentada a RDI (Imagem da resistividade pela profundidade) de uma transecta de aproximadamente 100 km. A linha de levantamento está localizada na Bacia dos Parecis, na região central do Estado do Mato Grosso e engloba principalmente as Folhas Juruena (SC-21), Cuiabá (SD-21).

Contexto Geológico

A Bacia dos Parecis está localizada na região centro-oeste do Brasil estando em sua maior parte inserida no Estado do Mato Grosso, setor sudoeste do Cráton Amazonas, ela é classificada como uma bacia do tipo intracratônica e tem uma área de aproximadamente 500.000Km². A Bacia é dividida em três domínios tectonossedimentares, que são delimitados pelos arcos de Vilhena e Serra Formosa (Faria, H. P.A, 2015), sendo eles a Sub- bacia Rondônia mais à oeste, Sub-bacia Juruena na região central, onde está localizada a linha do levantamento e Sub- bacia Alto Xingu mais à leste.

Metodologia/ Problema Investigado

A transecta de aproximadamente 100 km está localizada entre as cidades de Simplício e Sinop no Estado do Mato Grosso. Foram adquiridos dados de 11 estações EM ao longo da linha planejada e orientada na direção NW, com uma distância média de 10Km entre as estações.

Com a ajuda do programa ImagEM (Travaglia, U., 2011) foi feito o processamento, que organiza os dados e realiza a modelagem obtendo os valores de profundidade e de condutividade.

O produto apresentado aqui é consequência de uma metodologia desenvolvida para obtenção de CDIs ao longo dos perfis de medição (2D). Suas bases teóricas compreendem um

modelo geolétrico estratificado (1D) da condutividade e o conceito da profundidade atingida pela corrente elétrica induzida máxima. Nele, a determinação da condutividade e a caracterização das camadas estão baseadas num algoritmo de modelagem simplificado (aproximações assintóticas nos tempos tardios; Huelsen, G. V., 2007).

Os dados de saída do ImagEM foram utilizados posteriormente no programa Oasis Montaj da Geosoft versão 7.5 para a parte gráfica do processamento. Foram obtidas malhas utilizando o método de Krigagem com o tamanho das células de 5 km.

O processamento dos dados eletromagnéticos teve como resultado uma seção que mostra o comportamento resistivo (RDI) das rochas em subsuperfície (Figura 2) feita com o Oasis Montaj.

Resultados

O resultado obtido foi uma seção 2D da resistividade pela profundidade (Figura 1) e perfis empilhados que mostram o comportamento condutivo das rochas em subsuperfície para os vinte canais do levantamento.

Interpretação Eletromagnética

A interpretação eletromagnética dos dados obtidos tem o objetivo de apontar a localização e profundidade dos corpos condutivos em subsuperfície no local estudado.

Os valores de condutividade e profundidade são resultados do programa ImagEM. Posteriormente o imageamento da resistividade em função da profundidade foi obtido pelo programa Oasis Montaj, pelo método de Krigagem (Figura 1).

Foram feitos perfis empilhados que mostram o comportamento condutivo das rochas em subsuperfície relativo a cada um dos vinte canais para as componentes x, y e z. Com o empilhamento dos perfis é possível notar variações sutis de condutividade. Nos perfis dos canais 17, 18, 19 e 20 (Figura.3), nota-se uma pequena variação da resposta eletromagnética dos últimos canais, localizada aproximadamente no quilômetro 90, o que corresponde à estação 19, essa variação indica um local de maior condutividade, é possível constatar na RDI a existência desse ponto em um pouco mais que 300 metros de profundidade.

A Figura 3 mostra a RDI juntamente com o perfil eletromagnético do campo secundário obtido para os canais 17, 18, 19, 20. A modelagem está em consonância com os perfis obtidos em campo, mostrando presença de corpos condutivos ao sul da transecta (sondagens 2 e 10); sendo abaixo da sondagem 2 um corpo verticalizado com topo a ~50 km de profundidade e extensão vertical com mais de 200 km; o corpo condutivo abaixo da sondagem 10 é mais profundo e extenso horizontalmente (~200km); ao norte da transecta encontra-se um corpo raso de condutividade mediana (abaixo da sondagem 18). Abaixo da sondagem 4 nota-se uma descontinuidade condutiva.

Discussão e Conclusões

A RDI obtida está em acordo com os perfis do campo secundário para a componente z. Pode-se observar regiões condutivas na parte sul da transecta, uma descontinuidade entre as sondagens 2 e 6. A região Norte caracteriza-se por maior resistividade com uma pequena anomalia condutiva.

O próximo passo será integrar com outros dados geofísicos e geológicos e utilizar as componentes x e y para melhorar a modelagem dos dados.

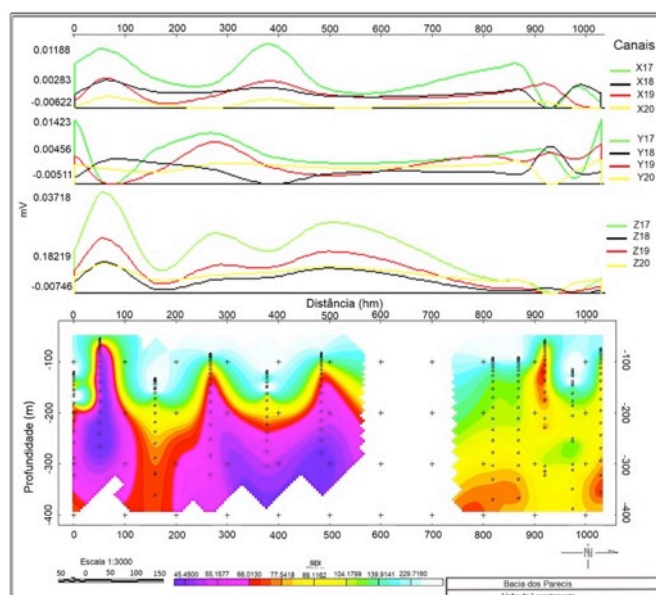


Figura 1 - RDI e perfis empilhados obtidos do processamento dos dados com o Oasis Montaj.

Referências

- Almeida F.F.M. 1983. Relações Tectônicas Das Rochas Alcalinas Mesozóicas Da Região Meridional Da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. De Geociências*, 13: 139-158.
- Eaton, P. A. & Hohmann, G. W. 1989. A Rapid Inversion Technique For Transient Electromagnetic Soundings. *Physics Of The Earth Planetary Interiors*, 53: 384-404
- Faria, H. P. A. ; Vidotti, R. M. ; Correa, R. T. ; Abreu, C. J. ; Alvarenga, C. J. S. . Considerações Sobre Configuração Estrutural Da Bacia Dos Parecis A Partir Da Análise De Dados Aeromagnéticos.
- Bahia R.B.C. 2007. Evolução Tectonosedimentar Da Bacia Dos Parecis. Tese De Doutorado, Departamento De Geologia, Universidade Federal De Ouro Preto, 149 P.
- Siqueira L.P. 1989. Bacia Dos Parecis. *Boletim De Geociências Da Petrobrás*, 3:3-16.
- Travaglia Filho, U. J. ; Huelsen, M. G. V. ; Coelho-Silva ; Almeida, M. P. . Development And Implementation Of Software To Obtain The Resistivity Depth Image (Rdi) Using Tem Data.. 2011.
- Von Huelsen, M. G. V., Moraes, R. A. V, Carvalho, T.. 2008. “Cdi Versus Inversão - Aplicação A Dados Reais”. *Rev. Bras. Geof.*, Vol.26, N°3, São Paulo.
- Von Huelsen, M. G.; Moraes, Rav ; Carvalho, Ts Imageamento Da Subsuperfície Baseado Na Condutividade: Obtenção De Cdis Para O Sistema Geotem. *Revista Brasileira De Geofísica (Impresso)*, V. 26, P. 377-385, 2008.

ESTUDO SOBRE A EXATIDÃO DO MODELO DE ELEVAÇÃO SRTM-GL1 APLICADO SOBRE O PLATÔ ANDINO DA AMÉRICA DO SUL

Satge, F.¹; Denezine, M.¹; Bonnet, M.P.²; Garnier, J.¹

¹Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil. (matheusdenezine@yahoo.com.br); ²Unité Mixte de Recherche 5563 Géosciences Environnement Toulouse – Institut de Recherche pour le Développement/Centre National de la Recherche Scientifique, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Resumo

Previamente avaliado sobre os Estados Unidos Continentais (CONUS), os Modelo Digital de Elevação (DEM) SRTM-GL1 foi recentemente disponibilizado em âmbito mundial gratuitamente. Com uma alta resolução espacial, esse modelo fornece informações de valores topográficos também em regiões remotas. SRTM-GL1 foi utilizado para estudo em termos de exatidão vertical e morfológico com base no platô Andino situado na América do Sul. Para comparação, os modelos SRTM-v4 e GDEM-v2 também foram utilizados no estudo. Um total de 150.000 medidas ICESat GLAS foram usadas para verificar a exatidão vertical. A morfologia foi verificada indiretamente por meio de uma rede de referência hidrológica vetorizada no programa Google Earth.

Introdução

Modelos Digitais de Elevação (DEMs) são utilizados para caracterizar a topografia com base em estudos hidrológicos e geomorfológicos. Estudos, em sua maioria baseados na precisão vertical, estão focados na comparação de diferentes DEMs para orientar na escolha do DEM mais preciso em uma certa região. Para calcular o erro de elevação dos DEMs, Pontos De Referência (PDRs) derivados do Sistema de Posicionamento Global (GPS) ou medidas altimétricas de alta qualidade são utilizados. Se a base de dados dos PDRs é suficientemente grande, tal abordagem é apropriada para avaliar a precisão vertical (Li *et al.*, 2005). Além disso, uma grande cobertura espacial do mesmo banco de dados permite a comparação para diferentes classes de declividade e ocupação do solo. Dessa maneira, erros recorrentes podem ser destacados e correções de elevação são sugeridas para reduzir o erro vertical dos DEMs (Zhao *et al.*, 2011; Satge *et al.*; 2015). No entanto, esse estudo concentrara-se na precisão pontual vertical e não considera a relação de elevação pixel a pixel.

Para um pixel, a elevação pode ser maior ou menor do que seus pixels vizinhos, mas a medição em campo poderia ser o oposto. Como resultado, uma falsa morfologia pode ser observada a partir do DEM. Com esta análise, um DEM pode ser mais preciso do que outros em termos de elevação, mas essa precisão pode não ser proporcional à precisão morfológica do mesmo local (Hage *et al.*, 2012).

As inconsistências dos padrões hidrológicos derivados dos DEMs são representativas do erro na representação morfológica pelos DEMs. Nesse contexto, autores comparam padrões hidrológicos de referência com os derivados dos DEMs para avaliar a representação morfológica pelos modelos (Li and Wong, 2009).

SRTM-GL1 foi avaliado fora dos EUA no que diz respeito à precisão vertical e morfológica. A precisão vertical é necessária para ortorretificação enquanto uma boa representação morfológica é necessária nos estudos hidrológicos e geomorfológicos.

Materiais e Métodos

Neste estudo o foco é no modelo SRTM-GL1, um produto da Agência Nacional de Inteligência Geoespacial (NGA) em parceria com *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). Também foram considerados o *Global Digital Model Elevation* na versão 2 (GDEM-v2) e a versão SRTM-v4 para a comparação de resultados.

Com a precisão vertical em torno de 15cm, (Zwally *et al.*, 2002), dados do *Geoscience Laser Altimeter System* a bordo do *Ice Cloud and Land Elevation Satellite* ICESat/GLAS, produzidos pela NASA, foram utilizados como PDRs. Comparações verticais foram feitas em escala global considerando todos PDRs e para diferentes classes de declividade (0°-2°; 2°-5°; 5°-10°; 10°-20° e >20°). Uma forte relação entre o erro vertical e as declividades foi encontrado pelo SRTM-GL1. Esta relação foi utilizada para a correção do mesmo modelo (nomeado GL1-Corr e também avaliado no estudo).

Imagens do Google Earth foram utilizadas para definir a Rede Hidrológica de Referência (RHR), a qual foi comparada com a rede extraída a partir dos DEMs. Por quanto, foram feitos “Buffers”. Para estabelecer os “Buffs”, polígonos em distâncias específicas (50 a 300m com intervalo de 50m) ao redor das feições de drenagens vetorizadas, da RHR. Com o uso da ferramenta “Clip”, foi delimitado áreas de sobreposição das Redes Hidrológicas Derivadas (RHDs) dos modelos em análise com os “Buffs” da RHR, com o objetivo de avaliar o quão próximo é a coincidência destes modelos com as redes vetorizadas. Tais análises foram feitas em escala global e também avaliadas por classes de declividade (0-2°; 2-5°; 5-10° e >10°).

Resultados e Discussões

A precisão vertical do modelo SRTM-GL1 foi avaliada comparando sua elevação com as elevações PDRs em termo de Erro Médio Absoluto (EMA), Desvio Padrão (DP) e Erro Médio Quadrático (EMQ) (Tabela 1). Na escala global, GDEMv2 ficou mais preciso que SRTM-GL1 e SRTM-v4 em termo de EMA e EMQ enquanto GL1 foi mais preciso em termo de DP. Porém, nas regiões superiores a 5° de declividade, GL1 fornece uma estimativa mais precisa da elevação em comparação com as estimativas do SRTM-v4 e GDEM-v2. As correções feitas para estabelecer o GL1-Corr melhoraram a precisão vertical. O novo modelo superou os demais na escala global e também nas distintas classes de declividade.

Declivida de (°)	Número os de PDR	EMA				DP				EMQ			
		GDE M v2	SRT M v4	GL 1	GL 1 Cor r	GDE M v2	SRT M v4	GL 1	GL 1 Cor r	GDE M v2	SRT M v4	GL 1	GL 1 Cor r
0-2	86,595	5.2	7.2	7.1	2.9	6.6	4.1	4.1	3.7	6.6	8.1	8.1	3.8
2-5	24,583	6	8.5	8	4.4	8	6.8	5.7	5.7	8	10.2	9.4	5.7
5-10	22,143	7.8	9.9	8.5	6	10.2	10.5	7.8	7.8	10.2	12.6	10.	7.8
10-20	20,144	10.8	13.4	10.	8.7	13.8	15.6	11.	11.1	13.9	16.9	12.	11.1
>20	3789	14.6	17	12.	12	18	20.7	14.	14.9	18.2	21.1	15.	14.9
TOTAL	1,57,224	6.6	8.8	8.0	4.5	9.0	8.6	6.6	6.5	9.0	11.1	9.7	6.5

Tabela 1 - Cálculos EMA, DP e EMQ para os DEMs em diferentes classes de declividade.

De um modo visual, cada DEM parece capturar as tendências regionais da RHR em termos de posicionamento global e direção. GDEM-v2 apresentou consideráveis inconsistências em áreas urbanizadas, confundindo estradas e drenagens.

Produtos SRTM são mais precisos que GDEM-v2 mostrando uma correspondência média de 71,3% da sua RHD com a RHR para o buffer de 300m. GDEM-v2 apresenta o menor valor de correspondência para todos os Buffers em comparação com os demais modelos. A correção da elevação aplicada na GL1 (GL1-Corr) diminui a representação da morfologia regional do planalto, com menor correspondência de sua RHD com RHR em comparação com o modelo não corrigido.

Os resultados foram também observados em diferentes classes de declividade. Para todos DEMs, a correspondência entre a RHDs e RHR aumenta com a declividade. DEMs representam melhor a morfologia em áreas com maior declividade.

De maneira geral, o método de correção utilizado baseia-se em uma consideração ponto a ponto, sem considerar a correlação espacial do erro de altura e, portanto, não é indicado para melhorar a análise da topografia geral.

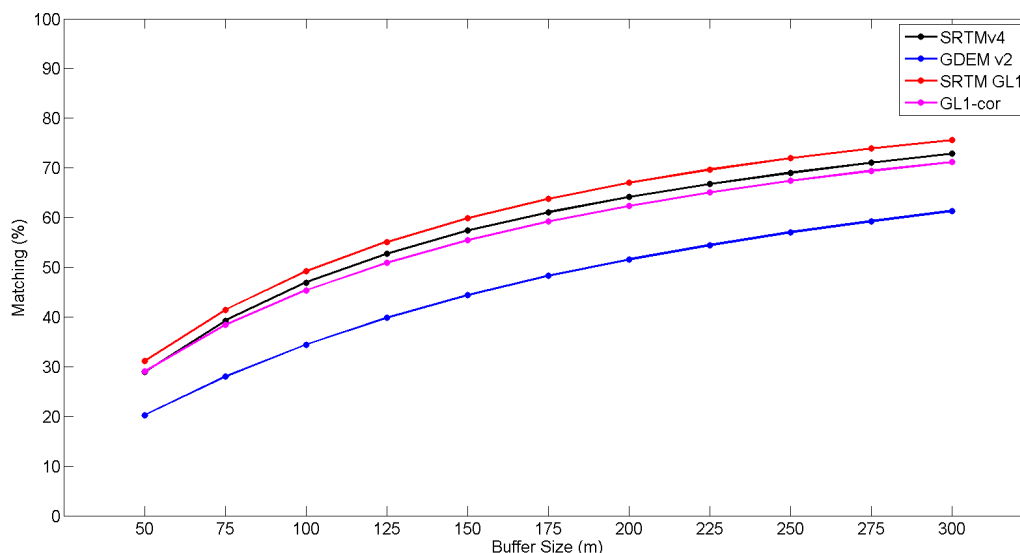


Figura 1 - Combinação da RHD dos modelos em estudo com RHR.

Conclusões

O modelo SRTM-GL1 superou o modelo SRTM-v4 em escala global e comparado ao GDEM-v2 sobre áreas com alta média de declividade. A precisão vertical foi consideravelmente reforçada pela metodologia de correção usada nesse estudo com base na forte relação entre o erro vertical e a declividade. O novo modelo GL1-Corr superou os demais modelos considerando EMA, DP e EMQ, todos em escala global e para as diferentes classes de declividade. Ao considerar o esquema topográfico, SRTM-GL1 superou os modelos SRTM-v4, GDEM-v2 e GL1-Corr, todos em escala global e para todas as diferentes classes de declividade média considerada. GDEM-v2 apresenta considerável inconsistência em termos de descrição morfológica.

Tal trabalho demonstrou a importância de avaliar os DEMs em termos morfológicos e altimétricos, pois DEMs mais precisos verticalmente mostraram-se relativamente menos precisos morfológicamente, exemplo do GDEM-v2 e GL1-Corr.

Agradecimentos

Agradecemos ao Centro Nacional de Pesquisa Espacial Francês pelo apoio financeiro e à Universidade de La Paz (Bolívia) pelo apoio ao trabalho.

Referências Bibliográficas

- Li, J., Wong, D.W.S., 2010. Computers, Environment and Urban Systems Effects of DEM sources on hydrologic applications. *Comput. Environ. Urban Syst.* 34, 251–261. doi:10.1016/j.compenvurbsys.2009.11.002
- Satgé, F., Bonnet, M.P., Timouk, F., Calmant, S., Pillco, R., Molina, J., Lavado-Casimiro, W., Arsen, A., Crétaux, J.F., Garnier, J., 2015. Accuracy assessment of SRTM v4 and ASTER GDEM v2 over the Altiplano watershed using ICESat/GLAS data. *Int. J. Remote Sens.* 36, 465–488.
- Zhao, G., Xue, H., Ling, F., 2010. Assessment of ASTER GDEM Performance by Comparing with
- Zhao, S., Cheng, W., Zhou, C., Chen, X., Zhang, S., Zhou, Z., Liu, H., Chai, H., 2011. Accuracy

assessment of the ASTER GDEM and SRTM3 DEM: an example in the Loess Plateau and North China Plain of China. *Int. J. Remote Sens.* 32, 8081–8093.

SESSÃO TÉCNICA

GEOQUÍMICA, PETROLOGIA E MINERALOGIA

GEOQUÍMICA APLICADA AO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DA FORMAÇÃO SERRA DA LAPA - IMPLICAÇÕES PARA O ARCABOUÇO TECTÔNICO DO GRUPO VAZANTE

SANTANA, A.V.A.¹; DARDENNE, M.A.¹(*IN MEMORIAM*); VIEIRA, L.C.¹; CAMPOS, J.E.G.¹; DANTAS, E.L.¹

¹Instituto de Geociências - Universidade de Brasília (UnB) - ana.santana.geo@gmail.com

Resumo

Amostras (8) da Formação Serra da Lapa tiveram seus resultados de análises geoquímicas de rocha total para Elementos Terras Raras (ETR) e elementos traço plotados em diferentes diagramas discriminantes de ambiência tectônica/assinatura geoquímica de área-fonte. Esses diagramas são baseados nas razões Th/Sc, Zr/Sc, La/Yb e Eu/Eu e das concentrações dos elementos traços - Th, Sc, Hf, V, Zr e Co - e dos ETRs, principalmente La e Ce. Os resultados evidenciaram que não há concentrações significativas de Zr e de Hf nas rochas fonte de sedimentos para Formação Serra da Lapa e sugerem proveniência a partir de um contexto tectônico do tipo margem ativa. Especula-se que o material que fornece assinatura juvenil às rochas analisadas deve proceder do Arco Magmático de Goiás (AMG) e que essas rochas devem ter sido geradas em uma bacia do tipo antepaís relacionada à inversão da bacia durante o Evento Brasileiro.

Introdução

A proveniência dos rochas que compõem a Formação Serra da Lapa, Grupo Vazante, tem sido alvo discussões - Pimentel *et al.* (2001), Rodrigues (2008) e Rodrigues *et al.* (2012) - que especulam a participação de uma fonte juvenil neoproterozoica provendo sedimentos para o sítio deposicional dessa formação. Segundo esses autores, as idades modelo TDM obtidas através de análises isotópicas de Sm-Nd em quartzitos e ritmitos da Formação Serra da Lapa colocariam em xeque o modelo de deposição em contexto tectônico exclusivamente do tipo margem passiva desenvolvida na margem oeste do Cratón do São Francisco, geralmente defendido para deposição do Grupo Vazante. A ideia de deposição em ambiência tectônica divergente era baseada sobretudo na frequente associação das rochas do Grupo Vazante com rochas de outros grupos, como o Paranoá, caracterizadas em estudos sedimentológicos e geoquímicos como tipicamente de margem passiva (Guimarães 1997).

A fim de fornecer novos dados para elucidar essa questão, no presente resumo são apresentados os resultados de análises geoquímicas de rocha total para Elementos Terras Raras (ETR) e elementos traço plotados em diagramas específicos que discriminam a ambiência tectônica. Os ETRs e os elementos traços Y, Ti, Nb, Ta, Th, Sc, Hf e Co são indicados para estudos dessa natureza, pois apresentam mobilidade relativamente baixa durante o intemperismo e transporte. Esses elementos são utilizados inclusive para estudos em que as rochas foram submetidas a processos diagenéticos e/ou de metamorfismo de baixo grau (Faure 1986). Esses resultados foram obtidos durante pesquisa sobre estratigrafia e proveniência das formações Serra da Lapa e Morro do Calcário (Santana, 2011).

Materiais e métodos

Amostras de pelito e ritmito (pelito/arenito) foram selecionadas em afloramentos próximo a localidade de Fazenda Fagundes, norte de Paracatu (MG), a partir de critérios visuais como ausência de veios e/ou fraturas e de efeitos intempéricos. Posteriormente, parte das amostras foi pulverizada e submetida ao preparo prévio às análises.

As análises quantitativas foram feitas com ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma - Emission Spectroscopy*), para os óxidos maiores e menores, e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass*

Spectroscopy), para elementos traços e terras raras. Os dados foram tabulados e gráficos foram confeccionados utilizando-se o aplicativo EXCELL e o *software* GeoChemical Data Tool KIT (GCDKit).

Resultados e discussão

Dados de 8 amostras foram plotados em diferentes diagramas discriminantes de ambiência tectônica/assinatura geoquímica de área-fonte. Esses diagramas foram construídos por diferentes autores a partir das razões Th/Sc, Zr/Sc, La/Yb e Eu/Eu e das concentrações dos elementos traços - Th, Sc, Hf, V, Zr e Co - e dos ETRs, principalmente La e Ce. No presente estudo, verificou-se que as razões Zr/Sc, por exemplo, apresentaram média de 12,23, com os valores mais elevados (13,84) observados nas amostras mais ricas nas rochas com granulação areia. Essa média não representa enriquecimento em zircão e indica que houve baixo grau de reciclagem sedimentar (McLennan *et al.* 1990). As razões de Th/Sc, com valores médios de 0,68, estão abaixo das médias obtidas em sedimentos oriundos de rochas da crosta continental superior, que têm proporção média $\geq 0,79$, e estão pouco acima da média admitida para sedimentos provenientes de fontes máficas/ultramáficas ($\leq 0,6$).

As concentrações de V e Sc, elementos traço de afinidade ferromagnésiana, também foram avaliadas. De uma forma geral, à medida que os sedimentos se tornam mais maduros, há um aumento do grau de reciclagem sedimentar e conseqüente diminuição nas concentrações de V e Sc. Quando plotadas no gráfico V x Sc (Bhatia & Crook 1986), a maioria das amostra aponta proveniência de arco magmático dissecado (contexto tectônico de margem continental ativa) e a minoria, 2, sugere proveniência a partir de rochas de arco magmático não dissecado, derivadas de contexto tectônico do tipo arco oceânico.

A fim de refinar ainda mais as observações, optou-se por utilizar também diagramas discriminatórios em que, além dos elementos traço imóveis, o ETR La está incluído. No diagrama La-Th-Sc (McLennan *et al.* 1993) todas as amostras analisadas plotam no campo de margem continental ativa (MCA). No diagrama La/Th contra Hf, Floyd & Leveridge (1987), também é possível verificar que há pouca maturidade na área-fonte provedora de sedimentos. De maneira análoga ao elemento Zr, o aumento de concentrações de Hf também está diretamente relacionado ao incremento de reciclagem sedimentar.

Quanto aos ETRs, as amostras analisadas apresentam concentração de La, em ppm, na média de 19,6, sendo que o maior teor alcança valores de 26,1 ppm. Para o elemento Ce, os valores situam-se no intervalo de 30,1 a 53,9 ppm, apresentado uma concentração média de 42,7 ppm. A concentração total de ETR apresenta valor máximo de 129,99 ppm. A média La/Yb, ppm, é de 9,93. Eu/Eu, por sua vez, varia de 0,85 a 1,10, com média aproximada de 0,99. De acordo com Bhatia (1985), esses resultados estão conformes, ou próximos, àqueles estabelecidos para proveniência a partir de arco magmático.

Conclusões

Os parâmetros utilizados para análises de proveniência sedimentar mostraram-se unânimes em indicar proveniência a partir de um contexto tectônico do tipo margem ativa. Os resultados evidenciaram que não há concentrações significativas de Zr e de Hf nas rochas fonte de sedimentos para Formação Serra da Lapa. Dessa forma, o material que fornece assinatura juvenil às rochas analisadas deve proceder do Arco Magmático de Goiás (AMG) e essas rochas devem ter sido geradas em uma bacia do tipo antepaís relacionada à inversão da bacia durante o Evento Brasileiro. Esses resultados favorecem a hipótese de que a Formação Serra da Lapa representa os primeiros registros do avanço do *front* de empurrão da Faixa de Dobramentos Brasília.

Agradecimentos

A Votorantim Metais - Negócio Zinco -, pelo financiamento dos trabalhos de campo e cessão de material usado nesse estudo, e ao Programa de Excelência (PROEX) da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de estudo.

Referências

- Bhatia, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones. *The Journal of Geology*, **91**:611-627.
- Bhatia, M.R. & Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contr. Mineral. Petrol.*, **92**:181-193.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd edition. John Wiley, New York, 589pp.
- Floyd, P.A. & Leveridge, B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London*, **144**:531-542.
- Guimarães, E.M. 1997. *Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerras-Cabeceiras (GO)*. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, 270p.
- McLennan, S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, **21(1)**: 169-200.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , **54**: 2015–2050.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D., Hanson, G. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geological Society of America Special Paper*, **284**: 21-40.
- Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A., Viana, M.G., Junges, S.L., Fischel, D.P., Seer, H., Dantas, E.L. 2001. Nd Isotopes and the Provenance of Detrital Sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Jour. South Am. Ear. Sci.*, **14(6)**:571-585.
- Rodrigues, J. B. 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí - Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd*. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 128p.
- Rodrigues, J.B., Pimentel, M.M., Buhn B., Matteini M., Dardenne, M.A., Alvarenga, C.J.S. & Armstrong. R.A. (2012) - Provenance of the Vazante Group: New U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Gondwana Research* **21**. 439 - 450.
- Santana, A.V.A. (2011). *Estratigrafia, sedimentologia e proveniência das unidades superiores do Grupo Vazante na região da Fazenda Fagundes, Paracatu, MG*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 160p.

VULCANISMO BIMODAL DO GRUPO ARAÍ, NORDESTE DA FAIXA BRASÍLIA-GO: UMA REVISÃO SOBRE A GEOQUÍMICA E O AMBIENTE TECTÔNICO

Silva C.C.¹, Souza V. S.², Botelho N. F.², Martins. M. V.C.³

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, clevertongeoufs@hotmail.com

² Universidade de Brasília, vsouza@unb.br e nilsonfb@unb.br

³ Programa de Iniciação Científica- Universidade de Brasília, monielle_116@hotmail.com

Resumo

O Grupo Araí é caracterizado por apresentar um grande volume de rochas vulcânicas efusivas com bom grau de preservação das suas texturas e estruturas originais. Essas rochas são representadas por basaltos metaluminosos e, riolito a riodacitos predominante peraluminosos com caráter bimodal e, afinidades com a Série Toleítica. Essas rochas apresentam uma diminuição nos teores CaO, MgO, FeO_t e TiO₂ e um aumento de K₂O a medida que aumenta os valores de SiO₂, evidenciando o papel mais importante dos minerais ferromagnesianos nas rochas básicas e do feldspato alcalino nas amostras ácidas. Os padrões de ETR apresentam fracionamento de ETR Leves em relação aos ETR Pesados com anomalias negativas de Ta, P, Ti e Nb e anomalias positivas de Y, Zr e Ce. Em diagramas de afinidade tectônica, essas rochas exibem afinidade com os magmas gerados em ambiente intraplaca.

Introdução

As rochas vulcânicas da Formação Arraias, juntamente com os granitos do tipo A da Suíte Intrusiva Pedra Branca, representam os registros magmáticos da dinâmica extensional envolvida no desenvolvimento de um rifte intracontinental do Grupo Araí, na Faixa de Dobramentos Brasília, durante o Paleozoico ao Mesoproterozoico (Alvarenga *et al.* 2007, Dardenne 2000, Pimentel & Botelho 2001).

Os vários trabalhos finais de graduação (TF) realizados pelo Instituto de Geociências durante a década de 90 e início da década 2000, produziram uma boa quantidade de informações sobre as rochas vulcânicas da Formação Arraias.

Entretanto, percebe-se que estas informações mostram-se dispersas, portanto, havendo a necessidade de integrar os dados obtidos nos TF's dos diferentes anos, tendo como objetivo caracterização os principais processos petrogenéticos responsáveis pela geração dessas rochas.

Contexto Geológico

A Faixa Brasília ocupa a porção oriental da Província Tocantins, trata-se de uma faixa alongada de direção N-S, que se estende por mais de 1.000 km, formada ao longo da margem ocidental do Cráton do São Francisco (Fuck *et al.* 2005, Pimentel & Botelho 2001).

O Grupo Araí ocorre na parte nordeste do Estado de Goiás e, é composto por um conjunto de rochas metassedimentares e metavulcânicas, de baixo grau metamórfico, sobreposto à Suíte Aurumina e à Formação Ticunzal, constituindo uma sucessão depositada em uma bacia do tipo rifte intracontinental, cuja evolução iniciou antes de 1,77 Ga no Paleoproterozoico (Pimentel & Botelho 2001, Alvarenga *et al.* 2007). Tanizaki *et al.* (2015) ao integrar os dados sobre a geologia sedimentar e tectonoestratigrafia, subdividiram o Grupo Araí em quatro subunidades: Água Morna, Arraias, Caldas e Traíras. A Formação Arraias é uma sequência continental intermediária caracterizada por apresentar um volumoso registro de rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas, intercaladas com as sequências sedimentares sin a pós-rifte (Alvarenga *et al.* 2007).

Resultados e Discussões

As rochas vulcânicas efusivas da Formação Arraias tem conteúdos de SiO₂ que variam de 47 até 80% e, com hiperstênio normativo, quando lançadas em diagrama de classificação essas rochas

correspondem a basaltos, riolitos, dacitos e riodacitos (Fig.1) com as rochas fêlsicas exibindo um caráter predominantemente peraluminoso (Fig.2) enquanto os basaltos são metaluminoso e exibem com a série toleítica (Fig.3). Tais rochas ainda apresentam um bom grau de preservação de suas texturas e estruturas originais.

Os riolitos exibem coloração que varia de roxo a cinza claro, com textura porfírica marcada pelos fenocristais feldspato alcalino e quartzo, imersos em uma matriz fina composta por quartzo, muscovita e epidoto. Os riodacitos são rochas de coloração cinza escuro, de granulação fina, contendo fenocristais de plagioclásio e raros cristais de quartzo, apresentando amígdalas preenchidas por carbonato e epidoto, imersos numa matriz fina. Os basaltos apresentam coloração cinza escuro, de granulação muito fina.

Em diagramas do tipo *Harker* observa-se comportamentos distintos para o conjunto de rochas estudadas. Em geral Nota-se que, à medida que aumentam os teores de SiO₂ há uma diminuição significativa nos conteúdos de TiO₂, FeOt, MgO, CaO, Al₂O₃, Na₂O e P₂O₅ e, aumento de K₂O em relação a SiO₂ (Fig.4). Esses comportamentos sugerem um papel mais importante dos minerais ferromagnesianos e dos acessórios nas fases menos evoluídas e, do feldspato alcalino nas rochas mais diferenciadas.

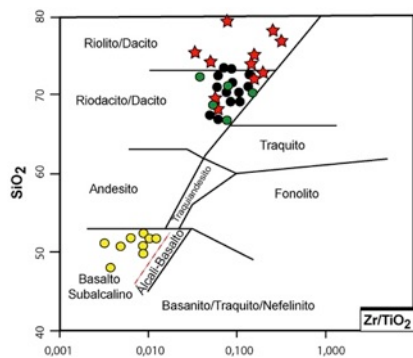


Figura 1 - Diagrama de classificação de Winchester & Floyd (1977), aplicado para as rochas vulcânicas efusivas do Grupo Araí. Os círculos amarelos, verdes e pretos correspondem aos basaltos, dacitos e riodacitos, respectivamente, e as estrelas representam os riolitos.

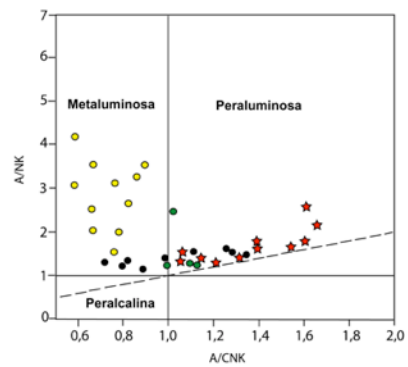


Figura 2 - Diagrama, em moles, de Maniar & Piccolli (1989), utilizando os índices de Shand (1943).

A/NK: Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) versus A/CNK: Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O). Os círculos amarelos, verdes e pretos correspondem aos basaltos, dacitos e riodacitos, respectivamente, e as estrelas representam os riolitos.

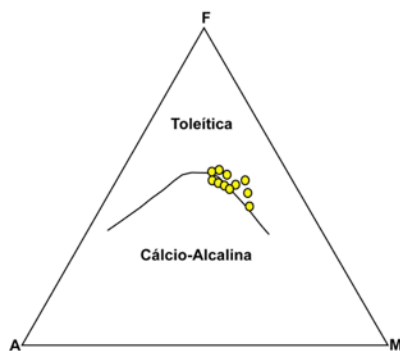


Figura 3 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), aplicado aos basaltos da Formação Arrias, no Grupo Araí. A: Na₂O+K₂O; M: MgO; F: FeO.

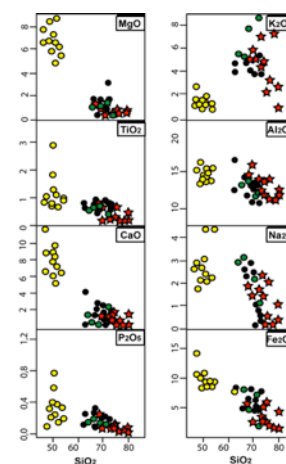


Figura 4 - Diagrama Harker (SiO₂ Versus maiores), aplicado para as rochas vulcânicas efusivas da Formação Arrias, no Grupo Araí. Os círculos amarelos, verdes e pretos correspondem aos basaltos, dacitos e riodacitos, respectivamente, e as estrelas representam os riolitos.

Os padrões de abundâncias dos elementos terras raras (ETR), normalizado em relação aos condritos, mostram um enriquecimento elevado dos ETRLeves em relação aos ETRPesados para todas amostras, com anomalias de európio suaves e fortes nos rochas menos evoluídas e nas rochas ácidas, respectivamente (Fig.5), com um bom paralelismo entre as linhas das rochas mais diferenciadas. A forte anomalia de európio pode ser sugestiva do fracionamento do plagioclásio. No diagrama Normalizado pelo MORB o conjunto de amostras apresentam anomalias negativas de Ta, P, Ti e Nb e anomalias positivas de Y, Zr e Ce

No diagrama discriminante Ti-Y-Zr (Pearce & Can, 1973), para rochas basálticas, observa-se que o conjunto amostrado apresenta características intermediárias entre as séries dos basaltos toleíticos e alcalinos, sendo distribuídos nos campos dos basaltos intraplaca e basaltos alcalinos (Fig.7). Para as rochas mais evoluídas, utilizou-se o diagrama Rb *versus* Y+Nb de Pearce (1984), neste diagrama as todas as amostras exibem afinidade com as rochas geradas em um ambiente intraplaca (Fig.8).

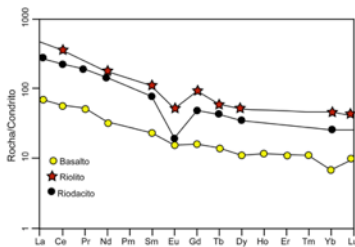


Figura 5 - Diagrama para Elementos Terras Raras, normalizado pelo condrito de Nakamura (1974), aplicado as rochas vulcânicas efusivas do Grupo Araí.

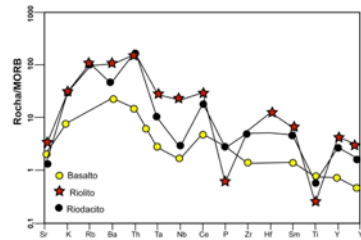


Figura 6 - Diagrama Multielementar de variação normalizado pelo MORB de Pearce (1983).aplicado as rochas vulcânicas efusivas do Grupo Araí.

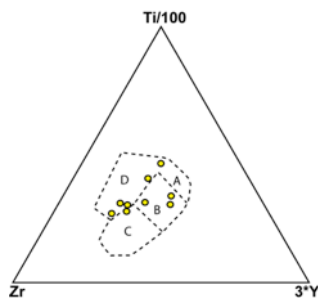


Figura 7 - Diagrama Ti-Zr-Y de Pearce & Cann (1973) aplicado aos basaltos da Formação Arrias, no Grupo Araí. **A:** Basalto Toleítico de Arcos de Ilha; **B:** Basalto de Cordilheira Meso-Oceânica, Basalto Toleítico de Arcos de Ilha, Basalto Alcalino Continental; **C:** Basalto Alcalino Continental; **D:** Basalto Intraplaca.

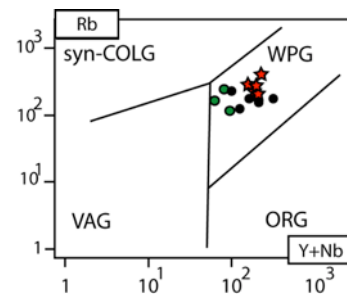


Figura 8 - Diagrama para classificação dos ambientes geotectônicos de Pearce *et al.* (1984), com as amostras mais evoluídas. Granito.Intraplaca (WPG),Granito de Arcos vulcânicos (VAG) e Granito de cadeias meso-oceânicas (ORG). Os círculos, verdes e pretos correspondem aos dacitos e riodacitos, respectivamente, e as estrelas representam os riolitos

O caráter bimodal do vulcanismo, a ocorrência de lavas ricas em ferro e titânio, altos conteúdos de LILE, altas razões Y/Nb e enriquecimento de ETRLeves, além da presença de hiperstênio normativo são características diagnósticas para as suítes toleíticas (Sial & McReath, 1984, Houseman & England, 1986).

Conclusões

Os dados obtidos para as rochas vulcânicas do Grupo Araí permitiram verificar que as rochas apresentam composição que variam de básicas a ácidas, que são representadas por basaltos, metaluminosos associados à riolitos, riodacitos e dacitos predominantemente peraluminos. O conjunto de rochas apresentam afinidades com a Série Toleítica, geradas em ambiente do tipo intracontinental.

Agradecimentos

O presente trabalho contou com os apoios da UnB e MCTI/CNPq .

Referências Bibliográficas

- Alvarenga, C. J. S., Botelho, N. F., Dardene, M. A., Lima, O. B., Machado, M. A. 2007. Nota Explicativa da Folha SD.23-V-C-V (Cavalcante). Escala 1:100.000. Goiás, UnB/CPRM. 67p
- Fuck, R.A., Pimentel M.M., Soares J.E.P., Dantas E.L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 9, Atas, p. 26-27
- Houseman, G. & England, P. 1986. A dynamic model of continental extension and sedimentary basin formation. - *J. Geophys. Res.*, **91**, B1719-B1729.
- Irvine, T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, **8**, p. 523-548.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, **101**: 635 – 643
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **38**, p.757-775
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace element analysis. *Earth planet. Sci. Lett.* 19.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956 - 983
- Pimentel, M. M. & Botelho, N. F. 2001. Sr and Nd isotopic characteristics of 1,77-1,58 Ga rift related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **73**: 263-276
- Sial, A.N. & McReath, I. 1984. *Petrologia Ígnea*. Ed. SBG, 177 p.
- Tanizaki, M.N.L., Campos, J.E.G., Dardene, M.A. 2015. Estratigrafia do Grupo Araí: registro de rifteamento paleoproterozoico no Brasil Central. *Brazilian Journal of Geology*, 45 (1), p. 95-108.
- Winchester J.A.; Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*. 20, p. 325-343.

PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DO PLUTÃO EDIACARANO BOM JARDIM DE GOIÁS (PBJG), PROVÍNCIA TOCANTINS, CENTRO OESTE DO BRASIL

Coimbra, K.T.O.¹; Galindo, A.C.¹; Viana, R.R.³; Souza, Z.S.²

¹Programa de Pós Graduação de Geodinâmica e Geofísica-UFRN, keyla_thay@ehotmail.com; ²Departamento de Geologia, UFRN; ³Departamento de Recursos Minerais, UFMT.

Resumo

Intrusões pós colisionais relacionadas ao ciclo Brasileiro são de ampla distribuição no Arco Magmático de Goiás, na porção oriental da Província Tocantins. O PBJG compõe o quadro destes corpos intrusivos de idade Ediacarana. Em função dos aspectos petrográficos, as rochas do PBJG foram classificadas em tonalito, granodiorito e quartzo monzodiorito. Neste trabalho são apresentados dados de química mineral de anfibólio, plagioclásio, biotita e minerais opacos, do litotipo dominante, o tonalito. Este possui em sua composição modal 44% de andesina (An_{30-37%}), quartzo (~19%), anfibólio (~18,6%) e biotita (~9%), com total de máficos de 6 a 35%. As características químicas do anfibólio apontam para tipos cálcicos com CaB > 1,77 pfu e (Na+K)A > 0,55 pfu, sendo classificados como edenita. A biotita mostra alteração para clorita, muscovita e sericita. Quimicamente, é enriquecida em TiO₂ e na molécula de flogopita. Diagramas geoquímicos indicam serem biotitas primárias reequilibradas e associadas a magmas cálcio-alcálicos. O plagioclásio, classificado como andesina (An_{30-37%}), mostra zonação normal incipiente. Os minerais opacos correspondem a magnetita pura.

Introdução

O Plutão Bom Jardim de Goiás (PBJG) é um corpo semicircular com cerca 40 km² de área. O mesmo está alojado nas metassupracrustais e metaplutônicas do Arco Magmático de Arenópolis. O PBJG mostra relações intrusivas com este embasamento, evidenciadas por xenólitos centimétricos a métricos de rochas metavulcânicas. O litotipos do PBJG mostram tonalidade cinza, estruturalmente isotrópicas, com textura equigranular média a grossa nas partes centrais, tendendo a tipos mais finos nas bordas do corpo. Predominam tonalitos, e granodioritos, estes podendo conter autólitos do primeiro, com variação para quartzo monzodiorito. Idade U-Pb em zircão sugere cristalização em 550±12 Ma para estas rochas. O objetivo deste trabalho é relacionar os aspectos microtexturais com análises químicas em anfibólio, plagioclásio, biotita e minerais opacos presentes no plutão, na tentativa de compreender a natureza e condições físico-químicas do magma parental.

Materiais e Métodos

Para classificação dos litotipos presentes na área foram analisadas 15 lâminas delgadas. As porcentagens modais foram obtidas através da contagem de 1000 pontos por seção, com o auxílio de um microscópio petrográfico Leica DMLP, acoplado a um contador de pontos manual e monitorado via aplicativo Petroledge (Abel *et al.* 2011).

As análises de química mineral foram feitas no Instituto de Geociências da UnB, em uma microsonda eletrônica modelo EMP-JEOL JXA-8230, equipada com quatro espectrômetros operando com aceleração de voltagem de 15 kV, corrente de 10-8 A, tempo de contagem de 10 s, utilizando minerais sintéticos e naturais como padrões. Os erros analíticos são de ordem de ± 0,5-2% para SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO, CaO e TiO₂, e 4,5-5,6% para Na₂O e K₂O.

Petrografia e química mineral

As rochas estudadas são classificadas como tonalito, granodiorito e quartzo monzodiorito. Os cristais são euédricos a anédrico. Os minerais essenciais são plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, a mineralogia acessória compreende clinopiroxênio, microclina, titanita, minerais opacos e apatita, enquanto muscovita, sericita, clorita, carbonato e epidoto são **secundários**.

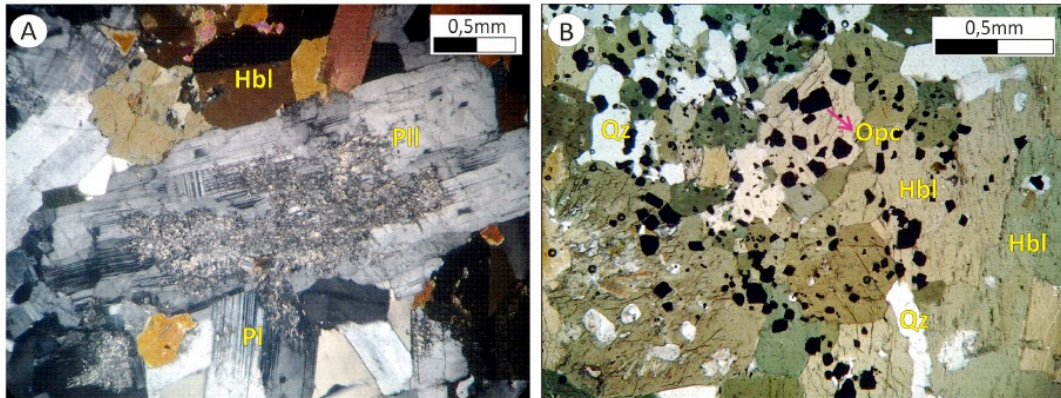


Figura 1 - Fotomicrografias mostrando: (A) Detalhe de fenocristal hipidiomórfico de plagioclásio (Pl) mostrando núcleo saussuritizado; (B) agregado máfico composto por cristais de hornblenda (Hbl) com inclusões de minerais opacos (Opc) .

O plagioclásio é do tipo andesina (An₃₂₋₃₄), ocorrendo em grãos ripiformes geminados na lei da albita e prismáticos alongados com tamanho de 2 a 6 mm. É comum o zoneamento químico, demonstrado por alteração mais acentuada nas partes centrais para sericita, epidoto e carbonatos (Fig. 1-A). As composições químicas são muito semelhantes, correspondentes a Andesina (An_{30-37%}). O diagrama ternário Or-Ab-An sugere que as temperaturas de cristalização do plagioclásio ocorreram abaixo de 700°C, de acordo com isotermas propostas Fuhrman & Lindsley (1988).

Anfíbólio: O anfíbólio é a fase máfica dominante do PBJG com até 18% modal (Fig. 1-B). O pleocroísmo forte (X = verde claro, Y = bege, moderado; Z = verde azulado, moderado), tendo hábito subédrico ou anédrico em seções alongadas ou hexagonais (atingem 1-4 mm), nestes casos mostrando as duas clivagens a 54°; pode alterar para clorita e epidoto ou, ainda, ter inclusões de clinopiroxênio, titanita, apatita e minerais opacos. A composição dos anfibólios é bastante homogênea com razão Mg/(Mg+Fe) de 0,58-0,62; CaB > 1,77 pfu e (Na+K)A > 0,55 pfu, sendo classificado como edenita de acordo com nomenclatura de Leak *et al.* (1997).

A biotita ocorre em grãos com tamanho de ~0,2-0,3 mm, hábito lamelar, exibe pleocroísmo forte (X = castanho amarronzado, Y = bege claro, Z = bege escuro), alterando para clorita e epidoto. Os cristais analisados não apresentam variações químicas significativas, com teores médios de FeO = 16,3; MgO = 13,3; Al₂O₃ = 13,9 e TiO₂ = 3,6, com composições enriquecidas na molécula de flogopita. No diagrama discriminante de Nachit *et al.* (2005) as amostras analisadas concentram-se no campo de biotitas primárias reequilibradas próximo da transição de biotitas primárias. Escrever a fórmula estrutural média. As características geoquímicas indicam afinidade com magma cálcio alcalino.

Os minerais opacos estão dispersos na rocha como grãos idiomórficos a xenomórficos, com tamanho ~0,3 mm, ocorrendo no geral como inclusões em hornblenda, clinopiroxênio e biotita (Fig. 1-B). Não mostram variações químicas significativas entre os cristais analisados e foram classificados como magnetita pura.

Por fim os cálculos estimativos de pressão e temperatura de cristalização para o PBJG foram obtidos a partir dos dados químicos do par anfíbólio-plagioclásio, que sugerem uma temperatura de cristalização destas fases dentro do intervalo de 691° a 764°C para pressões da ordem de 3,9 kbar a 5,1 kbar (Schmidt 1992).

Conclusões

- Os anfibólios foram classificados como edenita;
- As composições químicas das biotitas indicam magma parental cálcio-alcálico;
- O Plagioclásio mostra núcleo com maior teor de anortita, evidenciado que o processo de cristalização fracionada foi dominante durante a evolução magmática do PBJG;
- Os parâmetros intensivos de cristalização do par anfibólio-plagioclásio denotam temperaturas entre 691° a 764° C e condições termobarométricas da ordem de 3,9 a 5.1 kbar.
- Houve atuação de fluidos tardios com H₂O e CO₂, propiciando a alteração/transformação tardia de fases minerais como biotita e feldspatos.
- As condições de cristalização magmática ocorreram sob *f*O₂ elevada, fato denotado pela presença de magnetita e titanita magmáticas, em equilíbrio com quartzo (Wones 1989).

Agradecimentos

Programa de Pós Graduação de Geodinâmica e Geofísica/UFRN, Programa de Pós Graduação de Geociências/UFMT e a CAPES, pela concessão da bolsa.

Referências

- Abel M., Castro EES., Paesi O., Santin CE. Manual Petroledge. Disponível em: http://www.endeeper.com/arquivos/docs_and_drivers/Hardledge_SampleDescription_EN.pdf. Acesso em 20 de fevereiro de 2015
- Fuhrman M.L. & Lindsley D.H. 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73:201-215.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Schumacher J., Smith J.C., Stephenson N.C. N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag.*, 6:295-321.
- Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated and neofomed biotites. *C.R. Geoscience*, 337:1415-1420.
- Speer J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: Bailey S.W. *Reviews in Mineralogy*. Blacksburg, Mineralogical Society of America, 13:299-356.
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Wones D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74:744-749.

ANÁLISE DAS PROPRIEDADES DO ESPAÇO POROSO DE UM SUBARCÓSEO: COM APLICAÇÃO DA TÉCNICA DE MICROTOMOGRAFIA COMPUTADORIZADA DE RAIOS-X

Moreira¹, D. A.; Ferreira¹, E. F.; Oliveira¹, R. A.; Carmelo¹, A. C.

Instituto de Geociências – Universidade de Brasília (IG/UnB), daniandrade.m@gmail.com

Resumo

A análise de porosidade e determinação das diferentes fases de um material é realizada a partir de procedimentos distintos, como análise petrográfica por exemplo. Uma técnica que ganhou popularidade no final dos anos 1980 foi a Microtomografia de Raios-X que é um método não destrutivo de caracterização de materiais a partir da construção de imagens e modelos 3D. Apesar de possuir algumas limitações, como não atingir o menor tamanho do poro de alguns litotipos, a técnica é viável e útil no discernimento de fases e investigação das microfieções dos mesmos. Neste trabalho a amostra analisada é um subarcóseo com marcas onduladas para fins de conhecimento e aprimoramento dessa técnica de investigação.

Introdução

A técnica de análise conhecida como Microtomografia de Raios-X ou Microtomografia Computadorizada de Raios-X (μ -CT) faz uso da absorção da radiação emitida sobre um material que possibilite a medição de sua variação de densidade e número atômico visando separação de fases (porções densas, matriz, poros, entre outros). Representa uma inovação na caracterização de sólidos e visualização de deslocamento de fluidos em meios porosos.

Este trabalho apresenta análise e acompanhamento dos procedimentos de obtenção de informações acerca de propriedades físicas de um subarcóseo com marcas onduladas, com o microtomógrafo (*Skyscan 1172*). A aplicação da técnica permite recuperar informações tridimensionais da amostra como sua microestrutura interna, obter coeficientes de atenuação e informações sobre sua distribuição espacial (Sarkar *et al.* 2004).

Materiais e Métodos

No microtomógrafo, os raios-X são produzidos artificialmente por meio da aceleração de elétrons que colidem com um material metálico de alto número atômico (tungstênio ou molibdênio). O resultado é uma radiação eletromagnética caracterizada por alta frequência, pequeno comprimento de onda e alto poder de penetração (Neto *et al.* 2011). Como os raios-X passam através do objeto que é escaneado, a radiação é atenuada por espalhamento e absorção. A equação básica para atenuação de um feixe monoenergético por um material homogêneo é dado pela Lei de Lambert-Beer:

$$I = I_0 \exp(-\mu x) \quad (\text{Equação 1})$$

em que I_0 é a intensidade dos raios-X incidentes e transmitidos, μ é o coeficiente de atenuação linear do material e x é a espessura da amostra que o feixe irá percorrer no material. Como o objeto é composto por mais de um tipo de material, a equação se torna:

$$I = I_0 \exp[\sum(-\mu_i x_i)] \quad (\text{Equação 2})$$

em que cada incremento i reflete um único material com coeficiente de atenuação linear μ_i e extensão linear x_i (Appoloni *et al.* 2009). A Lei de Beer assume que o feixe de raios-X é estreito e monocromático. Na prática, o feixe policromático real é constituído, por exemplo, por um espectro de energia contínuo (keV).

Detectores também possuem uma eficiência associada, que é dependente da energia e pode ser representada como:

$$I = \int_{e_1}^{e_2} \frac{dI_0}{dE} \varepsilon(E) \exp[-\int_0^h \mu(x, y, E) dL] dE \quad (\text{Equação 3})$$

onde dI_0/dE representa a distribuição espectral da radiação incidente e $\epsilon(E)$ é a eficiência do detector a uma determinada energia e e_l e e_h representam o espectro de energia relevantes baixa e alta, respectivamente. O coeficiente de atenuação é agora função da posição e da energia. As imagens são reconstruídas a partir da atenuação ao longo de cada percurso do raio e, após a mesma, os valores relativos de coeficientes de atenuação linear são conhecidos para cada *pixel* (Appoloni *et al.* 2009).

Os procedimentos do uso da técnica consistem em três etapas: no caso do equipamento:

- i) Aquisição: giro do corpo de prova, pelo movimento da plataforma em que o mesmo se encontra, em passos de ângulos iguais até completar uma volta de 360° (ou 180°), enquanto é submetido a um feixe de raios-X. A cada passo, são adquiridos vários cortes gerando-se, no final, uma imagem. Nesta etapa são determinados, arbitrariamente pelo operador, parâmetros necessários a uma boa aquisição amostral, tais como filtros e resolução. O tempo de aquisição pode durar desde minutos a horas, em função do tamanho da amostra, do material e dos parâmetros escolhidos (Neto *et al.* 2011). O *software* possui o mesmo nome do equipamento, *Skyscan 1172*;
- ii) Reconstrução: após a captura das imagens, as mesmas são reconstruídas com a utilização do *software NRecon*, a partir do empilhamento dessas em sessões 2D, para uma possível visualização 3D. Nesta etapa são realizadas as seguintes correções para obter melhores resultados acerca da estrutura da amostra: 1. *De alinhamento*; caso a amostra não esteja bem alinhada no dispositivo; 2. *“Ringartifactsreduction”*, que consiste na aplicação de um filtro para reduzir artefatos produzidos devido ao imageamento errôneo de um ponto da amostra e da baixa simetria da mesma, que gera anéis na imagem. Este efeito pode ser reduzido na etapa de aquisição a partir de um método denominado *“Randommovement”*, que faz uma mudança de posicionamento da amostra na vertical, a medida que o feixe passa pela mesma; 3. *“Beam-hardening”*, que funciona como uma linearização das diferenças de atenuação que ocorrem do centro para as bordas do material imageado, uma vez que, os fótons de baixa energia são absorvidos mais rapidamente que os de alta. Em qualquer amostra, o feixe ao passar pelo centro da mesma se tornará mais “duro” do que ao passar pelas bordas, pois há um material no caminho. (Alves 2012). O artefato pode ser gerado por uma má escolha de filtro; 4. *“Smoothing”*, consiste no cálculo da média dos pixels que circundam o pixel analisado, suavizando a imagem e isolando os aspectos que fogem ao padrão.
- iii) Análise: etapa onde ocorre separação de fases e estimativa da porosidade. Também, são gerados produtos tais como imagens bidimensionais e modelos tridimensionais, assim como vídeos, que serão relevantes na interpretação. Na etapa, são usados os *softwares CTan* e *CTVol*.

Resultados e Discussão

O subarcóseo analisado não necessitou de uma preparação, mas constatou-se que os resultados esperados seriam melhores se a amostra apresentasse maior simetria.

Na aquisição foram geradas 498 imagens a partir da definição dos seguintes parâmetros: i) filtro de alumínio e cobre, uma vez que este se mostrou o mais eficaz na visualização das diferentes fases, assim como na diminuição do efeito de *“Beam-hardening”*; ii) resolução de 6,9 micrômetros, que une a resolução do equipamento (dado em função da proximidade da câmera, e portanto, da forma e tamanho da amostra) e do detector iii) imageamento a cada 0,4°, definido pelo operador. Utilizou-se nesta etapa o *“Randommovement”*. A depender da homogeneidade da amostra e da eficácia do filtro, a mesma pode necessitar de apenas 180° de giro, onde o feixe atravessará a amostra gerando imagem compatível com a totalidade. Caso o filtro não esteja apropriado e a amostra seja pouco homogênea, utiliza-se o giro de 360° para melhor resolução. Neste caso utilizou-se o parâmetro de 180° e aquisição de amostragem de cerca de 50 minutos.

Para a reconstrução foram usados parâmetros para “redução de anéis” ou “*Ringartifactsreduction*”, com um fator de 4; “*Smoothing*” e “*Beam-hardening*” com fatores, 3 e 30%, respectivamente.

Apesar da baixa homogeneidade da rocha, selecionou-se uma região que se encontrava sem muitas heterogeneidades para uma análise mais detalhada. Disto, uma seção microtomográfica arbitrária foi selecionada para análise e separou-se-as em 4 fases de acordo com as diferentes atenuações provindas de cada uma delas; matriz (em roxo), poros (em verde), denso_1 (em alaranjado) e denso_2 (em rosa), que são mostradas em 3D na **Figura 1**. A porção densa foi dividida em duas, pois havia uma discrepância visível entre as mesmas, não podendo assim, estarem englobadas na mesma fase. Esse procedimento de separação foi realizado no *software CTan* e o modelo 3D final e o vídeo discriminando todas as partes, no *software CTVol*.

Como aspecto geral, nota-se uma boa porosidade na amostra, porém ocorre pouca conectividade entre os poros, resultando em uma baixa permeabilidade.

Também é observado um efeito de sombra que está na figura em forma de “Y”, na cor alaranjada (*Figura 1*). Isto resulta da composição dessa fase apresentar composição química com maior densidade. Outro fator gerador desse efeito ocorre devido à aquisição das imagens ser realizada com giro de 180°, e não com 360°. A baixa simetria da amostra poderá gerar angulosidade durante o imageamento, produzindo, também, esse efeito de sombra no produto final

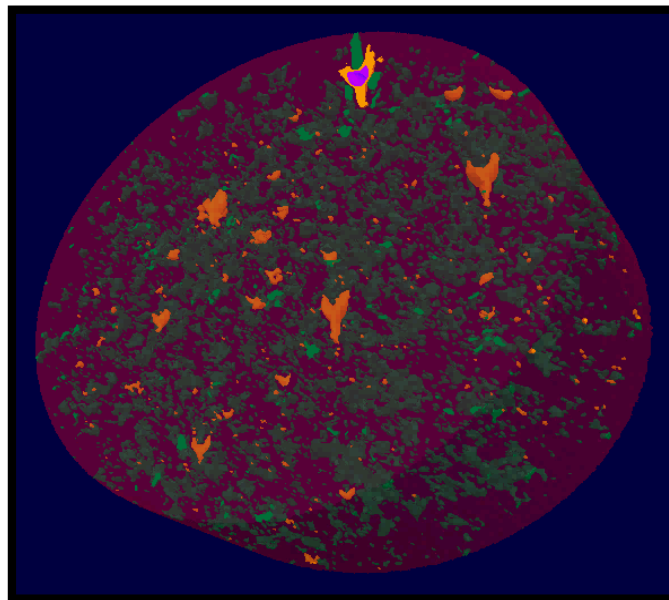


Figura 1 - Reconstrução 3D com discernimento de fases.

Conclusões

A técnica da Microtomografia Computadorizada de Raios-X fornece bons resultados em relação a separação de fases e estimativa da porosidade, mas apresenta algumas limitações como não atingir o menor tamanho do poro ou não diferenciar fases que possuam materiais com números atômicos muito similares. A técnica é eficiente por ser possível gerar produtos 3D, filmes, com detalhe de diferentes microfeições. Para um resultado mais satisfatório acerca das fases e de seus materiais, indicasse a utilização complementar da petrografia.

Agradecimentos

Ao técnico Ricardo G. Mendes, da empresa Instrutécnica, que nos auxiliou com os programas e funcionamento do equipamento; e a equipe que trabalhou junta para conclusão da pesquisa.

Referências

- Appoloni C.R., Fernandes C.P., Rodrigues C.R.O. 2007. X-ray microtomography of a sandstone reservoir rock. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*, 580:629-632.
- Alves, H. D. L. Análise da Porosidade de Sedimentos Geológicos usando a Técnica de Microtomografia Computadorizada. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro. 2012.
- Neto, J. M. R.; Fiori, A. P.; Lopes, A. P.; Marchese, C.; Coelho, C. V. P.; Vasconcellos, E. M. G.; Silva A., G. F.; Secchi, R. 2011. A microtomografia computadorizada de raios x integrada à petrografia no estudo tridimensional de porosidade em rochas. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 41. p. 498-508.
- Sarkar P.S., Sinha A., Kashyap Y., More M.R., Godwal B.K. 2004. Development and characterization of a 3D cone beam tomography system. *Nuclear Instruments and methods in physics research*, 524:377-384.

ESTUDO GEOQUÍMICO DOS GNAISSES DE SÃO VALÉRIO DA NATIVIDADE - TO

Borges, G.M.¹; Pierosan, R²; Viana, R.R.³

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências - Departamento de Recursos Minerias – Universidade Federal de Mato Grosso, gilliardgeo@gmail.com;

^{2,3} Departamento de Recursos Minerias–Universidade Federal de Mato Grosso;

Resumo

Os gnaisses graníticos a granodioríticos, da região de São Valério da Natividade no estado de Tocantins, pertencem a uma série de rochas paleoproterozóicas associada a magmatismo de afinidade cálcio-alkalina, relacionados a suítes TTG. Este trabalho consiste em determinar o caráter litoquímico desses gnaisses. Os resultados permitem determinar sua afinidade cálcio-alkalina de baixo K₂O, alto Na₂O e alto fracionamento de terras raras em similaridade com modelos para TTG *s.l* (*sensu lato*), valores de elementos traços e Al₂O₃ são compatíveis com TTG de baixa a média pressão e baixo alumínio ou TTG relacionados a séries cálcio-alkalina de baixo K comuns ao paleoproterozóico.

Introdução

A área estuda localiza no sudeste do Estado de Tocantins, pertence a Província Tocantins (Almeida *et al.* 1977) e inserida como parte da Faixa Brasília, compondo a parte oeste da Zona de Cisalhamento Rio Maranhão (ZCRM), que delimita o Maciço de Goiás e o bloco crustal Cavalcante-Natividade (Fuck *et al.* 2014). Segundo Drago *et al.* (1981) na área estão presentes biotita gnaiss de composição granítica e migmatitos, com estrutura acamadada, composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Frasca *et al.* (2010) definiu que os corpos granito-gnáissicos representado por hornblenda biotita granodioritos e hornblenda biotita tonalitos protomiloníticos a gnáissicos. Recentemente, os trabalhos desenvolvidos, nessa região, apresentam idades do protólito ígneo por U-Pb de 2143±11 Ma e idade modelo Nd de 2,46 Ga, relacionadas ao retrabalhamento de crosta Arqueana associados ao Maciço de Goiás (Fuck *et al.* 2014), para os gnaisses granítico e granodiorítico, encontrados no município de São Valério da Natividade.

Materiais e Métodos

Os dados foram produzidos a partir de 12 amostras de gnaisses, pulverizadas em moinho de panela de carbetto de tungstênio no Laboratório Multiusuário de Técnicas Analíticas (LAMUTA/DRM-UFMT). As análises litogeoquímicas foram obtidas no laboratório Acme Lab, tendo os elementos maiores analisados por ICP-OES (espectrometria de emissão atômica com plasma acoplado indutivamente) e os elementos traços por ICP-MS (espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente). Os dados são tratados para base anidra, com os softwares Excel e GCDkit 3.0.

Resultados e Discussão

Os elementos maiores apresentam índices de SiO₂ > 70%. Os valores de Fe₂O₃ representam ferro total. As análises de perda ao fogo (LOI) são, geralmente, inferiores a 1,0%.

Os valores de SiO₂ mostram uma variação em 6%, mesmo assim, utilizando tais valores como discriminantes, de acordo os diagramas Harker (1901), demonstram uma forte correlação negativa MgO, FeO, TiO₂, P₂O₅, CaO e Zr, assim como o enriquecimento em K₂O, Ba, Rb e Sr, cujo comportamento é típico de suítes calcio-alkalinas em magmas de alto Na₂O (Moyer, 2011). Os índices AFM calculados (Irvine & Baragar, 1971) sugerem que as rochas estudadas pertencem a

suítes não toleíticas e valores de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 são compatíveis a série sub-alcálicas. Os dados de saturação em alumina mostram levemente maiores 1,0 (Fig. 1a), compatíveis com granitos peraluminosos a fracamente metaluminosos (Frost *et al.* 2001). O diagrama de afinidade magmática classificou as rochas estudadas como cálcio alcalino (Peccerillo & Teylor, 1976) com valores de K_2O entre 1,4 e 1,9 (Fig. 1b). Os altos valores de Na_2O e baixos de elementos ferromagnesianos ($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2<5\%$) e de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}<0,5$, demonstram, em sua maioria, compatibilidade com magmas TTG (Martin, 1999), enquanto os conteúdos de Al_2O_3 entre 13,5% a 15% se aproxima das séries de baixo alumino (Barker & Arth,1976).

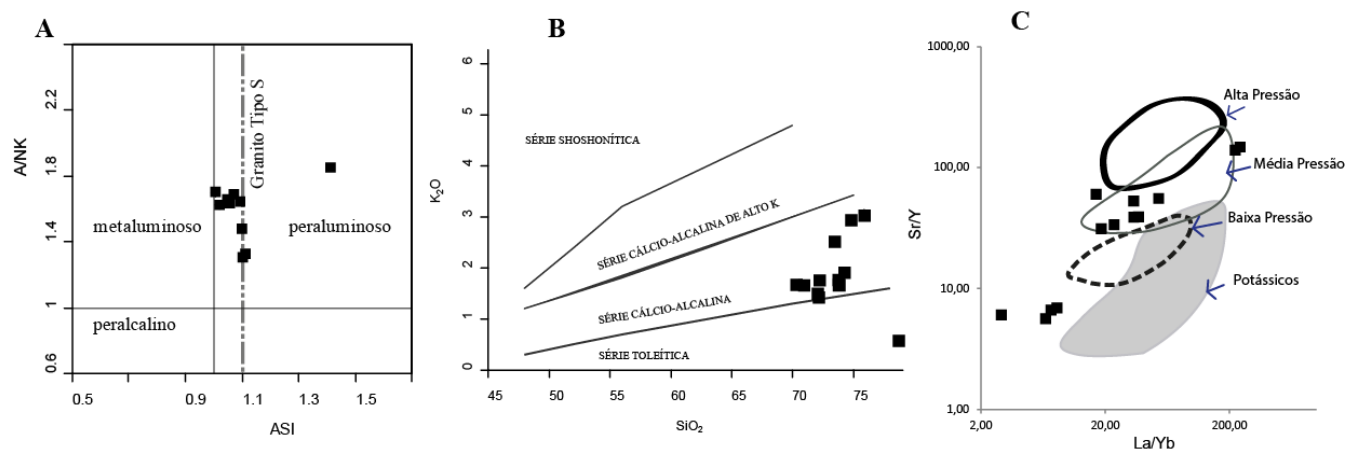


Figura 1 - A) Alumina saturação (Frost *et al.* 2001); B) série magmática (Peccerillo & Teylor, 1976); C) diagrama Sr/Y e La/Yb para diferentes magmas TTG (Moyer, 2011).

Os elementos traços como Nb, Ta e Y são compatíveis com granitos de arco vulcânico, segundo o trabalho de Pearce *et al.* (1984). As altas razões de Zr/Sm (30 a 230) com Lu/Hf (0,08 a 0,02), Nb/Ta (4 a 12) e Yb (0,12 a 3,22) são próximos a valores médios de suítes TTG (Moyer & Martin, 2012), enquanto baixos valores de Yb (0,1 a 3) e a razão La/Ta (1 a 33, com exceção de duas amostras com 49 e 53), demonstram ser típicos de TTG (Martin, 1999). Os baixos valores de Sr (< 300ppm) sugerem suítes TTG de baixo alumínio com cristalização fracionada de plagioclásio e as baixas razões La/Yb e valores variados de Yb são comuns a TTG com afinidade calcio-alcálicas pós arqueanas, que tiveram diferenciação magmática (Condie, 2005), embora as razões Sr/Y vs La/Yb (Fig. 1c) apontam para uma relação com TTG de média pressão (Moyer, 2011), seguindo uma tendência compatível com magmas derivados de E-MORB em equilíbrio com clinopiroxênios, anfibólio e granada.

Conclusões

Os dados litoquímicos permitiram correlacionar os gnaisses da região de São Valério, como sendo oriundos rochas magmáticas de natureza cálcio-alcálicas fracamente peraluminosos, pobres em elementos ferromagnesianos, com altos conteúdos Na_2O e baixo K_2O . As razões dadas pelos elementos traços e baixos valores de ETRP, configuram essas rochas como pertencentes a uma suíte TTG *s.l.* de afinidade cálcio-alcálica, pertencente a série de baixo alumínio de baixa a média pressão, relacionado a fusão parcial de uma fonte máfico possivelmente E-MORB.

Agradecimentos

Este trabalho foi parcialmente financiado pela CAPES (bolsa mestrado) e FAPEMAT (Projeto Pronex 2009, Processo 620071/2008-7).

Referências

- Almeida F. F. M., Hasui Y., Neves B. B. B., Fuck R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. Atas 8º Simpósio de Geologia do Nordeste. Camina Grande -Pb. p. 363 - 391.
- Barker F. & Arth, J.G. 1976. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**:596–600.
- Condie K. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts?. *Lithos*, **80**(1-4):33-44.
- Frasca, A. A. S., Lima; H. A. F., Moraes, Leticia L. de, Ribeiro P. S. E. 2010. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi (SC.22-Z-D)*, Estado de Tocantins, Escala 1:250.000, (Nota Explicativa). CPRM– Serviço Geológico do Brasil, Goiânia.180p.
- Frost B. R., Barnes G. C., Collins J. W., Arculus R. J., Ellis J. D., Frost C. D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11):2033-2048.
- Fuck R. A., Dantas E. L., Pimentel M. M., Botelho N. F., Armstrong R., Laux J. H., S. L. Junges, Soares J. E., Praxedes I. F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, **244**:53–74.
- Harker A. 1901. The Sequence of the Tertiary Igneous Rocks of Skye. *Geological Magazine (Decade IV)*, **8**:506-509.
- 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.
- 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.
- Peccerillo A. and 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.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, **46**:411–429.
- Moyen J. 2011. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, **123**(1-4):21-36.
- Moyen J. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148**:312-336.
- Drago V. A., Pinto A. C., Montalvão R. M. G., Santos R. O. B., Simões M. A., Oliveira F. C., Bezerra P. E. L., Prado P., Fernandes C. A. C., Tassinari C. C. G. 1981. Geologia. In: *Projeto RadamBrasil: levantamento dos recursos naturais - Folha SD. 22. MME/SG,25, Goiás*, p. 27-300.

MÉTODOS DE PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISE DE XRF

Sabaraense, L. D.¹ & Citon, R. T. P.^{1,2}

¹Universidade de Brasília, ²Rialma Fertilizantes, raphaelciton@yahoo.com.br; liliadias@gmail.com

Resumo

Com o intuito de utilizar a fluorescência de raios-x portátil como instrumento de avaliação qualitativa na indústria mineral, foi desenvolvida metodologia para aplicação concomitante a leitura de fluorescência portátil com a atividade de campo de modo que amostras sondadas pudessem ser avaliadas qualitativamente com segurança dos dados adquiridos.

Introdução

Para o desenvolvimento de metodologia para leitura de fluorescência de raios-x portátil aplicada a exploração mineral, foi desenvolvida metodologia em escritório de campo com objetivo de reproduzir um padrão de análise de larga escala com qualidade assegurada. No laboratório montado no escritório da sede da empresa foi realizada uma linha de produção de modo a seguir os padrões de preparação dos laboratórios adaptados que pudessem ser parâmetros qualitativos da presença de minério.

Materiais e Métodos

Para o desenvolvimento da metodologia foram utilizados procedimentos de preparação semelhantes aos realizados em laboratórios certificados com fluorescência de raios-x, procedimentos estes que foram adaptados ao laboratório montado no escritório da sede da empresa.

Os laboratórios brasileiros certificados internacionalmente realizam preparação das amostras com controle de qualidade e garantia da qualidade interno para determinação de metais e óxidos por fusão com tetraborato de lítio (ICP-MS) seguida de análise por fluorescência de raios-x e perda ao fogo (*Loss On Ignition* - LOI) ou perda por calcinação por gravimetria além de digestão de metais base por ácido (ICP-AES). A preparação de amostras nos laboratórios conta com secagem, britagem a 2mm, homogeneização, quarteamento, pulverização de 250 a 300g de amostra em moinho de aço a 95% - 150 *mesh*.

No laboratório montado no escritório da sede da empresa foi realizada uma linha de produção de modo a seguir os padrões de preparação dos laboratórios. Foram implementadas as etapas de secagem das amostras de testemunhos de sonda, britagem das amostras em britador de aço, pulverização das amostras em moinho de discos, quarteamento das amostras pulverizadas, e reserva de duas alíquotas para que uma fosse enviada a um laboratório certificado e outra pudesse ser utilizada para teste de homogeneidade das amostras e testar o desenvolvimento da metodologia utilizada.

Para testar a homogeneidade da preparação das amostras, as alíquotas reservadas foram armazenadas em recipiente adequado (recomendado internacionalmente em recipiente de material inerte para não interferência do analisador de fluorescência portátil) com filme plástico *Kimtech* inerte para não ocorrer interferência do material do invólucro na leitura da análise

Para a verificação da metodologia foram utilizados parâmetros que poderiam ser considerados polêmicos quanto ao método de análise, ou seja, a fluorescência de raios-x portátil, que é considerada uma análise rápida, uma análise pontual. Foram analisados o tempo de leitura

de amostras, a homogeneização da amostra preparada e correlação do oxido do minério observado com o resultado certificado.

Inicialmente, padrões de fluorescência portátil providos pela empresa fabricante do equipamento foram utilizados para series de repetição de leituras em diferentes intervalos, de 30, 60, 120 e 180 segundos. De modo a avaliar qual leitura seria a mais adequada para os valores dos padrões certificados. Após a determinação do tempo de leitura ideal, foi realizada uma análise para verificar se a temperatura ambiente e o aquecimento do equipamento poderiam incluir um erro substancial na análise. Nessa etapa também foram utilizados os padrões certificados para fluorescência de raios-x portátil.

Foram realizadas leituras com os padrões certificados e com conjuntos de amostras armazenadas em um amostrador inerte padrão de diâmetro de uma polegada em que foram lidas seis leituras de fluorescência portátil, de modo que as amostras foram rotacionadas 60º a cada leitura. Todas as amostras reservadas na etapa de desenvolvimento da metodologia foram analisadas

As alíquotas enviadas a laboratórios certificados que seguiram a metodologia interna ao laboratório e que foram analisadas pelo equipamento de fluorescência de raios-x foram utilizadas para verificar a homogeneidade da amostra preparada no escritório sede da empresa. Quando devolvidas as alíquotas para a empresa, foi realizada uma nova leitura de fluorescência portátil para comparar a leitura da amostra preparada pela própria empresa, antes de seguir para o laboratório certificado, com a homogeneização do laboratório certificado internacionalmente.

Resultados e Discussão

As leituras foram consideradas excelentes para as problemáticas iniciais discutidos para a fluorescência de raios-x portátil. As repetições de leituras foram observadas dentro do esperado, com resultados próximos aos resultados de laboratórios certificados para o minério. Foi observada correlação entre os dados de laboratórios certificados e as análises realizadas com a fluorescência portátil.

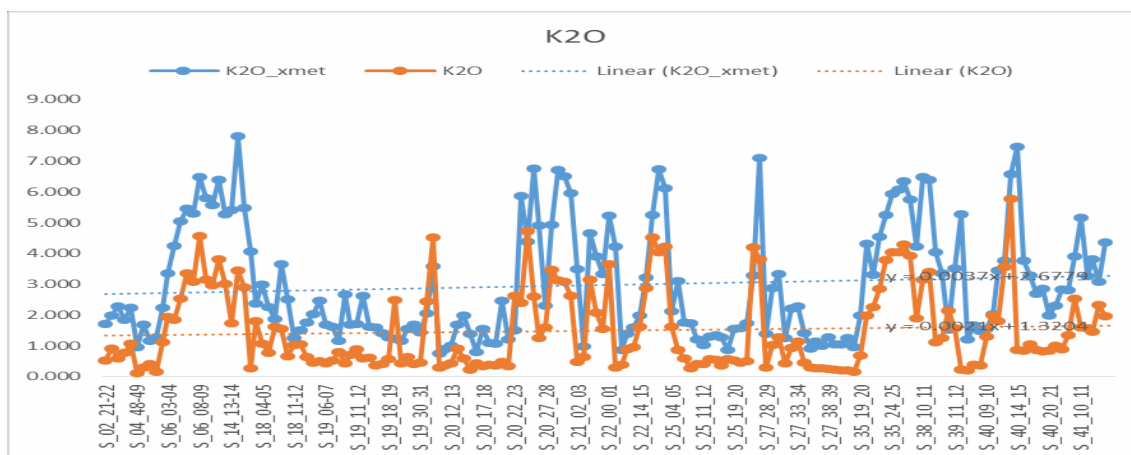


Figura 1 - Perfil comparativo de geoquímica certificada e fluorescência portátil para K₂O.

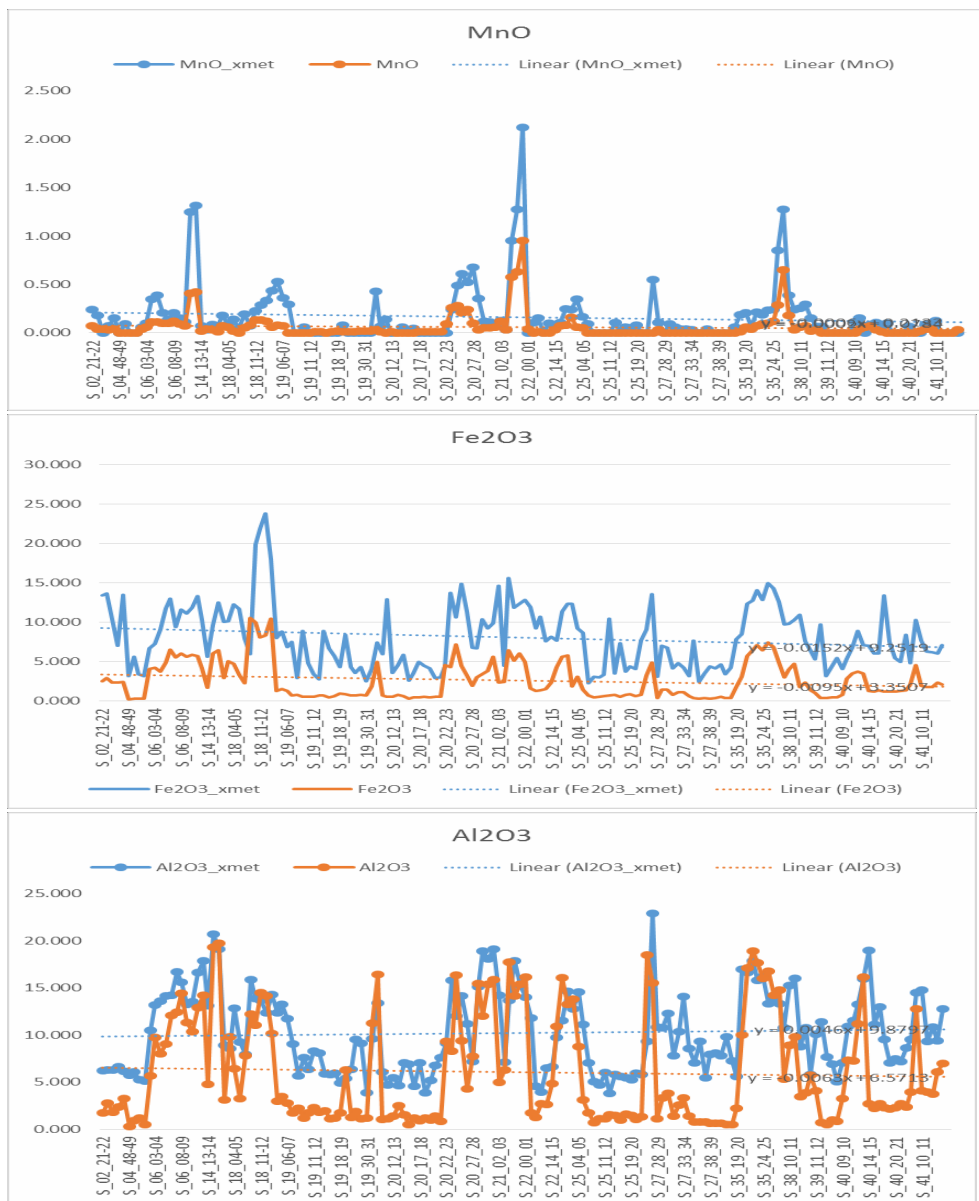


Figura 2 - Perfis comparativos de geoquímica certificada e fluorescência portátil para MnO, Fe₂O₃ e Al₂O₃.

Conclusões

A metodologia desenvolvida foi avaliada como consistente para a avaliação qualitativa de minério para o projeto de exploração mineral com forte correlação com os dados de laboratórios certificados internacionalmente para outros analitos, como, por exemplo, os óxidos de ferro, manganês, potássio e alumínio.

Agradecimentos

Rialma Fertilizantes.

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES DO *GREENSTONE BELT* DE FAINA (GOIÁS, BRASIL)

Borges, C.C.A.¹; Silva, R.G.¹; Guimarães, E.M.¹; Jost, H.; Silva, A.M.¹; Toledo, C.L.B.¹; Garnier, J.¹

¹ Instituto de Geociências–Universidade de Brasília, Brasília-DF, 70910-900, caio_ab@hotmail.com

Resumo

O *Greenstone Belt (GB)* de Faina está situado na porção sudeste do Bloco Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás. Este *greenstone* está limitado a nordeste e a sudoeste pelos complexos granito-gnaissicos Caiçara e Uvá, respectivamente, e a sudeste pelo *greenstone belt* Serra de Santa Rita (Resende *et al.* 1998; Pimentel *et al.* 2004). O *GB* de Faina é constituído por termos máficos a ultramáficos (metabasaltos e metakomatiitos) sobrepostos por uma sequência metassedimentar (ortoquartzitos, metapelitos, xistos carbonosos, mármore dolomíticos e formações ferríferas bandadas); todos submetidos a metamorfismo em fácies xisto verde (Resende 1999). A sequência metassedimentar foi interpretada como fruto de distintos ambientes paleogeográficas e regimes deposicionais. Baseando-se nas propriedades litológicas e geoquímicas, nos registros estratigráficos e nos aspectos estruturais, esta sequência foi dividida em dois grupos (A e B), que correspondem, respectivamente, ao primeiro e segundo ciclo deposicional. Segundo Resende *et al.* (1999), dados geoquímicos de proveniência, de química mineral, de modelamento de área fonte e ETR indicam que os protólitos do primeiro ciclo do *greenstone* de Faina foram construídos a partir de uma área-fonte predominantemente ultramáfica a máfica, ao passo que durante o segundo ciclo, a área-fonte foi dominada por granitóides do tipo TTG. As idades modelo dos pacotes sedimentares inferiores variam entre 3.0 e 2.8 Ga, enquanto as dos superiores entre 2.7 e 2.6 Ga. Diferentes litotipos foram sobrepostos devido à ação de falhas regionais e empurrões, o que dificultou a compreensão estratigráfica original da região e o estudo de correlação estratigráfica. O presente trabalho tem por objetivo comparar as composições químicas das rochas da sequência metassedimentar do *GB* de Faina, e discutir a proveniência dos sedimentos.

Palavras chave: sedimento, proveniência, Cromo, Níquel, Faixa Brasília.

Introdução

O Bloco Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás é representado por um fragmento alóctone de crosta arqueana a paleoproterozóica compreendido em sua maioria por complexos granito-gnaisses e sequências do tipo *greenstone belts* (Pimentel *et al.*, 2004; Jost *et al.*, 2014). Os complexos granito-gnaissicos são compostos por ortognaisses tonalíticos, granodioríticos, e raramente graníticos e foram denominados de complexos: Anta, Caimar, Moquém, Hidrolina, Uvá e Caiçara. Os cinco *greenstone belts* são: Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, a norte, e Faina e Santa Rita, a sul.

O *greenstone belt (GB)* de Faina tem direção N60W e limita-se a nordeste pelo Complexo Caiçara e a sudoeste pelo Complexo Uvá (Resende *et al.*, 1998; Pimentel *et al.*, 2004; Jost *et al.*, 2014). O *GB* é constituído por termos máficos a ultramáficos (metabasaltos e metakomatiitos) sobrepostos por uma sequência metassedimentar (ortoquartzitos, metapelitos, xistos carbonosos, mármore dolomíticos e formações ferríferas bandadas); todos submetidos a metamorfismo em fácies xisto verde (Resende, 1999). Os diferentes litotipos foram sobrepostos devido à ação de falhas regionais e empurrões, o que dificultou a compreensão estratigráfica da região e o estudo de

correlação litológica. Com base nas propriedades litológicas e geoquímicas, nos registros estratigráficos e nos aspectos estruturais, a sequência foi dividida em dois ciclos sedimentares plataformais transgressivos distintos (A e B), encerradas com deposição de rochas sedimentares químicas. Na base do Grupo Furna Rica- sequência metassedimentar do *greenstone*, a Formação Fazenda Tanque é composta por ortoquartzitos com lentes conglomeráticas e clastos de rochas máficas e ultramáficas, sobrepostos por metapelitos, xistos carbonosos e formações ferríferas no topo. A Formação Serra de São José repousa em discordância sobre este pacote sedimentar inicial e é composta por ortoquartzitos inferiores e metapelitos subsequentes. Em seguida, a Formação Córrego do Tatu é composta por mármore e formações ferríferas. Segundo Resende *et al.* (1999), dados geoquímicos de proveniência, de química mineral, modelamento de área fonte e ETR indicam que os protólitos do primeiro ciclo (grupo A) do *greenstone belt* de Faina foram construídos às custas de uma área fonte predominantemente ultramáfica a máfica, ao passo que durante o segundo ciclo (grupo B), a área-fonte foi dominada por granitóides do tipo TTG. As idades modelo dos pacotes sedimentares inferiores varia entre 3.0 e 2.8 Ga, enquanto a dos superiores entre 2.7 e 2.6 Ga. O contato brusco entre metabasaltos e metapsamitos do membro Inferior da Formação Fazenda Tanque indica que a sedimentação na bacia iniciou-se após o fim do vulcanismo. Da mesma forma, os metaconglomerados com abundância de clastos de rochas máficas e ultramáficas em meio aos metapsamitos (Formação Fazenda Tanque), ainda que não em posição basal, indicam que a deposição ocorreu sobre uma superfície erosiva.

Em julho de 2014, foi realizado o Trabalho Final do curso de graduação em Geologia da Universidade de Brasília: um mapeamento em escala 1:25.000 dos *greenstone belts* de Faina e Santa Rita, designado Projeto Faina-Goiás (TF-2014). Este trabalho permitiu realizar um estudo geoquímico sobre os sedimentos dos grupos A e B, com objetivo de contribuir na discussão sobre a proveniência de ambos os dos diferentes ciclos metassedimentares do BG de Faina.

Materiais e Métodos

Foram coletadas mais de 30 amostras da sequência metassedimentar do *Greenstone Belt* de Faina com objetivo de observar a heterogeneidade litológica e espacial destas rochas. Cada amostra foi moída e homogeneizada para realização de digestão seguindo um protocolo de múltiplos passos (H₂O₂, HNO₃, HF, HCl). As soluções obtidas foram analisadas por ICP-AES, ICP-MS e AA. O índice do grau de intemperismo da área-fonte dos sedimentos foi empiricamente estimado pela expressão:

$$IAQ = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Ca) + Na_2O + K_2O] * 100.$$

Resultados e Discussão

As observações e levantamentos de campo confirmaram as principais características da sequência metassedimentar. O contato brusco entre as rochas ultramáficas da Formação Digo-Digo e os metapsamitos do membro inferior da Formação Fazenda Tanque, e a estratigrafia da sequência estão de acordo com a literatura.

Por um processo de tratamento de dados geoquímicos, foram construídos diversos diagramas para discutir as condições de formação e proveniência destes sedimentos. A Figura 1 apresenta os dois diagramas mais relevantes. Os índices do grau de intemperismo dos sedimentos analisados da maioria das amostras estão altos, variando de 80 a 100, como mostrado por Resende (1999). Podemos notar que ao contrário do grupo B a totalidade dos sedimentos classificados como pertencentes ao grupo A apresentam um IAQ elevado (Figura 1a). No grupo B podemos definir três subgrupos de sedimentos: i. com IAQ baixo correspondendo aos metacarbonatos (origem química), ii. com IAQ médio representado por quartzitos feldspáticos e quartzitos ferruginosos, e iii. com IAQ elevado referente aos quartzitos e xistos. Este resultados sugerem que a área-fonte dos

sedimentos do grupo A foi submetida a intemperismo químico moderado a elevado, enquanto os sedimentos do grupo B apresentam uma maior variabilidade de condições de intemperismo.

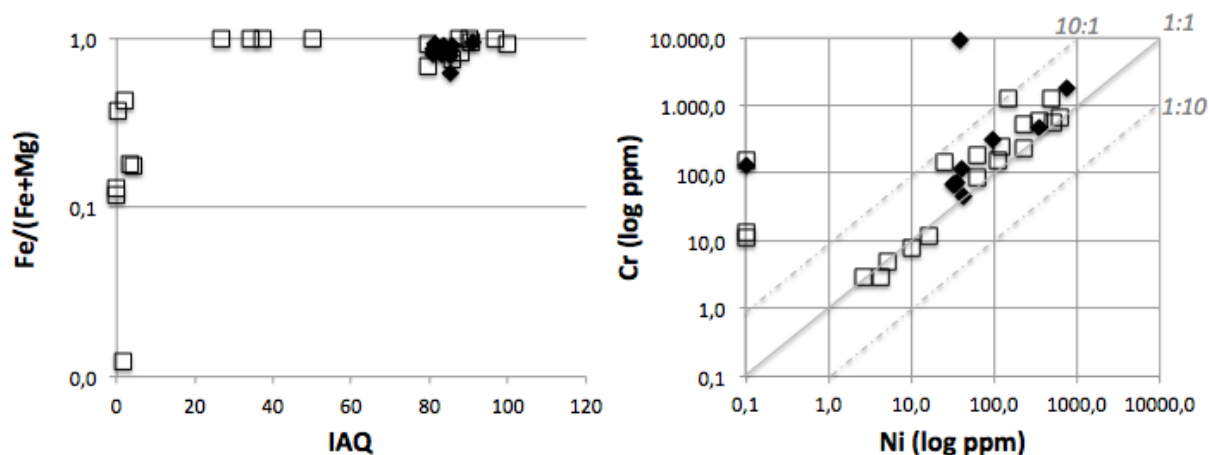


Figura 1 - Diagrama IAQ x Fe/(Fe+Mg) e Ni x Cr das rochas metassedimentares do *Greenstone Belt* de Faina (símbolo preenchido – grupo A e símbolo vazio – grupo B).

Os teores de Cr e Ni das amostras variam de dezenas de ppm a milhares de ppm. Com base na razão Ni/Cr, Resende *et al.* (1999) concluiu a existência de diferentes taxas de contribuição de fontes máficas-ultramáficas. A Figura 1B apresenta os resultados obtidos com as amostras coletadas durante o TF-2014 e a qual mostra uma correlação positiva do Ni com o Cr da maioria das amostras analisadas. As amostras do grupo A são todas ricas em Ni e Cr enquanto as do grupo B apresentam uma grande variabilidade de teores de Ni e Cr. Isso sugere os sedimentos do grupo A apresentam uma contribuição importante de rochas ultramáficas e máficas, como mostrado por Resende *et al.*, (1999). No entanto, ao contrário dos resultados obtidos por aqueles autores, este estudo mostra que os sedimentos do grupo B ora foram e ora não alimentadas por rochas ultramáficas.

Conclusões

Com estes resultados litogeoquímicos foi possível confirmar a presença de vários tipos de fontes para os dois ciclos sedimentares do *Greenstone Belt* de Faina. A interpretação dos resultados sugere um grau de intemperismo moderado a severo e uma importante contribuição de área-fonte com rochas ultramáficas nas rochas metassedimentares do grupo A, como descrito por Resende *et al.* (1999). Além, os presentes resultados sugerem que essa contribuição ainda se manteve durante uma parte da sua carga clástica durante sedimentação do Grupo B.

Referências

Jost, H.; Carvalho, M. J.; Rodrigues, V. G. & Martins, R. 2014. Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras: *Greenstone belts* de Goiás.

Pimentel M. M.; Jost H. & Fuck R. A. 2004. O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves (Org.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Fávio Marques de Almeida. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, pp.: 356-368.

Resende, M.G.; Jost, H.; Osborne, G.A. & Mol, A.G. (1998). Stratigraphy of the Goiás and Faina *greenstone belts*, Central Brazil: A new Proposal. *Revista Brasileira de Geociências*. 28 (1): 77-94.

Resende, M.G. (1999). Evolução das supracrustais metassedimentares arqueanas da região de Goiás-Faina, GO, Tese de doutorado N°25, UnB-IG.

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DO GRANITO ARAGÃO - PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA, CRÁTON AMAZÔNICO - MT

Dezula, S. E. M.¹; Tarelow Neto, J.¹; Barros, M. A. S.²; Pierosan, R.²

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências na Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, PPGEOC/ICET/UFMT, samanthadezula@gmail.com;

²Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, DRM/ICET/UFMT;

Resumo

Neste trabalho será apresentado os resultados petrográficos e geoquímicos obtidos para a caracterização do Granito Aragão. Tal granito situa-se no Município de Novo Mundo, Mato Grosso, à 773 Km de Cuiabá. Geologicamente ele esta inserido no Cráton Amazônico, na Província Ventuari-Tapajós, no contexto da Província Aurífera de Alta Floresta. O Granito Aragão apresenta duas fácies uma sienogranítica e outra monzogranítica, ambas a fácies possuem granulação que vai de equigranular fina a porfirítica. Geoquimicamente ambas as fácies possuem variações que indicam que o magma teve uma evolução por cristalização fracionada, com anomalias negativas de Eu. Com relação ao ambiente tectônico os dados sugerem que estas rochas são de uma margem continental ativa madura.

Introdução

O granito Aragão localiza-se no setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta – PAAF porção sul do Município de Novo Mundo, Mato Grosso, sendo um corpo alongado segundo NE-SW de aproximadamente 115 km² de área. Paes de Barros (2007) inseriu-o na Suite Intrusiva Teles Pires, no entanto datações feitas por Miguel Junior (2011) mostraram idades em torno de 1931±12 Ma próxima a idades do evento Creporizao na Província Tapajos-Para. O Granito Aragão mostra em campo duas fácies petrográficas distintas: uma fácies granítica porfirítica, grossa de coloração avermelhada, com poucos minerais máficos, veios pegmatóides e outra de coloração cinza que também varia de fina a porfirítica com quartzo e feldspato potássico como minerais essenciais. Ocorrências de ouro disseminado na facies porfirítica mostram a grande importância de estudo de detalhe dessa intrusão. Neste trabalho serão apresentados os dados geoquímicos obtidos para onze amostras frescas do Granito Aragão.

Materiais e Métodos

O trabalho envolveu uma etapa de mapeamento geológico na escala de 1: 50.000. Onze amostras foram descritas petrograficamente e posteriormente pulverizadas no laboratório de preparação de amostras da UFMT – DRM e enviadas para o Acme Analytical Laboratories Ltd., em Vancouver – Canadá. Análises de elementos maiores foram obtidas por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry*) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) foi usado para elementos traços, incluindo terras raras.

Resultados e Discussão

Os estudos baseados em análises microscópicas e geoquímicas permitiram dividir o Granito Aragão nas seguintes facies: sienogranítico e monzogranito. Ambas variam porfirítica a equigranular fina. O Sienogranito em campo ocorre em morros e lajedos de coloração avermelhada, granulação média a grossa, porfirítico. Foram observados enclaves máficos e diques aplitos tardios. Localmente observaram-se veios de quartzo e diques pegmatitos. Microscopicamente pode se

observar uma textura hipidiomórfica que varia de porfirítica a equigranular, constituída essencialmente por 23% quartzo, 44% feldspato potássico, 25% plagioclásio 5% biotita. Duas amostras apresentam 2% hornblenda e 1% de titanita. O monzogranito aflora em lajedos compondo uma serra, sendo a rocha de coloração cinza, granulação média a grosso. Microscopicamente estas rochas apresentam uma textura hipidiomorfica, e variam de equigranular a porfirítica, com granulação variando de fina a media. Tal facies é constituída essencialmente por 23% quartzo, 44%plagioclásio, 20%feldspato potássico, 10% biotita e 3%titanita.

Geoquímica

A análise de diagramas binários propostos por Harker (1909) mostra uma correlação negativa de $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$, MgO, CaO, FeO, TiO_2 e P_2O_5 , da mesma forma como observado nos dados geoquímicos obtidos por Moreton & Martins (2005) para o Granito Nhandu. São identificados também dois padrões ETR similares com diferença apenas na anomalia negativa de Eu, ambos os padrões mostram um enriquecimento de leves sobre pesados com uma anomalia negativa de Eu. Nos diagramas de Whalen *et al.*, 1987 as amostras caem no campo dos granitos tipo I, já com base nos diagramas de Pearce 1984 pode-se dizer que as rochas apresentam comportamento similar ao de rochas evoluídas em ambientes de margem continental ativa. Diagramas de Frost *et al* (2001), mostram que tal granito é rico em ferro e possui um caráter metaluminoso a fracamente peraluminosos.

Conclusões

O Granito Aragão apresenta duas fácies composicionais: uma sienogranítica e outra monzogranítica sendo que ambas mostram variações desde equigranular fina a porfirítica. Dados geocronológicos em andamento mostram que ambas as facies são cogenéticas. Assim interpreta-se neste trabalho que as variações geoquímicas mostradas nas facies referem-se a uma evolução do magma por cristalização fracionada com participação de plagioclásio gerando anomalias negativas de Eu e outros minerais tais como titanita, apatita, ilmenita e ou ferro-titano-magnetita. O conjunto de dados geoquímicos sugerem que o ambiente tectônico destas rochas é de margem continental ativa madura. Os resultados analisados até agora indicam que o Granito Aragão faz parte da Suíte Intrusiva Nhandu, descrita por Souza *et. al* (1979).

Agradecimentos

Agradecemos ao PROCAD UFMT-UNICAMP, ao programa de Pós-Graduação em Geociências da UFMT, ao GEOCIAM, aos professores UFMT e colegas que auxiliaram no desenvolvimento deste trabalho.

Referências

- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11):2033-2048.
- Harker A. (ed.). 1909. *The natural history of the igneous rocks*. New York, Macmillan, 384 p.
- Miguel Junior, E. 2011. Mineralizações auríferas do lineamento Peru-Trairão Província Aurífera de Alta Floresta-MT : controle estrutural e idade U-Pb das rochas hospedeiras. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- Moreton, L. C.; Martins, E. G., 2005, *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta*: Folha Vila Guarita (SC.21-Z-B), Escala 1:250.000. Serviço Geológico Brasileiro (CPRM); Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, PROMIM – Alta Floresta. 86 pgs.

- 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, 154 p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonics interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.
- Souza, A.M.M., Faria, C.A.S., Landin, J.P.P., Leal, José, W.L. 1979. Reconhecimento geológico no limite Mato Grosso – Pará, Projeto São Manuel. Brasília, DNPM/CPRM, 27p.II.
- Vitório, J.A. 2010. A Suíte Granítica Teles Pires da Província Aurífera Alta Floresta: Características Petrográficas, Geoquímicas e Implicações Metalogenéticas. Iniciação Científica, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 21p.
- 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.

UTILIZAÇÃO DE ROCHAS FOSFATADAS E BASÁLTICAS PARA A FERTILIZAÇÃO EM AMBIENTES TROPICAIS

TOSCANI, R.¹; CAMPOS, J.E.G.¹

¹Instituto de Geociências - Universidade de Brasília, toscanisilveira@gmail.com

Resumo

O presente estudo visa avaliar a eficiência do uso de pó de rocha como alternativa para a fertilização convencional. Deste modo, construiu-se um total de onze canteiros de 4 m², onde se compararam diferentes misturas de basalto (Fm. Serra Geral) e fosforito (Fm. Sete Lagoas) com fertilizante solúvel tipo NPK (4:30:10). Baseado em análises químicas de fluorescência de raios x, bem como medições de pH e cálculo de área foliar, foi possível concluir que o uso pó de rocha e suas misturas são uma alternativa eficiente para a nutrição das plantas, oferecendo macro e especialmente micronutrientes importantes que normalmente não estão presentes na fertilização convencional. Concluiu-se também que embora o método da rochagem possa equilibrar levemente o pH, ele não substitui completamente o uso da calagem.

Introdução

No Brasil, a forma de fertilização mais comum é por meio de fontes convencionais de nutrientes (FCN) como o NPK (mistura de diferentes concentrações de nitrogênio, fósforo e potássio), além de outros micronutrientes específicos para cada tipo de solo e cultura. Essa adubação tem como principal vantagem a rápida disponibilização de nutrientes para as plantas.

Entretanto, os fertilizantes solúveis não foram desenvolvidos para climas tropicais, onde predominam um sistema geoquímico do tipo Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-H₂O pobre em nutrientes e de baixa troca iônica, necessitando de muitos macro e micronutrientes que não são frequentemente presentes na adubação convencional (Leonardos *et al.* 1987). Na realidade, essa fertilização foi desenvolvida de modo a ser um aditivo para a nutrição dos solos de regiões de clima temperado onde já apresentam uma reserva mineral importante e problemas como alta solubilidade não são preocupantes devido à elevada capacidade de troca iônica do solo, permitindo adsorver o excesso do nutriente, além disso, a precipitação pluviométrica é bem distribuída e moderada, minimizando perdas por lixiviação (Leonardos *et al.* 1976).

Desta maneira, outros métodos de adubação merecem ser testados e utilizados. A agrogeologia, onde está inserido o método da rochagem, é um dos instrumentos biofísicos que são utilizados para combater problemas dos solos em longo prazo (Van Straaten, 2006).

O método da rochagem é baseado na utilização de rochas e ou minerais constituintes das rochas como fornecedores dos nutrientes necessários para as plantas (Leonardos *et al.* 1976). Para esse tipo de fertilização é essencial combinar a mineralogia e geoquímica da rocha selecionada com as exigências do solo e das plantas.

Materiais e Métodos

Inicialmente, houve o preparo da terra em onze canteiros de 4 m², com aragem de forma manual, seguido de aplicação de pó de fosforito oriundo do Grupo Bambuí (Formação Sete Lagoas), basalto proveniente da Formação Serra Geral e NPK (4:30:10), sendo utilizado calagem em metade dos canteiros (tabela 1). Após 15 dias iniciou-se o plantio do feijão de corda (*haseolus vulgaris*) em um delineamento inteiramente aleatório.

Canteiros (4 m ²)										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
NPK	NPK + C	F(120kg)	F(120kg) + C	F(120kg) + B(80kg)	F(60kg) + B(80kg) + C	F(60kg) + B(80kg)	F(20kg) + B(80kg) + C	B(120kg)	B(120kg) + C	L
Onde C = Calagem, F = Fosforito, B = Basalto, L = Latossolo										

Tabela 1 - Esquematização do experimento com diferentes canteiros e suas misturas de basalto, fosforito e NPK com latossolo vermelho.

Posteriormente, seguiu-se a medição da largura (L) e comprimento (C) das folhas em dois plantios (12/11/14 a 12/01/15 e 21/03/15 a 21/05/15) para o cálculo da área foliar segundo Toebe *et al.* (2012) por meio da seguinte equação:

$$\hat{Y} = -8,5152 + 2,0583X - 0,00001x^2$$

Onde X = CxL

Ainda foram realizados estudos de fluorescência de raios x por meio da elaboração de pastilhas de pó prensado com material de todos os canteiros, inclusive do fosforito e do basalto antes de serem incorporados ao solo. Esta ação visou analisar os elementos contidos nas misturas de rochas e suas interações com o ambiente.

Resultados e Discussão

Os dados obtidos por fluorescência de raios x, após seis meses do início do experimento, indicam que o solo onde se aplicou pó de rocha apresentou 11 dos 19 elementos essenciais para o desenvolvimento das plantas, sendo esse resultado significativo, haja vista que não foram utilizados outros tipos de insumos como o esterco e a compostagem (tabela 2).

Além disso, se comparado o material inicial usado na fertilização, nota-se uma maior complexidade de elementos contidos nos basaltos e fosforitos em relação ao NPK.

Isso é explicitado pela presença de macronutrientes como o Mg e micronutrientes como o Ni, Zn, Co, Mn e Fe que estão ausentes na fertilização convencional.

Amostras	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	L1	B	F	N
Macro nutrientes	MgO	7,10	0,36	0,41	0,69	0,99	0,61	1,30	0,58	0,87	1,03	0,16	0,13	4,49	95,70
	CaO	0,07	1,02	5,99	2,44	7,13	4,11	7,79	2,84	3,41	3,85	0,12	0,08	9,91	9,72
	K ₂ O	0,50	0,57	0,96	1,10	1,09	0,90	1,08	0,92	0,96	0,99	0,87	0,81	1,16	2,05
	P ₂ O ₅	0,15	0,15	3,60	2,08	3,58	1,40	2,73	0,96	0,20	0,20	0,16	0,15	0,38	7,37
	SO ₃	0,09	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,09	0,10	0,04	0,02
Micro nutrientes	Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
	Cu	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01
	Zn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
	Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
	MnO	0,05	0,07	0,11	0,10	0,13	0,09	0,21	0,10	0,13	0,15	0,06	0,05	0,27	0,27
	Fe ₂ O ₃	25,57	25,81	20,08	20,76	20,39	23,28	20,30	23,11	24,23	23,32	25,10	25,80	23,15	8,83
Al ₂ O ₃	50,84	48,98	41,26	37,62	37,63	43,55	32,98	45,13	40,84	41,00	49,82	49,06	11,59	13,87	

Tabela 2 - Fluorescência de raios x para 11 amostras de solo coletados após seis meses de experimentação. As amostras de Latossolo (L), Basalto (B), Fosforito (F) e NPK foram analisados antes da aplicação. Os dados do NPK foram fornecidos pelo fabricante.

Os dados agronômicos, envolvendo repetição de duas colheitas, indicam que o uso da rochagem pode apresentar resultados semelhantes às fontes convencionais especialmente nos canteiros de fosforito com calagem (canteiro 4) e fosforito com basalto e calagem (canteiro 6). Nesse contexto, é notável que a calagem está diretamente relacionada com o maior desenvolvimento da área foliar (Tabela 3).

	Porte médio das plantas (cm) - 12/11/14 a 12/01/15				Porte médio das plantas (cm) - 21/03/15 a 21/05/15				Média AF
	H	L	C	AF	H	L	C	AF	AF
Canteiro 1	11,0	5,0	5,5	48,1	9,9	4,3	5,7	41,9	45,0
Canteiro 2	32,0	7,5	10,0	145,8	25,8	6,1	8,3	95,7	120,7
Canteiro 3	21,0	9,5	7,0	128,3	16,4	4,6	5,9	47,3	87,8
Canteiro 4	19,0	10,0	6,5	125,2	51,0	8,3	11,0	179,3	152,3
Canteiro 5	16,0	6,0	10,0	114,9	39,8	6,1	7,0	79,4	97,2
Canteiro 6	28,0	7,8	10,0	152,0	33,2	5,5	7,0	70,7	111,3
Canteiro 7	20,0	5,5	9,0	93,3	29,0	5,1	6,6	60,8	77,1
Canteiro 8	22,0	6,0	9,0	102,6	23,2	4,5	5,6	43,3	73,0
Canteiro 9	10,0	4,5	6,0	47,1	36,6	4,9	6,3	55,0	51,0
Canteiro 10	10,5	4,0	7,0	49,1	26,6	5,8	7,7	83,4	66,2
Canteiro 11	10,0	3,2	4,0	17,8	8,0	1,5	2,1	-2,0	7,9

Tabela 3 - Cálculo da área foliar (AF) em dois plantios distintos. Notar a necessidade do uso de calagem para o pleno desenvolvimento das plantas.

O processo de calagem para controle do pH não fica em evidência quando analisado exclusivamente o pH em água. Entretanto se analisado a diferença entre o pH em H₂O e em KCl nota-se uma estreita relação entre o uso da calagem e um maior equilíbrio catiônico (Tabela 4).

	pH H ₂ O	pH KCL	Diferença
Canteiro 1	5,75	4,59	1,17
Canteiro 2	5,91	5,64	0,27
Canteiro 3	5,92	5,21	0,72
Canteiro 4	6,02	5,58	0,44
Canteiro 5	6,31	5,28	1,03
Canteiro 6	6,27	5,88	0,39
Canteiro 7	6,45	5,19	1,26
Canteiro 8	6,39	5,68	0,70
Canteiro 9	6,51	5,20	1,31
Canteiro 10	6,32	5,66	0,66
Canteiro 11	6,16	4,76	1,40

Tabela 4 - Média da medição mensal do pH no período de dezembro de 2014 a maio de 2015.

Conclusões

Ainda que o método da rochagem necessite de estudos mais profundos e de maior aplicação na prática da agricultura, é notável que sua utilização disponibiliza uma gama importante de macro e micronutrientes.

Embora o uso de pó de rocha possa auxiliar no equilíbrio do pH, nota-se que para um melhor equilíbrio iônico e um maior desenvolvimento das plantas, é essencial o uso da calagem.

Agradecimentos

Ao Instituto de Geociências da UnB por fornecer a estrutura material e profissional; a CAPES pelo suporte financeiro e aos meus pais pelo total apoio no desenvolvimento do projeto.

Referências

- Leonardos O.H., Fyfe W.S., Kronberg B.I. 1976. Rochagem: O método de aumento da fertilidade em solos lixiviados e arenosos. *In: Anais 29 Congresso Brasileiro de Geologia*. Belo Horizonte, MG, Brasil, p. 137-145
- Leonardos O.H., Fyfe W.S., Kronberg B.I. 1987. The Use of Ground Rocks in Laterite Systems: an Improvement to the Use of Conventional Soluble Fertilizers, Holanda. *Chemical Geology* **60**: 361-370.
- Van Straaten, P. 2006. Farming with rocks and minerals: challenges and opportunities. *In: Anais da Academia Brasileira de Ciências*. v. 73, n. 4, p. 731-747.

ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL DO METEORITO FÉRRICO SANCLERLÂNDIA

E. VALENTIN¹, F. CUADROS¹, B. BUHN¹, M. MATTEINI¹, N. HAUSER¹

1 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Distrito Federal, Brazil. E-mail: eduardovalentindossantos@gmail.com

Resumo

O meteorito férrico Sanclerlândia se encontra nas facilidades do Museu de Geociências da UnB, nenhum trabalho de química mineral antes fora feito em tal meteorito, até o presente trabalho, no qual, foram encontrados e caracterizados os minerais kamacita, taenita, schreibersita, troilita e daubréelita, segundo suas composições químicas e texturas.

Introdução

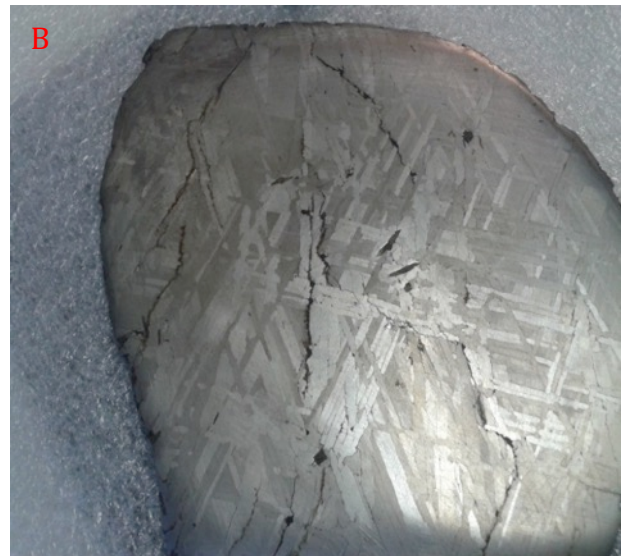
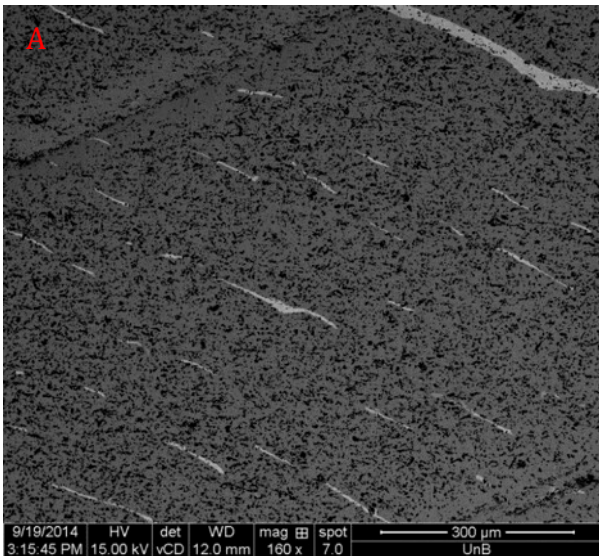
O meteorito férrico Sanclerlândia (MFS) foi encontrado em 1971 próximo ao município de Sanclerlândia, Goiás. Com base nas medidas da espessura das bandas de kamacita, o MFS foi classificado como octaedrito médio (1,0 mm), tendo 92,52% Fe, 7,47% Ni, 18,6 ppm Ga, 36,4 ppm Ge e 7,1 ppm Ir ^[1], pertencendo assim, à classe IIIAB, segundo a classificação química de meteoritos férricos. Essa é a primeira vez que análises de química mineral do MFS são relatadas. O foco desse trabalho visa a tipificação da mineralogia e variação textural encontradas no meteorito.

Materiais e Métodos

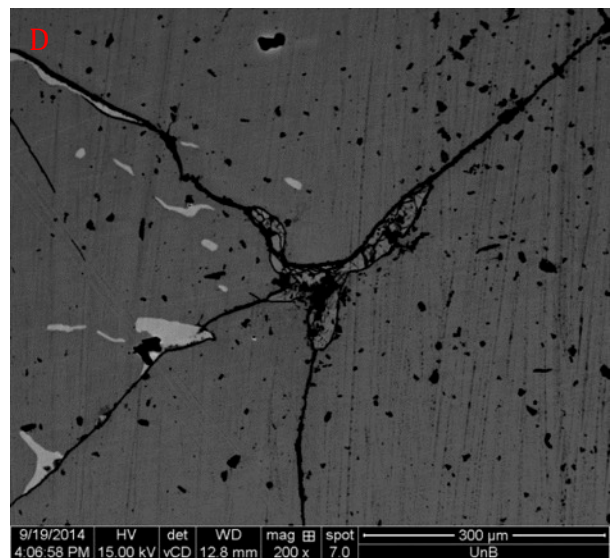
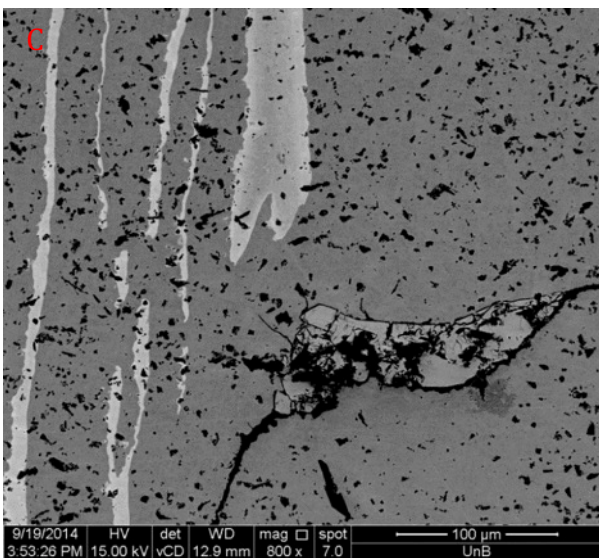
Imagens de coeficiente de retroespalhamento e de elétrons secundários (back-scattered electrons e secondary electrons) de uma seção polida do MFS foram sistematicamente adquiridas enquanto análises EDS foram feitas em minerais selecionados e feições de interesse. As análises de química mineral foram feitas usando uma microsonda eletrônica modelo JEOL JXA-8230 equipada com cinco espectrômetros WDS no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília. As condições analíticas implementadas foram 20kV de voltagem de aceleração e 20nA de feixe de corrente. O tempo de contagem para todos os elementos no pico e background foram 10 e 5 segundos, respectivamente.

Resultados e Discussão

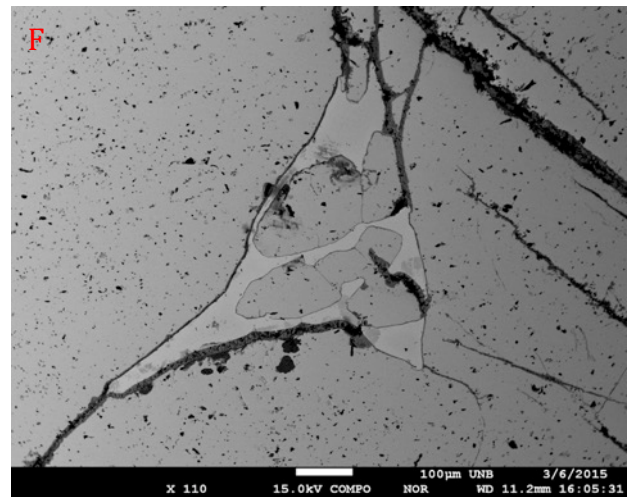
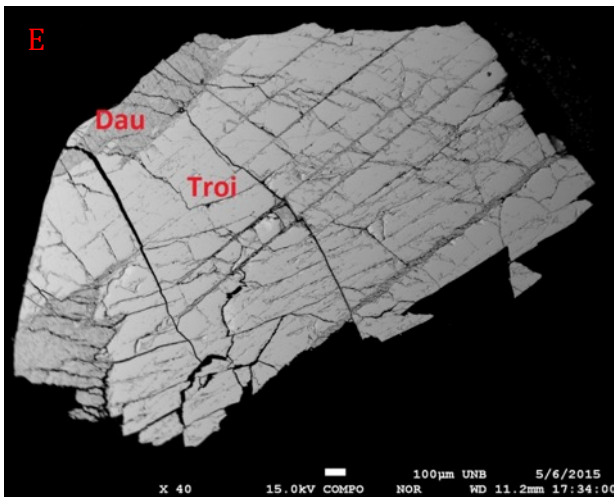
Mais de cem análises foram feitas e kamacita, taenita, schreibersita, troilita e daubréelita. Kamacita apresenta-se como bandas espessas e é a principal responsável pelo padrão Widmanstätten observado em macroescala (Figura 2). Esse mineral é caracterizado por 92,51 wt.% Fe, 6,86 wt.% Ni, 0,52 wt.% Co e 0,09 wt.% P. Taenita ocorre tanto com hábito lamelar quanto em grãos de forma triangular intersticiais (Figuras 1 e 6), com a primeira apresentando 83,91 wt.% Fe, 15,14 wt.% Ni e 0,48 wt.% Co. Os cristais triangulares tem composição consistindo de 69,29 wt.% Fe, 29,76 wt.% Ni e 0,16 wt.% Co. Schreibersita ocorre ao longo de fraturas na kamacita, com até 250 µm de comprimento (Figuras 3 e 4) e é caracterizada por 49,95 wt.% Fe, 37,14 wt.% Ni, 13,58 wt.% P e 0,12 wt.% Co. Troilita forma grãos isolados com até 1 mm de diâmetro (Figura 5), tendo 62,92 wt.% Fe, 36,20 wt.% S e 0,51 wt.% Cr. Daubréelita ocorre como lamelas de exsolução nos cristais de troilita (Figura E), tendo composição caracterizada por 43,33 wt.% S, 35,39 wt.% Cr, 20,66 wt.% Fe, 0,19 wt.% Pb e 0,10 wt.% Mo. Pequenas quantias de Ag (~0,11 wt.%) foram encontradas na daubréelita, enquanto esse elemento era ausente na troilita. Foi observada correlações positivas entre Co e Fe e negativas entre Co e Ni em taenita, kamacita e schreibersita. Kamacita apresenta pequenas quantias de P (~0,12 wt.%), enquanto essa feição não é clara na taenita.



Figuras 1 e 2 - A) Taenita e kamacita, o mineral mais claro, lamelar representa a taenita, o mineral cinza mais escuro representa a kamacita, os pontos e linhas pretas representam buracos e microfraturamentos. A Figura B representa amostra de mão apresentando a textura Widmanstätten, nessa amostra, as bandas representam o mineral kamacita.



Figuras 3 e 4 - Kamacita, taenita e schreibersita, a schreibersita é o mineral com relevo mais alto, que ocorre ao longo das fraturas e também é fraturado, a taenita são os minerais mais claros e a kamacita, o cinza mais escuro da massa.



Figuras 5 e 6 - E) Grão do mineral troilita com exsoluções de daubréelita. A Figura F representa o mineral kamacita com hábito triangular intersticial.

Conclusões

O trabalho realizado dá uma boa noção dos principais minerais encontrados no MFS, porém, há muito ainda à ser feito, para poder atingir uma caracterização mais detalhada do meteorito. Trabalhos futuros baseados na espectroscopia Mössbauer podem ajudar a entender e caracterizar melhor o MFS.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer à todos que me auxiliaram até hoje nesse trabalho, em especial os professores Bernhard Buhn, Massimo Matteini, Natalia Hauser e ao doutorando Federico Alberto Cuadros Jiménez. Gostaria de agradecer às facilidades Museu de Geociências, Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais-UnB e ao Laboratório de Microsonda Eletrônica-UnB, por fornecerem o material de estudo e auxiliarem nas análises.

Referências

- Ribeiro M.R., Rodrigues A.P., 1972. O meteorito siderítico de Sanclerlandia. Boletim Mineral. Recife v. 2, p. 75.
- Kracher A., Willis J., Wasson J.T., 1980. Chemical classification of iron meteorites - IX. A new group (IIF), revision of IAB and IIICD and data on 57 additional irons. Geochim. Cosmochim. Acta 44, p. 773-787.
- Meteoritical Bulletin, no. 58, 1980. Meteoritics 15, p. 235-240
- Grady, M.M. (eds.). 2000. Catalogue of Meteorites, 5th Edition. Cambridge Univ. Press, Edinburgh, UK, 696 p.
- Buchwald, V.F. (eds.). 1975. Handbook of iron meteorites, Vol. 1. University of California Press, 246 p.

ESTUDO PRELIMINAR DAS CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS DE SOLOS NAS ÁREAS ÚMIDAS DOS CAMPOS DE MURUNDUS NOS RESIDUAIS DE APLAINAMENTO (CHAPADA) DA FAL/UNB

Santos, A.P.M.R.¹; Nascimento, R.O.²

¹ Instituto de Geociências - Universidade de Brasília, hornblenda@gmail.com; ² Departamento de Geografia - Universidade de Brasília, roselir@unb.br

Resumo

Na Fazenda Água Limpa da Universidade de Brasília (FAL/UnB) são observadas formações ovais e alongadas conhecidas como campos de murundus, localizados em áreas encharcadas no período das chuvas e seguindo orientação preferencial N 45° W, a mesma das camadas das rochas do Grupo Paranoá. No Distrito Federal muitas áreas úmidas dos campos de murundus estão degradadas, sobretudo pela ausência de uma legislação específica que disponha da definição, dos parâmetros e da delimitação como área de preservação permanente. Um termo de cooperação entre o Instituto Brasília Ambiental (IBRAM) e o Laboratório de Geografia Física do Departamento de Geografia da UnB (LAGEF/GEA/UnB), suscitou a redação de uma instrução normativa, que definiu e fixou os campos de murundus como área de preservação permanente no DF. Este estudo iniciou-se com a atividade de campo, onde duas toposequências utilizando a técnica de tradagem viabilizou a coleta das amostras de solo nas áreas úmidas dos campos de murundus. O primeiro perfil corresponde ao Latossolo Vermelho Amarelo e o segundo ao Plintossolo Pétrico. Adotando o método de difratometria de raios-X para a análise mineral, foi identificado como constituinte maior o quartzo, como menor a gibbsita e traços de caulinita nas amostras do perfil 1. O quartzo e gibbsita, como constituintes maior e menor, respectivamente, nas amostras de solo do perfil 2 e no cascalho laterítico, a goethita como constituinte maior, o quartzo como menor e caulinita, hematita e muscovita como traços.

Introdução

A FAL está situada na Área de Proteção Ambiental das bacias do Gama e Cabeça de Veado, com uma área total de 4.340 hectares onde em sua extensão são observadas formações ovais localizadas em áreas encharcadas no período das chuvas, conhecidas como campos de murundus. De acordo com Araújo Neto (1981) a definição de murundus são elevações semicirculares, arredondadas ou ovais com dimensões variando de 10 a 0,70 metros de altura e 6 metros de largura. Há duas hipóteses para o desenvolvimento destes, a primeira tem origem biológica e está associada à colonização de térmitas e a segunda é associada à erosão diferencial pelo escoamento superficial. Na FAL os murundus se dispõem à montante das cabeceiras ou nas margens das drenagens e estão alongados, seguindo a mesma direção da camada dos metarritmitos, N 45° W, (Grupo Paranoá) da borda sul do Domo Estrutural de Brasília (Freitas-Silva & Campos, 1998). A área de estudo encontra-se na região de chapadas, conhecida também como unidade residual de chapada, onde localmente apresenta inclinação suave em direção à cabeceira de drenagem.

Em virtude da ausência de uma legislação específica que trate dos campos de murundus ou das áreas úmidas, um termo de cooperação está sendo firmado entre o IBRAM e o LAGEF/GEA/UnB, tendo como primeiro resultado a redação da instrução normativa nº 39, de 21/12/2014, que dispõe da preservação dos campos de murundus, incluindo também a definição e a inserção destes como áreas de preservação permanente no DF. Na resolução do Conselho Nacional do Meio Ambiente e no novo Código Florestal, não são mencionados os campos de murundus como áreas úmidas ou cabeceiras de drenagem ou ainda como áreas de preservação permanente. A única exceção é a lei 16.153/2007, do Estado de Goiás, que delibera sobre a preservação dos campos de murundus e os classifica como área de preservação permanente. No DF muitos campos de murundus estão em processo avançado de degradação, devido principalmente a incorporação destes a áreas agrícolas ou a assentamentos urbanos diversos. Neste contexto faz-se necessário um estudo

aprofundado para a determinação das características físicas destes, com vistas, aos aspectos geomorfológicos, biogeográficos, pedológicos e geológicos, enfatizando a dinâmica e a relação com a paisagem.

Materiais e Métodos

A atividade de campo foi à etapa inicial deste estudo, onde foram selecionadas duas topossequências o que viabilizou a coleta dos perfis de solo, o método empregado foi a tradagem, com um trado modelo caneco. Os perfis de solos distam 5 metros um do outro e as amostras coletadas seguiram os seguintes parâmetros: - Perfil 1: quatro amostras de solo nas profundidades de 0 a 6 centímetros (cm), de 7 a 12 cm, de 20 a 40 cm e de 50 a 60 cm. - Perfil 2: três amostras de solo nas profundidades do horizonte AB, de 0 a 6 cm e a 25 cm. Entre 15 e 25 cm foi amostrado e identificado um nível centimétrico de cascalho laterítico, CL 7. Esse material foi descrito por vários autores nos latossolos vermelho e vermelho amarelo numa profundidade superior, eles correlacionaram a formação desta camada com a compartimentação geomorfológica existente no DF, em muito pela alternância de períodos úmidos e secos (Rodrigues & Klamt, 1978; Macedo, 1998; Martins, 2000 e Gomes *et al*, 2004 *apud* Barbosa, 2007 e Motta *et al*, 2002). O perfil 1 corresponde ao Latossolo Vermelho Amarelo que é um solo comumente relacionado aos divisores de água e em áreas de transição para rebordos de chapada, integrada com vegetação de cerrado *sensu stricto*, campo limpo e campo sujo; em superfícies planas e em vertentes com declividades entre 5% e 20%. O perfil 2 ao Plintossolo Pétrico que é um solo associado à oscilação do nível do lençol freático e à dificuldade de movimentação gravitativa da água, este solo é bastante desgastado, pouco profundo e pouco permeável (EMBRAPA, 2006).

A etapa seguinte foi a de laboratório, onde foram realizadas análises mineralógicas a partir da difratometria de raios-X (DRX) nas amostras de solo. Esta técnica permite a caracterização das estruturas cristalinas através dos planos dos cristais (“d”) e, desta forma, a identificação dos minerais (Brindley, 1980; Moore & Reynolds, 1989). A abundância relativa de cada mineral foi feita pela comparação das intensidades das suas reflexões características (“d”), onde a foram atribuídos os códigos, M - para os constituintes maiores; m - para os menores e tr – para os traços. A análise foi de rocha total, procedimento que utiliza a amostra pulverizada e compactada a seco sobre lâmina de vidro, processo realizado no Laboratório de Raios-X do IG/UnB, com o equipamento RIGAKU, modelo ULTIMA IV. A identificação dos minerais foi feita com o auxílio do programa JADE 9.0, base WINDOWS, empregando-se o banco de dados PC-PDF produzido pelo *International Center for Diffraction Data* (ICDD).

Resultados, Discussão e Conclusão

No cerrado os latossolos são predominantes, apresentam mineralogia constituída basicamente de caulinita, gibbsita, goethita e hematita, variando a proporção devido ao elevado grau de intemperização dos minerais primários (Curi & Franzmeier, 1984; Melo *et al*, 2001 a,b; Resende *et al*, 2005; Schaeffer *et al*, 2008 *apud* Barbosa *et al*, 2009). Nas chapadas elevadas do DF os latossolos vermelhos encontram-se no topo e os latossolos vermelho amarelo nas bordas, esta disposição influencia na proporção e na relação de alguns minerais, tais como, a goethita [FeO(OH)], a hematita [Fe₂O₃], a caulinita [Al₂Si₂O₅(OH)₄] e a gibbsita [Al(OH)₃], e isto relaciona-se à dissecação geomorfológica da região e/ou pela litologia de origem. O quartzo [SiO₂] (“d” em 4,24Å e 3,34Å) é o mineral mais abundante em todas as amostras de solo das duas topossequências, sendo exceção apenas, na amostra CL 7 onde é menor. A mineralogia nas quatro amostras do perfil 1, além de quartzo como maior, tem gibbsita como menor (“d” em 4,85Å; 4,37Å e 2,38Å) e caulinita como traço (“d” em 7,0Å e 3,5Å). No perfil 2, a mineralogia das três amostras de solo é quartzo como maior e gibbsita como menor. E na camada de cascalho laterítico, foi goethita como maior, quartzo como menor e traços de caulinita, hematita (“d” em 2,70Å e 2,52Å) e muscovita [KAl₂Si₃AlO₁₀(OH)₂] (“d” em 10,0Å; 5,41Å e 3,34Å). Os óxidos de ferro eram esperados, principalmente nas amostras do perfil 1, o que não ocorreu, podendo ser explicado pelas ínfimas dimensões destes minerais, > 0,004 mm, ou pelo grau de cristalinidade variável ou pela litologia de

origem com baixo teor de ferro. Deve-se destacar que o ferro pode participar da estrutura cristalina dos minerais gibbsita e caulinita, pela substituição isomórfica do alumínio pelo ferro (Muggler *et al*, 2007). E ainda, que as camadas da caulinita podem ser substituídas por cristais de hematita pela dissolução da caulinita, processo conhecido como ferruginização. O Fe^{3+} é reduzido em condições de saturação por água, e a solução com Fe^{2+} flui entre as camadas da caulinita, que é dissolvida no processo de redução (Brinkman, 1979 *apud* Barbosa *et al*, 2009). A caulinita e a gibbsita também podem ter sido condicionadas ao conteúdo de sílica, a migração da sílica para fora dos horizontes A-B, com a conseqüente concentração destes minerais é o processo conhecido como dessilicização, quando está é moderada a caulinita é formada e em condições de dessilicização total forma-se a gibbsita, minerais comuns em solos com intenso processo de latolização (Campo *et al*, 2008). A presença de muscovita no nível de cascalho laterítico é explicada pelo menor grau de evolução pedogenética ou por se tratar de relictos do metarritmito, onde a muscovita é um mineral relativamente comum.

Com este estudo preliminar das características mineralógicas houve uma contribuição para a compreensão da dinâmica das áreas úmidas dos campos de murundus com a paisagem do DF, o que contribuiu com os trabalhos já iniciados com o termo de cooperação entre o IBRAM e o LAGEF/GEA/UnB.

Referências

- Araújo Neto, M. D. Solos, água e relevo dos campos de murundus na Fazenda Água Limpa, Distrito Federal. Dissertação (Mestrado em Biologia) – Departamento de Biologia Vegetal, Universidade de Brasília, Brasília. Mimeografado. 1981.
- Barbosa, I. O. Distribuição dos solos nas Chapadas Elevadas do Distrito Federal, com emprego de geoprocessamento. (Mestrado em Ciências Agrárias) - Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Universidade de Brasília, Brasília, 125p. 2007.
- Barbosa, I. O. Lacerda, M. P. C. Bilich, M. R. Relações Pedomorfogeológicas nas Chapadas Elevadas do Distrito Federal. R. Bras. Ci. Solo, 33:1373-1383. 2009.
- Brindley, G. W. Order-Disorder in Clay Mineral Structures. In: BRINDLEY, G. W. & BROWN, G. (eds.) Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification. Mineralogical Society, monograph n.5, London, p.125-195. 1980.
- Campos, P. M.; Lacerda, M. P. C.; Papa, R. A.; Guimarães, E. M.; Costa Neto, S. F. Difractometria de raios-X aplicada na identificação de gibbsita e caulinita em latossolos do Distrito Federal. IX Simpósio Nacional do Cerrado. II Simpósio Internacional de Savanas Tropicais. 2008.
- Embrapa. Serviço de Produção de Informação (Brasília, DF). Sistema Brasileiro de classificação de solos. Brasília: EMBRAPA-EPI. 412p. 2006.
- Freitas-Silva F. H & Campos J. E. G Hidrogeologia do Distrito Federal. In: IEMA. Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal, vol. IV. Brasília, IEMA/SEMATEC/UnB, 85p. 1998.
- Moore, D. M. & Reynolds, R.C. X - Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Ed. Oxford University Press. p. 332. 1989.
- Motta, P. E. F.; Carvalho Filho, A.; Ker, J. C. & Pereira, N. R. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do planalto central brasileiro. Pesq. Agropec. Bras., 37:869-878, 2002.
- Muggler, C. C.; Buurman, P. & Van Doesburg, J. D. J. Weathering trends and parent material characteristics of polygenetic Oxisols from Minas Gerais, Brazil: I. Mineralogy. Geoderma, 138:39-48, 2007.

DECOMPOSIÇÃO DE RAIOS X PARA CARACTERIZAR A CLORITA DA FORMAÇÃO SERRA DE SANTA HELENA, GRUPO BAMBUÍ, NA REGIÃO DE BEZERRA – VILA BOA, GOIÁS

Campos, L.F.B¹; Guimarães, E.M².

¹Programa de Pós-graduação, Instituto de Geociências–Universidade de Brasília, laurafrant@gmail.com; ²Instituto de Geociências–Universidade de Brasília.

Resumo

A Formação Serra de Santa Helena, Grupo Bambuí, na região de Bezerra e Vila Boa (Goiás), é constituída predominantemente por pelitos, que podem conter contribuição carbonática. Entre os constituintes minerais desses termos, predominam os filossilicatos, particularmente a illita, a muscovita e a clorita. O Índice de Árkai, calculado com auxílio da técnica de decomposição do difratogramas de raios X, a qual fornece os valores da largura a meia altura das reflexões, complementa a interpretação da diagênese local e indica condições de diagênese intensa a anquizona para as rochas analisadas.

Introdução

O Grupo Bambuí, de idade neoproterozóica, compreende uma sequência pelito-carbonatada aflorante localmente no Distrito Federal (DF), estendendo-se para norte e leste no estado de Goiás (GO). As rochas de composição carbonática - formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, respectivamente na base e porção mediana - são separadas pela Fm. Serra de Santa Helena, de composição siliciclástica, na qual a illita e a clorita são os filossilicatos predominantes.

Por ser um mineral que exhibe uma evolução progressiva desde o início da diagênese à epizona, diversos estudos têm sido feitos para a caracterização da illita na região do DF e de Bezerra - Vila Boa (GO, Campos 2012, Campos *et al.* 2012, Campos & Guimarães 2013, Barroso *et al.* 2014, Campos *et al.* no prelo). No entanto, pouco se tem estudado sobre a clorita, outro filossilicato cuja estabilidade também aumenta conforme o aumento da pressão e da temperatura, em uma transformação que inicia com uma esmectita trioctaédrica, passando a ser um interstratificado randômico e/ou ordenado (corrensita) de clorita e esmectita até uma clorita pura em condições de metamorfismo (Árkai 1991, Árkai & Ghabrial 1997; Árkai *et al.* 2000).

Um parâmetro utilizado para definir as zonas de diagênese e de metamorfismo de baixo grau utilizando a clorita é o Índice de Árkai (IA, Guggenheim *et al.* 2002). Esse índice consiste na largura a meia altura (FWHM) das reflexões basais da clorita.

Sendo assim, o presente trabalho visa caracterizar a clorita das rochas pelíticas da Formação Serra de Santa Helena, Grupo Bambuí, na região de Bezerra – Vila Boa (GO), buscando identificar feições diagenéticas e de metamorfismo de baixo grau. Para isso, serão feitas análises qualitativas de DRX, incluindo a decomposição das reflexões basais da clorita para obter os valores do IA.

Materiais e Métodos

As amostras analisadas foram coletadas em afloramentos na região de Bezerra, Vila Boa (GO) e correspondem a pelitos que contenham clorita, às vezes com contribuição carbonática (M012-XII-47 e M012-IX-37), da Fm. Serra de Santa Helena.

Utilizou-se a difração de Raios X (DRX) feita no Laboratório de Difractometria de Raios X (LDRX) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB) para a determinação da composição mineral das rochas e, a partir dos difratogramas gerados, utilizou-se a técnica da decomposição para a determinação dos valores do IA.

Foram analisadas amostras de rocha total e da fração argila, inclusive com a separação das frações inferiores a 0,2 µm em algumas amostras. As amostras de rocha total e fração < 2 µm foram

feitas segundo rotina de preparação do LDRX/IG/UnB enquanto a separação da fração $< 0,2 \mu\text{m}$ foi feita utilizando a mesma rotina de Campos *et al.* (no prelo).

As amostras foram analisadas em equipamento RIGAKU modelo ULTIMA IV, operando com tubo de cobre e filtro de níquel, sob voltagem de 35 kV e corrente de 15 mA, velocidade da varredura de $2^\circ/\text{minuto}$, passos de $0,05^\circ$. As análises foram realizadas no intervalo 2θ de 2° a 80° para a amostra total e de 2° a $65^\circ 2\theta$ para as frações argila.

A identificação dos minerais foi feita utilizando o programa JADE 9.0, base WINDOWS, com banco de dados PC-PDF (Powder Diffraction File – PDF para PC/ICDD).

As reflexões nos intervalos de 5° a $20^\circ 2\theta$ nos difratogramas das frações argila foram decompostas considerando-se a contribuição de 1, 2 ou 3 fases conforme cada amostra. A importância desse procedimento está em distinguir a clorita da caulinita em alguns casos, além de identificar mais de um tipo de clorita.

Para isso, utilizou-se o programa DECOMPXR já que é um *software* livre e com uma interface relativamente simples de se trabalhar. Por meio dele são discriminadas as fases após a remoção do *background*, que embora resulte na perda de informação, é essencial para diminuir o número de parâmetros ajustáveis (Lanson 1997). O valor da largura a meia altura (FWHM) obtido para a decomposição das reflexões $d(001)$ e $d(002)$ da clorita, expresso em $^\circ\Delta 2\theta$, indica o Índice de Árkai.

Resultados e Discussão

A maioria das amostras têm como constituinte maior o quartzo, sendo que duas têm a calcita também (M012-XII-47 e M012-IX-37). Muscovita / illita, clorita e albita ocorrem como constituintes menores e feldspato potássico e caulinita podem ocorrer como traços.

A decomposição foi realizada nas frações $< 2 \mu\text{m}$ considerando a contribuição de duas ou três fases para as reflexões em $d(001)$ e em $d(002)$. Nas frações $< 0,2 \mu\text{m}$, a decomposição é feita com uma fase a menos nas duas reflexões, possivelmente devido à presença de clorita detrítica além da clorita diagenética.

Considerou-se como o Índice de Árkai os valores FWHM atribuídos à clorita diagenética, que, considerando os limites propostos por (Árkai 1991) para a interpretação da diagênese – metamorfismo, indicam condições de diagênese intensa e início de anquizona para as rochas da Fm. Serra de Santa Helena expostas na região de Bezerra - Vila Boa. Essas condições são compatíveis com estudos anteriores feitos em illitas presentes nessas amostras (Campos *et al.* no prelo), embora as análises da illita indiquem condições discretamente mais intensas.

Conclusões

A utilização da técnica de decomposição dos difratogramas possibilitou a identificação e distinção da caulinita e da clorita, sendo que a presença de uma fase a menos nas frações $< 0,2 \mu\text{m}$ possibilita interpretar que a fase mais estreita, observada somente nas $< 2 \mu\text{m}$, está relacionada à clorita detrítica, enquanto a mais larga, à clorita diagenética.

O Índice de Árkai, utilizado para caracterizar as cloritas das rochas da Formação Serra de Santa Helena, Grupo Bambuí, na região de Bezerra – Vila Boa (GO), é um bom parâmetro para caracterização da clorita em relação a diagênese – metamorfismo, embora mais análises devam ser feitas a fim de validar os limites utilizados para a interpretação já que houve uma pequena variação em relação às condições indicadas pela illita anteriormente (Campos *et al.* no prelo).

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, pela infraestrutura oferecida (laboratório de Difração de Raios X), e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro, por meio do fornecimento da bolsa de doutorado à primeira autora.

Referências

- Árkai, P. 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 723 – 734.
- Árkai, P. & Ghabrial, D.S. 1997. Chlorite crystallinity as an indicator of metamorphic grade of low-temperature meta-igneous rocks: a case study from the Bükk Mountains, northeast Hungary. *Clay Minerals*, 32: 205–222.
- Árkai, P., Mata, M.P., Giorgetti, G., Peacor, D.R., Tóth, M. 2000. Comparison of diagenetic and low-grade metamorphic evolution of chlorite in associated metapelites and metabasites: An integrated TEM and XRD study. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 531–550.
- Barroso, R. H. G., Campos, L.F.C., Gomes, A.W., Guimarães, E. M., Maciel, A. R. 2014. Influência da Carga Tectônica sobre Illita da Formação Serra de Santa Helena, Grupo Bambuí. *In: 47 Congresso Brasileiro de Geologia, 2014, Salvador, BA. Anais de 47 Congresso Brasileiro de Geologia.*
- Campos, L. F. B. 2012. Diagênese de Sequências Proterozóicas com base na caracterização de argilominerais – topo do Grupo Paranoá e base do Grupo Bambuí – norte do Distrito Federal. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 133 p.
- Campos, L. F. B., Guimarães, E. M., Sampaio, L. F. 2012. Decomposição de Raios-X para a identificação e caracterização da Illita em amostras de arenitos e siltitos da região da Fercal, norte do Distrito Federal. *In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia - 1º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa, 2012, Santos-SP. Anais do 46º Congresso Brasileiro de Geologia - 1º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa.*
- Campos, L. F. B., Guimarães, E. M. 2013. Use of decomposition of x-ray diffraction to determine illite crystallinity index in proterozoic sequences from north of Distrito Federal. *In: XV International Clay Conference, 2013, Rio de Janeiro. Anais do XV International Clay Conference.*
- Campos, L. F. B., Guimarães, E. M., Barroso, R. H. G., Gomes, A.W. (No prelo). Influência da pressão e temperatura na cristalinidade da illita em sequências Proterozoicas: Norte do Distrito Federal e em Goiás, Brasil. *Brazilian Journal of Geology.*
- Guggenheim, S., Bain, D.C., Bergaya, F., Brigatti, M.F., Drits, V., Eberl, D.D., Formoso, M.L.L., Galán, E., Merriman, R.J., Peacor, D.R., Stanjek, H., Watanabe, T. 2002. Report of the association internationale pour l'étude des argiles (AIPEA) nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the “crystallinity index”. *Clays and Clay Minerals*, 50(3): 406 – 409.
- Lanson, B. 1997. Decomposition of X-ray diffraction patterns (profile fitting): A convenient way to study clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 45: 132 – 146.

MINERAIS RAROS DO MACIÇO ESTANÍFERO MANGABEIRA, GOIÁS

Silva, R. G.¹; Lopes, H. A.¹; Moura, M. A.¹

¹ Instituto de Geociências - Universidade de Brasília. raquelguimaraes123@gmail.com

Resumo

O Maciço granítico Mangabeira, paleoproterózoico, está situado na Província Estanífera de Goiás, subprovíncia Rio Paranã. Hospeda mineralização de estanho e índio, na denominada Zona Greisenizada Principal, área de menos de 1000 m² que contém diferentes fácies de granitos evoluídos, greisens e uma rocha constituída predominantemente de quartzo e topázio, designada topazito, interpretada como hidrotermal. Minerais e arseniatos raros, alguns dos quais ainda inéditos, foram descritos na área. O índio (In) ocorre em escorodita, esfalerita, cassiterita, estanita, roquesita (CuInS₂), dzhalindita In(OH)₃ e em yanomamita (InAsO₄.2H₂O). Os arseniatos ocorrem predominantemente no topazito e compreendem pharmacosiderita, possível segnitita, chenevixita e Y-agardita, além de arseniatos inéditos de Bi, Ba e Sn. O presente trabalho apresenta a descrição de provável fraipontita, arseniato hidratado de Zn e Al descrito pela primeira vez no Maciço Mangabeira, e de um arseniato de bismuto ainda indefinido. São também apresentados novos dados de composição química do arseniato inédito de estanho, os quais permitem sugerir a existência de solução sólida entre esse mineral e escorodita. Os novos dados mineralógicos reforçam a complexidade e raridade da mineralogia do Maciço Mangabeira.

Introdução

O Maciço Mangabeira situa-se no extremo norte de Goiás, na porção leste da Província Estanífera de Goiás, e possui cerca de 3 km². É constituído predominantemente de biotita granito rosa, paleoproterozóico, do tipo A, além de granitos evoluídos e *greisens*. Na área mineralizada em Sn do Maciço, designada Zona Greisenizada Principal (Botelho, 1992), afloram biotita granito, topázio-albita granito, uma rocha composta principalmente por quartzo e topázio, denominada topazito, granitos hidrotermalizados e greisens (Botelho & Moura, 1998) (Figura 1). A rocha predominante na Zona Greisenizada Principal é biotita granito rosa fino, evoluído, intrudido por topázio-albita granito, rico em Li, Sn, Zn, Al, F e Rb, que gerou uma auréola metassomática no biotita granito. O topázio-albita granito é constituído por quartzo (35%), microclínio micropertítico (20%), albita pura (20%), topázio magmático (5 a 20%) e zinnwaldita (10%). As mineralizações de Sn e In ocorrem principalmente no topazito, em Li-muscovita greisen e em topázio-zinnwaldita greisen. O leucogranito, não mineralizado em Sn, possui conteúdos de elementos terras raras que se aproximam de 1000 ppm, cerca de seis vezes os das demais rochas da área (Moura, 1993).

Os arseniatos raros constituem minerais tardios que ocorrem principalmente no topazito e greisens e estão associados a possíveis processos supergênicos posteriores ao hidrotermalismo que atuou na Zona Geisenizada Principal. Os seguintes arseniatos já foram descritos: yanomamita (Botelho *et al.*, 1994), escorodita, beudantita, Y-agardita e arseniatos de Sn, K, Ba, Fe, Bi, Cu.

Além da importância econômica, o Maciço Mangabeira é de especial relevância mineralógica, por conter a única ocorrência de yanomamita do mundo (Botelho *et al.*, 1994), arseniatos raros e anomalias significativas em metais raros e elementos terras raras.

O presente trabalho apresenta novos dados de minerais raros e inéditos da Zona Greisenizada Principal e a descrição de possível fraipontita (Zn,Al)₃(Si,Al)₂O₅(OH)₄, mineral descrito pela primeira vez no Maciço Mangabeira.

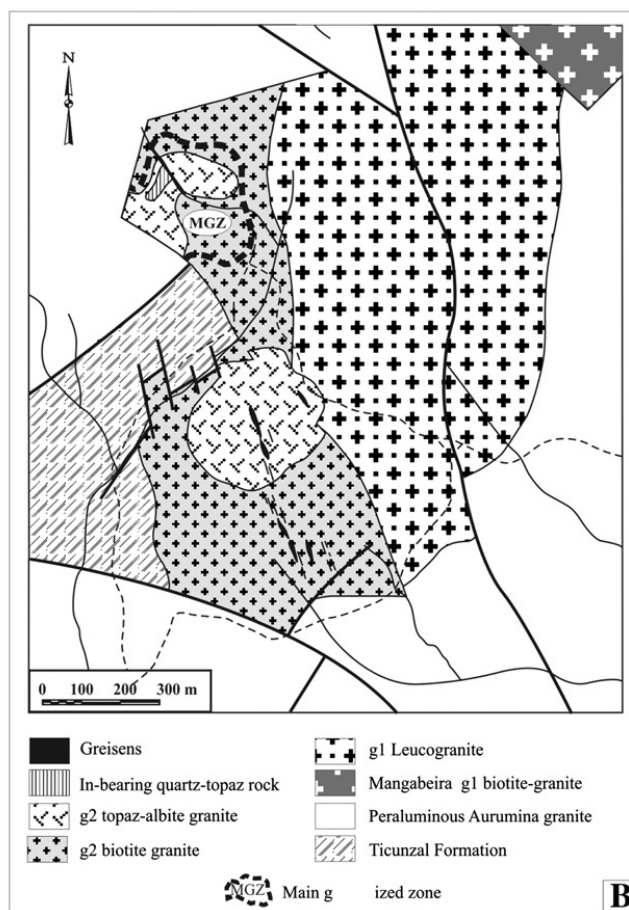


Figura 1 - Mapa geológico da região mineralizada do Maciço Mangabeira (Moura *et al.* 2014).

Materiais e Métodos

O presente estudo envolveu descrição petrográfica detalhada do topázio-albita granito, greisens e topazito, análise por EDS e WDS em microsonda eletrônica Jeol JXA-8230 e obtenção de imagens de elétrons retroespalhados em microscópio eletrônico de varredura Fei QUANTA-450, no Instituto de Geociências da UnB.

Resultados e Discussões

O silicato de Zn e Al aqui descrito ocorre no topázio-albita granito greisenizado e greisen, como grãos isolados ou, mais comumente, formando uma massa de material castanho, secundário, bordejando monazita. O mineral é anédrico ou acicular. Possui, em média, 46% de ZnO, 25% de SiO₂, 14% de Al₂O₃, 1,4% de MnO e 0,6% de FeO. Não foram identificadas quantidades significativas de outros elementos. Estimam-se 10 a 12% de H₂O. Os dados permitem classificar o mineral como provável fraipontita (Zn,Al)₃(Si,Al)₂O₅(OH)₄, filossilicato do grupo da serpentina descrito por Cesàro (1927).

O arseniato de bismuto ocorre no topazito, como grão de 50 μm incluso em quartzo e preenchendo fraturas do quartzo adjacente ao grão. Em microscópio de luz transmitida, é marrom muito escuro quase preto, de relevo alto. Apresenta composição muito variável, assim como a descrita em Moura *et al.* (2007). As análises do mineral mais puro contêm 47 a 58% de Bi₂O₃, 21 a 29 % de As₂O₅, 5 a 14 % de FeO(t), 0,6 a 2,0% de K₂O, 2,5 a 7% de SO₃, 0,6 a 1% de PbO, 0,7 a 0,8% de SnO₂ e 1,6 a 6,9% H₂O, valor estimado subtraindo 100% do valor total dos óxidos. O mineral possui composição que o aproxima de medenbachita (Bi₂Fe⁺³(Cu,Fe⁺³)(O,OH)₂(OH)₂(AsO₄)₂) (Krause *et al.*, 1996), ou do seu análogo neustadtelita

$(\text{Bi}_2\text{Fe}^{+3}(\text{Fe}^{+3},\text{Co})(\text{O},\text{OH})_2(\text{As}_2\text{O}_4)_2)$ (Krause *et al.*, 2002). Entretanto, difere quanto ao conteúdo de Cu e Co na sua composição. Considerando a ausência de Co no sistema e o fato de não ter sido encontrado Cu na análise realizada, é possível que o mineral de Bi identificado represente variação composicional de medenbachita ou seja um novo mineral.

O arseniato de estanho, amarelo a laranja em luz transmitida, anédrico, constitui massa de material mal cristalizado, comumente intercalado com escorodita. As análises de mineral mais puro forneceram 45-52% de SnO_2 , 18-22% de FeO , 15-19% de As_2O_5 e menos de 5% de In_2O_3 , CuO , PbO , ZnO , Al_2O_3 e K_2O , somados. Não existe mineral com essa composição descrito na literatura (Moura *et al.*, 2007). Os resultados sugerem mistura ou solução sólida entre escorodita e o arseniato de estanho. A hipótese de solução sólida deve-se à correlação muito boa obtida entre Fe^{2+} e $\text{Sn}+\text{In}+\text{Cu}+\text{Zn}$.

Conclusões

Novos dados petrográficos e de química mineral de amostras do topazito, greisens e granitos greisenizados do Maciço granítico Mangabeira revelaram a presença de provável fraipontita, descrita pela primeira vez no Maciço, e de arseniato de bismuto com composição semelhante à da neustadtelite e medenbachita. Novas análises do ainda inédito arseniato de estanho sugerem possível solução sólida entre o mineral e escorodita. Os resultados obtidos reforçam a complexidade e raridade da mineralogia da área mineralizada do Maciço Mangabeira e necessitam ser complementados com dados de difração de raios-x para obtenção de estrutura.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq, ao Instituto de Geociências da UnB, aos demais bolsistas de iniciação científica que trabalharam anteriormente na área, ao professor Nilson F. Botelho, pelos trabalhos anteriores e contribuição ao trabalho, e aos técnicos e colegas do Instituto de Geociências da UnB que ajudaram nas análises e interpretação dos dados.

Referências

- Botelho, N.F., Moura, M.A. 1998. Granite ore deposit relationships in central Brazil. *J. S. Am. Earth Science* 11, 427-438.
- Botelho, N.F., Roger, G., d'Yvoire, F., Moëlo, Y. & Volfinger, M. 1994. Yanomamite, $\text{InAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, a new indium mineral from topaz-bearing greisen in the Goiás Tin Province, Brazil. *Eur. J. Mineral.* 6, 245-254.
- Cesàro, G. 1927. Sur la fraipontite, silicate basique hydraté de zinc et d'aluminum. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 50, 106-110.
- Krause, W., Bernhardt, H.J., McCammon, C.A., Effenberger, H. 2002. Neustadtelite and cobaltneustadtelite, the Fe- and Co-analogues of medenbachite. *American Mineral.*, 87:726-738.
- Krause, W., Bernhardt, H. J., Gebert, W., Graetsch, H., Belendorff, K., Petitjean, K. (1996). Medenbachite, $\text{Bi}_2\text{Fe}(\text{Cu},\text{Fe})(\text{O},\text{OH})_2(\text{OH})_2(\text{AsO}_4)_2$, a new mineral species: Its description and crystal structure. *American Mineralogist*, 81 505-512.
- Moura, M.A. 1993. A Zona Greisenizada Principal do Maciço Estanífero Mangabeira (GO): geologia, petrologia e ocorrência de índio (In). M.Sc. thesis, Univ. of Brasilia, Brasília, Brazil.
- Moura, M.A., Botelho, N.F., Mendonça, F.C. 2007. The indium- rich sulfides and rare arsenates of the Sn-In mineralized Mangabeira A-type granite, Central Brazil. *Canadian Mineral.*, 45, 193 - 204.
- Moura, Márcia A. ; Botelho, Nilson Francisquini ; Olivo, Gema R.; Kyser, Kurt ; Pontes, Rodrigo M.. Genesis of the Proterozoic Mangabeira tin-indium mineralization, Central Brazil: Evidence from geology, petrology, fluid inclusion and stable isotope data. *Ore Geology Reviews*, v. 60, p. 36-49, 2014.

ANÁLISE PETROGRÁFICA E MICROESTRUTURAL DO COMPLEXO MIGMATÍTICO CRISTALÂNDIA DO PIAUÍ- PORÇÃO NORTE DA FAIXA RIO PRETO

Guimarães, R. P.¹; Silva, B. E. C.²; Santos, J. P.²

¹Departamento de Geologia–Universidade Federal do Oeste da Bahia, robertageologa@gmail.com; ²Departamento de Geologia–Universidade Federal do Oeste da Bahia.

Resumo

O Complexo Cristalândia do Piauí está localizado nas proximidades do município homônimo, a sul do estado do Piauí. É caracterizado neste trabalho por sete litologias: anfíbolitos, biotita gnaisses, hornblenda-epidoto gnaisses, biotita gnaisses com granada, moscovita-quartzo gnaisses, microclínio-quartzo gnaisses e gnaisse granadífero. O arcabouço deformacional indica deformação polifásica que ocorreu em três fases de deformação (D_n , D_{n+1} e D_{n+2}). A petrografia e a análise microestrutural sugerem que os eventos metamórficos foram processados em três fases deformacionais distintas, envolvendo: recristalização por abaulamento e reorganização dos minerais por afinidade química; mobilidade do limite do grão e recristalização por rotação de subgrão; e alteração hidrotermal.

Introdução

O Complexo Cristalândia do Piauí (CCP), geograficamente, localiza-se na porção sul do Estado do Piauí, nas redondezas do município homônimo. Este complexo faz parte do compartimento geotectônico da Faixa de Dobramentos Rio Preto e da Província Borborema (LIMA, 2010), sendo esse dobramento móvel brasileiro responsável pela delimitação da porção noroeste do Cráton São Francisco. As rochas arqueanas localizadas nas margens cratônicas, a exemplo do CCP, foram submetidas à deformação e metamorfismo, que varia de pouco intenso, em fácies xisto verde a completamente reestruturado em fácies anfíbolito (SCHOBENHAUS, 2003). No que se refere a deformação, Egydio-Silva (1987) estabelece quatro fases ao complexo: a primeira associada as dobras que possuem como foliação plano axial o bandamento gnáissico; a segunda fase refere-se a dobras fracamente inclinadas; a terceira fase a dobras semelhantes às últimas porém com atitudes distintas e a quarta fase de deformação que controla a clivagem de crenulação.

Materiais e Métodos

A pesquisa se desenvolveu inicialmente por meio de levantamento bibliográfico (onde foram consultados artigos, monografias, dissertações, teses, dentre outros textos científicos), dos trabalhos de campo (praticados com auxílio de bússola geológica, martelo petrográfico, lupa com aumento de 30x, dentre outros aparatos) e por fim o tratamento dos dados laboratoriais e de campo na universidade, sendo esse tramite estruturado em sete etapas: trabalhos preliminares (onde foi realizado o levantamento de informações); trabalho de campo (necessário para o levantamento de dados petrográficos e aquisição de atitude de estruturas deformacionais planares e lineares); análise petrográfica (desenvolvida por meio da descrição macro e microscópica de 16 lâminas delgadas); e integração dos dados (responsável pela organização e unificação das informações adquiridas nas etapas acima citadas).

Resultados e Discussão

No contexto geológico regional da área, de acordo com Egydio-Silva (1987) ocorrem ortognaisses e anfíbolitos no Complexo Cristalândia do Piauí (Arqueano), xistos limonitizados, filitos sericíticos grafitosos e filitos grafitosos na Formação Formosa, já na Formação Canabrinha ocorrem quartzitos, metassiltitos, metarenitos e metaconglomerados. Ambas as formações pertencem ao Grupo Rio Preto (Proterozóico Médio). Na área ainda são observados depósitos inconsolidados das Formações Cenozóicas e Coberturas Fanerozóicas. De acordo com Arcaño & Braz (1999), o CPP apresenta uma variedade extensa de litologias: moscovita-quartzo gnaisse, microclínio-quartzo gnaisse, gnaisse granadífero, biotita-moscovita gnaisse, biotita-quartzo-

microclína gnaïsse e intercalações de rochas metabásicas e metaultrabásicas. Ocorrem significativamente migmatitos, ortognaïsses cisalhados e ortognaïsses porfiroclásticos. Caxito (2010) reconheceu na área um segmento crustal de anfibolitos. Na área foram encontrados anfibolitos, bioita-gnaïsse, moscovita-quartzo gnaïsse, gnaïsses granadíferos, hornblenda-epidoto gnaïsse e microclínio-quartzo gnaïsse. Nos anfibolitos notaram-se feições estruturais de regime dúctil suplantado por feições de regime rúptil, representada por padrão de fraturamentos que também está impresso nas demais rochas do embasamento. O contexto estrutural dos biotita-gnaïsses apresenta deformação dúctil intensa. São observados cinco padrões de dobramentos e foliação do tipo bandamento composicional. Nos gnaïsses granadíferos observa-se feições dúcteis, onde a foliação S_n é submetida a um suave dobramento, gerando S_{n+1} marcada pela diferença dos flancos, com direções entre N68/12NW e N110/24NE (notação *strike dip*), nota-se estiramento mineral marcado pelos minerais de granada, com direção N057/34 e N056/48. Na análise petrográfica dos anfibolitos e dos hornblenda epidoto gnaïsse foram observadas três paragênese que evidenciam retrometamorfismo associado a hidrotermalismo, partindo da fácies anfibolito à fácies xisto verde, sendo elas: hornblenda-labradorita, hornblenda-epidoto-labradorita e clorita-epidoto-actinolita. Os biotita gnaïsse foram submetidos a metamorfismo de grau fraco, evidenciado pela paragênese quartzo-moscovita-labradorita, e alteração hidrotermal com processos de moscovitização e saussuritização. As associações mineralógicas observadas nos biotita gnaïsse com granada compõem paragênese metamórficas de fácies anfibolito baixo à médio e xisto verde expressas respectivamente por: quartzo-biotita-granada-plagioclásio, epidoto-biotita-plagioclásio/epidoto-moscovita-biotita. Devido a presença de fluidos é válida a reação $k\text{-felds} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O} = \text{mosc} + \text{quartzo}$ para os moscovita quartzo gnaïsse, indicando baixo grau metamórfico. Nos microclínio-quartzo gnaïsse atuam processos de exsolução, com pertita indicando pulso tardi-magmático monzogranítico instalado no complexo. A análise microestrutural possibilitou identificar três mecanismos de deformação: plasticidade cristalina, transferência de massa por difusão e fraturamentos. Nos biotita gnaïsse, biotita gnaïsse com granada, moscovita-quartzo gnaïsse e microclínio-quartzo gnaïsse, são observados processos de recristalização por rotação de subgrão, bem como processos de recuperação que proporcionam a formação de um novo grão maior com extinção ondulante (nos cristais de quartzo). Microscopicamente a primeira fase deformacional (D_n) marcada pelo bandamento composicional (S_n) pode ser notada, devido a recristalização em mais baixas temperaturas e pressões que estão associadas ao primeiro evento metamórfico. A segunda fase deformacional (D_{n+1}) é responsável pela geração de dobramentos da foliação (S_n) desenvolvendo clivagens de crenulação, que exibem cinemática dextral, evidenciada pela rotação de cristais de granada e pelos *fishes* de plagioclásio e epidoto. A atuação conjunta dos processos de recristalização e transformações metamórficas se expressam devido o segundo evento metamórfico associado a D_{n+1} . A última fase deformacional (D_{n+2}) está relacionada aos fraturamentos (falhas e diaclases) que são observados principalmente em cristais de quartzo e plagioclásio e de forma restrita em cristais de biotita. O preenchimento mineral que ocorre nestas fraturas está condicionado ao terceiro evento metamórfico (associado a fluidos hidrotermais) iniciado em D_{n+1} , perdurando até a fase D_{n+2} .

Conclusões

O Complexo Cristalândia do Piauí registra a evoluçã de um magmatismo granodiorítico a tonalítico, com um possível pulso magmático tardio monzogranítico que aparece de forma restrita na porçã sul da área de pesquisa. É importante ressaltar o aparecimento de lascas anfibolíticas provindos de magmas toleíticos. Com base nas informações obtidas, as rochas do complexo foram classificadas em sete litologias: anfibolitos, biotita gnaïsses, hornblenda-epidoto gnaïsse, biotita gnaïsse com granada, moscovita-quartzo gnaïsse, microclínio-quartzo gnaïsse e gnaïsse granadíferos (este ultimo analisado apenas macroscopicamente, devido o grau de alteraçã). As paragênese hornblenda-labradorita e clorita-epidoto-actinolita evidenciam a atuaçã na rocha da fácies anfibolito e xisto-verde respectivamente, indicando processo de retrometamorfismo. O contexto microestrutural apontou deformaçã polifásica às rochas do complexo a partir de três

mecanismos de deformação (recristalização por abaulamento, mobilidade do limite do grão e recristalização por rotação de subgrão, e alteração hidrotermal) influenciados pelo nível crustal, três fases deformacionais (D_n , D_{n+1} e D_{n+2}) subordinadas a três eventos metamórficos.

Agradecimentos

Este trabalho foi realizado com o auxílio indispensável do Centro das Ciências Exatas e das Tecnologias da Universidade Federal do Oeste da Bahia (UFOB), o qual disponibilizou o laboratório 10 de mineralogia óptica e petrologia para a descrição das sete lâminas utilizadas. As lâminas por sua vez, ficaram prontas com o auxílio do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, portanto os sinceros agradecimentos às instituições supracitadas.

Referências

- Arcanjo, J. B. A.; Braz, P. A. Programa Levantamentos Geológicos Básicos Do Brasil. Curimatá. Folha Sc.23-Z-A. Corrente. Folha Sc.23-Y-B (Parcial) E Xique-Xique. Folha Sc.23-Z-B (Parcial).: Estados Da Bahia E Do Piauí. Escala 1:250.000.. Brasília: Serviço Geológico Do Brasil (Cprm), 1999.
- Caxito F.A. *Evolução Tectônica Da Faixa Rio Preto, Noroeste Da Bahia / Sul Do Piauí*. 2010. Ms Dissertation, Instituto De Geociências, Universidade Federal De Minas Gerais, Belo Horizonte, 151p.
- Egydio-Silva M. *O Sistema De Dobramentos Rio Preto E Suas Relações Com O Cráton São Francisco*. 1987. Ms Thesis, Instituto De Geociências, Universidade De São Paulo, São Paulo, 95p.
- Lima, M. I. C. Geodiversidade Do Estado Do Piauí Programa Geologia Do Brasil Levantamento Da Geodiversidade. Cprm - Serviço Geológico Do Brasil, 2010.
- Schobbenhaus C., Neves B. B. B. A Geologia Do Brasil No Contexto Da Plataforma Sul-Americana. Geologia Tectônica E Recursos Minerais Do Brasil. Serviço Geológico Do Brasil (Cprm), Brasília, 2003.

CLORITAS DOS GREENSTONE BELTS FAINA E SERRA DE SANTA RITA (GOIÁS, BRASIL)

SILVA, R.G.¹; GUIMARÃES, E.M.¹; BORGES, C.C.A.¹; SILVA, A.M.¹; TOLEDO, C.L.B.¹ GARNIER, J.¹

¹ Instituto de Geociências–Universidade de Brasília, Brasília-DF, 70910-900
raquelguimaraes123@gmail.com

Resumo

Os *Greenstone Belts* de Faina e Serra de Santa Rita estão situados na porção sudeste do Bloco Arqueano de Goiás, localizado na da Faixa de Dobramentos Brasília, na porção leste da Província Estrutural do Tocantins. São constituídos por termos máficos a ultramáficos (metabasaltos e metakomatiitos) sobrepostos por uma sequência metassedimentar (ortoquartzitos, metapelitos, xistos carbonosos, mármore e formações ferríferas); todos submetidos a metamorfismo de baixo grau (Resende *et al.* (1998)). Estes *greenstones* estão limitados a norte e a sul pelos complexos granito-gnaissicos Caiçara e Uvã, respectivamente; a oeste, se limitam pela Zona de Cisalhamento Moiporã-Novo Brasil e a leste por uma melange ofiolítica e rochas do Grupo Araxá (Resende *et al.* (1998); Pimentel *et al.* (2004)). Diferentes litotipos foram sobrepostos devido à ação de falhas regionais e empurrões, o que dificultou a compreensão estratigráfica da região e o estudo de correlação litológica. O presente trabalho tem por objetivo comparar as composições e estruturas de cloritas provenientes de rochas máficas, ultramáficas e sedimentares dos *Greenstone Belts* em questão. A análise das diferentes feições destes minerais e a correlação com seu litotipo poderá então contribuir para um melhor entendimento estratigráfico de zonas tectonicamente deformadas. O estudo das cloritas vem sendo realizado por meio de análises petrográficas, por geoquímica, difração de raios-x (XRD) e microsonda (EPMA) nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Introdução

O Bloco Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás é representado por um fragmento alóctone de crosta arqueana a paleoproterozóica compreendido em sua maioria por complexos granitos-gnaisses, uma cobertura proterozóica dobrada e metamorfizada, além de complexos acamadados máfico-ultramáficos associados a sequências vulcano-sedimentares (Valeriano *et al.*, 2004; Jost *et al.*, 2014; Pimentel *et al.*, 2004; Jost *et al.*, 2013). Os complexos granitos-gnaisses do Bloco são compostos por ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e raramente graníticos e foram denominados Anta, Caimar, Moquém, Hidrolina, Uvã e Caiçara. Os cinco *greenstone belts* do bloco são: Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás a norte, Faina e Serra de Santa Rita a sul.

Os *greenstone belts* de Faina e Santa Rita têm direção N60W e estão justapostos devido à Falha de Faina, dextral, de direção N30E. São limitados a norte pelo Complexo Caiçara e a sul pelo Complexo Uvã (Jost *et al.*, 2014). O complexo Caiçara é composto por gnaisses tonalíticos a granodioríticos, com fácies porfirítica, injeções pegmatíticas e intrusões máficas. Já o Uvã, é compreendido basicamente por gnaisses tonalíticos e granodioríticos bandados e metadioritos além de pequenos corpos tabulares foliados de gnaisses não bandados (Jost *et al.*, 2005; Jost *et al.*, 2014). Os gnaisses do complexo sobrepõem os *greenstones* de Faina e Serra de Santa Rita devido a uma falha de empurrão N70W (Jost *et al.*, 2005).

Os *greenstone belts* de Faina e Santa Rita apresentam componentes máficos e ultramáficos semelhantes, denominados Grupo Santa Rita, constituídos por metakomatiitos inferiores (Formação Manuel Leocadió) e metabasaltos intermediários (Formação Digo-Digo). Sobreposta ao Grupo, a sequência metassedimentar difere dentre os dois *greenstones* em litologia, ambiente deposicional e evolução (Teixeira (1981), in Jost *et al.*, 2014; Resende *et al.* (1998)). A sequência metassedimentar de Faina, Grupo Furna Rica, repousa em discordância com rochas metabasálticas da Formação Digo-Digo. O Grupo é interpretado proveniente de ambiente plataformal, com dois ciclos

transgressivos de profundidade crescente (Resende *et al.* 1998). No greenstone belt de Santa Rita, o pacote metassedimentar, denominado Grupo Fazenda Paraíso, sobrepõe rochas metapiroclásticas félsicas da Formação Digo-Digo, ausentes em Faina. O ambiente deposicional do Grupo foi interpretado como profundo, com progressão para marinho raso segundo Resende *et al.*, 1998.

Tentou-se então, correlacionar os litotipos dos greentones estudados com a composição química e cristalográfica de cloritas, com o objetivo de identificar características ímpares dentre os minerais das diferentes rochas. Buscou-se observar algum padrão exclusivo de cada litotipo, para que se possa atribuir mais facilmente a petrografia das rochas da região à uma posição na coluna estratigráfica.

Materiais e Métodos

Este estudo se deu em cinco etapas distintas: análise bibliográfica, análise petrográfica, química, análise por microsonda eletrônica e por raios-x. Foram analisados quatro litotipos diferentes provenientes da região estudada: cloritito (TF-I-099), metamáfica (TF-XII-178), metaultramáfico (TF-komatiito) e por fim, metassedimentar (TF-VI-043).

A primeira etapa envolveu leitura de artigos relacionados à geologia da região do Bloco Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás, dos greenstone belts em questão. Para a análise de dados anteriores, recorreu-se aos dados de raios-x e de geoquímica gerados pelos alunos envolvidos no Trabalho Final de Geologia da Universidade de Brasília do ano de 2014, do Projeto Faina-Goiás.

A segunda etapa envolveu estudo petrográfico de lâminas do cloritito, de um xisto máfico, de um metakomatiito e de um xisto de protólito sedimentar em microscópio de luz polarizada, no Instituto de Geociências da UnB, com o intuito de reconhecer as propriedades ópticas da paragênese mineral e para identificação de cloritas, foco deste trabalho. As lâminas foram fotografadas por câmera acoplada ao microscópio e assim pôde-se registrar precisamente a seção observada no momento da descrição, facilitando a confecção de desenhos esquemáticos.

As análises por microsonda foram realizadas com o equipamento JEOL JXA-8230, sob voltagem de 15kV, corrente de 1,5 mA, tempo de contagem de 10 a 20 segundos, com foco de 1 µm. As lâminas foram metalizadas com grafite, para aumentar o contraste das imagens e evitar o acúmulo de campos estáticos nas amostras; seções a serem analisadas foram remarcadas para maior facilidade de localização destas. A localização dos minerais para análise tanto por EDS quanto por WDS se deu com o auxílio das fotografias realizadas na etapa anterior. Pela análise quantitativa por WDS, foram analisados os óxidos: Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Cr, Ni, Ca, Na e K; assumiu-se o ferro como Fe²⁺. Os resultados, em percentagem por peso de óxido, foram rearranjados para a fórmula estrutural da clorita, considerando-se o total de 56 cargas negativas.

As difrações de raio-X sobre rochas totais e frações argilas foram feitas com aparelho Rigaku Ultima IV, com tubo de Cu e filtro de Ni sob voltagem de 35 kV e corrente de 15 mA, à velocidade de 2°/min e ângulo 2θ entre 2 e 80°. A interpretação dos difratogramas se deu com o auxílio do *software* MDI JADE 9.4.

Resultados e Discussão

A análise por microsonda mostra cloritas típicas, com total de álcalis menor que 0,01 e valores de Si entre 5,2 e 5,7. A soma dos íons dos octaedros em torno de 12 indica conteúdo de Al constante entre 2,2 e 2,8. A natureza magnesiana da clorita do cloritito é confirmada pelos valores de Mg maiores que 8 e de Fe menores que 2, com razão Fe/(Fe+Mg) em torno de 0,17. Já no metapelito, a clorita apresenta valores de Mg e Fe menores que 4 e maiores que 5, respectivamente, com Fe/(Fe+Mg) maior que 0,55. Este resultado está próximo da razão Fe/(Fe+Mg) em torno de 0,49 encontrada por Resende *et al.* 1998? em cloritas dos metapelitos da formação Serra de São José do greenstone de Serra de Santa Rita.

A clorita do metabasalto é levemente magnesianas, com Fe/(Fe+Mg) em torno de 0,3. Os resultados obtidos em DRX da fração total de rochas indicaram diferentes associações minerais dentre as rochas analisadas. Na amostra de cloritito, observou-se totalidade de clorita; no metabasalto, observou-se clorita, albita, actinolita e quartzo; no metakomatiito, observou-se clorita, talco e magnetita; por fim, na rocha metassedimentar, foram observados clorita, muscovita e quartzo. Os difratogramas mostram reflexões bem definidas e simétricas em torno de $d \sim 14, 7, 4,7$ e $3,6$. A razão das intensidades (001) e (002) variam dentre as amostras, e confirmam que as cloritas das amostras do cloritito e do metapelito são as mais magnesianas e mais férricas, respectivamente; as cloritas do metabasalto e do metakomatiito apresentam composição intermediária.

Conclusões

Com esses resultados preliminares e de acordo com os difratogramas e análises de química mineral, pode-se estabelecer uma relação direta entre as intensidades de reflexão e a composição química de cloritas. Observou-se que a razão Fe/(Fe+Mg) das cloritas aumenta consideravelmente nos exemplares metassedimentares, em relação aos litotipos máficos e ultramáficos, com mais da metade do total Fe+Mg composto por Fe na amostra metassedimentar.

Pôde-se comparar também a análise da clorita de rocha metassedimentar com resultados previamente obtidos por Resende em outras rochas metassedimentares do greenstone belt de Faina. Segundo este autor, os minerais provenientes de metapelitos do primeiro ciclo sedimentar do greenstone belt apresentam razão Fe/(Fe+Mg) em torno de 0,27 enquanto que a razão daqueles provenientes do segundo ciclo sedimentar sobe para 0,49. Resende *et al.* 1998 ainda afirma que o pacote sedimentar do primeiro ciclo contém maior contribuição ultramáfica do que as rochas do segundo ciclo; estas contendo argilas interpretadas como provenientes de alteração de granitos potássicos e rochas máficas.

Estas observações podem ser úteis ao se identificar unidades estratigráficas em zonas tectonicamente deformadas e para melhor entender a geologia de Faina e Serra de Santa Rita.

Referências

- Jost, H.; Carvalho, M. J.; Rodrigues, V. G. & Martins, R. 2014. Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras: *Greenstone belts* de Goiás.
- Jost, H.; Chemale, F. Jr.; Fuck, R. A. & Dussin, I. A. 2013. Uvá Complex, The Oldest Orthogneisses of The Archean-Paleoproterozoic Terrane of Central Brazil. *Jornal of South American Earth Sciences*. 47: 201-212.
- Pimentel M. M.; Jost H. & Fuck R. A. 2004. O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Fávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, pp.: 356-368.
- Resende, M.G.; Jost, H.; Osborne, G.A. & Mol, A.G. (1998). Stratigraphy of the Goiás and Faina *greenstone belts*, Central Brazil: A new Proposal. *Revista Brasileira de Geociências*. 28 (1): 77-94.
- Valeriano, C. M.; Dardenne, M. A.; Fonseca, M. A.; Simões, L. S. A. & Seer, H.J. 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Fávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, pp.: 575-592.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS DIQUES MÁFICOS DAS REGIÕES DE PEIXOTO DE AZEVEDO, TERRA NOVA DO NORTE E NOVA SANTA HELENA - ESTADO DE MATO GROSSO

CORRÊA, A. S.¹; ESCALANTE, R. M. M.¹; IOCCA, S. R. S.¹; PRIMO, G. M. A.¹; ZINATO, V. H.¹; CORRÊA DA COSTA, P. C.²

¹Graduandos do Curso de Geologia – UFMT, alessandrascrr@gmail.com; ²Departamento de Recursos Minerais – UFMT, pccorrea.costa@hotmail.com

Resumo

Os diques máficos que ocorrem na porção norte do Estado de Mato Grosso, encontram-se inseridos tectonicamente no contexto do Cráton Amazônico e intrudem rochas graníticas e subvulcânicas das Províncias Rio Negro-Juruena e Ventuari-Tapajós segundo a proposta de Tassinari & Macambira, 2004. Os diques máficos possuem direção preferencial NE e NW e foram classificados, de acordo com a granulação em três grupos: Diabásio fino (primeiro grupo), fino à médio (segundo grupo) e médio à grosso (terceiro grupo). Apresentam texturas que variam de intergranular e ofítica à subofítica e são constituídos essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio. Os minerais acessórios são representados por anfibólio, minerais opacos, feldspato alcalino, biotita, apatita e sericita. Como principais processos de alteração têm-se argilização, uralitização e sericitização.

Introdução

O objetivo deste trabalho foi a caracterização geológica e petrográfica dos diques máficos que ocorrem a cerca de 700 km de Cuiabá, nas regiões de Peixoto de Azevedo, Terra Nova do Norte e Nova Santa Helena, porção norte de Mato Grosso, visando contribuir com o avanço da cartografia geológica e descrição desses corpos. Geotectonicamente, os diques estão inseridos na porção centro-sul do Cráton Amazônico, nos limites das Províncias Rio Negro-Juruena e Ventuari-Tapajós (e.g. Tassinari & Macambira, 2004) e abrange parcialmente a divisão proposta para Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), que é descrita na literatura pela presença de depósitos auríferos de grande importância (e.g. Souza *et al.*, 2005). Posteriormente, estudos geoquímicos serão realizados com o intuito de definir a composição e afinidade deste magmatismo.

Materiais e Métodos

Foram realizados trabalhos de campo para identificação dos modos de ocorrência e distribuição dos diques na região no qual houve a descrição dos afloramentos e coletas de amostras para confecção de lâminas e estudos geoquímicos.

A análise petrográfica tanto macroscópica e microscopicamente, teve como objetivo analisar e caracterizar os minerais presentes, os processos de alteração que atuaram e suas relações texturais, assim como, estruturas, formas e dimensões.

As amostras a partir das quais foram confeccionadas seções delgadas tiveram seu preparo no Laboratório de Laminação do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso.

As lâminas foram descritas em microscópio petrográfico binocular Olympus, modelo BX50, na Sala de Pesquisa do Departamento de Recursos Minerais da UFMT. Além disso, foram feitas fotomicrografias de seções delgadas com polarizadores cruzados e paralelos, usando uma câmera (modelo Lumenera's INFINITY2-2 digital CCD) acoplada ao microscópio.

Resultados e Discussão

Os trabalhos mostraram que os diques possuem espessuras que variam de 5 á 40 metros, seguindo uma direção alongada preferencialmente NE e variando localmente para NW, ocorrendo em forma de blocos bem arredondados e cristas que cortam as rochas encaixantes graníticas e subvulcânicas. Em relação aos aspectos macroscópicos e feições de campo, foram classificados como diabásio e possui coloração cinza escura, são bem preservados e tem estrutura maciça.

Macroscopicamente essas rochas são isotrópicas, melanocráticas escuras, faneríticas, podendo apresentar fenocristais de plagioclásio de 1 cm á 10 cm representados por formas variadas, desde arredondados até ripiformes. O magnetismo está presente em algumas amostras variando de leve a intenso devido a presença de magnetita.

Petrograficamente as rochas são inequigranulares, com granulação fina à grossa variando entre 0,5 à 4 mm. Foram identificadas três grupos de diques de acordo com o tamanho dos grãos: 1 – Diabásio fino, 2 – Diabásio fino à médio e 3- Diabásio médio à grosso.

Os diabásios finos do primeiro grupo apresentam mineralogia principal composta por cristais de plagioclásio com quantidade variando de 60 à 70% classificado pelo método Michel Levy como labradorita, clinopiroxênios (15 à 40%) do tipo augita que possuem variação de cor bege à castanho claro e hábito tabular. Sua mineralogia acessória é composta de minerais opacos de 3 à 7%, ortoclásio (5%) nos intercrescimento granofirico, ortopiroxênio identificado como sendo hiperestênio (2%) e apatita (2%). Como minerais secundários encontram-se clorita (5%), argilominerais (2%), biotita (2%), sericita (2%) e quartzo (1%). Os minerais em sua maioria apresentam textura variando de ofítica à subofítica e/ou intergranular e o processo de alteração mais comum é argilização que ocorre quando há substituição de feldspatos por argilominerais, porém também há ocorrência de sericitização, cloritização e uralitização.

Os diabásios médios do segundo grupo são compostos por augita (50 à 70%) e labradorita (15 à 45%). Ortoclásio (4%), minerais opacos (4%), argilominerais (4%) e biotita (3%) são minerais acessórios. Como minerais secundários tem-se anfibólio (5 à 25%) e sericita (2%). Apresentam textura subofítica e argilização, sericitização e avançada uralitização como processos de alteração.

Os diabásios de médio a grosso são constituídos por labradorita (45 à 70%), augita (15 à 45%) e hiperestênio (4 à 20%). Os acessórios são minerais opacos (2 à 15%), biotita (2 à 7%), argilominerais (1 à 4%) e apatita (2%). Epidoto (3%), sericita que se apresenta incolor em luz natural e relevo moderado (2%), rutilo (2%), clorita que foi reconhecida pela cor “azul de Berlim” característica (1%) e zircão (1%) caracterização a assembleia de minerais secundários. Foram observadas texturas ofítica à subofítica, intergranular, intercrescimento granofirico, pertítica, além da zonação de clinopiroxênios. Neste grupo encontra-se argilização, sericitização, cloritização e saussuritização.

Conclusões

Através do trabalho de campo e das descrições macroscópicas e microscópicas, pode-se individualizar os corpos máficos dos diques encontrados em três grupos, de acordo com a granulação, sendo: diabásio fino, diabásio fino à médio e diabásio médio à grosso, respectivamente.

Estudos geoquímicos encontram-se em andamento para melhor ilustrar e classificar o magmatismo máfico que ocorreu na região, bem como verificar comparações petrogenéticas e até metalogenéticas de outras regiões, já que a área de estudo está inserida numa grande província metalogenética.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Universidade Federal de Mato Grosso, em específico ao setor de transporte pela logística e ao Departamento de Recursos Minerais pela confecção das lâminas

petrográficas e pelo espaço físico, que foram indispensáveis para a realização deste trabalho e a FAPEMAT (Projeto 157057/2014) pelo apoio financeiro.

Referências

- Souza, J.P., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C. 2005. Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Brasília, CPRM, Relatório Integrado, 164 p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: *Geol. do Continente Sul-Americano: evol.. da obra de F. F. M. de Almeida*, p. 470-485.

ESTUDO PETROGRÁFICO DOS DIQUES MÁFICOS CÁLCIO-ALCALINOS DO NORTE DE MATO GROSSO

MASSUDA, A.J.¹; CORRÊA DA COSTA, P.C.², NASCIMENTO, K.O.¹

¹Graduanda do curso de geologia–UFMT, amanda.juliano027@gmail.com

²Departamento de Recursos Minerais–UFMT

Resumo

Os diques máficos apresentam orientação preferencial entre N40-70E, sendo encontrados em afloramentos como blocos rolados e em morrotes com 20-30m de largura e extensão variando de dezenas a quilômetros de comprimento. Ocorrem na porção norte do Estado de Mato Grosso e se encontram inseridos no contexto do Cráton Amazônico, intrudindo rochas da Suíte Intrusiva Matupá e fazem parte da província Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999). Os diques foram classificados de acordo com a granulação em dois grupos: diabásio fino e diabásio médio. Ambos apresentam texturas variando de intergranular, ofítica a subofítica e são constituídos primariamente por plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, apresentando, também, como produto de alteração, anfibólio, clorita, sericita, argilominerais e epidoto, além de acessórios como apatita, zircão e opacos.

Introdução

Os diques máficos estudados ocorrem na porção norte do estado de Mato Grosso, na região entre Nova Guarita e União do Norte - MT e encontram-se inseridos no contexto tectônico do Cráton Amazônico, na província Ventuari-Tapajós. Segundo Tassinari & Macambira (1999), o Cráton Amazônico está dividido com base em dados geocronológicos em seis províncias: a Província Amazônia Central (2,5 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,0), Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Província Sunsas (1,3-1,0 Ga). Este trabalho tem como objetivo principal a caracterização petrográfica dos diques máficos dessa região.

Materiais e Métodos

Nos trabalhos de campo, foi utilizados o mapa geológico do estado de Mato Grosso, elaborado, na escala 1:1000.000 (Lacerda Filho *et al.* 2004). A análise petrográfica microscópica, em 8 lâminas delgadas, teve como objetivo a descrição dos diques por meio do reconhecimento e caracterização dos minerais quanto suas texturas, estruturas, associações e dimensões.

As lâminas delgadas foram preparadas pelo Laboratório de Laminação do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso (DRM/UFMT). Estas lâminas foram descritas utilizando-se um microscópio petrográfico binocular Olympus, modelo BX41, na Sala de Pesquisa do Departamento de Recursos Minerais (DRM) da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT). Ademais, fotomicrografias de seções delgadas com polarizadores cruzados e paralelos foram retiradas através de uma câmera (modelo Infinity1) acoplada ao microscópio.

Resultados e Discussão

Através dos estudos petrográficos realizados, foi possível caracterizar os diques em função dos seus aspectos texturais e mineralógicos. Macroscopicamente apresentam características de rochas melanocráticas, com cor variando de verde escuro a cinza escuro e estrutura maciça. Observa-se a presença de sulfetos e leve atração magnética em certas amostras.

A análise petrográfica permitiu classificar as rochas como holocristalinas, faneríticas de granulação fina a média, variando entre 0,1 a 2,0mm. Essas rochas foram divididas em dois grupos, usando o tamanho dos minerais como critério: (1) diabásio fino e (2) diabásio médio.

O diabásio fino apresenta textura intergranular e microporfírica e composição mineralógica primária constituída de plagioclásio e clinopiroxênio, que estão em estágio avançado de alteração sendo, portanto, impossível a determinação da variedade do plagioclásio. Esses minerais sofreram processo de saussuritização, sericitização, uralitização, cloritização e argilização, resultando nos minerais secundários epidoto, sericita, anfibólio, clorita e argilominerais. Como acessório, encontra-se apatita e minerais opacos.

O plagioclásio (55%) é tabular, subédrico a anédrico, por vezes, se apresenta como fenocristais. Apresentam intenso processo de sericitização, saussuritização e argilização. O clinopiroxênio (20%) caracterizado como augita é anédrico, com cor bege, sem pleocroísmo e está substituído por anfibólio e clorita. O anfibólio (15%), variedade actinolita-tremolita, é verde, pleocróico em tons de bege e verde, fibroso e anédrico. Os opacos (10%) são subédricos a euédricos, de hábito cúbico, indicando, possivelmente, a presença de magnetita, devido a atração magnética, e pirita.

O diabásio de granulação média, hipidiomórfico, inequigranular, possui textura intergranular e ofítica a subofítica (figuras A e B). Sua mineralogia é composta essencialmente de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio, possuindo também, como resultado de alteração, anfibólio, epidoto, sericita, argilominerais e quartzo. Como acessórios são encontrados apatita, opacos e raros grãos de zircão.

O plagioclásio (60%), identificado como andesina, é incolor, tabular a ripiforme, subédrico a euédrico, com macla albita. Alguns cristais apresentam, zonação e intercrescimento mirmequítico (inferior a 1% da lâmina). Estão alterados por sericitização, saussuritização, cloritização e argilização. O piroxênio (20%), dos grupos clinopiroxênio e ortopiroxênio, é representado, respectivamente, por augita e enstatita, e são beges, sem pleocroísmo, prismático, subédrico a anédrico. O anfibólio (15%), da série actinolita-tremolita, se encontra nas bordas de reação do piroxênio e nos interstícios entre os cristais. É fibroso, anédrico, verde, levemente pleocróico em tons verdes e castanhos. Os cristais de zircão, assim como os de apatita, se encontram inclusos no plagioclásio.

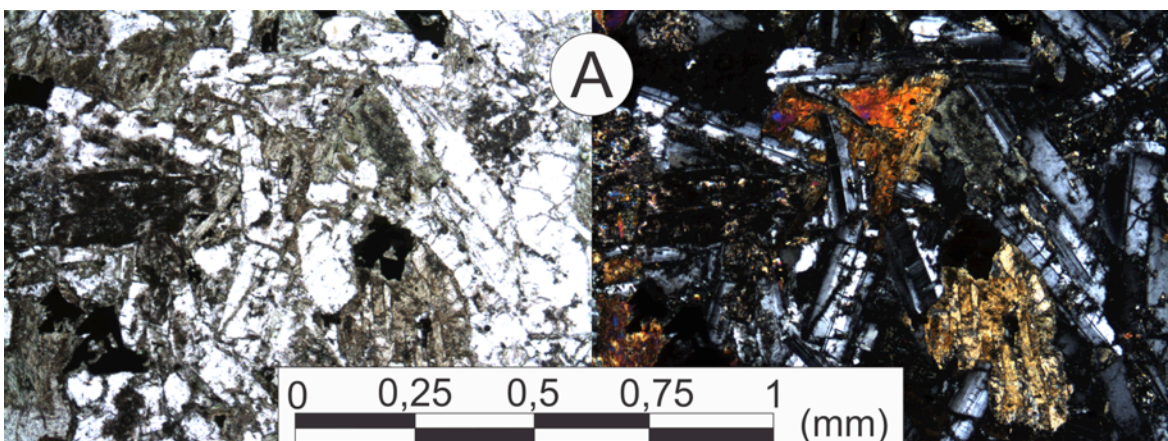


Figura 1 - Textura subofítica. Polarizadores paralelos e cruzados.

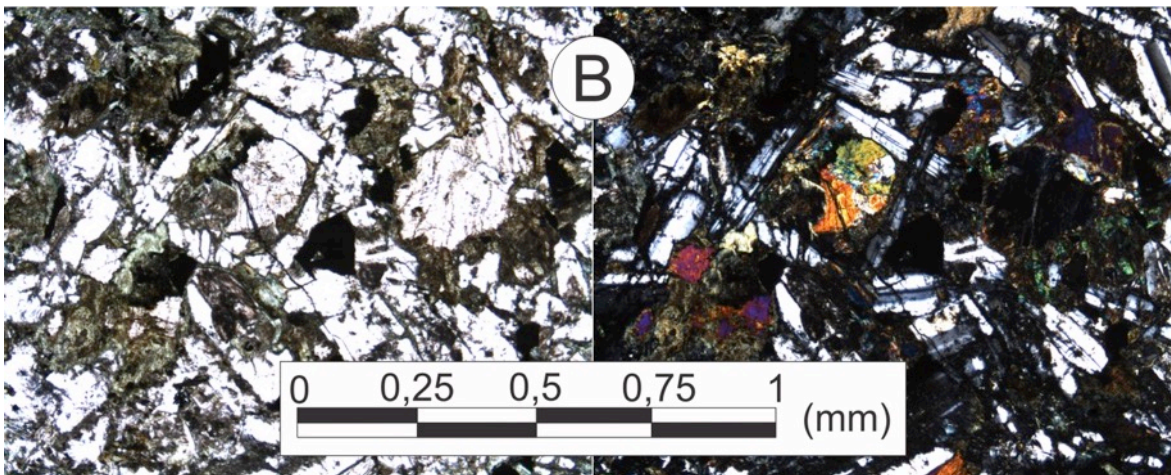


Figura 2 - Textura intergranular. Polarizadores paralelos e cruzados.

Conclusões

Os trabalhos de campo possibilitaram a identificação de ocorrências de diques, que registram um episódio tectônico extensional, de relevante importância para geotectônica e, possivelmente, metalogenética. Por meio de análises petrográficas, foi possível classificar os diques máficos como diabásio e deduzir sua alteração por hidrotermalismo em função de sua mineralogia secundária. Esses diques foram divididos em duas variedades petrográficas utilizando como critério suas texturas. Estudos geoquímicos estão sendo realizados com a finalidade de classificar este magmatismo máfico, bem como verificar suas relações petrogenéticas com outras regiões estudadas.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao setor de transporte da UFMT pelo apoio logístico e a FAPEMAT (Proj. 157057/2014) pelo apoio financeiro e ao Grupo de Pesquisa Magmato.

Referências

- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, v. 22 (3): 174-182.
- Lacerda Filho, J. V. 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*. Goiânia: CPRM, 2004. 200p.

CARACTERIZAÇÃO METAMÓRFICA DAS ROCHAS DO GRUPO CUIABÁ NO GARIMPO DO ABDALA, NA BAIXADA CUIABANA - MT

SILVA, D. A.¹; SILVA, C. H.²; COSTA, A. C. D.²

¹Pós-Graduação em Geociência – UFMT, daianneamorim66@hotmail.com; ²Departamento de Geologia Geral (DGG) – UFMT, chsilva@ufmt.br; ²Departamento de Geologia Geral (DGG) – UFMT, acdcosta@ufmt.br

Resumo

A área de estudo está localizada na zona interna da Faixa Paraguai, marcada pelo Grupo Cuiabá, destacando-se a caracterização metamórfica, tendo a caracterização petrográfica macroscópica e microscópica dos litotipos da área. Contudo se assemelhando-se ao metamorfismo Barroviano, na fácies xisto verde com associação na zona da biotita.

Introdução

A zona interna da Faixa Paraguai é marcada predominantemente pelas rochas do Grupo Cuiabá que é composto por rochas dobradas e metamorfizadas, com presença de intrusões graníticas. O metamorfismo das rochas do Grupo Cuiabá ainda é um assunto pouco estudado. Está sendo desenvolvido um projeto de pesquisa que visa estudar o padrão metamórfico das rochas do Grupo Cuiabá na região da Baixada Cuiabana. O presente trabalho tem por objetivo apresentar os resultados preliminares deste estudo em uma das áreas estudadas o Garimpo do Abdala. Situado a aproximadamente 20 km a SW de Cuiabá - MT.

Materiais e Métodos

Os trabalhos tiveram início com realização de trabalho de campo onde foram mapeadas as principais litologias e estruturas presentes no Garimpo do Abdala. Foram coletadas amostras dos principais litotipos para estudos laboratoriais. Em laboratório foi realizado estudo petrográfico macroscópico a partir do qual foram selecionadas doze amostras para confecção de lamina delgada. As lâminas delgadas foram analisadas em microscópio ótico binocular, no Laboratório de Microscopia do Departamento de Recursos Minerais (ICET-UFMT) com o intuito a caracterização petrográfica dos litotipos da área estudada.

Resultados e Discussão

Geologicamente a área do Garimpo do Abdala situa-se na subunidade 3 de Luz *et al.* (1980), constituída por um conjunto de metassedimentos que incluem filitos, metarenitos, metamarga e metadiamicititos. Podem ser separadas em dois conjuntos litológicos distintos: O primeiro é composto por filitos intercalados a metarenitos e metacalcários. Os filitos geralmente possuem coloração verde-clara a verde-escura, alterando-se para cores avemelhadas, sendo basicamente compostos por mica branca, quartzo, carbonato, biotita e clorita. Os metacalcários tem cores que variam entre branca e cinza-claro, apresentam-se como uma rocha de granulação composta basicamente por carbonato, quartzo, minerais opacos, e mica branca. O segundo conjunto litológico é composto por metadiamicititos que se apresentam em tons esverdeados de claros a escuros. Mostram um acamamento proeminente, composto por lâminas de aproximadamente 10 cm. A composição dos clastos é diversa, ocorrendo quartzo, feldspato, rochas graníticas, quartzito, rochas básicas e filitos. A granulação varia de grânulo a matacão. Os seixos mostram um suave alongamento subparalelo aos eixos das dobras. A matriz é composta basicamente por filossilicatos, principalmente mica branca e algumas vezes de biotita, e por quartzo.

Microscopicamente os metarenitos apresentam uma matriz de média a fina, inequigranular, com grãos anédricos a subédricos e textura granoblástica. São constituídos essencialmente por quartzo, mica branca, biotita; tendo turmalina e opacos como minerais acessórios, além de carbonato e a clorita como mineral de alteração. O quartzo é o mineral mais abundante e está representando 50% da rocha, e são encontrados em formas de grãos anédricos com extinção ondulante, de granulação fina, variando entre 0,2 a 0,1 mm. A mica branca representa 25%, ocorrem em forma de palhetas alongadas, com dimensões que variam entre 1,0 a 4,0mm, de forma dispersa na matriz. Este mineral marca a clivagem de ardosiana, a principal estrutura presente na rocha. A biotita representa 15% desta rocha, ocorre com o pleocroísmo amarelo-claro a verde-escuro, em forma lamelares e palhetas anédricas, de dimensões entre 0,2 a 1,0mm. Ocorre associadas a mica branca e aos minerais opacos. Os minerais opacos representam 4% dessas rochas, e são encontrados em grãos subédricos e anédricos, de dimensões entre 0,2 a 0,9 mm. A turmalina representa 1% dessa rocha e são encontrados de forma dispersas e raros, grãos euédricos e subédricos. Estão associadas a mica branca. O carbonato ocorre em forma de cimentação para a matriz.

A metamarga apresenta uma textura granoblástica, inequigranular, com uma matriz fina a média, com grãos subédricos a anédricos, constituída essencialmente por quartzo, mica branca, carbonato e biotita. Como mineral acessório ocorre os opacos, e como alteração ocorre os argilo-minerais e clorita. O quartzo representam 35% desta rocha, e são encontradas em formas de grãos anédricos com extinção ondulante, com granulação variando entre 0,6 a 1,2mm. A mica branca representam 15% desta rocha, e são encontrados em formas lamelares e palhetas alongadas, com dimensões de 0,8 a 2 mm, marcando a clivagem ardosiana presente na rocha. Os carbonatos representam 30% desta rocha, ocorre preenchendo fraturas ou dispersos na rocha, ocorre como grãos subédricos e anédricos, com dimensões de 0,8 a 2,0mm. Em algumas seções ocorre com duas direções de clivagem. Associa-se também a cimentação da matriz. A biotita representa 10% da rocha, ocorre na forma de palhetas, com grãos subédricos a anédricos, com pleocroísmo verde-claro a marrom, e dimensões entre 0,6 a 1,0mm. Encontram dispersos por toda a amostra, em geral associada a mica branca. Os minerais opacos representam 6% dessa rocha. Apresentam-se anédricos, com dimensões entre 0,8 a 1,5mm. Em geral estão associados aos carbonatos. A clorita é rara, quando presente ocorre na forma de palhetas, com pleocroísmo verde-claro. Está associada a biotita, em geral em suas bordas sendo produto de sua alteração. Os argilos-minerais estão associados a matriz pela alteração turva em algumas seções.

Os metadiamicrito são marcados por uma matriz fina a muito fina rica em filossilicatos, com textura lepidoblástica. Imersa nessa matriz são observados clastos alongado de quartzo, filito e fragmento de rocha. A matriz é composta essencialmente por mica branca, quartzo e biotita. Como minerais acessórios são observados turmalina, epidoto e opacos. Como minerais de alteração ocorrem argilo-minerais e clorita. A mica branca definem uma clivagem ardosiana proeminente e em algumas seções clivagem de crenulação. A mica branca representa 50% da rocha, sendo o mineral predominante na matriz. Apresenta-se como palhetas com hábito lamelar, definido a clivagem ardosiana presente na rocha e em algumas seções a clivagem de crenulação. O quartzo representa 15% da rocha, ocorre em cristais anédricos, alongados, com extinção ondulante. Em algumas seções apresenta indícios de recristalização. A biotita representa cerca de 10% desta rocha, se encontra de forma anédricas, ocorre pleocroísmo amarelo-claro a verde-escuro, com dimensões de 0,2 a 0,8mm, que se dispõem junto com a matriz filossilicática. Turmalina representa 5%, encontra-se de forma tabular a lamelar, com grãos subédricos a anédricos, com dimensões entre 0,2 a 0,6mm. O epidoto é raro, ocorre disperso na matriz em grãos anédricos. Os minerais opacos representam 2%, e são encontrados em grão anédricos, com dimensões de 0,2mm, dispersos na matriz. A clorita é rara, e se apresenta de forma de palhetas, entre verde-claro a verde-escuro, e está associada a alteração da biotita. Nas laminas estudadas os clastos mais comuns são de quartzo, filito e fragmento de rochas. Ocorrem dispersos, com dimensões variando entre 0,8 a 5,0mm, alguns apresentam indícios de recristalização e maioria sombria de pressão.

Conclusões

As rochas encontradas na área de estudo se assemelham com as rochas que são encontrados na zona barroviaiana do Highlands da Escócia. Que são definidas como da fácies xisto verde, onde são associadas à zona da biotita, podendo formar tanto pela reação entre feldspato K + clorita → biotita + muscovita + quartzo + H₂O; ou em temperatura mais elevadas pela reação fengita + clorita → biotita + muscovita pobre em fengita + quartzo + H₂O. Sendo a associação típica da biotita (biotita + clorita + muscovita fengítica + quartzo + albita ± calcita). Tanto a zona da clorita como a a granada, não se encaixam para caracterização da área estudada; sendo a zona da clorita ocorre associação: clorita + muscovita fengítica + quartzo + albita ± calcita ± estilpnomelano ± paragonita, com predominância em clorita e muscovita fengítica; e a zona da granada ocorre associação típica: granada + biotita + clorita + muscovita + quartzo + albita + epidoto, com predominância na granada. Essas associações que são típicas da fácies xisto verde podem ocorrer caso o aquecimento ocorram em condições onde a pressão pode ser mais alta ou mais baixa, onde se atinge temperaturas mais elevadas, dentro da zona barroviaiana.

Agradecimentos

Agradeço ao Programa de Pós Graduação em Geociências – UFMT (Universidade Federal de Mato Grosso).

Referências

- Almeida, F. F. M. 1984. Província Tocantins – setor sudoeste. In Almeida, F.F.M. & Hasui, Y.; (eds). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Ed. Bluncher. P 265-281.
- Alvarenga C.J.S. & Trompetti, R., 1993. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A Estruturação da Região de Cuiabá. Revista Brasileira de Geociências, 23(1): 18-30.
- Barbosa, E. S., & Geraldés, M. C. 2004. Mapeamento Litoestrutural da Sinclinal da Guia, Grupo Cuiabá – Faixa Paraguai-MT (Dados preliminares). XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá-MG.
- Silva, C. H., 1999. Caracterização Estrutural de Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, Baixada Cuiabana (MT). Dissertação de Mestrado. Rio Claro, UNESP.
- Silva, C. H.; Simões, L. S. A.; Ruiz, A. S.; 2002. Caracterização Estrutural dos Veios Auríferos na Região de Cuiabá, MT. Revista Brasileira de Geociências, v.32, n. 4, p. 421-431.

PETROGRAFIA PRELIMINAR DO GRANITO SÃO FRANCISCO- ARCO MAGMÁTICO AMOGUIJÁ- TERRENO RIO APA- SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

VENANCIO, D.A.F.^{1,2}; SOUZA, C.D.S.^{1,2,3}; SOUSA, M.Z.A.^{1,2,3,5}; RUIZ, A.S.^{1,2,3,4}

¹Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), augustofeitosavenancio@gmail.com;

²Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé;

³Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFMT;

⁴Departamento de Geologia Geral – UFMT;

⁵Departamento de Recursos Minerais – UFMT.

Resumo

O Granito São Francisco constitui o alto topográfico da serra homônima, município de Porto Murtinho (MS), no Terreno Rio Apa, sul do Cráton Amazônico. Constitui um batólito de aproximadamente 1000 km², alongado NS, pertencente à Suíte Intrusiva Alumiador tendo contato intrusivo com a Formação Serra da Bocaina e recoberto pelos sedimentos da Formação Pantanal. É formado por rochas fracamente orientadas a foliadas quando milonitizadas, onde duas fácies petrográficas foram identificadas Biotita- Monzo a Sienogranito e Álcali-Feldspato Granito Gráfico. A primeira caracteriza-se por textura hipidiomórfica média e a última diferencia-se pela textura porfirítica, inequigranular hipidiomórfica a xenomórfica, média a fina, predominando intercrescimentos micrográficos e microgranofíricos.

Introdução

O Granito São Francisco (GSF) configura a serra homônima, no município de Porto Murtinho (MS), no Terreno Rio Apa, sul do Cráton Amazônico. Esse resumo compreende os resultados do mapeamento geológico na escala 1: 100.000 desta área do Terreno Rio Apa, sul do Cráton Amazônico.

O Terreno Rio Apa corresponde à porção mais meridional do Cráton Amazônico e consiste num fragmento de margem continental ativa que foi subsequentemente deformado e metamorfozido num evento colisional em 1310-1270 Ma (Lacerda Filho *et al.*, 2006; Cordani *et al.* 2010a). Considerando as idades modelo Sm-Nd, Cordani *et al.* (2010) apresentam para este terreno dois domínios: blocos Oriental e Ocidental que têm uma correlação tectônica, mas histórias evolutivas distintas. O Arco Magmático Amoguijá está inserido, segundo estes autores, no Bloco Ocidental sendo formado pelas rochas vulcânicas da Formação Serra da Bocaina (Brittes *et al.* 2013) e plutônicas da Suíte Intrusiva Alumiador (Araújo *et al.* 1981), termos adotados neste trabalho. Esta última unidade, denominada Granito Alumiador (Lacerda Filho *et al.* 2006) é composta por granodioritos, magnetita-biotita sienogranitos, sienogranitos granofíricos e granófiros.

Resultados e Discussão

O GSF é um batólito alongado de dimensões aproximadamente 1000 km², fracamente anisotrópico e tornando-se foliado em faixas miloníticas. Apresenta-se, em parte, recoberto pelos sedimentos da Formação Pantanal com contato intrusivo, em diques e apófises, com a fácies efusiva da Formação Serra da Bocaina e tectônico, de difícil exposição. Nele, foram identificados xenólitos verde-acizentado, anisotrópicos de tremolita-actinolita xisto, que são interpretados como rochas do embasamento - Complexo Porto Murtinho.

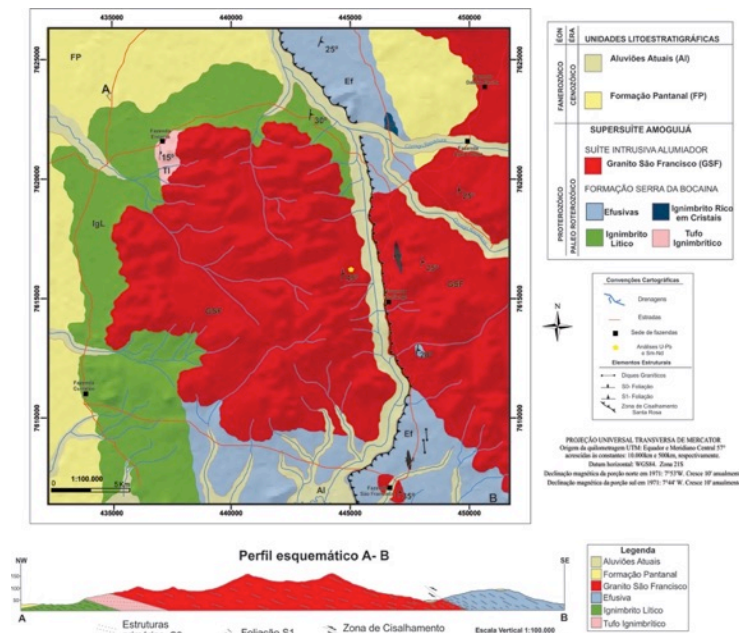


Figura 1 - Mapa geológico da região da serra de São Francisco ilustrando o Granito São Francisco e unidades adjacentes.

O estudo das rochas do GSF e o mapeamento geológico, em escala 1:100.000, permitiu a partir de granulação, cor e composição, a identificação de duas fácies petrográficas: biotita-monzo a sienogranito (FBMS) e álcali-feldspato granito gráfico (FAFGG). A primeira ocorre nas porções restritas NE e SE e é formada por rochas leucocráticas, cinza-rosado, com índice M entre 8 e 15 % e textura predominantemente média. A FAFGG é, volumetricamente, dominante no corpo mapeado, caracterizam-se por rochas leucocráticas, rosa-claro a avermelhada, com índice M entre 5 e 8 % e granulação oscilando entre média e fina até porfírica.

As rochas da FBMS caracterizam-se por textura inequigranular hipidiomórfica, média constituída por plagioclásio tabular, feldspato alcalino e quartzo anédricos tendo biotita como máfico essencial. A paragênese acessória primária consiste de titanita, apatita, rutilo, allanita, zircão e opacos; e os produtos de alteração hidrotermal associados ao metamorfismo de baixo grau da fácies xisto verde, são representados pela muscovita, clorita, epidoto, titanita e opacos.

A FAFGG diferencia-se pela textura porfírica, inequigranular hipidiomórfica a xenomórfica, média a fina, predominando intercrescimentos micrográficos e microgranofíricos com geometria semivermicular e semicircular e franja radial. A mineralogia essencial é constituída por feldspato alcalino, quartzo e, subordinadamente, plagioclásio tendo também apenas biotita como máfico essencial. Apatita, zircão, titanita e opacos representam os minerais acessórios, e epidoto, zoizita, muscovita, clorita argilominerais e opacos os produtos de alteração e fases de metamorfismo de baixo grau (fácies xisto verde).

Conclusões

De acordo com a análise petrográfica preliminar foi possível identificar duas fácies para o Granito São Francisco. A fácies biotita-monzo a sienogranito é caracterizada por rochas leucocráticas, cinza-rosado, com índice M entre 8 e 15 %, textura inequigranular hipidiomórfica, média. Enquanto a fácies álcali-feldspato granito diferencia-se por rochas leucocráticas, rosa-claro a avermelhada, com índice M entre 5 e 8 %, textura porfírica, inequigranular hipidiomórfica a xenomórfica, média a fina, predominando intercrescimentos micrográficos e microgranofíricos. Ambas metamorfizadas na fácies xisto verde representada pela paragênese mineral: clorita, muscovita e epidoto.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia- GEOCIAM, a concessão da bolsa de iniciação científica ao primeiro autor; ao CNPq Universal (479779/2011-2), a bolsa à segunda autora; e ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica- Guaporé, pelo incentivo e suporte financeiro para realização deste trabalho.

Referências

- Brittes A.F.B., Sousa M. Z.A. de, 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*, 43(1): 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.

ASPECTOS PETROGRÁFICOS DO GNAISSE TRIUNFO: TERRENO PARAGUÁ, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

Faria, D.A.¹; Ruiz, A.S.²; Macambira, M.J.B.³; Matos, J.B.⁴; Nascimento, N.D.C.⁵; Sousa, M.Z.A.⁶

¹Departamento de Recursos Minerais-Universidade Federal de Mato Grosso, defaal.debora@gmail.com; ²Departamento de Geologia Geral-Universidade Federal de Mato Grosso; ³Universidade Federal do Pará; ⁴Departamento de Recursos Minerais-Universidade Federal de Mato Grosso, ⁵Instituto de Engenharia -Universidade Federal de Mato Grosso, ⁶Departamento de Recursos Minerais-Universidade Federal de Mato Grosso.

Resumo

Na região sudoeste do estado de Mato Grosso, nas proximidades da Serra de Santa Bárbara e imediações da Vila Triunfo (fronteira Brasil-Bolívia), aflora o Gnaiss Triunfo, pertencente ao Complexo Serra do Baú, em área do domínio do Terreno Paraguá. Através de descrições petrográficas e dados geológicos é possível caracterizar essas rochas como de origem ortoderivada, composição monzo a granodiorítica, essencialmente composta por plagioclásio, quartzo, microclína, biotita crono-correlatas ao Complexo Gnáissico Chiquitania, descrito em território boliviano. Este trabalho apresenta as principais características petrográficas do Gnaiss Triunfo em busca de contribuir para a evolução do conhecimento geológico do Terreno Paraguá.

Introdução

O embasamento pré-cambriano do sudoeste de Mato Grosso encontra-se encoberto por rochas metassedimentares dos grupos Sunsás/Aguapeí, além de extensas coberturas sedimentares das bacias de retroarco andinas (Chaco Boliviano, Pantanal Matogrossense e Alto Guaporé). As ocorrências de rochas pré-cambrianas pertencentes ao Terreno Paraguá são reportadas na região desde Almeida *et al.* (1976), entretanto ainda existe grande carência de dados geológicos, devido principalmente às poucas exposições desse embasamento.

Na região oriental da Bolívia, 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 orogêneses 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) propõem um empilhamento correspondente ao proposto na Bolívia, entretanto, sem correspondente estratigráfico para o Grupo de Xistos San Ignacio.

O Gnaiss Triunfo aflora em pequenas porções descontínuas e apresenta, bandamento gnáissico e xenólitos de anfibólitos, pertencentes ao Complexo Metamórfico Ricardo Franco. Localmente está intrudido pelos granitos Tarumã e Granito Betel.

Este trabalho apresenta as principais características petrográficas do Gnaiss Triunfo, incluído no Complexo Serra do Baú, no intuito de contribuir para a evolução do conhecimento geológico do Terreno Paraguá.

Materiais e Métodos

Para realização deste trabalho foram coletadas amostras em campo e posteriormente selecionadas para estudo petrográfico, considerando os aspectos texturais, estruturais e composicionais. A partir daí, foram confeccionadas lâminas delgadas no Laboratório de Laminação da UFPA. A atividade de descrição das lâminas foram desenvolvidas em microscópio óptico binocular, nos Laboratórios de Microscopia da UFMT e UFPA, tendo como objetivos a caracterização petrográfica dos litotipos (composição mineralógica, feições texturais). As fotomicrografias das seções delgadas foram obtidas com polarizadores paralelos e cruzados, usando uma câmera modelo *Infinity Capture* acoplada ao microscópio, disponibilizada pelo DRM-UFMT.

Resultados e Discussão

O Gnaisse 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 granoblástica e 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 foi classificado como oligoclásio pelo método Michel-Levy. Comumente observam-se geminações polissintéticas dos tipos albita e periclina; essa última formada pela deformação das maclas, indicando processos intracristalinos. 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, não geminado ou com macla Carlsbad. Ambos exibem textura pertítica e intercrescimento gráfico e, assim como no caso do plagioclásio, corroboram com uma origem ortoderivada.

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. Por vezes, a biotita encontra-se oxidada com exsolução de minerais opacos e parcialmente transformada em muscovita, clorita, epidoto e/ou prehnita.

A hornblenda ocorre associada aos níveis máficos e pode ser distinguida pela sua 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 muscovita, 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.

Conclusões

Petrograficamente o Gnaisse Triunfo é constituído por rochas ortoderivadas, granodioríticas a graníticas. Sua paragênese essencial é composta por: plagioclásio + quartzo + microclina + biotita, indicativa de condições metamórficas representativas de fácies Anfifolito alto, de idade provavelmente, paleoproterozóica. Como minerais acessórios tem-se zircão, apatita, allanita e, localmente aparece granada. Apresentam evidências de processos hidrotermais de baixa pressão e temperatura, tais como argilização, sericitização e saussuritização dos feldspatos e cloritização dos máficos (biotita e hornblenda), provavelmente decorrente do retrometamorfismo para a fácies xisto verde, que ocorreu durante a trajetória final do metamorfismo regional responsável pela gnaissificação do protólito, ou ao metamorfismo superimposto decorrente de eventos posteriores relativos ao Ciclo San Ignacio e/ou ao Ciclo Sunsás.

Em território boliviano o Gnaisse 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.

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

- 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.
- 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. Ortognaisse 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.
- 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.

GEOTERMOMETRIA DE XISTOS GRAFITOSOS DA FORMAÇÃO TICUNZAL USANDO ESPECTROSCOPIA RAMAN

Cuadros, F.A.^{1,*}; Botelho, N.F.¹

¹Instituto de Geociências–Universidade de Brasília; *Programa de Pós-graduação em Geologia: facuadros@unb.br.

Resumo

Medições das características geométricas de espectros Raman foram realizadas em grãos de material grafitoso de mica xistos da Formação Ticunzal, com o intuito de verificar seu grau de cristalinidade. Adicionalmente, uma estimativa da temperatura de pico metamórfico usando um geotermômetro baseado naquelas mesmas características foi implementada, dando como resultado um intervalo de temperatura compreendido entre 620°C e 630°C, correspondendo à fácies anfibolito alto e consistente com um alto grau de cristalinidade do mineral.

Introdução

A Formação Ticunzal aflora na porção norte da zona externa da Faixa Brasília, nos setores NE de Goiás e SE de Tocantins. Os principais tipos de rocha da formação incluem paragneisses com quantidades variáveis de biotita, muscovita, granada e grafita, quartzo muscovita xistos, muscovita granada xistos, turmalina xistos, clorita muscovita quartzo xistos e grafita xistos, sendo este último tipo de rocha o mais representativo. Embora raros, metaconglomerados e quartzitos também podem ser achados dentro desta unidade. As rochas da Formação Ticunzal apresentam uma paragênese de clorita, epidoto, carbonato e muscovita fina que indicam um retrometamorfismo para fácies xisto verde a partir de fácies anfibolito, como sugerido pela presença de relictos de granada e material grafitoso de alta cristalinidade. Nas proximidades aos contatos com granitos da Suíte Aurumina também é possível observar em alguns casos ocorrências de quiazolita em grafita xistos. Os xistos normalmente são de grão muito fino e apresentam uma foliação lepidoblástica bem desenvolvida, às vezes acompanhada por um bandamento composicional definido pela alternância de zonas enriquecidas em micas, quartzo ou grafita. Em alguns casos é possível observar texturas miloníticas caracterizadas por estruturas S-C e porfiroclastos sigmoidais, bem como pelo menos duas fases de deformação evidenciadas pela xistosidade de crenulação observada em algumas amostras de mica xistos.

O grau de cristalinidade de material carbonoso pode ser caracterizado mediante espectroscopia Raman com certas vantagens em comparação à difratometria de raios X convencional. Estas vantagens incluem a possibilidade de análise *in situ* em lâmina polida (sem necessidade de pulverização e/ou concentração do mineral) e a ausência de interferência de picos característicos de minerais que acompanham comumente o material carbonoso, tais como quartzo e muscovita. Adicionalmente, Beyssac *et al.* (2002) propuseram uma metodologia para a determinação da temperatura de pico metamórfico de rochas carbonosas na base da geometria do espectro Raman do material carbonoso. Este geotermômetro só pode ser aplicado em material cuja evolução termal foi devida exclusivamente a metamorfismo regional no intervalo de temperatura compreendido entre 330°C e 650°C. Devido às características do material carbonoso, o valor de temperatura de pico metamórfico obtido usando esta metodologia é virtualmente insensível a variações do gradiente bórico e a retrometamorfismo, fazendo com que o geotermômetro de Beyssac *et al.* (2002) seja uma ótima alternativa para a caracterização de rochas carbonosas que carecem de minerais índice usados convencionalmente em geotermometria (*e.g.*, biotita-granada) ou cujas paragêneses e química mineral têm sido modificadas por retrometamorfismo, promovendo desequilíbrio termodinâmico e impossibilitando, portanto, uma estimativa apropriada de temperatura, como é o caso da Formação Ticunzal.

Materiais e Métodos

A metodologia implementada neste trabalho segue aquela apresentada por Beyssac *et al.* (2002). Lâminas polidas de três amostras de mica xistos grafitosos da Fm. Ticunzal foram descritas petrograficamente e escolhidas para análise de grãos de material grafitoso imersos dentro de minerais incolores tais como muscovita e quartzo, visando obter espectros Raman não afetados por perturbação estrutural causada por polimento durante confecção das lâminas. Foram analisados no mínimo 24 grãos de material grafitoso por lâmina, sendo que em uma delas (amostra AUFC-15-1) só foi possível realizar onze medidas.

Os espectros Raman foram obtidos no centro de nanociências e nanobiotecnologia do Instituto de Física da Universidade de Brasília, usando um espectrômetro triplo Jobin-Yvon modelo T64000 acoplado a um microscópio óptico com objetiva de 50X (feixe de $\sim 5 \mu\text{m}$ de diâmetro). O sinal foi gerado mediante excitação com laser de íon Argônio Coherent CW na linha de 514.5 nm à temperatura ambiente, e coletado usando um detector tipo CCD refrigerado com nitrogênio líquido.

Os espectros Raman resultantes no intervalo entre 900 e 1900 cm^{-1} foram tratados inicialmente usando o algoritmo proposto por Cadusch *et al.* (2013) para remoção do ruído causado por fluorescência. Posteriormente, o software PeakFit v.4.12 foi utilizado para o cálculo das áreas dos picos modelados com função Voight.

Resultados e Discussão

Na Figura 1 podem ser observados os resultados em termos da distribuição do parâmetro R2 (Beyssac *et al.*, 2002), variando entre 0.08 e 0.1, e o formato de espectros Raman representativos para cada amostra de xisto analisada. Na maioria das medições, o pico G, indicativo de alta organização na estrutura do material carbonoso, possui magnitudes notavelmente maiores do que aquelas dos picos D1 e D2 associados a defeitos estruturais, o que indica de uma maneira qualitativa que o grau de cristalinidade do material carbonoso estudado é alto. Aplicando o geotermômetro de Beyssac *et al.* (2002) mediante a fórmula $T(^{\circ}\text{C}) = -445 \cdot R2 + 641$, foram obtidas temperaturas de pico metamórfico entre 620°C e 630°C $\pm 50^{\circ}\text{C}$, que é o erro associado à calibração do geotermômetro, indicando que as rochas da Formação Ticunzal atingiram fácies anfíbolito alto. Os resultados em termos de grau de cristalinidade e grau metamórfico são consistentes com observações petrográficas preliminares, onde foi constatado que o material grafitoso apresenta alta birrefletância, além de relictos de granada, comuns nos paragnaiesses da Formação Ticunzal.

Conclusões

O material grafitoso dos xistos da Formação Ticunzal possui alta cristalinidade evidenciada tanto na petrografia, pela alta birrefletância, quanto na resposta do sinal Raman, com alta magnitude do pico G em relação aos picos D1 e D2 associados a defeitos na estrutura do mineral.

A temperatura de pico metamórfico dos xistos grafitosos atingiu magnitudes entre 620°C e 630°C ($\pm 50^{\circ}\text{C}$) que indicam uma fácies anfíbolito alto para o metamorfismo da Formação Ticunzal, confirmando as observações petrográficas feitas inicialmente.

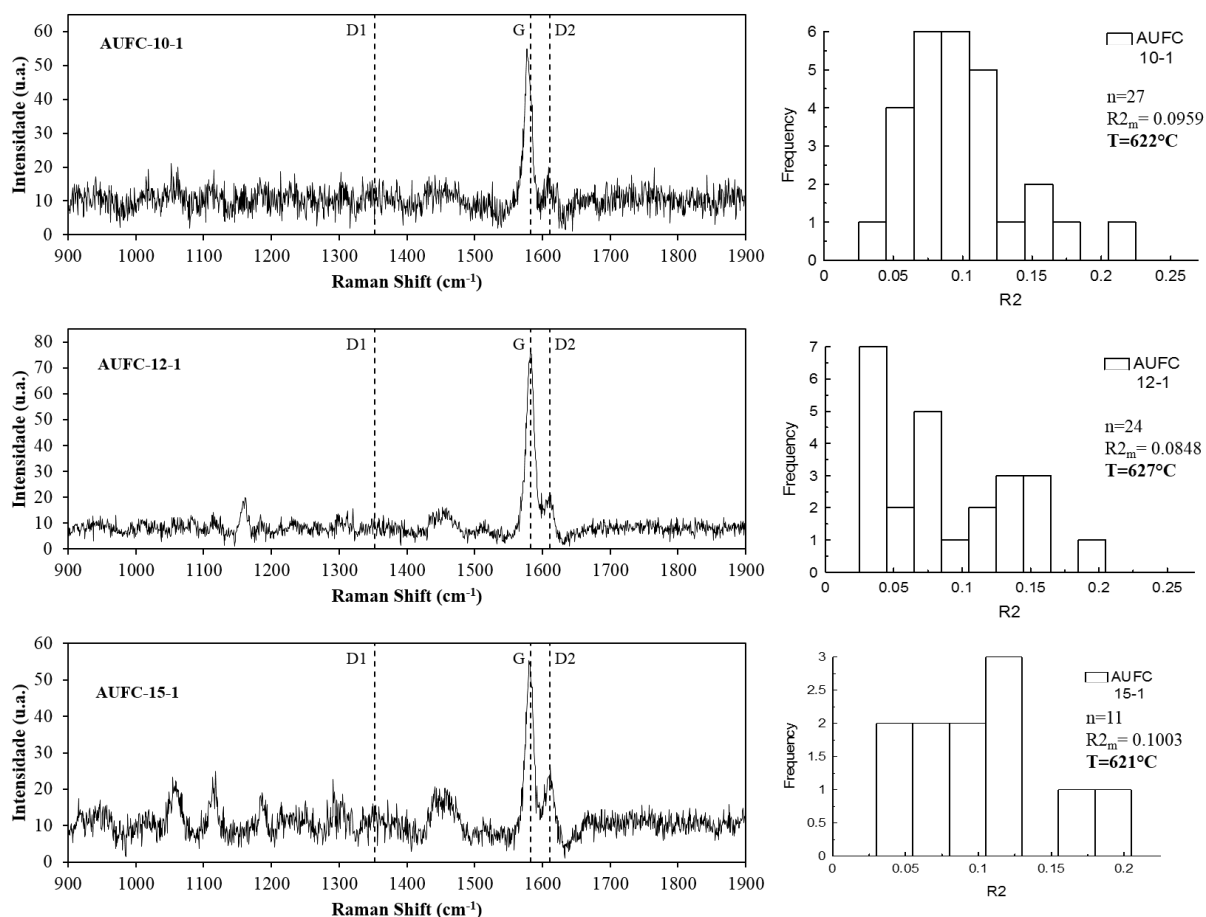


Figura 1 - Espectros Raman selecionados para amostras de xistos grafitosos da Formação Ticunzal. Também é apresentada para cada amostra a variação do parâmetro R2 com seu valor médio e cálculo de temperatura correspondente usando o geotermômetro de Beyssac *et al.* (2002).

A caracterização e geotermometria de material carbonoso usando espectroscopia Raman é uma alternativa muito útil no estudo de evolução termal de rochas polimetamórficas ou que carecem de minerais índices para aplicação de geotermômetros convencionais.

Agradecimentos

Os resultados deste trabalho foram possíveis graças à colaboração do Prof. Sebastião William da Silva, quem disponibilizou o espectrômetro Raman do centro de nanociências e nanobiotecnologia do Instituto de Física da Universidade de Brasília. Também é reconhecido um agradecimento especial para o Prof. Paul Stoddart do Instituto de Pesquisa Industrial e Engenharia Biotáctica da Universidade Swinburne de Tecnologia (Melbourne, Austrália), quem gentilmente forneceu o algoritmo em MATLAB para a remoção do ruído causado por fluorescência nos espectros Raman, e apresentado por Cadusch *et al.* (2013).

Referências

- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N. 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 859-871 p.
- Cadusch, P.J., Hlaing, M.M., Wade, S.A., McArthur, S.L., Stoddart, P.R. 2013. Improved methods for fluorescence background subtraction from Raman spectra. *Journal of Raman Spectroscopy*, 44: 1587-1595 p.

PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E GEOCRONOLOGIA U-Pb DOS GRANITOS DA REGIÃO DE GUARANTÃ DO NORTE, MT: EVIDÊNCIAS DE MISTURA DE MAGMAS

SILVA, F. R.¹; BARROS, M. A. S.²; MOURA, M. A.³; PIÉROSAN, R.²; SANTOS, J. O. S.⁴ E OLIVEIRA, D. R. P.¹.

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia – Universidade de Brasília (UnB), geologia.fernanda@gmail.com;

²Departamento de Recursos Minerais – Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT);

³Instituto de Geociências – Universidade de Brasília (UnB);

⁴University of Western Australia (UWA).

Introdução

O Cráton Amazônico, localizado na porção norte da América do Sul, é limitado ao sul e a leste por cinturões orogênicos neoproterozóicos. A área de estudo está inserida entre as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1.95-1.80 Ga) e Rio Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga), de acordo com Tassinari & Macambira (1999), ou Tapajós-Parima (2,03 a 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,75 a 1,47 Ga), segundo Santos *et al.* (2000). O arcabouço geológico da área é representado por ortognaisses e anfíbolitos raramente aflorantes, denominados de Complexo Cuiú-Cuiú (1,99 Ga; Souza *et al.* 2005); Suíte Intrusiva Matupá (1870 Ma; Moura *et al.* 1997), unidades plutonovulcânicas de filiação cálcio-alcalina, de alto potássio (1760 e 1820 Ma - Santos *et al.*, 2000; Pinho *et al.*, 2003; Lacerda Filho *et al.*, 2004), associadas ao Grupo Colíder e à Suíte Intrusiva Teles Pires, e, como coberturas sedimentares, sequências de arenito e arcóseo pertencentes ao Grupo Beneficente.

O presente trabalho apresenta dados de granito porfíritico grosso, rosa, não deformado, contendo expressiva quantidade de enclaves, que aflora nas proximidades de Guarantã do Norte (MT), em área de aproximadamente 60 Km², na forma de blocos, lajedos e matacões.

Geologia e Petrografia

A rocha estudada constitui granito porfíritico grosso, isotrópico, contendo fenocristais de feldspato potássico com dimensões superiores a 3,0 mm, plagioclásio (2 a 3,5 mm) e quartzo (0,5 a 2,0 mm). Frequentemente contém enclaves leucocráticos e melanocráticos de até 60 cm, com formas arredondadas a subarredondadas, bordas irregulares e contatos difusos e transicionais com o granito, composto por microclínio (35%), quartzo anedral (29%), oligoclásio (27%), biotita (5%) e hornblenda (5%). Titanita, apatita, zircão e magnetita são os minerais acessórios e epidoto, clorita e sericita ocorrem como minerais secundários. O granito é classificado como monzogranito com base na sua composição modal.

Enclaves microgranulares com composição modal variando de quartzo diorito a anortosito, com textura porfíritica, são evidenciados pela presença de megacristais de plagioclásio e hornblenda reabsorvidos do monzogranito porfíritico. São constituídos por, aproximadamente, 70 a 80% de plagioclásio, 8 a 11% de quartzo e 15 a 20% de minerais máficos (biotita, hornblenda). O plagioclásio ocorre como cristais tabulares, subédricos, com dimensões superiores a 3,0 mm e está saussuritizado. Na matriz, o plagioclásio ocorre em ripas submilimétricas, com geminação raramente preservada. A biotita possui dimensões inferiores a 1,2 mm, coloração verde-castanho, e está por vezes cloritizada. O anfíbólio (hornblenda) ocorre como cristais subédricos a euédricos, ou em agregados alongados, com dimensões de até 2,0 mm. O quartzo, anédrico, ocorre preenchendo interstícios (< 0,4 mm) e com extinção ondulante moderada. Os minerais acessórios são titanita subédrica, apatita e zircão. O óxido mais comum é a magnetita, subédrica, <0,4 mm. Epidoto e sericita são os minerais secundários.

Texturas especiais foram identificadas, caracterizadas como típicas de mistura de magmas com base na classificação proposta por Hibbard (1991). Compreendem glomeropórfitos de

plagioclásio, plagioclásio manteado com anfibólio, fenocristais de quartzo engolfados, plagioclásio zonado com bordas corroídas e engolfadas, glomeropófiros máficos, apatita acicular, plagioclásio esponjoso e poiquilítico, quartzo poiquilítico e quartzo manteado por anfibólio.

Química Mineral

Análises de biotita, anfibólio e plagioclásio do monzogranito porfirítico e dos enclaves foram realizadas na Microsonda Eletrônica Jeol JXA-8230 da Universidade de Brasília.

A biotita do granito possui em média 15,82% de FeO(t), 16,39% de MgO e 12,47% de Al₂O₃. A biotita do granito é classificada como primária, de acordo com os critérios de Nachit (1986), e possui composição de biotita de suítes cálcio-alcálicas, com base nos diagramas de Abdel-Rahman (1994). A biotita dos enclaves têm teores um pouco mais elevados quando comparados com do granito: 17,42% de FeO(t), 17,09% de MgO e 14,07% de Al₂O₃.

De acordo com a nomenclatura de anfibólio (Leake *et al.* 1997), o anfibólio, tanto do monzogranito quanto dos enclaves, classifica-se como magnésio-hornblenda, raramente actinolita.

O plagioclásio analisado do granito porfirítico é oligoclásio, raramente albita. Alguns cristais apresentam núcleos mais sódicos (An₂₄₋₂₇) e bordas mais intermediárias (An₃₃₋₄₉), o que pode indicar zonação inversa, com núcleos corroídos, refletindo desequilíbrio químico causado por processos de mistura de magmas. Os fenocristais de plagioclásio do enclave também possuem composição de oligoclásio, que pode ser interpretado como reabsorvido do monzogranito porfirítico.

Geocronologia U-Pb em Zircão

Neste trabalho foi obtida para o monzogranito porfirítico idade de cristalização de 1794,4 ± 6,5 Ma, utilizando SHRIMP II da University of Western Australia. Os cristais de zircão são transparentes a translúcidos, de cores amarelo claro e fumê, automorfos, bastante fraturados e quebrados. Em imagens (BSE) em Microscópio Eletrônico de Varredura, foram evidenciados cristais de dimensões entre 100 e 200 µm, em que a relação comprimento/largura é 2/1, com feições morfológicas bipiramidais e alongadas, semelhantes aos de composição cálcio-alcálica de alto potássio de Pupin (1980). Alguns cristais apresentam zonação magmática, com núcleos bem desenvolvidos, sobrecrescimentos e inclusões de outros minerais, além de altos teores de urânio (872 a 946 ppm).

Conclusões

O monzogranito porfirítico da região de Guarantã do Norte apresenta textura porfirítica e é composto essencialmente por quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita e hornblenda. Contém enclaves félsicos e máficos de dimensões variadas, com formas arredondadas, bordas irregulares e contatos difusos. Texturas típicas de mistura de magmas foram identificadas. De acordo com Hibbard (1991), as texturas de mistura de magmas se formam devido ao resfriamento de um sistema muito mais máfico, que engloba cristais na rocha antes de serem dispersos. Com menor contraste térmico entre os membros finais da mistura, tais como o magma diorítico com magma monzogranítico, a cristalização do sistema mais máfico é menos rápida, o que permite agitação mecânica por processos tais como convecção e fluxo magmático dinâmico. Como os sistemas são de diferentes composições e temperaturas, ocorre um desequilíbrio intenso, resultando na geração de um conjunto exótico de texturas minerais. A idade de cristalização obtida para o monzogranito porfirítico, 1794,4 ± 6,5, é compatível com a obtida para as rochas do Grupo Colíder (1800 Ma a 1780 Ma; Pinho 2001), Suíte Paranaíta (1793 Ma a 1816 Ma) e Alcalina Rio Cristalino (1806 Ma) (Santos 2000).

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPEMAT (Proc. nº 140759/2014), ao PROCAD UFMT-UNICAMP, à METAMAT, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da UnB e ao laboratório de Geocronologia da University of Western Australia (UWA).

Referências

- Abdel-Rahman, A. M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, v.35, p.525-541.
- Filho J.V. L, 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. CD-ROM.
- Hibbard, M. J, 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam, 431-444.
- Leake, B. E *et al.* 1997. Nomenclature of amphiboles: report of Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Mag.*, v.61, p.295-321.
- Moura M.A, Botelho N.F, Rossi P. 1997. Geology, litho geochemistry and age of the Matupá granitic massif in the Serrinha gold deposit, State of Mato Grosso, central Brazil. In: ISGAM, II, Salvador, *Extended Abstracts*, 442-446.
- Nachit, H. 1986. Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites de granitoides. Applications typologiques. Brest: Université de Bretagne Occidentale. Tese de Doutorado.
- Pinho, M.A.S.B, Lima, E.F, Fetter, A, Van Schmus, W.R, Chemale-Jr, F, 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri—porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, Aripuanã. Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.* 31, 1–5.
- Pinho M.A.S, Chemale Jr. F, Schmus W.R.V, Pinho F.E.C. 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Prec. Res.*, 126: 1–25.
- Pupin J.P. 1980. Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73:207-220.
- Santos J.O.S, Hartmann L.A, Gaudette H.E, Groves D.I, Mcnaughton N.J, Fletcher I.R.A. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3 (4):453-488.
- Tassinari C.C.G. e Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22 (3):174-182.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO MACIÇO CARA SUJA

ALMEIDA, J.M.¹; PRAZERES SANTOS, J.²; VIDAL, G.C.³ E ARAUJO, L.M.B.²

¹Mestranda em Geologia – UFS, josy42@hotmail.com;

²Docente da Universidade Federal do Oeste da Bahia, jpssantos@ufob.edu.br

³Graduanda em Geologia-UFOB, grasi_gcv@hotmail.com

Resumo

O Maciço Cara Suja (MCS) é uma intrusão tardia ocorrida no Paleoproterozoico (2.1 Ga.), localizado na parte sul da região Oeste do Estado da Bahia e geotectonicamente está inserido na porção sudoeste do Cráton São Francisco. O MCS possui forma circular e extensão de aproximadamente 220km², com basicamente três faciologias: fácies Quartzo Sienito, Álcali-feldspato-Sienito e a fácies Monzogranito. Nessa pesquisa foram analisadas petrograficamente apenas as fácies Álcali Feldspato Sienito e Quartzo Sienito, que são constituídas por textura inequigranular, blastoporfírica, granonematoblástica, com exsoluções pertíticas, presença de mimerquita, e apresentam caráter holo a leucocrática. A cinemática de cristalização do MCS caminha pela formação inicial dos minerais acessórios como apatita e zircão de forma precoce, indicando um magma enriquecido em fosfato em temperaturas menores que 850°C, seguido pela cristalização do diopísio, hornblenda e feldspato alcalino e de forma sucessiva ocorre o desenvolvimento dos grãos de oligoclásio, biotita e quartzo, além da geração tardia de titanita, epidoto e minerais opacos. A sequência de cristalização foi desenvolvida em dois estágios magmáticos: o primeiro em estágio transolvus e o segundo pelo estágio hipersolvus. As rochas que compõem as fácies foram classificadas como meta-álcali feldspato sienito e meta-quartzo sienito. A partir das texturas, paragêneses mineralógicas e a intensidade da atuação das transformações pós-magmática pode-se sugerir que o maciço foi submetido à atuação de grau metamórfico de incipiente a fraco.

Palavras-Chave: Maciço. Fácies. Transformações. Cristalização.

Introdução

A área de pesquisa está localizada na região Oeste do Estado da Bahia, mais precisamente na porção sul desta região, posicionado a noroeste da cidade Riacho de Santana. Em relação aos domínios geotectônicos, o plutonismo alcalino referente ao Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi e segundo Barbosa & Dominguez (1996) o maciço está inserido na porção sudoeste do Cráton São Francisco, no bloco Gavião.

Conforme Rosa *et al.* (1996) o Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi apresenta dois domínios principais: as intrusões múltiplas, representado pela fácies Guanambi e o domínio das intrusões tardias dividida em Cara Suja, Estreito e Ceraíma.

O Maciço Cara Suja, foco desta pesquisa, representa uma intrusão tardia de forma circular, com dimensão distando cerca de 220km². Expõe constituição faciológica representada por sienitos na porção central, por um arco de álcali-feldspato-sienitos a leste, e na porção sudeste encontra-se as rochas classificadas como monzogranito (PAIM *et al.*, 1995).

O presente trabalho consiste na integração dos dados adquiridos por meio do mapeamento geológico e da separação faciológica do maciço Cara Suja, a fim de caracterizar a forma geológica e petrográfica deste corpo, buscando o entendimento para a evolução das litofácies do maciço por meio de interpretação da cinemática de cristalização e dos processos de transformações pós-magmáticas na área.

Materiais e Métodos

A realização do presente projeto pesquisa envolve um conjunto de atividades e métodos de trabalho que serão relacionados a seguir. As atividades de pesquisa podem ser divididas em quatro etapas distintas: Etapa Preparatória, Etapa de Aquisição de Dados (Em campo e laboratório), Etapa de Tratamento e Sistematização dos Dados e Etapa Integração e Publicação dos Dados.

Resultados e Discussão

As rochas do Maciço Cara Suja estão dispostas geralmente em afloramentos na forma de lajedos, morrotes, blocos rolados e corte de estrada, este último ocorre em menor quantidade. Segundo Paim (1998) os contatos do maciço com os terrenos do Batólito Guanambi e Complexo Santa Isabel foram fotointerpretados pela quebra de relevo e o GBRs marcados por falhas.

Em geral, o granitoide é homogêneo, no entanto, a vinculação entre a deformação e o magmatismo é observada pelo desenvolvimento das estruturas miloníticas, da presença constante de fraturas em várias direções e por vezes preenchida com quartzo feldspático ou material máfico, com ocorrência de corpos filonianos de composição granítica, além de enclaves de forma arredondada, ricos em biotita.

Através da caracterização macroscópica e identificação petrográfica foi possível observar que o maciço Cara Suja constitui-se basicamente por três faciologias principais: Quartzo-Sienítica, Álcali-Feldspática-Sienítica e Monzogranítica.

A fácies Quartzo-Sienítica aflora na porção centro-oeste do corpo, com aspecto maciço, coloração cinza e cinza claro, e quando estão alterados variam de vermelho a amarelo avermelhado, textura blastoferítica média a grossa e inequigranular, exibem uma foliação magmática incipiente preservada, marcada pela orientação dos cristais de feldspatos, com direção N206° e mergulhos subverticais.

As microestruturais são representadas por feições inequigranulares e granonematoblástica. O microclínio exibe formato de ripas indicando a preservação de texturas reliquias blástosporfítica, com exsoluções do tipo pertítica e mimerquítica. É comum processos de exsolução do tipo pertítico nesses minerais, além de processos de saussuritização formando os cristais de epidoto. Os cristais de oligoclásio apresentam intensa alteração, devido à atuação de processos hidrotermais ou metassomáticos, que geraram sericitização e saussuritização. O quartzo exibe extinção ondulante evidenciando o processo de recristalização por limite de grão em temperaturas de aproximadamente 390°C. A biotita exibe orientação incipiente, e modificações por cloritização por vezes estão sendo consumidos gerando os minerais opacos por processo de oxidação. A hornblenda apresenta as transformações mais expressivas no processo de cloritização, e por vezes observa-se a formação de minerais opacos na clivagem do mineral.

A fácies Álcali-Feldspática-Sienítica aflora bordejando a porção leste do maciço, tendo aspecto maciço em maior proporção e de forma restrita conota-se uma leve orientação dos cristais de feldspatos, granulometria grossa, textura porfírica, apresentando fenocristais de feldspato. Sua assembleia mineral é constituída por feldspato, plagioclásio, quartzo, e biotita. É comum a ocorrência dos veios aplíticos com composição de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e biotita, com dimensões variadas.

A fácies Meta-Álcali Feldspato-sienitos demonstra de forma petrográfica assembleias mineralógicas com uma leve orientação dos fenocristais de feldspato potássico e as palhetas de biotita com feições alongadas e suavemente achatadas, sugerindo a atuação de tensores deformacionais na área pesquisada.

Os cristais de microclínio são subdioblásticos preservando feições ripiformes, geminação polissintéticas em xadrez obliteradas pelas reações pós-magmáticas e processos de exsoluções do tipo pertítica. Os cristais maiores apresentam inclusões de apatita, minerais opacos e plagioclásio, além de gotículas em formato vermiforme de quartzo. O microclínio exibe processos de

sericitização formando cristais de sericita, saussuritização gerando os cristais de epidoto, calcita e biotita. Os cristais de hornblenda estão cloritizados e devido à desestabilização estão formando cristais de biotita e inclusões de apatita e opacos. O quartzo marca presença dentro dos grãos de plagioclásio, microclínio e hornblenda em formatos arredondados e vermiformes. Os cristais de biotita denotam uma orientação incipiente, e a maioria dos cristais encontram-se alterados pelos processos de moscovitização e cloritização e de maneira restrita os cristais de biotita estão sendo consumidos pelo processo de oxidação gerando minerais opacos. A titanita, diopsídio e alanita resultantes dos processos de saussuritização dos cristais de feldspatos e disseminados na rocha por processos hidrotermais e os opacos gerados pela desestabilização da biotita.

Conclusões

O maciço apresenta formato circular, com assembleia mineralógica distinta, o que permite caracterizar o corpo em três faciologias: Quartzo Sieníticas inseridas na porção centro-oeste e ocupa a maior parte do maciço, em média 75% do volume total da área; Álcali-Feldspato-Sienítica que se concentra a leste e representa cerca de 7% da área do corpo; e as Monzogranítica a sudoeste perfazendo cerca de 18% do maciço. Os estudos petrográficos permitiram identificar a presença de uma orientação incipiente marcada pelos cristais de feldspatos e biotita que evidenciam um metamorfismo incipiente. Com base no levantamento de dados petrográficos das fácies Álcalis Feldspato Sienito e Quartzo Sienito pode-se entender que se tratam de rochas metamorfisadas em grau incipiente a fraco, de caráter holo a leucocráticas, com texturas inequigranular, minerquítica, pertítica, blastoporfírica e granonematoblástica, grãos que apresentam formatos subdioblástico a xenoblástico.

Agradecimentos

Os agradecimentos vão para a Universidade federal do Oeste da Bahia que apoio na logística e no espaço físico, a professora Larissa Marques Barbosa de Araújo pela força e conhecimento e para a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais pela parceria na confecção das lâminas.

Referências

- Paim, M.M.; Rosa, M.L.S.; Conceição, H. (1995) Petrografia Da Intrusão De Cara Suja. 47º Reun. Anual Da Sbp, Anais 2:431.
- Paim, M. M., Rosa, M. L. S., Conceição, H., Barreto Santos, E., Bastos Leal, L. R. (1999). Aspectos Geoquímicos Dos Lamprofiros (Minettes) Associados Ao Maciço Sienítico De Cara Suja – Sudoeste Da Bahia. Vii Congresso Brasileiro De Geoquímica, V. 5, 566-568. Porto Seguro: Sbg.
- Prazeres Santos, J. (2010). Rochas Meta-Vulcânicas Máficas Da Unidade Intermediária Do Greenstone Belt De Riacho De Santana, Estado Da Bahia: Estudo Petrográfico E Geoquímico. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto De Geociências – Ufba.
- Rosa M.L.S., Conceição H., Paim M.M., Santos E.B., Alves F.C. Leahy G.S., Leal L.R. 1996. Magmatismo Potássico/Ultrapotássico Pós A Tardi Orogênico (Associado A Subducção) No Oeste Da Bahia: Batólito Monzo-Sienítico De Guanambi-Urandi E Os Sienitos De Correntina. Geochimica Brasiliensis, 10(1):27-42.
- Rosa, M. L. S. (1999). Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica E Petrologia Do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (Sw-Bahia). Tese (Doutorado). Salvador: Instituto De Geociências – UFBA.

CONTRIBUIÇÃO A PETROGRAFIA DO COMPLEXO RIO APA, SUDOESTE DO ESTADO DE MATO GROSSO DO SUL

Prado, I.Q.¹; Paula, U.G.M.¹; Ruiz, A.S.¹; Lacerda Filho, J.V.L.²; Nascimento, N.D.C.³; Plens, D. P.³

¹Departamento de Geologia Geral–Universidade Federal de Mato Grosso, isabelleqz@hotmail.com; uly.m@live.com; asruiz@gmail.com;

²Serviço Geológico do Brasil - CPRM Núcleo Brasília, joffrevlf@gmail.com;

³Instituto de Engenharia - Universidade Federal de Mato Grosso, newtoniengvg@gmail.com; dalilaplens@gmail.com

Resumo

Este trabalho tem como objetivo contribuir para um melhor entendimento da geologia do Terreno Rio Apa, direcionada ao estudo petrográfico de rochas pertencentes ao Complexo Rio Apa, expostas nas proximidades do município de Caracol (MS). O Complexo Rio Apa, de acordo com Lacerda Filho *et al.* (2006), consiste numa associação de rochas plutônicas, com diferentes estágios de deformação, constituído por variados litotipos granito-gnaissicos. As rochas investigadas classificam-se como sienogranitos de textura inequigranular, xenomórfica, fina a média, composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio como minerais essenciais, além de biotita, muscovita, epidoto e opacos, que por vezes se orientam revelando uma foliação incipiente. Cordani *et al.* (2010) apresentam idades obtidas através do método U-Pb realizadas em zircão (*SHRIMP*), de 1721±25 Ma.

Introdução

O Terreno Rio Apa está posicionado no SW do estado de Mato Grosso do Sul, se estendendo em território paraguaio. É limitado a norte e a leste pelas rochas da Faixa Paraguai e a oeste pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Pantanal.

Resgatando a concepção de Almeida (1967) e Amaral (1974), Ruiz (2005), e Cordani *et al.* (2010), descrevem este terreno como um segmento, aglutinado à margem do Cráton Amazônico.

Lacerda Filho *et al.* (2006), baseando-se em características geológicas, geoquímicas e geocronológicas, subdividem este terreno em três compartimentos: Remanescente de Crosta Oceânica (rochas meta-vulcanosedimentares de 2,2 a 1,95 Ga), Arco Magmático Rio Apa (plutônicas de 1,95 a 1,87 Ga) e Arco Magmático Amoguijá (plutônicas e vulcânicas de 1,87 a 1,75 Ga), além de das intrusões básicas da Suíte Intrusiva Rio Perdido.

As rochas estudadas no presente trabalho pertencem ao Arco Magmático Rio Apa de Lacerda Filho *et al.* (2006) e são descritas como sienogranitos com texturas apontando eventos deformacionais dúcteis. Cordani *et al.* (2010) defendem a existência de dois diferentes blocos tectônicos no Terreno Rio Apa, divididos em ocidental e oriental, e sugerem que a justaposição desses blocos tenha se dado por volta de 1670 Ma. Os mesmos autores apresentaram ainda idades de 1300 Ma (K-Ar e Ar-Ar) para as rochas do Terreno Rio Apa, associadas a um aquecimento de médio a alto grau que afetou toda a região.

Materiais e Métodos

Para o desenvolvimento deste trabalho adotaram-se procedimentos usuais em mapeamento geológico divididos nas seguintes etapas: 1º Etapa - Preparação: levantamento bibliográfico sobre a região do Sul do Cráton Amazônico; 2º Etapa - Campo: coleta de amostras; 3º Etapa - Laboratório – Confecção de seções delgadas e análise petrográfica 4º Etapa - Sistematização de dados e elaboração deste trabalho.

Resultados e Discussão

Microscopicamente, as rochas do Complexo Rio Apa possuem textura fanerítica, níveis granoblásticos através dos cristais de feldspato e quartzo e lepidoblásticos através dos cristais de biotita e muscovita, equi a inequigranular xenomórfica e granulação variando de fina a média.

O feldspato alcalino está representado por cristais de microclina (Fotografia 1 – C), subédricos tabulares a anédricos, com geminação em grade (combinada albita e periclina), argilizado e sericitizado, com a presença de intercrescimento perfitico, evidenciado pela exsolução do plagioclásio disposto em forma de *stringer*. O plagioclásio (oligoclásio), ocorre em cristais anédricos a subédricos, com geminação polissintética albita, periclina e Carlsbad, por vezes, combinadas. Constitui uma fase hospede de pertita e alguns cristais apresentam-se turvos pela alteração de argilominerias provenientes de processo pós-magmáticos. É possível ver deformação dúctil local através de suas lamelas (Fotografia 1 – F).

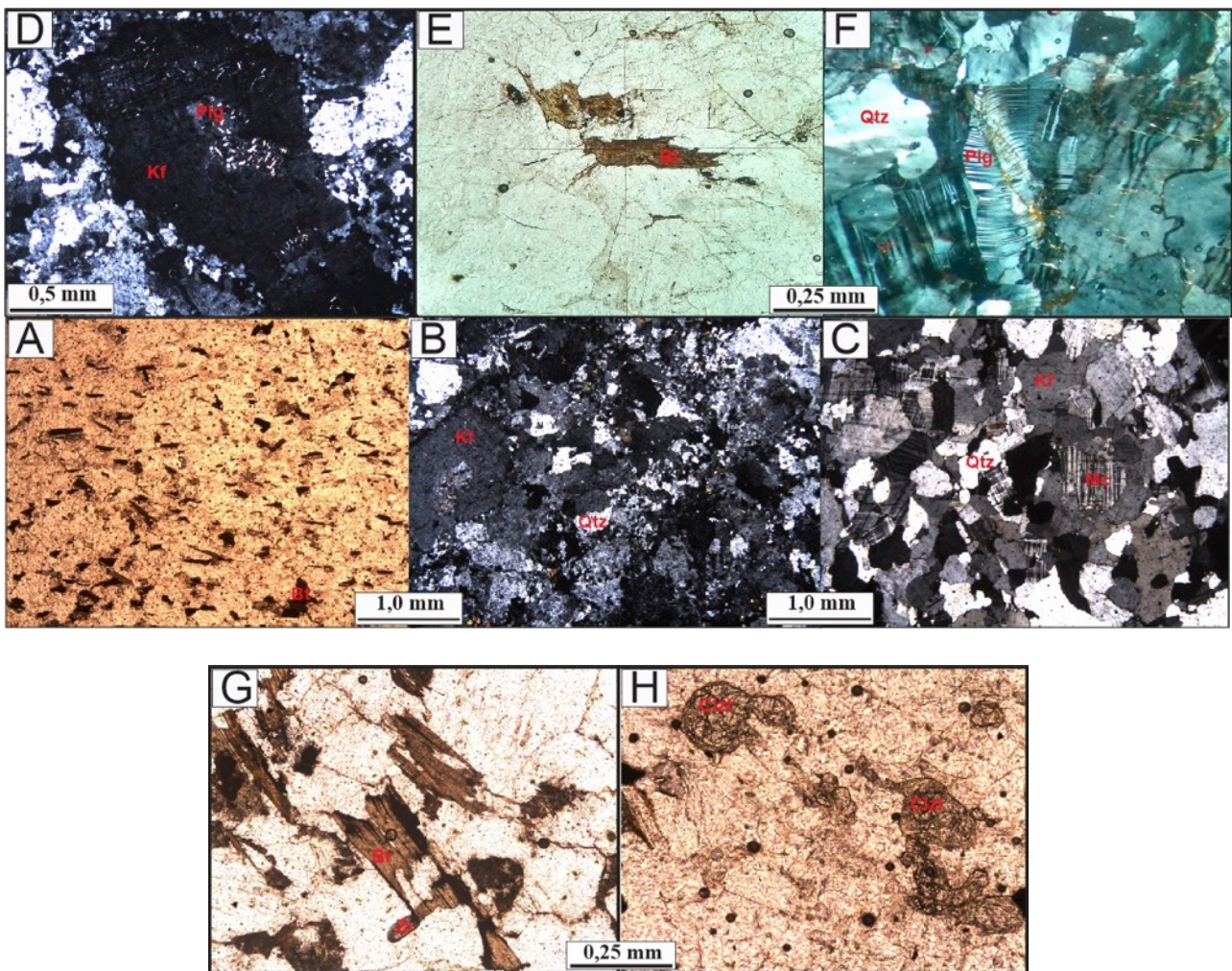


Figura 1 - Fotomicrografias das lâminas do Complexo Rio Apa: (A) orientação dos cristais de biotita; (B) aspecto de matriz recristalizada com textura granoblástica fina; (C) cristais de microclina com geminação em grade; (D) plagioclásio sericitizado dentro de um grão maior de k-feldspato; (E) e (F) deformação dúctil evidenciado pelo cristal de biotita in kink e pelas lamelas do plagioclásio; (G) zircão euédrico e biotita apresentando exsolução de opaco e (H) clinozoisita fraturada. Polizadores cruzados nas seções B, C, D e F.

O quartzo ocorre em grãos anédricos a subédricos com extinção ondulante, característico de uma fase de deformação dúctil, e em minúsculos grãos recristalizados como fase secundária (Fotografia 1 – B). A biotita é o máfico primário mais comum ocorrendo em palhetas fibrosas de textura lepidoblástica, por vezes, deformadas em kink (Fotografia 1 – E), possui pleocroísmo castanho a marrom-escuro, apresenta-se orientada indicando uma possível xistosidade (Fotografia 1 – A), localmente transformada em muscovita e, às vezes, oxidada com exsolução de minerais opacos. A muscovita é apenas de origem secundária constituindo palhetas incolores associadas à alteração dos feldspatos ou da biotita. O epídoto (clinozoisita) aparece como fase secundária, proveniente da substituição do plagioclásio, ocorrendo incluso no próprio plagioclásio ou isolado em pequenos grãos anédricos (Fotografia 1 – H) e também como mineral máfico primário (allanita). O rutilo ocorre em agulhas inclusas em quase todos os minerais, principalmente no quartzo. Os opacos são encontrados tanto disseminados, exibindo-se em grãos anédricos a subédricos de hábito tabular de cor preta, quanto provenientes de oxidação da biotita.

Conclusões

As rochas estudadas do Complexo Rio Apa, nas proximidades do município de Caracol, mostram-se equigrulares a inequigrulares fina a média, xenomórfica e possuem como mineralogia essencial feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, e biotita como máfico primário. A deformação intracristalina é marcada pela orientação dos filossilicatos, pela recristalização da matriz fêlsica, bem como pelas estruturas em *kink* na biotita e as lamelas de plagioclásio deformadas.

Do ponto de vista tectônico, preliminarmente, admite-se que o Complexo Rio Apa apresenta-se correlacionável com a porção sudoeste do Cráton Amazônico, com as rochas da Província Rio Negro-Juruena (1600 e 1780 Ma), que foram afetadas por eventos tectônicos da orogenia Rondoniano-San Ignácio de mesmo nome desenvolvida entre 1,35 e 1,3 Ga.

Agradecimentos

Agradecemos à PRAE (Pró-reitoria de Assistência Estudantil), Universidade Federal de Mato Grosso, pelo auxílio ao evento e à Sociedade Brasileira de Geologia por proporcionar a apresentação desta pesquisa.

Referências

- 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, 28:23-124p.
- 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, v. 310, 1-43p.
- Lacerda Filho, J.W., Brito, R.S.C., Silva, M.G.; Oliveira, C.C., Moreton, L.C., Martins, E.G., Lopes, R.C., Lima, T.M., Larizzatti, J.H. Valente, C.R. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*. Programa integração, atualização e difusão de dados de geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 – 13p.
- Ruiz, A. S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro – São Paulo.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS DIQUES MÁFICOS DAS REGIÕES DE NOVA GUARITA E NOVO MUNDO – MATO GROSSO

Barros, M.F.S.¹; Primo, G.M.A.¹; Zinatto, V.H.¹; Corrêa da Costa, P.C.²

¹Graduandos do Curso de Geologia–UFMT, Marinafergel@gmail.com; ²Departamento de Recursos Minerais–UFMT.

Resumo

Os diques máficos das regiões de Nova Guarita e Novo Mundo estão inseridos no contexto do Cráton Amazônico, cortando as rochas da Suíte Intrusiva Matupá. As rochas dos diques foram classificadas petrograficamente como diabásios. Apresentam direção preferencial N35-45E, com espessuras que variam de 20 cm a 40 m e extensões quilométricas. Apresentam texturas integranular, ofítica a subofítica e são constituídas por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, anfíbólio, biotita, sericita, apatita, clorita, epidoto, muscovita, quartzo e minerais opacos.

Introdução

O objetivo principal deste trabalho foi a caracterização petrográfica dos diques máficos a partir de dados de campo e análise microscópica, buscando-se conhecer a natureza e o tipo de associação magmática máfica no contexto geotectônico do Cráton Amazônico e suas relações com as rochas encaixantes. Os diques máficos estudados foram relacionados através de dados petrográficos à suíte intrusiva Flor da Serra. Esta suíte é composta predominantemente por gabros, gabrodioritos, dioritos, monzogabros, monzodioritos e diabásios, e apresenta-se sob a forma de corpos maciços, homogêneos, sem metamorfismo de cunho regional e com deformações restritas a zonas de falhas. A textura é variável, sendo grossa nas partes centrais e evoluindo para texturas finas e porfíricas nas bordas. Os diques da Suíte Intrusiva Flor da Serra frequentemente são encontrados cortando granitos da Suíte intrusiva Matupá. (Souza, J.O. *et al.*, 2005). O Cráton Amazônico é localizado na parte norte da América do Sul, está entre as maiores áreas cratônicas do mundo. Dividido entre os escudos do Guaporé e das Guianas (separados pela bacia paleozoica do Amazonas), o Cráton Amazônico é limitado por cinturões orogênicos neoproterozóicos (Almeida *et al.*, 1977). O Cráton Amazônico foi dividido em seis províncias segundo Tassinari & Macambira (2004): Amazônia Central (2,5 Ga), Maroni-Itacaiunas (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Rio Negro Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignacio (1,55-1,3 Ga) e Sunsas (1,3-1,0 Ga). A área deste trabalho está localizada na Província Ventuari-Tapajós.

Materiais e Métodos

Neste trabalho realizou-se uma etapa preliminar de levantamento bibliográfico da geologia da área na porção centro-sul do Cráton Amazônico e também de outros trabalhos referentes ao estudo de diques máficos. Foram utilizadas fotos e imagens de satélite com ajuda de programas gratuitos onde foi analisada as estruturas, a litologia e a geomorfologia da região estudada. Posteriormente foi realizada a etapa de trabalho de campo para coleta de amostras e dados estruturais. E finalmente, a caracterização microscópica foi realizada através de 10 lâminas delgadas feitas a partir das amostras coletadas em campo. Foi utilizado o microscópio petrográfico binocular Olympus, modelo BX50, disponível no laboratório de microscopia do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso, que possibilitou identificar os minerais e suas texturas.

Resultados e Discussão

A partir da análise microscópica foi possível dividir as lâminas em dois grupos de acordo com seu grau de alteração. O grupo 1 é representado por diabásios preservados, apresentam

texturas intergranular, ofítica e subofítica, compostos por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, anfibólio, biotita, sericita, muscovita, apatita, clorita e minerais opacos.

Os plagioclásios (40%) foram identificados pelo método michel levy, como labradorita, de forma tabular, algumas sessões apresentam zoneamento e por vezes ocorre a alteração para sericita e muscovita. O clinopiroxênio (25%) representado pela augita apresenta cores pálidas e fraco pleocroísmo, por vezes ocorre a alteração para anfibólio. O ortopiroxênio (10%) apresenta tons de bege a marrom, fracamente pleocroicos, de granulação média. O anfibólio (5%) representado pela hornblenda, apresenta coloração verde, pleocroísmo e em processos de alteração é possível observar anfibólio da série actmolita-tremolita. A sericita (5%) e a muscovita (5%) ocorrem como produtos de alteração do plagioclásio. A biotita (3%) de cor marrom ocorre como produto de alteração dos minerais opacos. A apatita (1%) apresenta hábito acicular, granulação fina, e ocorre incluso nos plagioclásios. A clorita (1%) ocorre como produto de alteração do anfibólio. Os minerais opacos (5%) por vezes apresentam forma euédrica.

O grupo 2 é representado por diabásios hidrotermalizados, possuem textura intergranular, subofítica e ofítica, apresentam plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio, biotita, apatita, clorita, epidoto, quartzo, muscovita, minerais opacos. Em relação com as amostras mais preservadas, este grupo apresenta granulação mais fina, mais processos de alteração e uma porcentagem maior de anfibólio.

O Plagioclásio (25%) apresenta granulação de fina á media e forte alteração para sericita e muscovita. O clinopiroxênio (25%) possui cores pálidas e sofre processo de uralitização. O anfibólio (15%), de coloração verde, ocorre como produto de alteração do clinopiroxênio e algumas vezes como mineral primário. A muscovita (10%) e a sericita (5%) são produtos de alteração dos plagioclásios. A biotita (3%) tem coloração marrom e é produto de alteração dos minerais opacos. O epidoto (3%) ocorre como produto do processo de saussuritização. A clorita (2%) ocorre como produto de alteração do anfibólio. A apatita (1%) tem habito acicular e ocorre incluso nos plagioclásios. Em algumas laminas é possível ver algumas amígdalas preenchida com quartzo (6%). Os minerais opacos (5%) apresentam por vezes hábito cúbico.

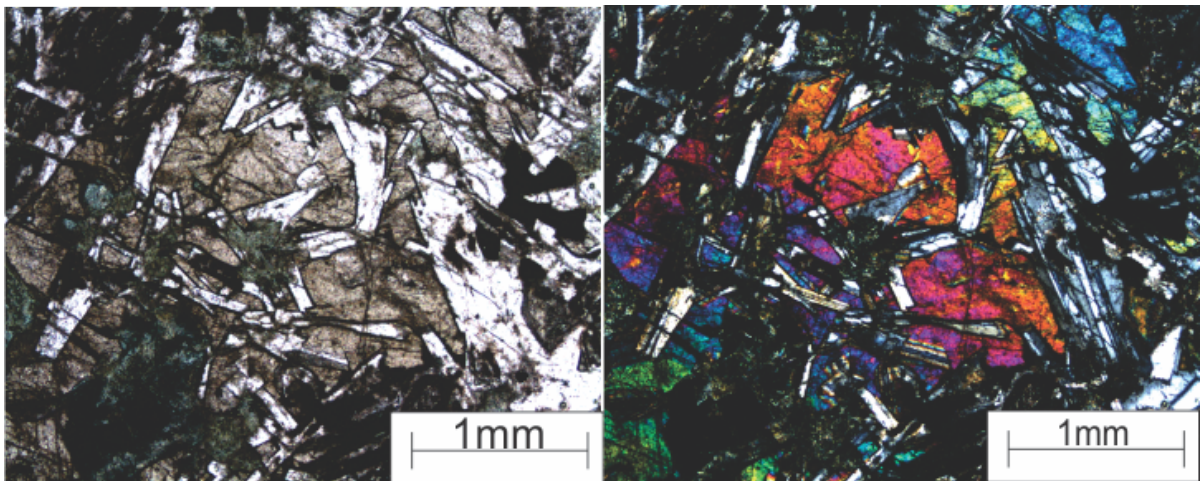


Figura 1 - Fotomicrografia do grupo 1 mostrando textura ofítica, cristais de plagioclásio, piroxênio e anfibólio, na luz natural e na luz polarizada.

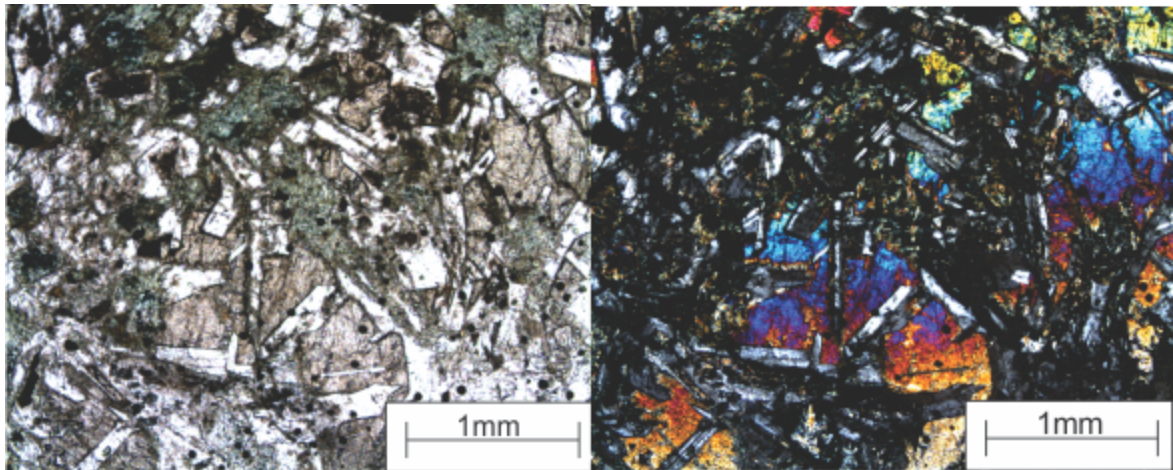


Figura 2 - Fotomicrografia do grupo 1 mostrando a textura intergranular, cristais de plagioclásio, piroxênio e anfibólio, na luz natural e na luz polarizada

Conclusões

Os diques máficos pertencentes as regiões Nova Guarita e Novo Mundo foram caracterizados como diabásio com texturas intergranular, ofítica e subofítica. São constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, anfibólio, biotita, sericita, apatita, clorita, epidoto, muscovita, quartzo e minerais opacos. Esses diques foram separados em dois grupos conforme o grau de alteração e textura em dois grupos: O primeiro grupo é representado por diabásios preservados, onde é possível observar a presença de ortopiroxênio. O segundo grupo é representado por diabásios hidrotermalizados, possui uma granulação mais fina, minerais intensamente alterados, e uma porcentagem maior de anfibólio e muscovita.

Agradecimentos

Agradecimento a FAPEMAT (Projeto 157057/2014) pelo apoio financeiro.

Referências

- Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. de E Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. Campina Grande. Ata do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste.
- Souza, J.O., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta (Relatório Integrado). Brasília. CPRM.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Geologia do Continente Sul-Americano: evol da obra de F.F.M. de Almeida, p.471-485

PETROGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL DAS ROCHAS PSAMÍTICAS DA ZONA INTERNA DA FAIXA PARAGUAI, NA REGIÃO DE NOVA XAVANTINA - MT

Silva, M.M.F.¹; Humberto da Silva, C.²; Costa, A. C. D.²; Sisti, J.

¹ Bolsista do Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica PIBIC-Af - CNPq//UFMT; Graduanda do Curso de Geologia–UFMT, Mayarafigueiredo35@gmail.com;

²Departamento de Geologia Geral – Instituto de Ciências Exatas e da Terra - UFMT.

Resumo

Os arenitos da região de Nova Xavantina estão inseridos no contexto da Província Tocantins situados na zona interna da Faixa Paraguai. Em relação a maturidade mineralógica são consideradas como maduras; em relação a maturidade textural classificam-se como submatura. Os arenitos foram classificados em quartzo arenitos a partir da análise modal dos grãos. Interpreta-se que foram gerados a partir de um constante movimento de ondas e retrabalhamento sedimentar e depositados em margens passivas ao longo de litorais de crátons estáveis.

Introdução

Nos últimos tempos, tem havido um considerável esforço para relacionar a composição dos minerais detríticos de um arenito ao ambiente tectônico de sua origem (p. ex. Dickinson, 1985; Yerino & Maynard 1984.). Para tanto têm sido estudados arenitos depositados no Fanerozoico e no Pré-Cambiano. Estes estudos têm se baseado na geoquímica de elementos maiores, traços e terras raras, geoquímica isotópica, e em uma das ferramentas elementares da geologia – a petrografia. A classificação baseada nos estudos petrográficos exige uma avaliação das porcentagens dos vários tipos de grãos presentes, por isso, são identificados e contados centenas de grãos, obtendo com isso o percentual dos grãos de quartzo, fragmentos de rocha e feldspatos. Estes são comparados com dados da literatura podendo ser classificados, e terem seu possível ambiente tectônico estimado.

A região de Nova Xavantina situa-se na Zona Interna da Faixa Paraguai caracterizada por estar dobrada e metamorfisada em fácies xisto verde, com intrusões graníticas, composta por metassedimentos do Grupo Cuiabá e rochas metavulcânicas, metavulcanoclásticas e metassedimentares atribuídas a Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina. Uma das sucessões mapeadas nessa região é marcada por rochas psamíticas, que tem sido atribuídas a Sequência Metavulcano-Sedimentar Nova Xavantina (Pinho 1990; Martinell et al 1997; Martinelli 1998). Estas rochas afloram na forma de cristas alinhadas, algumas das quais podem ser mapeadas por dezenas de quilômetros. São rochas pouco alteradas, constituídas essencialmente por quartzo e subordinadamente micas. O objetivo deste trabalho é apresentar estudo petrográfico preliminar dos metapsamitos da região de Nova Xavantina buscando estabelecer características morfológicas e texturais, além da classificação e o ambiente tectônico de sua origem.

Materiais e Métodos

Neste trabalho realizou-se um estudo bibliográfico da geologia da Zona Interna da Faixa Paraguai na região de Nova Xavantina, leste do estado de Mato Grosso. Foram utilizadas fotos e imagens de satélite onde foram analisadas as estruturas e litologia. A partir dessas informações foram realizados trabalhos de campo para mapeamento geológico, durante os quais foram coletadas amostras para estudos laboratoriais. Em etapa posterior estas amostras foram descritas

macroscopicamente. Algumas amostras foram selecionadas para confecção de lâminas delgadas. Essas lâminas foram analisadas em microscópio petrográfico binocular Olympus, modelo BX50, possibilitando estabelecer os tipos de minerais e suas texturas.

Resultados e Discussão

Os metarenitos estudados afloram nos topos dos morros em grandes blocos ou lajedos. São rochas moderadamente alteradas com granulação fina a média, coloração branca a amarelo-laranja. Apresentam uma discreta foliação, definida pela orientação da muscovita e mais raramente por grãos de quartzo recristalizados. Em alguns afloramentos, é possível observar acamamento sedimentar preservado.

As amostras analisadas são formadas por metarenitos finos a médios. A seleção varia de muito bem a bem selecionado, o arredondamento varia de subarredondado a arredondado e a esfericidade é baixa. Os principais tipos de contatos são: reto e suturado evidenciando um empacotamento do tipo normal, localmente fechado. As amostras apresentam estrutura predominantemente maciça. O arcabouço e grão suportado são constituído por quartzo (94%) e subordinadamente fragmento de pelitos e gnaisses (0,5%), os constituintes traços são minerais opacos (1%), raras biotitas (0,2%), turmalina (1%), zircão (2%) e rutilo (0,5). Quanto à maturidade mineralógica essas amostras podem ser classificadas como maduras; em relação a maturidade textural classificam-se como submatura. A quantidade de cimento é inferior a 3% e ocorre apenas cimentação por quartzo. A principal característica diagenética que marca essas rochas é oxidação e infiltração mecânica de argila.

A partir da análise modal as percentagens das combinações de grãos nas amostras estudadas foram plotados em um diagrama triangular (Pettijohn *et al.* 1987). A partir de onde puderam ser classificados como quartzo arenitos, termo aplicado apenas aos arenitos compostos por 95% ou mais de grãos de quartzo (Fig. 1). Outras características comuns a maturidade composicional, a boa seleção e arredondamento de forma que a sua maturidade textural também é alta. Essa classe de arenitos, segundo Tucker (1991), é em muitos casos o produto de longos períodos de retrabalhamento sedimentar de forma que todos os outros grãos que não de quartzo foram destruídos por abrasão mecânica. Essas condições são compatíveis com a deposição em margens passivas junto a crátons estáveis.

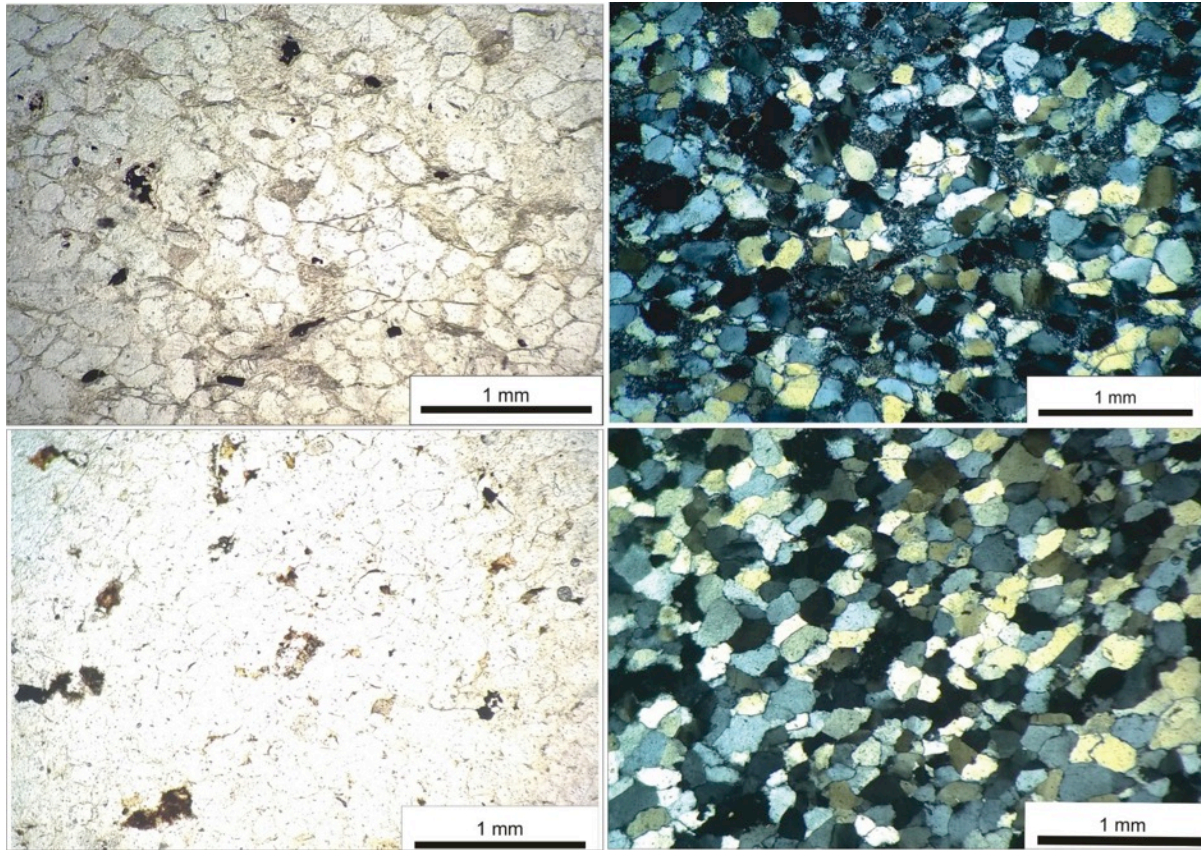


Figura 1 - Fotomicrografia das lâminas Nx 9 A1 e Nx 51 A1 mostrando predominantemente os grãos de quartzo, minerais opacos , raras biotitas , zircões e infiltrações de argila na luz natural e polarizada.

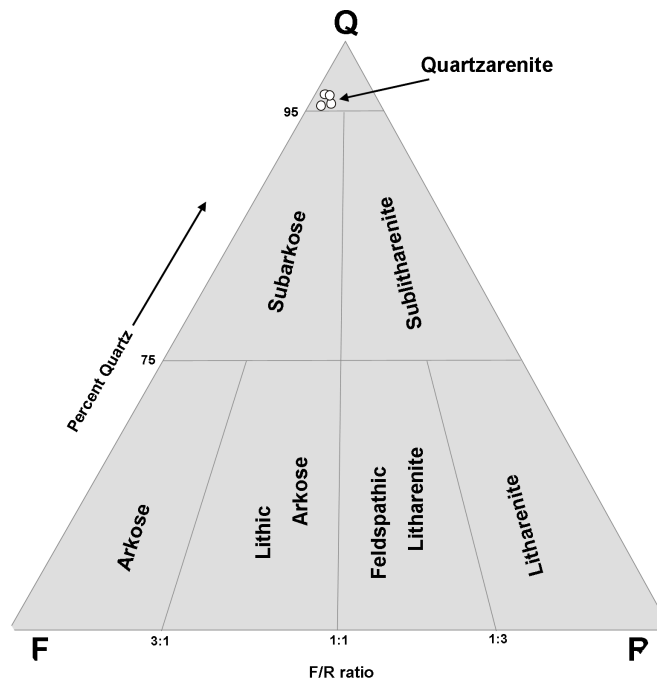


Figura 2 - Diagrama de classificação de arenitos segundo Pettijohn *et al.* (1987). Os pontos círculos representam as amostras estudadas.

Conclusões

Os modelos propostos para a deposição das rochas da Sequência Metavulcanosedimentar Nova Xavantina (Pinho 1990; Martinell et al 1997; Martinelli 1998) interpretam que estas foram depositadas em um ambiente subaquoso profundo que permitia a deposição de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas finas e rochas sedimentares químicas, tais como cherts e jaspelitos. Os resultados preliminares desse estudo permitem interpretar que as rochas psamíticas foram depositadas em um ambiente aquoso raso sobre a influência de ondas, que pela abrasão mecânica gerariam os quartzos arenitos. Uma hipótese para explicar a ocorrência dessas duas rochas em uma mesma sucessão sedimentar seria a da ocorrência de uma discordância o que levaria a parcial erosão de rochas da base em uma época anterior a deposição das rochas do topo da sucessão. Estudos adicionais estão sendo realizados com intuito de comprovar essa hipótese de trabalho.

Agradecimentos

Agradecimento ao Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica PIBIC-Af - CNPq/UFMT e ao NX Gold pelo apoio logístico .

Referências

- Dickinson, W.R. (1985) Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Provenance of Arenites (Ed. by G.G. Zuffa), pp. 333-361. Reidel, Dordrecht.
- MA, C.D. 1998 – Petrografia, Estrutural e Flúidos da Mineralização Aurífera dos Araés, Nova Xavantina, MT. Tese de Doutorado em Geologia Regional, IGCE. UNESP – Rio Claro, SP, p 183.
- MARTINELLI, C.D., XAVIER, R.P., MORALES, N., BATISTA, J.J., Modelo estrutural e flúidos da mineralização aurífera “Garimpo dos Araés” – Nova Xavantina – MT. In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá. Anais ... Cuiabá: SBG, 1997. p.46-48
- Pettijohn, F.J .. Potter, P.E. & Siever, R. (1987) Sand and Sandstone. Springer-Verlag, New York, 553 pp.
- PINHO F.E.C.1990. Estudo das Rochas Encaixantes e Veios Mineralizados a Ouro do Grupo Cuiabá, na Região denominada Garimpo do Araés, Nova Xavantina, Estado de Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 114p
- Yerino, L.N. & Maynard, I.B. (1984) Petrography of modern marine sands from the Peru-Chile Trench and adjacent areas. Sedimentology 31. 83-89.

MICROTOMOGRAFIA COMPUTADORIZADA DE RAIOS-X APLICADA NA ANÁLISE DE ESPAÇO POROSO DE ROCHAS SEDIMENTARES

Ferreira, E. F.¹; Oliveira, R. A.¹; Carmelo, A. C.¹.

¹Instituto de Geociências – Universidade de Brasília (IG/UnB), nara.ferrer@gmail.com; Instituto de Geociências – Universidade de Brasília (IG/UnB).

Resumo

A Microtomografia Computadorizada de Raios-X (μ CT) é uma técnica não destrutiva, que permite a análise e visualização tridimensional interna das amostras, além de quantificações automatizadas de área e volume. Neste trabalho, a μ CT é utilizada na análise de porosidade e fases de densidade de um subarcócio. O objetivo é descrever as etapas do processo de tomografia com enfoque nos possíveis artefatos gerados durante a etapa de aquisição. O resultado final é um modelo tridimensional (3D) da microestrutura e/ou microtextura da amostra.

Introdução

A necessidade de compreensão da geometria microscópica dos poros de uma rocha, bem como a sua distribuição e o grau de interconexão entre esses, é reflexo do interesse em conhecer rochas que apresentem potencial de armazenamento, como reservatórios de hidrocarbonetos ou água. Assim, torna-se necessário compreender o comportamento da rocha durante os processos de absorção, condensação, evaporação e migração de fluidos. Entre outras, a Microtomografia Computadorizada de Raios-X é uma técnica não destrutiva adequada para essa finalidade. Ela baseia-se em um conjunto de radiografias de raios-X da amostra adquiridos em diferentes ângulos de rotação (Bugani *et al.* 2007). Assim, é possível reconstruir, a partir desse conjunto de dados, as seções transversais que resultarão em uma modelagem tridimensional da amostra.

Neste trabalho, o procedimento de obtenção de dados a partir da aplicação da técnica μ CT é descrito. O objetivo é avaliar a eficiência e aplicabilidade da técnica na análise da porosidade em um subarcócio, considerando ruídos e parâmetros de aquisição.

Materiais e Métodos

No microtomógrafo, a radiação X é produzida artificialmente por meio da aceleração de elétrons contra um material metálico de alto número atômico (Neto *et al.* 2011). A técnica da microtomografia computadorizada por transmissão de raios-X, se baseia na capacidade de absorção dessa radiação dos materiais, que está relacionada com as variações de densidade e número atômico dos mesmos. A atenuação da radiação ao atravessar o meio homogêneo satisfaz a seguinte expressão (lei de Lambert-Beer):

$$I = I_0 e^{-\mu x}$$

Onde I_0 é a intensidade da radiação incidente, μ é o coeficiente de atenuação do material em questão, e x é a espessura atravessada.

A lei de Beer assume que o feixe de raios-X é estreito e monocromático. Na prática, o feixe real é policromático composto de, por exemplo, um espectro de fótons que varia entre 20 keV e 120 keV. Esses fatos contribuem para a introdução de artefatos de imagem (Akin & Kovscek, 2003). A dispersão dos raios-X dificulta que o detector discrimine fóton primário diretamente da fonte e fóton disperso originado de uma área que não está na linha de projeção do raio. Isso resultará em uma diminuição da resolução da densidade e da resolução espacial do produto. Além disso, artefatos em listas e anéis normalmente são originados por problemas nos detectores, caso não sejam equivalentes ou intercalibrados com precisão (Neto *et al.* 2011).

Neste trabalho, foi utilizado o microtomógrafo de raios-X, modelo 1172 (*Skyscan*; Bruker microCT), e uma amostra de subarcóseo, com dimensões 13 x 8 x 6,5 mm, proveniente da Formação Raizama, do Grupo Araras, da Faixa Paraguai, área localizada ao norte de Cuiabá.

Os parâmetros aplicados na aquisição dos dados na amostra podem interferir incisivamente na geração ou eliminação de artefatos (Neto *et al.* 2011). A tensão e a corrente utilizadas dependem da densidade e do tamanho da amostra, e neste trabalho optou-se pelos valores 100 kV e 100 μ A, respectivamente. A aplicação de filtro é importante para filtrar radiações de baixa energia e raios secundários que não contribuem na análise das amostras. Neste estudo, o filtro constituído de alumínio e cobre foi escolhido.

Resultados e Discussão

O escaneamento da amostra durou cerca de 40 minutos, com valores de *pixels* de 6,93 x 6,93 μ m, com aquisição de imagem a cada 0,4°, gerando 498 imagens.

Na etapa de reconstrução, foi utilizado o programa de reconstrução de imagem NRecon (Bruker, 2011). Algumas variáveis foram alteradas para que fosse obtida uma reconstrução com o menor número de artefatos possível. A função *Smoothing* é utilizada para suavizar a imagem, capturando padrões importantes dos dados e retirando aspectos que fogem do padrão. A “*Ring artifacts reduction*” reduz os artefatos em forma de anéis que surgem na imagem, devido a não linearidade dos fotoelementos da câmera, por defeito do detector ou calibração inadequada (Figura 1). A “*Beam-hardening correction*” lineariza as diferenças de atenuação que ocorrem dentro da amostra em relação as suas bordas (Alves 2012).

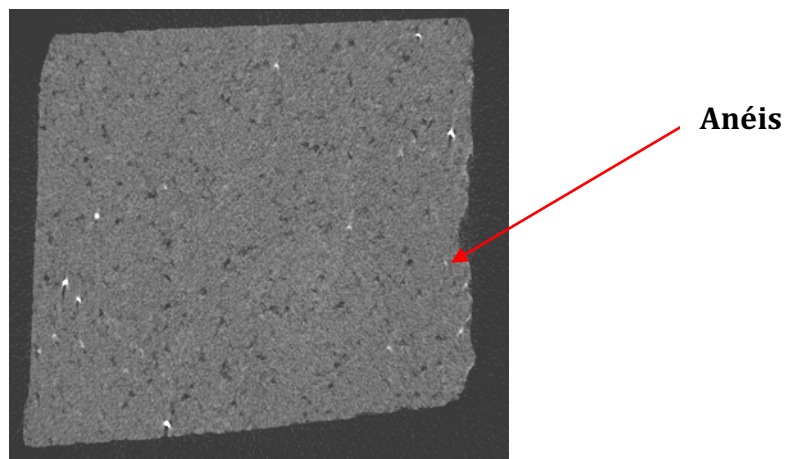


Figura 1 - Artefatos em forma de anéis resultantes de defeito do detector ou calibração inadequada na amostra de subarcóseo.

O *software* CTan (Bruker, 2010) foi utilizado para quantificar as fases de densidade presentes na amostra. Foram separadas 4 principais fases: porosidade, matriz e materiais mais densos: denso_1 e denso_2. Por fim, o *software* CTvol (Bruker, 2008) foi utilizado para a modelagem tridimensional dos dados (Figura 02), onde é possível analisar as 4 fases quantificadas pelo *software* supracitado.

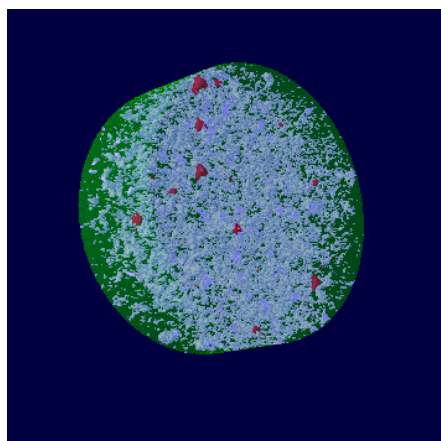


Figura 2 - Modelagem tridimensional de uma seção da amostra. A porosidade é representada pela cor cinza, a matriz pela cor verde e os materiais mais densos 1 e 2, pela cor vermelha.

Conclusões

A técnica da microtomografia computadorizada apresenta bons resultados para análise de microestrutura/ microtextura das rochas. Além disso, possui vantagens em relação às outras técnicas de quantificação de porosidade, como a petrografia. A μ CT é rápida e não destrutiva, permitindo a reutilização de amostras em diferentes condições de energia e resolução. Outra vantagem é a análise tridimensional da distribuição dos poros e a visualização em 3D gerada pelo *software* de modelagem.

Agradecimentos

À Instrutécnica, pela assistência técnica e treinamento no manejo do equipamento e *softwares* em questão.

Referências

- Akin S. & Rousek A.R. 2003. Computed tomography in petroleum engineering research. London, *Geological Society Special Publications*, v.215; p. 23-38.
- Alves, H.D.L., 2012; *Análise da porosidade de sedimentos geológicos usando a técnica de microtomografia computadorizada*. MS Dissertation. COPPE UFRJ, Rio de Janeiro, 110 p.
- Bruker. Manual for SkyScan CT-Analyser. v. 1.10. 2010.
- Bruker. Skyscan CT-volume manual. Version 2.0. 2008.
- Bruker. SkyScan NRecon user manual. 2011.
- Bugani, S.; Camaiti, M.; Morselli, L.; Castele, E.V.; Janssens, K. 2007. Investigation on porosity changes of Lecce stone due to conservation treatments by means of X-ray nano- and improved micro-computed tomography: preliminary results. *X-Ray Spectrom.* Vol.36. p. 316-320.
- Cunha A.R., Moreira A.C., Kronbauer D.P., Mantovani I.F., Fernandes C.P. 2012. Determinação de propriedades petrofísicas de rochas via simulação. Um caminho interdisciplinar. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 34, n. 4.
- Neto, J.M.R.; Fiori, A.P.; Lopes, A.P.; Marchese, C.; Coelho, C.V.P.; Vasconcellos, E.M.G.; Silva, G.F.; Secchi, R. 2011. A microtomografia computadorizada de raios x integrada à petrografia no estudo tridimensional de porosidade em rochas. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 41. p. 498-508.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS DIQUES MÁFICOS DA SUÍTE INTRUSIVA RIO PERDIDO – TERRENO RIO APA - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – MS

Paula, U.G.M.¹; Prado, I.Q.¹; Ruiz, A.S.¹; Lacerda Filho, J. V.²; Nascimento, N.D.C.³;
Plens, D.P.; Lima, G.A.¹

¹Departamento de Geologia Geral – Universidade Federal de Mato Grosso, uly.m@live.com, isabelleqz@hotmail.com, asruiz@gmail.com, gabilimagel@gmail.com ; ²Serviço Geológico do Brasil - CPRM Núcleo Brasília, joffrevlf@gmail.com; ³Instituto de Engenharia - Universidade Federal de Mato Grosso, newtoniengvg@gmail.com, dalilaplens@gmail.com

Resumo

O enxame de diques máficos da Suíte Intrusiva Rio Perdido está localizado no sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul, na Folha Porto Murtinho (SF. 21-V-D), geologicamente inserido no Terreno Rio Apa, sul do Cráton Amazônico. Segundo Medeiros & Queiroz (2009; *in*; e Brittes & Plens; 2010), estes diques são representados predominantemente por diabásios e gabros, com orientação principal E-W, e mantem contatos abruptos e retos com as encaixantes gnáissicas do Arco Magmático Rio Apa. Petrograficamente são holocristalinas, hipidiomórficas, inequigranulares, apresentam textura ofítica a sub-ofítica, e constituem-se substancialmente por plagioclásio e piroxênio como mineralogia principal, bem como anfibólio, biotita, muscovita, sericita, opacos, argilominerais, clorita, calcita, titanita, apatita e epidoto como minerais acessórios e de alteração.

Introdução

O presente trabalho tem como objetivo apresentar a caracterização geológica e petrográfica do enxame de diques máficos da Suíte Intrusiva Rio Perdido, exposto no Terreno Rio Apa, sul do Cráton Amazônico.

Ruiz (2005) e Cordani *et al.* (2010), resgatando a concepção de Almeida (1967) e Amaral (1974), apresentam uma compartimentação tectônica-geocronológica considerando o Terreno Rio Apa (1,70 a 1,30 Ga) como parte integrante do Cráton Amazônico.

Lacerda Filho *et al.* (2006) subdividiram o Terreno Rio Apa em três compartimentos geotectônicos distintos: Remanescente de Crosta Oceânica (2.2 a 1.95 Ga), Arco Magmático Rio Apa (1.95 a 1.87 Ga), e Arco Magmático Amoguijá (1.87 a 1.75 Ga).

Os diques máficos da Suíte Intrusiva Rio Perdido representam o episódio ígneo Neoproterozóico, e são descritos por Ruiz *et al.* (2010) como um evento do tipo fissural, intracontinental, em que os gabros e diabásios estão intrudidos em rochas paleoproterozóicas da Suíte Intrusiva Alumiador e do Complexo Metamórfico Rio Apa.

Materiais e Métodos

A execução deste trabalho foi estabelecida baseada na seguintes etapas: i. preparatória, a partir da leitura de artigos já existentes sobre a Suíte Intrusiva Rio Perdido; ii. aquisição de dados,

em que foi feita a coleta de amostras em campo; iii. tratamento e sistematização dos dados, com base na confecção e descrição de lâminas delgadas; iv. conclusão e elaboração deste artigo.

Resultados e Discussão

As rochas da Suíte Intrusiva Rio Perdido são constituídas por gabros e diabásios, cinza escuros a verdes, maciços, possuem uma direção preferencial N50°-70°E, mergulhos íngremes entre 80° e 90° para Se e NW. Sua espessura varia de 1 a 5m e possui contato abrupto e reto com a encaixante.

Microscopicamente são holocristalinas, inequigranulares, com granulação variando de fina a média, os processos de evidência de alteração encontrados foram a sericitização, argilitização, saussuritização, uralitização, cloritização e carbonatização. A mineralogia principal é composta por plagioclásio e piroxênio, e também se encontram anfibólio, biotita, muscovita, sericita, opacos, argilominerais, clorita, calcita, titanita (fig. 1D), apatita e epidoto como minerais acessórios e de alteração.

O plagioclásio (fig. 1A e 1B) identificado foi a andesina, se apresenta ripiforme, com geminação albita e carls bad, ocorrem em seções euédricas e subédricas, possuem textura ofítica e subofítica e intercrescimento com quartzo, caracterizando textura mirmequítica (fig. 1F). Possui alteração para sericita, muscovita, calcita, argilominerais, zoisita e clinozoisita (fig. 1C).

O piroxênio é o hiperstênio (fig. 1E), exibe geminação setorial, e está parcialmente ou quase totalmente alterado para anfibólio, caracterizando o processo de uralitização.

O anfibólio é representado pela tremolita e hornblenda, apresenta seções com hábito radial e podem conter textura pórfiro traquítica.

A biotita ocorre em cristais subedrais, é pleocróica, variando de marrom escuro a amarelo claro, ocorrem disseminadas na lâmina e em pouca quantidade. Em algumas seções está alterada para clorita. Os minerais opacos ocorrem dispersos na lâmina e tem ocorrência de duas formas, uma com hábito cúbico e outra com hábito esquelético.

Conclusões

Os diques máficos da Suíte Intrusiva Rio Perdido são constituídos por gabros e diabásios de natureza toleítica. Microscopicamente possuem textura ofítica e subofítica muito bem marcada e são holocristalinas e inequigranulares, por vezes até apresentando pórfiros de anfibólio. A mineralogia é composta essencialmente por plagioclásio, anfibólio e piroxênio, sendo que o primeiro possui alteração para sericita, muscovita, calcita, zoisita e clinozoisita e argilominerais e o piroxênio se mostra intensamente uralitizado gerando tremolita como produto de alteração. A mineralogia secundária está representada por apatita, titanita, minerais opacos e biotita que pode mostrar alteração para clorita.

Araújo *et al.* (1982) obteve idade de 914 ± 9 Ma, datada pelo método K-Ar, em plagioclásio de um dique de monzogabro da Suíte Intrusiva Rio Perdido. De acordo com Ruiz (2010), esta idade sugere que o enxame de diques estudado pode estar relacionado à ruptura do supercontinente Rodínia e a formação de uma *LIP (Large Igneous Province)* Toniana.

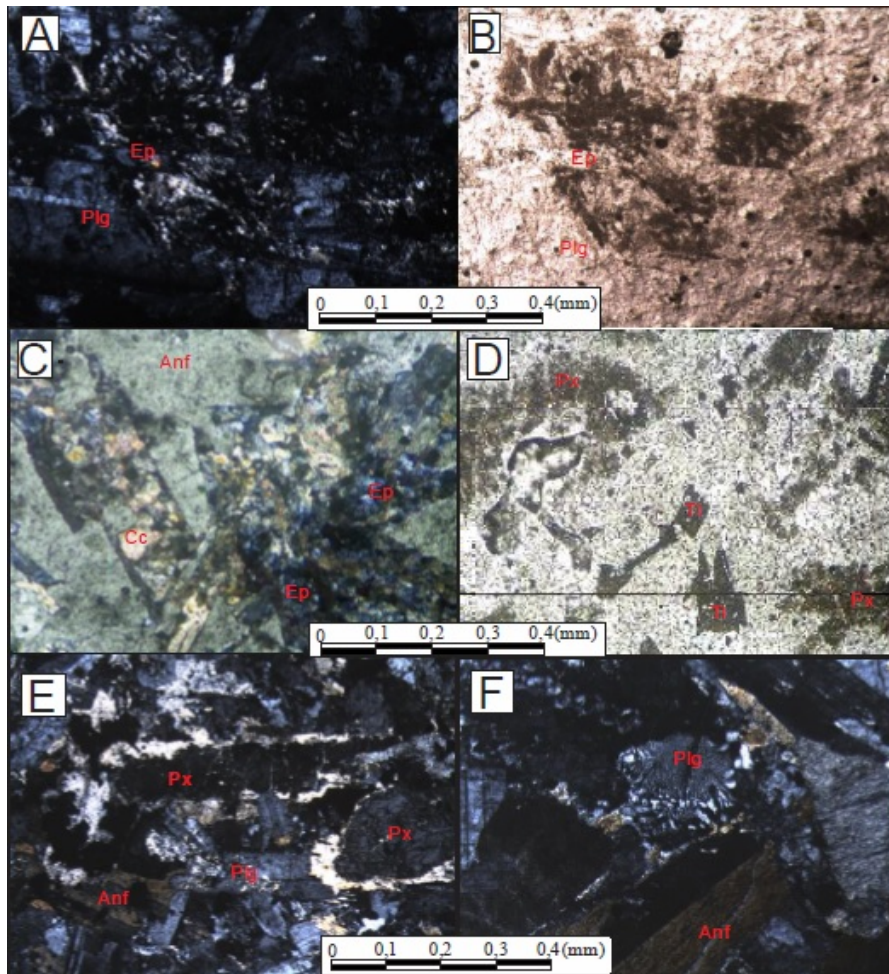


Figura 1 - Fotomicrografia das rochas da Suíte Intrusiva Rio Perdido: (A) e (B) Processos de sericitização e saussuritização no plagioclásio. (C) anfibólio e pseudomorfo de plagioclásio preenchido por zoisíta, clinozoisíta e clorita. (D) Titanita. (E) Piroxênio com bordas uralitizadas. (F) Textura mirmequítica. Nicóis cruzados em (A), (C), (E) e (F) e paralelos em (B) e (D).

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica Guaporé, à PRAE (Pró-reitoria de Assistência Estudantil), a Universidade Federal de Mato Grosso, pelo auxílio ao evento, à Sociedade Brasileira de Geologia.

Referências

- Araújo, H.J.T., Santos Neto A, Trindade C.A.H., Pinto J.C. de A., Montalvão R.M.G., Dourado T.D.C., Palmeira R.C.B., Tassinari C.C.G. 1982. *Folha SF. 21 - Campo Grande, Geologia*. Rio de Janeiro, MME/SG, Projeto Radambrasil, v. 28, p. 23-124.
- Brittes, A. F. N.; Plens, D. P. 2010. Caracterização Geológica da Serra da Bocaina, com Ênfase na Formação Serra da Bocaina – Terreno Rio Apa – Sul do Cráton Amazônico – Porto Murtinho – MS. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 20-50 p.

- Lacerda Filho, J.V.; Correia de Brito, R. S.; Rodrigues Valente, C.; Cavalcante De Oliveira, C.; Silva, M. G.; Moreton, C. C.; Martins, E. G.; Lopes, R. C.; Muniz Lima, T.; Larizzatti, J. H.; Valente, C. R.; 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul, CPRM/SICME.
- Ruiz, A. S. 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro – São Paulo.
- Ruiz, A. S.; D'agrella Filho, M. S.; Sousa, M. Z. A.; Lima, G. A. Tonian sills and mafic dike swarms of S-SW Amazonian Craton: records of Rodinia Supercontinent break-up? In: The Meeting of the Americas, 2010, Foz do Iguaçu. Abstracts... Foz do Iguaçu: The Meeting of the Americas, 2010. v. único.

ESTUDO DE QUÍMICA MINERAL E ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO NA PARAGÊNESE MINERAL DE GREISENS DA FAIXA PLACHA, MACIÇO PEDRA BRANCA, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE GOIÁS

BONFIM, L. A. R.¹; SOUZA, V. D. S.¹; BOTELHO, N. F.¹ & FILGUEIRAS, B. D. C.¹

¹Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, luis_bonfim3@hotmail.com.

Resumo

O maciço Pedra Branca é o principal depósito de Sn na região NE de Goiás, cuja mineralização ocorre em uma zona de falha denominada Faixa Placha, local onde afloram biotita granitos greisenizados, topázio–mica–quartzo greisen; mica–quartzo greisen e mica greisen ricos em cassiterita. A paragênese mineral é formada por a wolframita, sheelita, esfalerita, galena, calcopirita, pirita, arsenopirita fenacita e inclusões de minerais de terras raras na cassiterita. A análise de microsonda eletrônica revelou teores significativos de Nb, Ta e In como impurezas na cassiterita, além de F e Li nas micas. As análises de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) obtidos na cassiterita indicam uma temperatura de cristalização da ordem de 406°C a 553°C nos greisens. O depósito de estanho da Faixa Placha é considerado como pertencente ao sistema NYF (nióbio, ítrio (yttrium) e flúor).

Introdução

A Província Estanífera de Goiás - PEG (Marini & Botelho 1986) abrange as porções centro-norte e nordeste do Goiás e é formada por granitos estaníferos Paleo a Mesoproterozóicos, distribuídos em duas sub-províncias: A Subprovíncia do Rio Paranã (SRP), a leste, e Subprovíncia do Rio Tocantins (SRT), a oeste. Esses granitos características petrográficas e geoquímicas semelhantes aos granitos do tipo A, são ricos em álcalis e com altos teores de Sn, F, Rb, Th, Y, Nb, Ga e ETR. Associam-se ainda a processos de alteração tarde a pós-magmáticas, tipo microclinitização, albitização e a greisenização (Botelho *et al.* 1993; Lenharo *et al.* 2002).

O maciço granítico Pedra Branca, localizado na Subprovíncia do Rio Paranã, é um dos principais corpos mineralizados em Sn da PEG (Padilha & Laguna 1981; Botelho & Rossi 1988). A faixa Placha hospeda, além de cassiterita, distintos tipos minerais de minérios, tais como fluorita, wolframita, sheelita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita, pirita, galena, calcosita e covelita (Padilha & Laguna, 1981; Botelho e Moura, 1998). Devem ainda ser ressaltados os teores em torno de 1500 ppm de In na cassiterita, podendo ser recuperado como subproduto na metalurgia. Merece ainda destaque a presença de esfalerita rica em índio (Botelho e Moura, 1998).

Materiais e Métodos

As amostras estudadas forma coletadas de furos de sondagem e de cavas garimpeiras ao longo da Faixa Placha. O estudo petrográfico foi feito no laboratório de microscopia do Instituto de Geociências (IG-UnB) em microscópio petrográfico modelo OLYMPOS BX60 com captura de imagens. As análises de composição química foram realizadas por microsonda eletrônica modelo JEOL JXA-8230, com análises pontuais em WDS – Dispersão por Comprimento de Onda (Fava, 2000) operando com 20 Kv e 20 nA.

As análises para isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) foram realizadas na *Scottish Universities Environmental Research Centre – SUERC*, Glasgow, Escócia, sob a supervisão do Prof. A. E. Fallick. Aplicadas em três amostras de cassiterita e duas de quartzo, ambos cuidadosamente selecionados. Cada amostra com cerca de 1mg foi submetida à diluição e subsequente extração de

seu conteúdo isotópico ($\delta^{18}\text{O}$), a partir da reação com trifluoreto de cloro (ClF_3) utilizando a técnica de fluoração por aquecimento a laser (Macaulay *et al.*, 2000). A precisão das determinações pela análise de replicação do laboratório foi de 0,2 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$, aplicado ao padrão internacional V-SMOW(‰).

Resultados e Discussão

Os biotita e zinnwaldita granitos (pb2d), fácies mais evoluídas do plúton Pedra Branca, foram afetados por processos de alteração hidrotermal tarde a pós-magmáticas, os quais culminaram com a formação de greisens e veios de quartzo portadores de mineralizações de estanho, sob a forma de cristais de cassiterita, na chamada Faixa Placha. Os greisens foram classificados em topázio–mica–quartzo greisen, mica-quartzo greisen e mica greisen e as micas correspondem a variedades siderofilita-protolitionita da série siderofilita-polilitionita (Foster 1960; Stone *et al.* 1988). Em geral, os greisens são compostos principalmente por proporções variáveis de quartzo, mica, topázio e fluorita.

A cassiterita ocorre na forma cristais euédricos a subédricos, zonados, pouco a moderadamente fraturados e exibindo micro-inclusões minerálicas (fig.1.a-c). Em geral, seu zoneamento típico é marcado pela alternância de faixas de cores amarelo pálido, laranja, vermelha até castanho escuro. As faixas de cores amarelo pálido a laranja são mais enriquecidas em Sn, enquanto que as de cores vermelha a castanho escuro são ricas em Fe, Ti, Nb, In, U, W e Ta. Nb, Fe e Ta podem alcançar 5% em concentração de óxido (fig.1.b-d), enquanto que In e U chegam a concentrações de 560 ppm e 380 ppm, respectivamente. A cassiterita apresenta teor de $\text{SnO}_2 = 96\% - 100\%$. Ocorrem como minerais acessórios pirita, calcopirita, covelita, esfarelita, galena, arsenopirita, scheelita e a wolframita de composição ferberita (fig.1.e-f), distribuídos de forma disseminada e/ou formando agregados.

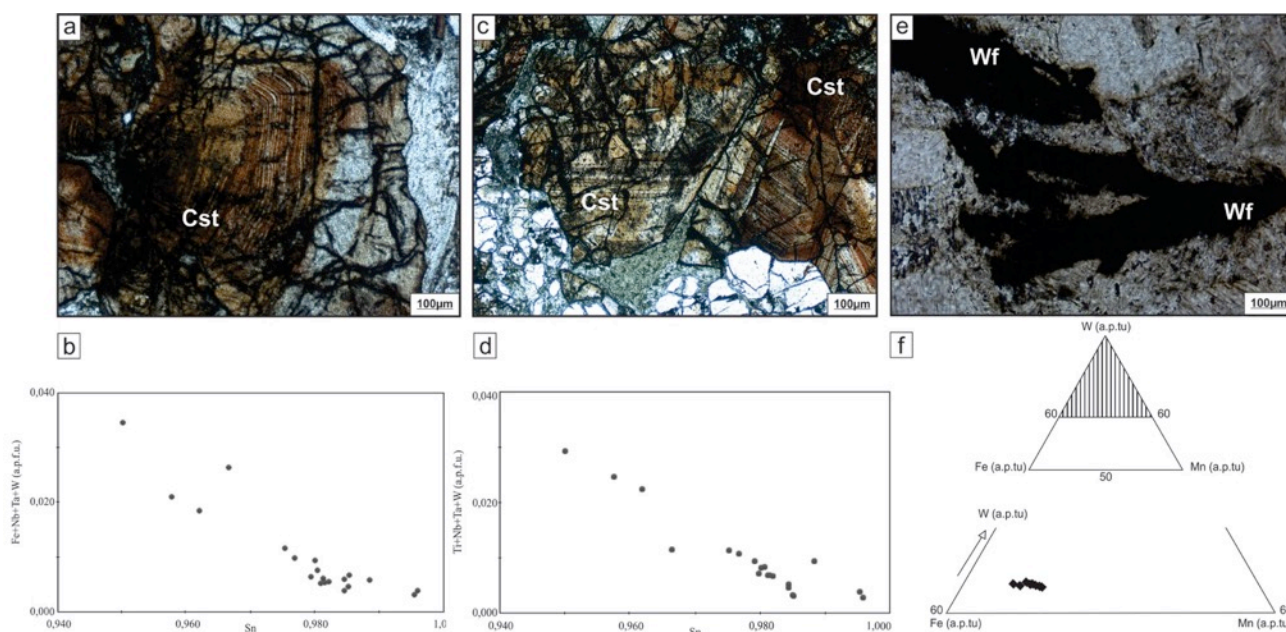


Figura 1 - Aspectos microscópicos em nicóis paralelos de cristais de cassiterita e wolframita nos greisens (a,c,e), diagramas de correlações atômicas (Fe+Ta+Nb+W e Ti+Ta+Nb+W) aplicados às cassiteritas (b,d) e diagrama de correlação atômica Fe-W-Mn aplicado aos cristais de wolframita (f); Cst: cassiterita. Wf: wolframita.

A substituição de Sn por Nb, Ta, W, Ti e Fe é favorecido por temperaturas altas durante a cristalização da cassiterita, onde o aumento no conteúdo de Sn é acompanhado da diminuição nos

conteúdos de Fe+Ti+Nb+Ta+W (Fig. 1b;1d). Tais substituições podem ser expressas pelas equações $2\text{Sn}^{4+} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{Ti}^{4+} + \text{Fe}^{3+} + \text{OH}^-$ e $3(\text{Sn}, \text{Ti})^{4+} \leftrightarrow 2(\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} + \text{Fe}^{2+}$.

Dados de $\delta^{18}\text{O}$ para cassiterita-quartzo revelou valores discrepantes, os quais podem ser indicativos de um processo de fracionamento isotópico durante a ascensão dos fluidos responsáveis pela mineralização. Como o quartzo é um mineral pouco suscetível ao fracionamento isotópico (Faure 1986; Taylor Jr. 1978), tal registro ficou melhor diagnosticado em cassiterita. O intervalo geotermométrico obtido varia de 406°C a 553°C. O fluido hidrotermal responsável pela mineralização de cassiterita na Faixa Placha pode ser considerado como predominantemente de origem magmática. Entretanto a interação do fluido hidrotermal magmático com fluido meteórico durante a greisenização pode ter ocorrido em menor proporção.

Conclusões

A mineralização de cassiterita da Faixa Placha está relacionada com a fase pb2d, proveniente do granito Pedra Branca, fase magmática resultante de um eficiente mecanismo de fracionamento, que culminou com a separação de uma fase hidrotermal rica em voláteis e elementos incompatíveis, a qual se deslocou para os níveis de ápice da intrusão ígnea e foi responsável pelas transformações tarde a pós-magmáticas que originaram os greisens na Faixa Placha. Os cristais de cassiterita na zona de greisens apresentam baixos conteúdos em Fe, Ti, Nb, Ta, W e conteúdos mais elevados de Sn. A temperatura obtida para a formação da cassiterita varia de 406°C a 423°C, adquirida a partir de isótopos de oxigênio. Os teores de F nas micas (siderofilita-protolitionita) e a presença de fluorita evidenciam que esse elemento foi um importante complexante do estanho, concentrando-o nas fases fluidas até os estágios finais de diferenciação magmática e as concentrações elevadas de Nb, superiores às de Ta, a presença de U e P de terras raras, indicam que o depósito de estanho da Faixa Placha é pertencente ao sistema de assinatura geoquímica NYF (nióbio, ítrio (yttrium) e flúor).

Agradecimentos

Agradecemos ao CNPq pelo apoio financeiro para a realização desta pesquisa (projeto e concessão de bolsa). À UnB pelo apoio e disponibilidade dos laboratórios.

Referências

- Botelho N.F. & Rossi G. 1988. *Depósito de estanho de Pedra Branca, Nova Roma, Goiás*. In: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E. (eds.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, vol. III. DNPM-CVRD. pp. 267-285.
- Botelho N.F., Bilal E., Moutte J., Fonteilles M., 1993, Precambrian A type tin-bearing granites in the Goiás Tin Province, central Brazil: a review. In: Workshop MAGMA. Resumos Expandidos, Acad. Brasil.Cienc. Rio de Janeiro, 1993, pp. 5-8.
- Botelho, N. F. and Moura, M. A. 1998. Granite-ore deposit relationship in central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 11: 427-438.
- Faure G. 1986. *Principles of isotopic geology*. 2nd, New York, John Wiley & Sons, 589 p.
- Foster M.D. 1960. Layer charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas. *American Mineralogist*, 45:383- 398.
- Lenharo, S.L.R.; Moura, M.A.; Botelho, N.F. 2002, Petrogenetic and mineralization processes in Paleo- to Mesoproterozoic rapakivi granites: Examples from Pitinga and Goiás, Brazil. *Precambrian Research*, 119: 277-299.

- Macaulay, C.I., Fallick, A.E., Haszeldine, R.S., and Graham, C.M., 2000, Methods of laser based stable isotope measurement applied to diagenetic cements and hydrocarbon reservoir quality: *Clay Minerals*, v. 35, p. 313–322, doi:10.1180/000985500546684.
- Marini O.J. & Botelho N.F. 1986. A província de granitos estaníferos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*. 16(1): p. 119-131.
- Padilha, J.L. & Laguna, A.M.G. – 1981 – Geologia dos granitos da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Serra do Mendes-Goiás, In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, 1981, *Atas*. P. 622-643.
- Stone M., Exley C.S., George M.C. 1988. Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. *Mineralogical Magazine*, **52**:175-182.
- Taylor Jr. H.P. 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**:177-210.

SESSÃO TÉCNICA

GEOLOGIA ECONÔMICA, METALOGENIA E EXPLORAÇÃO MINERAL

ESTRUTURAÇÃO GRAVIMÉTRICA REGIONAL E IMPLICAÇÕES PARA A DISTRIBUIÇÃO DOS SISTEMAS MINERAIS AURÍFEROS DA PROVÍNCIA JURUENA – TELES PIRES-ARIPUANÃ, BORDA SUL DO CRATON AMAZONAS NO ESTADO DO MATO GROSSO

CAMPOS, L.D.¹; ALVES, F.M.²; RIZZOTTO, G.J.²

¹Serviço Geológico do Brasil – CPRM – Divisão de Geologia Econômica (DIGECO) / Superintendência Regional de Goiânia, leandro.campos@cprm.gov.com;

²Serviço Geológico do Brasil – CPRM – Gerência de Geologia e Recursos Minerais (GEREMI) / Superintendência Regional de Goiânia

Resumo

A Província Juruena – Teles Pires – Aripuanã é uma das áreas com o maior potencial mineral da região norte do Brasil. A geologia da província é composta principalmente por associação plutono-vulcânica com e sem deformação, formados entre 2,0 e 1,77 Ba. A mineralização aurífera foi datada em 1.786 ± 1 Ma e interpretada como cogenética aos granitos, granófiros e intrusivas subvulcânicas das suites Paranaíta, Teles Pires e Colíder.

Foi observada uma forte correlação espacial entre as principais estruturas interpretadas a partir das bordas e descontinuidades gravimétricas com a colocação dos granitos não deformados de idades 1,80-1,78 Ba. As mineralizações auríferas ocorrem preferencialmente na borda norte da anomalia gravimétrica e estão associadas a estruturas regionais de direção ESE-WNW e NE-SW. Neste sentido, os resultados do presente trabalho podem ser aplicados aos futuros modelamentos de cunho preditivo como um dos principais controles regionais das mineralizações auríferas da província.

Introdução

A indústria mineral mundial está atravessando uma das maiores crises da história. No cenário atual vemos um aumento nos custos dos projetos de exploração em geral, ao mesmo tempo em que passamos por uma drástica redução de investimentos. Neste sentido a utilização de ferramentas de baixo custo operacional como os levantamentos geofísicos regionais, tanto aéreos quanto terrestres, tem se tornado de grande importância para a seleção de alvos exploratórios.

O presente trabalho tem como objetivo utilizar dados de levantamento gravimétrico terrestre, realizado em escala regional, para o entendimento da arquitetura das estruturas profundas do distrito aurífero de Juruena – Teles Pires – Aripuanã e sua implicação na distribuição dos depósitos de ouro e metais base da região.

A Província Aurífera Juruena – Teles Pires – Aripuanã está localizada no limite das províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (ca. 1,95-1,8 GBa) e Rio Negro – Juruena (1,8-1,55 Ba) (Tassinari e Macambira 1999). A geologia da província é composta por um embasamento granítico deformado e metamorfisado (2,05 a 1,99 Ba) e por sequências plutono-vulcânicas geradas em ambiente pós-colisional a intra-placa, meta a peraluminosas, com afinidade geoquímica com as séries cálcio-alcálica de médio a alto K e shoshoníticas, semelhantes a granito dos tipos I, A e S (1,82 a 1,77 Ba), além de sequências sedimentares vulcano-clásticas (1,76-1,74 Ba) a predominantemente clásticas (<1,37 Ba) (Souza *et al.* 2005, Silva e Abram 2008, Assis 2015).

O embasamento é composto pelos complexos Bacareí-Mogno e Cuiú-Cuiú (2,0 Ga). O Complexo Bacareí-Mogno é formado por anfíbolitos, kinzigitos, enderbitos e, além de xistos, formações ferríferas bandadas e rochas metaultramáficas. O Complexo Cuiú-Cuiú é composto de gnaisses e migmatitos graníticos a tonalíticos, de características similares aos encontrados na Província Tapajós. O embasamento é cortado e recoberto por uma sequência plutono-vulcânica formada entre 1,88 e 1,77 Ga composta pelos granitos não deformados Nhandú, Matupá, Juruena,

Apiacás, Vitória, Paranaíta, Teles Pires e as suítes deformadas São Pedro, São Romão e Vitória, além de rochas subvulcânicas a vulcânicas de composição riodacítica a riolítica da Suite Colíder (Souza *et al.* 2005).

A mineralização de ouro e metais base da província está relacionada às intrusões de granitos tardios associados a suíte intrusiva Paranaíta/Teles Pires (ca. 1,80 a 1,75 Ga), em plataforma continental pós-colisional ou intraplaca (granitos tipo A). Estas intrusões paleoproterozóicas teriam correspondido às fontes de calor, fluidos e metais necessários para a formação de um sistema mineralizante magmático-hidrotermal que durou cerca de 10 Ma (Assis 2011, Assis 2015). A mineralização do distrito foi datada em 1.786 ± 1 Ma através do método Re-Os em concentrados de pirita e molibdenita o que demonstra a contemporaneidade das mineralizações com o alojamento de corpos porfíricos a sub-vulcânicos correlacionados à suíte Colíder e aos granitos Paranaíta/Teles Pires, estes últimos representados pelo Pórfiro União do Norte na região do município de Matupá (Assis 2015).

Materiais e Métodos

O método gravimétrico tem como objetivo mensurar as distorções no campo gravimétrico terrestre causado pela distribuição de materiais geológicos com significativos contrastes de densidade. O principal aspecto da metodologia utilizada foi a tentativa de se destacar as bordas, ou limites dos corpos de diferente densidade. Estes limites de corpos gravimétricos (*gravity edges*) podem representar falhas, ou estruturas regionais, capazes de colocar lado a lado corpos de densidade contrastante.

Neste trabalho foram utilizados os dados gravimétricos de domínio público, além de dados levantados pela CPRM. Para ressaltar a borda dos corpos gravimétricos foram geradas curvas de isocontorno a partir da derivada vertical do mapa de anomalia Bouguer residual. Lineamentos foram então interpretadas ao longo das principais quebras de gradiente do mapa da primeira derivada vertical e integradas aos dados geológicos, estruturais e metalogenéticos da província.

Resultados e Discussão

A região de estudo é composta por uma anomalia gravimétrica de direção ESE-WNW contínua por aproximadamente 500 quilômetros ao longo do *strike*. O mapa de lineamentos obtidos a partir da derivada vertical do campo residual mostram um arranjo de estruturas de direção aproximada ESE-WNW e NE-SW.

É notável a diferença entre as estruturas da borda sul e da borda norte da anomalia gravimétrica. A borda sul da anomalia gravimétrica é marcada por uma estrutura contínua por aproximadamente 350 Km ao longo do *strike*, a qual aparenta ser mais profunda, visto que não se observa nenhuma descontinuidade geológica em mapa. Entretanto, na borda norte ocorre uma série de estruturas menores de direção aproximada E-W, truncada por zonas de descontinuidade de direção NE-SW. A descontinuidade lateral das estruturas da borda norte reflete a complexidade do sistema de falhas de primeira e segunda ordem que estão relacionadas à colocação das rochas graníticas paleoproterozóicas pouco deformadas. A distribuição das suítes intrusivas Paranaíta/Teles Pires, em geral, está coincidente com a borda norte da anomalia gravimétrica regional. Adicionalmente, existe forte relação espacial dos depósitos auríferos primários da região com as estruturas formadas pelas descontinuidades gravimétricas da borda norte.

O perfil gravimétrico modelado na região de Alta Floresta indicou a presença de rochas de densidade similares a rochas sedimentares clásticas ($2,52 \text{ g/cm}^3$) no extremo sudoeste da seção. É possível observar que não existe contraste de densidade entre as suítes deformadas São Pedro e São Romão, ao sul, e os granitos não deformados, ao norte, com densidade em torno de $2,76 \text{ g/cm}^3$. Entretanto, os dois domínios estão separados por um corpo de densidade mais baixa ($2,65 \text{ g/cm}^3$). O significado desta anomalia de baixa densidade é incerto, podendo representar uma zona de intenso fluxo hidrotermal e de alteração dos granitos. Adicionalmente, nota-se que rochas com

densidade em torno de 2,70 g/cm³ sobrepõem-se em baixo ângulo às rochas graníticas no extremo nordeste da seção, representando as vulcânicas da suíte Colíder.

Conclusões

A utilização dos lineamentos obtidos a partir das bordas gravimétricas integrados ao arcabouço geológico e estrutural mostra-se como uma forte ferramenta para a identificação de estruturas importantes para a circulação de grande volume de fluidos hidrotermais. Estas estruturas são de enorme importância na formação dos sistemas minerais, pois conectam as zonas de reservatório de fluidos, confinados a altas pressões, às porções superficiais da crosta, de menor pressão confinante. A associação espacial entre estruturas translitosféricas e depósitos minerais é uma característica comum aos principais distritos mineiros no mundo.

Os lineamentos na borda norte da anomalia gravimétrica sugerem um complexo arranjo de estruturas associadas à intrusão de corpos graníticos tardios, indicando a formação de zonas de permeabilidade aumentada na crosta. Estas zonas de permeabilidade focalizam o fluxo de fluidos hidrotermais mineralizantes e se apresentam como o principal controle, em escala regional, para a formação dos depósitos auríferos da província.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Serviço Geológico do Brasil - CPRM pela disponibilização dos dados de gravimetria e liberação para apresentação do presente trabalho no XIV SGCO. Adicionalmente os autores agradecem aos colegas da Gerencia de Geologia e Recursos Minerais da Superintendência de Goiânia pelas constantes discussões e trabalho em equipe.

Referências

- Assis R.R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 428 p.
- 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.
- Silva M.G., Abram M.B. 2008. Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena – Teles Pires. Relatório Final. Goiânia, CPRM, 212 p.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, CPRM, 164 p.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazon Craton. Episodes, 22(3):174-182.

ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DA KRIGAGEM ORDINÁRIA AO ERRO AMOSTRAL E SUAS APLICAÇÕES AO CONTROLE DE QUALIDADE

SILVA, V.M.¹; COSTA, J.F.C.L.²

¹Departamento De Engenharia de Minas –Universidade Federal do Rio Grande do Sul,victormiguelsilva@hotmail.com; ² Departamento De Engenharia de Minas –Universidade Federal do Rio Grande do Sul;

Resumo

Os limites de tolerância utilizados nos controles de qualidade, tanto para amostragem quanto análises químicas, são baseados em valores tidos como boas práticas ou empregados em depósitos semelhantes. O atendimento a esses valores de referência não necessariamente garante modelos de teores a precisão e acurácia exigida. Através da comparação do impacto nas estimativas com a utilização de bases de dados sintéticas com diferentes níveis de perturbação nos teores, é proposta a definição dos limites de qualidade. A metodologia é ilustrada pela avaliação da sensibilidade do depósito de Walker Lake (Nevada, EUA). Os resultados definiram limites tolerância para os teores próximo aos recomendados pela literatura.

Introdução

Apesar da ampla gama de técnicas de modelagem e estimativas de teores, nenhuma é capaz de anular o impacto de uma base de dados com baixa qualidade na sua informação. Para garantir essa qualidade, são empregados controles no monitoramento sistemático da acurácia e precisão nas análises e ensaios físicos (QAQC). Esses controles têm seus limites de tolerância tipicamente baseados em valores médios sugeridos para diversos tipos de depósitos (ABZALOV, 2008), o que não necessariamente garante que as estimativas terão a precisão e acurácia necessária, devido a características únicas de cada depósito.

Frente à necessidade de mensuração do impacto real da informação na precisão e acurácia das estimativas, é proposta uma metodologia que meça o impacto dos erros analíticos nos modelos de teor, possibilitando a definição mais eficaz dos limites de tolerância em função da precisão necessária das estimativas.

Materiais e Métodos

O método proposto é aplicado na análise de sensibilidade da krigagem ordinária e definição dos limites de qualidade do depósito de Walker Lake (ISAACS E SRIVASTAVA, 1989), utilizando uma versão reescalada com teores de V (em ppm) em 195 posições em uma malha pseudo-regular de 20x20 m em uma área de 78.000 m² (280x300 m).

O semivariograma desse depósito apresentou maior e menor continuidade respectivamente nas direções N157.5° e N67.5°. Os parâmetros modelados do variograma são apresentados na equação 1:

$$\gamma_{v(\text{ppm})}(\mathbf{h}) = 6000 + 13000 \cdot \text{Sph}(1) \cdot \left(\frac{N157.5E}{20m}, \frac{N67.5E}{16m} \right) + 42000 \cdot \text{Sph}(2) \cdot \left(\frac{N157.5E}{69m}, \frac{N67.5E}{40m} \right) \quad (1)$$

Os teores de V foram estimados por krigagem ordinária em blocos de 10x10x1 m, com a elipse de procura utilizando um mínimo de 3 e um máximo de 12 amostras da vizinhança.

Os cenários secundários foram obtidos via simulação de Monte-Carlo através do método de LEHMER (1951) em distribuições com desvio-padrão de 2% a 40% (desvio relativo entre o valor amostral secundário e o inicial). Para cada realização de incerteza de teores, foram geradas e

estimadas 25 bases de dados. Na tabela 1 são apresentadas as características de cada cenário secundário obtido pela estimativa das bases de dados alteradas.

rio	de Correlação		a	édio Blocos (%)	α +Diluição
bIS	2	1.00	274.9	2.45	0.68%
bIS	4	1.00	274.7	5.01	1.03%
bIS	6	1.00	274.9	7.38	1.47%
bIS	8	1.00	275.0	9.96	2.00%
bIS	10	0.99	275.2	12.29	2.46%
bIS	15	0.99	275.6	18.62	3.59%
bIS	20	0.97	274.7	25.88	4.86%
bIS	25	0.97	274.4	29.98	5.37%
bIS	30	0.95	274.9	36.07	6.47%
bIS	40	0.91	273.0	50.61	8.94%

Tabela 1 - Estatísticas descritivas da média dos modelos estimados utilizando as 25 bases de dados secundários de teor e sua comparação ao modelo de blocos do cenário de referencia.

Resultados e Discussão

A comparação dos resultados será realizada entre valores de uma dada realização e os valores de referência através do desvio médio e pela proporção dos blocos incorretamente classificados como minério ou estéril (Perda ou Diluição para um Cut-off de 450 ppm) dos seus blocos. Na sensibilidade dos teores, um aumento de 5% no desvio-padrão da incerteza aumenta em 6.3% o desvio médio entre o bloco estimado e seu valor de referência (figura 2B) e em 1.12% os blocos classificação incorreta de minério ou estéril (Figura 2A).

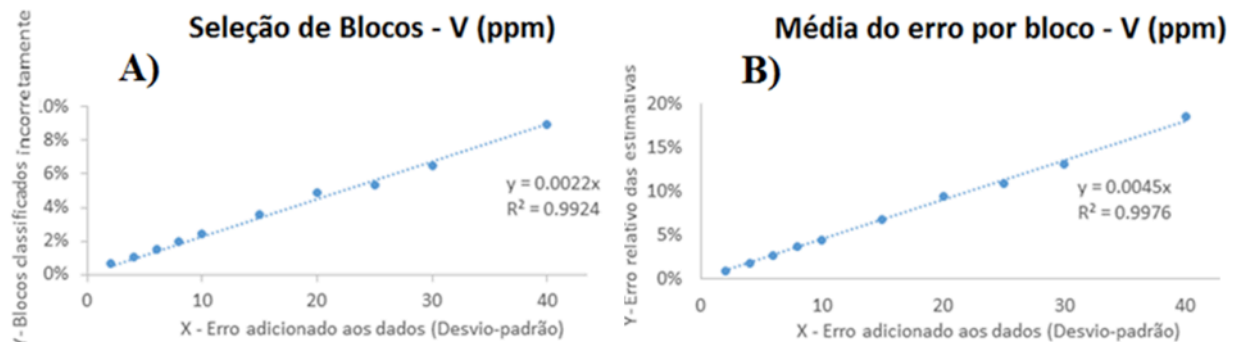


Figura 2 - Curvas de sensibilidade entre o desvio-padrão de erro adicionados à base de dados utilizada (X) e seu impacto medido pela proporção de blocos classificados incorretamente (%) como minério ou estéril (A) e no erro relativo entre as estimativas bloco-a-bloco (B).

Considerando arbitrariamente um máximo aceitável de 3% dos blocos classificados incorretamente devido aos erros na informação. Utilizando as equações de seleção de blocos (Figura 2A), é definido qual a exatidão necessária nos teores de V que garanta o impacto aceitável na classificação de blocos (equação 2):

$$\begin{aligned} \text{Blocos classificados incorretamente} &= 0.0022 \times \text{desvio-padrão do erro amostral} & (2) \\ \text{Desvio-padrão do erro amostral} &= 0.0022 / 0.03 = 7.3\% \end{aligned}$$

Considerando que as replicatas de campo medem as incertezas presentes em um banco de dados de sondagem, em sua função que deve ser definido o valor de tolerância através da

metodologia proposta. Para esse tipo de duplicata, é empregado como padrão na indústria (ABZALOV, 2008; 2011) que 90% das amostras devam estar a 10% da média entre as duplicatas (ou 20% de distância entre elas). Portanto o desvio-padrão calculado pelo método proposta de 7.3% garante que 90% dos valores de V estejam a até +ou-10.6% do valor real, muito próximo daquele sugerido como boa pratica.

Conclusões

A metodologia proposta para a análise de sensibilidade na krigagem ordinária possibilita traduzir valores do controle de qualidade como taxa de rejeição e intervalo de incerteza, para números financeiramente mensuráveis e de amplo entendimento na indústria mineira, como perda e diluição. Também é possível fazer o caminho contrário, em que, baseado na assertividade desejada das estimativas, define-se os limites de tolerância.

A definição dos limites de tolerância é aplicável para qualquer tipo de depósito, permitindo avaliar e comparar o impacto nas estimativas da incerteza entre depósitos com diferentes densidades amostrais e/ou métodos de amostragem. No caso de V os valores para incerteza dos teores foram muito próximos daqueles difundidos e tidos como boa prática.

A sensibilidade ao erro locacional, quando levado em conta a precisão dos métodos topográficos atuais, pôde assumida como desprezível. A metodologia abre a possibilidade de avaliar o impacto de erros locacionais em dados históricos, onde a qualidade da locação é conhecida e pode ser medida através de reaquisição de marcos originais encontrados.

Referências

- Abzalov, M. Z. 2008 Quality Control Of Assay Data: A Review Of Procedures For Measuring And Monitoring Precision And Accuracy.. In: Exploration and Mining Geology, 2008, 17 (3-4): P. 1-14
- Abzalov, M. Z. 2011 Sampling Errors And Control Of Assay Data Quality In Exploration And Mining Geology.. Disponível Em: <[Http://Www.Academia.Edu/6262174/Absalov_Qaqc](http://www.Academia.Edu/6262174/Absalov_Qaqc)>. Acesso Em: 26 Abr. 2015.
- Isaaks, E. H.; Srivastava, R. M. 1989 An Introduction To Applied Geostatistics.. Oxford University Press: New York.
- Lehmer, D. H. 1951 Mathematical Methods In Large-Scale Computing Units Proceedings Of A Second Symposium On Large-Scale Digital Calculating Machinery. Cambridge: Harvard University Press, P. 141-146.

MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DO MINÉRIO AURÍFERO DA MINA DE POSSE, MARA ROSA, GOIÁS.

MATEUS ANDRADE REIS¹, THIAGO MATHEUS CÂMARA DE ARAUJO² & NILSON FRANCISQUINI BOTELHO³

1-Bolsista IC/CNPq, 2-Mestrando IC/CNPq, 3- Orientador IC/CNPq. Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Campus Asa Norte, 70.910-900 – Brasília, DF.

Resumo

A exploração mineral na região da mina de Posse, teve início no começo da década de 1970, porém desde o começo da exploração do ouro existia grande problema na recuperação do mesmo que se encontrava na forma de teluretos.

Análises por meio da microsonda eletrônica (EPMA) e de microscopia eletrônica, em amostras estudadas da Mina de Posse constatando que não existe, ou é muito raro, a presença de ouro como grãos livres, e sendo mais comum o metal na forma de telureto (AuTe_2), este predominantemente incluso na pirita.

Introdução

A mina de Posse já foi alvo de exploração de ouro, porém devido a problemas para recuperação de parte desse ouro, que se encontra na forma de teluretos, a extração do minério foi interrompida. O principal componente do minério é AuTe_2 podendo estar associado a outros metais ($(\text{Ag}, \text{Au})_2\text{Te}$; (PbTe)). A origem do minério da Mina de Posse e o modelo metalogenético do depósito aurífero ainda são temas de discussão, com várias propostas divulgadas na literatura (ARANTES, 1991; PALERMO, 2000). Atualmente, com um novo contexto de conhecimento geológico e de valor econômico do ouro, a região volta a ser alvo de interesse para a exploração do minério em questão. A empresa Amarillo Gold Corporation está numa fase final de trabalho e pesquisa para reabertura da mina e tem interesse na elucidação das questões referidas acima. Estas questões são tema da Dissertação de Mestrado do Programa de Geologia do IG-UnB, iniciada em 2013.

Para auxiliar na solução do problema de recuperação do ouro este Mestrado tem como objetivo mostrar como está disposto o ouro livre na rocha e o telureto (AuTe_2), com o fim de visar uma otimização da extração para o minério em questão.

Contexto Geológico

O Arco Magmático de Goiás compreende uma faixa de aproximadamente 1000 km de extensão e se estende pela borda oeste do Domínio Goiano. Compondo a região do arco magmático que se estende pelos subdomínios central e norte, na qual observa-se o arco magmático de Mara Rosa. Sua formação é oriunda da convergência pré-colisional entre os Crátons de São Francisco e Amazônico, durante o processo de subducção da litosfera oceânica que desenvolveu rochas plutônicas em arcos insulares e cordilleranos, e a formação de pacotes metavulcanossedimentares associados.

Metodologia

A pesquisa teve seu desenvolvimento iniciado com a revisão bibliográfica sobre teluretos (Anthony *et al.*, 1990) e sobre a geologia da mina de Posse (PALERMO, 2000; OLIVEIRA, 2004). Por meio de amostras coletadas em trabalho de campo anterior foram confeccionadas lâminas delgadas e treze seções polidas, estas últimas utilizadas para desenvolver o trabalho em questão. Essas seções polidas foram confeccionadas a partir de testemunhos de sondagem e de rochasaflorantes na região da mina. Todos os procedimentos analíticos foram executados em

laboratórios do Instituto de Geociências (IG-UnB). As seções polidas foram descritas em microscópio polarizador de luz refletida. Após serem feitas todas as descrições, foi possível seguir para a próxima etapa que consistiu de imageamento e análises qualitativas por EDS no microscópio eletrônico de varredura (MEV). A etapa analítica final consistiu na obtenção de análises químicas por microsonda eletrônica (EPMA). As condições analíticas na EP-MA foram de 20Kv de aceleração, corrente de 20 nA e tempos de contagem de 30s para ouro e 10s para os demais elementos.

Resultados

Com a compilação dos resultados obtidos a partir das análises químicas juntamente com as descrições previamente feitas mostrou que o ouro (Au) encontra-se realmente na forma de calaverita ($AuTe_2$), não sendo observado associado a outro mineral ou na forma de elemento nativo. Por outro lado, o telúrio (Te) pode ser encontrado nas formas de altaíta ($PbTe$), Frohbergita ($FeTe_2$) e também como elemento nativo. Além disso, os teluretos são encontrados predominantemente como inclusões, com tamanho máximo de 100 micras, em pirita. Em associação com os teluretos encontra-se calcopirita ($CuFeS_2$), pirita (FeS_2) molibdenita (MoS_2) e esfalerita (ZnS).

Foram feitas 73 análises pontuais, EWS, no qual incluíam cristais de calcopirita, pirita, molibdenita e esfalerita, porém resultados representativos foram obtidos em 61 das análises realizadas, sendo que as demais não foram satisfatórias devido a erro analítico. A partir destas análises foi construída uma tabela representativa que é mostrada na Tabela 1.

As análises mostram variações de porcentagens de bismuto (Bi) de até 5%, prata (Ag) 0,1%, chumbo (Pb) 3%, cobalto (Co) 0,1% e cobre 0,7% sendo assim as principais impurezas encontradas nos sulfetos. Na pirita, mineral que apresenta maiores porcentagens, o ouro (Au) e o telúrio (Te) é encontrado com teores de até 0,9% e 6% respectivamente, mostrando que parte desses elementos estão presentes como inclusões sub-microscópicas. Em outros minerais como a calcopirita os teores são menores que 0,03%.

Seção Polida	Mineral	As	S	Pb	Bi	Ag	Te	Fe	Cu	Mo	Au	Zn	Total
TMP-33B	Pirita	0,00	54,12	0,09	0,17	0,01	0,01	47,08	0,00	Na	0,03	0,03	101,53
TMP-33B	Calcopirita	0,00	35,08	0,00	0,16	0,03	0,00	29,64	34,42	Na	0,00	0,09	99,43
TMP-33B	Calcopirita	0,01	35,39	0,02	0,15	0,00	0,04	30,55	34,67	Na	0,00	0,00	100,82
TMP-33B	Pirita	0,00	53,66	0,02	0,16	0,03	0,00	46,43	0,00	Na	0,16	0,00	100,45
TMP-27	Pirita	0,00	53,64	0,04	0,10	0,00	0,01	47,41	0,00	Na	0,01	0,00	101,20
TMP-27	Pirita	0,00	54,27	0,12	0,18	0,00	0,00	47,56	0,02	Na	0,00	0,00	102,15
TMP-27	Pirita	0,00	54,21	0,00	0,15	0,02	0,00	47,22	0,01	Na	0,00	0,02	101,63
TMP-27	Pirita	0,00	54,15	0,02	0,05	0,00	0,00	47,39	0,00	Na	0,00	0,00	101,62
TMP-27	Pirita	0,00	53,99	0,00	0,21	0,01	0,04	46,78	0,00	Na	0,00	0,02	101,04
TMP-27	Pirita	0,00	54,05	0,01	0,21	0,00	0,00	47,27	0,03	Na	0,03	0,06	101,65
TMP-27	Pirita	0,00	51,56	0,05	0,21	0,02	0,00	45,50	0,00	Na	0,00	0,00	97,35
TMP-27	Pirita	0,00	54,14	0,00	0,15	0,00	0,08	47,41	0,04	Na	0,04	0,00	101,85
TMP-27	Pirita	0,00	53,99	0,00	0,14	0,00	0,00	46,98	0,01	Na	0,00	0,03	101,15
TMP-27	Pirita	0,00	53,78	0,00	0,18	0,00	0,02	47,18	0,00	Na	0,03	0,00	101,19
TMP-27	Pirita	0,00	53,69	0,14	0,20	0,00	0,00	46,89	0,00	Na	0,00	0,01	100,92
TMP-27	Pirita	0,00	53,96	0,03	0,10	0,01	0,00	47,07	0,00	Na	0,02	0,04	101,22
TMP-27	Pirita	0,00	54,03	0,06	0,19	0,00	0,02	47,17	0,01	Na	0,04	0,03	101,56
TMP-27	Pirita	0,03	53,80	0,08	0,23	0,00	0,02	47,31	0,00	Na	0,00	0,00	101,46
TMP-27	Pirita	0,00	54,48	0,00	0,20	0,00	0,04	47,30	0,00	Na	0,00	0,03	102,05
TMP-28	Pirita	0,00	53,67	0,04	0,16	0,00	0,02	47,14	0,00	Na	0,00	0,00	101,03
TMP-31	Pirita	0,00	53,25	0,09	0,24	0,00	0,01	46,66	0,00	Na	0,00	0,00	100,24
TMP-31	Pirita	0,00	53,36	0,12	0,20	0,00	0,00	47,07	0,00	Na	0,04	0,00	100,78
TMP-31	Pirita	0,00	53,66	0,00	0,16	0,02	0,00	46,99	0,00	Na	0,03	0,04	100,90
TMP-31	Pirita	0,00	53,36	0,01	0,19	0,01	0,03	46,96	0,02	Na	0,08	0,00	100,64
TMP-31	Pirita	0,00	53,37	0,05	0,12	0,01	0,00	47,13	0,00	Na	0,00	0,00	100,68
TMP-31	Pirita	0,00	53,68	0,03	0,15	0,00	0,04	47,23	0,00	Na	0,07	0,00	101,19
TMP 19	Calcopirita	0,03	32,35	0,09	0,12	0,00	0,00	29,98	35,14	0,11	0,00	0,06	97,86
TMP 19	Pirita	0,00	51,65	0,10	0,17	0,00	0,01	46,39	0,02	0,07	0,00	0,00	98,40
TMP 19	Pirita	0,00	50,98	0,09	0,20	0,00	0,00	45,21	0,00	0,07	0,00	0,00	96,56
TMP 19	Molibdenita	0,01	38,74	0,16	0,21	0,00	0,00	0,64	0,00	59,73	0,00	0,01	99,50
TMP 19	Molibdenita	0,00	38,36	0,09	0,34	0,00	0,00	0,09	0,02	59,61	0,00	0,03	98,54

Tabela 1 - Composição química dos sulfetos analisados na Mina de Posse. N.a: não analisado.

Para os teluretos, devido ao tamanho dos grãos, só foi possível fazer análises em 7 sendo utilizados os resultados de 6, sendo que uma das análises não foi satisfatória devido a erro analítico. A partir destas análises foi construída uma tabela representativa que é mostrada na Tabela

2.

Nos grãos de telureto de ouro há variações de Ag de até 7,3% e de cobre(Cu) 0,7%. No telureto de chumbo uma quantidade de 0,5% Bi é encontrada. No telúrio nativo observa-se porcentagens que variam de 4% para o enxofre(S), 6% de ferro(Fe) e 5% de cobre(Cu).

Seção Polida	Mineral	As	S	Pb	Bi	Ag	Te	Fe	Cu	Mo	Au	Zn	Total
TMP-33B	Cavalerita	0	0	0	0,102	7,197	61,07	0,124	0,716	N.a	30,807	0,01	100,026
TMP-33B	altaita	0	0,007	60,122	0,537	0,011	37,553	0,223	0	N.a	0	0	98,453
TMP-33B	Cavalerita	0,023	0	0	0,21	7,304	61,51	0,11	0,674	N.a	29,903	0,009	99,743
TMP-31	Cavalerita	0	0,007	0	0,471	0,168	58,461	2,269	0,152	N.a	37,19	0	98,718
TMP 21	Telúrio Nativo	0	4,062	0	0,021	0	74,754	6,871	5,83	0,017	0	0,034	91,589
TMP 21	Telúrio Nativo	0	0,261	0	0,012	0	100,717	1,393	0,027	0,071	0	0	102,481

Tabela 2 - Representa as relações das seções polidas e os elementos analisados em cada um dos teluretos analisados. N.a: não analisadas. Das amostras estudadas a seção TMP-27 foi retirada de um furo de sondagem no qual foi feita análise química pela empresa Amarillo Gold Corporation os resultados da seção indicaram altos teores de Au, porém nas análises realizadas de EWS não foram constatados os mesmos altos teores outrora encontrados na análise química.

Discussão e Conclusões

A análise dos dados obtidos por meio da microsonda eletrônica (EPMA) e de microscopia eletrônica, em conjunto com as descrições previamente realizadas, aponta que, nas amostras estudadas da Mina de Posse, a concentração do ouro está eminentemente associada ao telúrio na forma de calaverita (AuTe_2), que se manifesta predominantemente inclusa na pirita, em grãos muito finos, sendo que a presença de ouro como grãos livres não existe, ou é muito rara. A partir de todos os aspectos observados sobre como se dispõe o minério de interesse, certifica-se previamente que a extração deste ouro associado ao telureto não deve ser feita de modo convencional, para evitar problemas de recuperação e, portanto, de viabilidade de exploração do minério restante na Mina de Posse.

Referências Bibliográficas

- Angeiras, A.G., Costa, L.A.M., Santos, R.C., 1988. Depósito De Ouro De Mara Rosa, Goiás. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Eds.), Principais Depósitos Minerais Do Brasil, Vol. 3. Departamento Nacional De Produção Mineral/Companhia Vale Do Rio Doce, Pp. 523-534.
- Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W., Nichols M.C. 1990. Handbook Of Mineralogy, Vol.I: Elements, Sulfides, Sulfosalts. Mineral Data Pub., Tucson, Arizona, 588 P.
- Arantes, D., Osborne, G.A., Buck, P.S., 1991. The Mara Rosa Volcano-Sedimentary Sequence And Associated Gold Mineralization. In: Laddeira, E.A. (Ed.), Brazil Gold '91. Balkema, Rotterdam, Pp. 221-229.
- Oliveira C.G., Pimentel M. M., Melo V., Fuck R. A. 2004. The Copper-Gold And Gold Deposits Of The Neoproterozoic Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil. Ore Geology Reviews 25 (2004) 285-299.
- Palermo N., Porto C. G., Costa Jr. C. N. 2000. The Mara Rosa Gold District, Central Brazil. Revista Brasileira De Geociências. 30(2): 256-260, Junho De 2000.
- Ramdohr, P. 1980. The Ore Minerals And Their Intergrowths. 2a. Edição, 2 Vols. Pergamon Press, Oxford.
- Pimentel, M. M. ; Jost, Hardy ; Fuck, Reinhardt A . O Embasamento Da Faixa Brasília E O Arco Magmático De Goiás. In: Virgínio Mantesso-Neto; Andrea Bartorelli; Celso Dal Ré Carneiro; Benjamin Bley De Brito Neves. (Org.). Geologia Do Continente Sul-Americano: Evolução Da Obra De Fernando Flávio Marques De Almeida. 1ed. São Paulo: Beca, 2004, P. 355-368.

O IMPACTO DO SISTEMA STRIKE-SLIP TRANSBRASILIANO NOS PROCESSOS DE MINERALIZAÇÃO DO DISTRITO AURÍFERO NATIVIDADE, FAIXA BRASÍLIA SETENTRIONAL

CORRÊA, R.S.¹, OLIVEIRA, C.G.¹, VIDOTTI, R.M.¹

¹Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. robertodesiqueiracorrea@gmail.com

Resumo

A assembleia litológica paleoproterozoica desta porção da Faixa Brasília Setentrional, ao ser submetida aos processos de deformação, metamorfismo e hidrotermalismo do Ciclo Brasileiro, no Neoproterozoico, originou uma paragênese neoformada. Os eventos hidrotermais deram origem a diversos depósitos auríferos orogênicos, concentrados ao longo de zonas de cisalhamento associadas ao Lineamento Transbrasiliano. O presente trabalho propõe caracterizar metalogeneticamente as ocorrências do Distrito Aurífero Natividade e esclarecer a influência da Orogenia Brasileira na área de estudo.

Introdução

A orogenia causada pelo choque dos crátons Amazônico e São Francisco, no fim do Neoproterozoico, é denominada de Ciclo Brasileiro (Schobbenhaus *et al.*, 1984). No Brasil, este Evento provocou a formação da Província Tocantins a partir de processos de magmatismo, deformação e metamorfismo (Almeida *et al.*, 1981). Sua principal estrutura, chamada de Lineamento Transbrasiliano, possui milhares de quilômetros, se estendendo da África à Argentina. Originada a partir de um sistema transcorrente de cinemática dextral, esta estrutura promoveu a migração de fluidos hidrotermais ao longo de zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis subverticais, levando à formação de diversos depósitos minerais na Faixa Brasília (Oliveira *et al.*, 2004).

No Distrito Aurífero Natividade, os depósitos orogênicos de Serra de Natividade, Chapada de Natividade, Terra Vermelha e Príncipe têm sua origem associada à alteração metassomática das rochas paleoproterozoicas da Sequência Metavulcanossedimentar Água Suja, Suíte Xobó e Suíte Rio do Moleque, respectivamente (Figura 1). Durante o Ciclo Brasileiro, estas unidades litológicas foram submetidas a metamorfismo regional sob fácies Xisto Verde associado à implementação das zonas de cisalhamento de *trend* NS-N20°E, onde se encontram a maioria das ocorrências auríferas da área. Dentre este conjunto de estruturas, a de maior destaque é a Zona de Cisalhamento Cruz das Almas, interpretada como uma zona de sutura (Oliveira *et al.*, 2012). De maneira geral, os depósitos são caracterizados por ocorrências auríferas em veios de quartzo, ocorrendo de forma livre ou como inclusões em sulfetos, apresentando semelhanças com o Terreno Almas-Dianópolis (Kuyumjian & Araújo Filho, 2005).

Materiais e Métodos

A pesquisa consistiu, inicialmente, em mapeamento geológico com auxílio de produtos geofísicos de magnetometria e gamaespectrometria. Numa segunda etapa, as análises seguiram

com a confecção de lâminas petrográficas e, posteriormente, química de rocha total e mineral por microsonda eletrônica em grãos de feldspato potássico, plagioclásio, sericita, biotita e clorita. Dados sobre a fonte e condições físico-químicas dos fluidos mineralizantes foram obtidos a partir de técnicas de isótopos estáveis de C e O em veios de carbonato e S em grãos de pirita e por inclusões fluidas.

Resultados e Discussões

O sistema *strike-slip* implementado durante o Ciclo Brasileiro encontra-se evidenciado em imagens de gamaespectrometria e magnetometria (Figura 1). No Depósito Aurífero de Príncipe, a composição ternária RGB evidencia o formato sigmoide do Granito Príncipe (GP), que possui assinatura de alto K-eTh-eU, com sombras de pressão nas suas extremidades sul (alto K), composta por pegmatitos, e norte (alto eTh), composta por rochas alteradas hidrotermalmente. Dentro do GP, há faixas de alta deformação de *trend* N30°W evidenciadas nos produtos K e K Anômalo que correspondem a tectonitos caracterizados por biotita-sericita-quartzo-xistos, oriundos da deformação localizada e da hidrólise dos feldspatos presentes no GP. Anomalias identificadas em produtos magnetométricos envolvendo processamentos por Deconvolução de Euler e *Matched Filtering* estão associadas às zonas de cisalhamento NS-N20°E, que bordejam e cortam o GP e suas sombras de pressão. Na área, também ocorrem anomalias mais profundas, associadas a falhas N45°E, que correspondem ao *trend* regional do Lineamento Transbrasiliano, além das falhas EW, mais rasas e de caráter rúptil.

Em estudos petrográficos, é possível identificar diversos minerais hidrotermais, que ocorrem como fruto da alteração das paragêneses primárias. Como reações mais características, destacam-se hidrólise, sericitização, saussuritização, silicificação, Fe-metassomatismo, turmalinização, biotitização, cloritização, carbonatação e sulfetação. Dentre o grupo de minerais neoformados, há destaque para os filossilicatos, que são os que ocorrem com maior abundância e que marcam uma forte textura lepidoblástica paralela à foliação principal das rochas. As análises geoquímicas em rochas e minerais reiteram as observações em microscópio, apontando metassomatismo de Fe, Ca, Mg, K, Na e apresentando teores anômalos para Au, Ag, Co e Bi.

Estudos das propriedades da solução hidrotermal apontam valores de isótopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ em torno de -6‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ entre 13‰ e 18‰, e $\delta^{34}\text{S}$ entre 1‰ e 3‰, apresentando um baixo fracionamento isotópico. Análises de inclusões fluidas identificaram o fluido como aquo-carbônico com baixas concentrações de CO₂ e salinidade de aproximadamente 5%. Nas inclusões, análises microtermométricas de aquecimento indicam temperatura de homogeneização total média de 249°C, enquanto o geotermômetro da clorita, realizado em microsonda, aponta temperaturas muito superiores, com média em 361°C.

O Distrito Aurífero Natividade teve sua formação a partir da Orogenia Brasileira, onde o metamorfismo regional sob fácies Xisto Verde provocou a formação de um fluido hidrotermal a partir da desidratação de rochas-fonte em profundidade. O Sistema *Strike-Slip* Transbrasiliano, ao originar ou reativar as zonas de cisalhamento subverticais da área, provocou a acumulação e posterior migração das soluções hidrotermais ao longo destas estruturas. O ouro foi transportado ligado a complexos sulfetados que se mantiveram estáveis devido à baixa interação fluido-rocha proporcionada por estes canais, o que promove a sustentação das condições físico-químicas do fluido. Em estruturas de menor ordem, como a Zona de Cisalhamento Cruz das Almas, processos

de transporte predominaram, dando origem a veios estéreis compostos essencialmente por quartzo e sericita.

Nas estruturas de maior ordem, porém, ocorreu a deposição de ouro e outros metais a partir de reações com encaixantes e por mudanças bruscas nas condições do ambiente. Nos depósitos de Chapada de Natividade e Terra Vermelha, o fluido interagiu com os pegmatitos altamente reativos da Suíte Xobó, transformando a paragênese ígnea primária numa rocha rica em sericita e biotita hidrotermais, culminando em veios com quartzo, carbonato, sulfetos e ouro. No Depósito Serra de Natividade, as rochas encaixantes são xistos da Sequência Metavulcanossedimentar Água Suja que, ao serem hidrotermalizados, formam veios de quartzo com filossilicatos, hematita, magnetita, sulfetos, carbonato e ouro. No Depósito Aurífero de Príncipe, as zonas de cisalhamento canalizadoras do fluido, ao atingirem o domínio da sombra de pressão norte, dão lugar a um sistema pervasivo e interconectado de veios, alterando as rochas tonalíticas-granodioríticas da Suíte Rio do Moleque.

Conclusões

Todos os depósitos apresentam caráter epigenético, com precipitação de ouro e outros metais a partir da reação com as rochas paleoproterozoicas da área. O Lineamento Transbrasiliano teve uma função fundamental para as mineralizações, provocando a formação ou reativação e rotação das zonas de cisalhamento da área. Estas estruturas atuaram como canais para a migração de fluidos hidrotermais até atingirem sítios de precipitação aurífera a partir de reações com rochas encaixantes e desestabilizações físico-químicas.

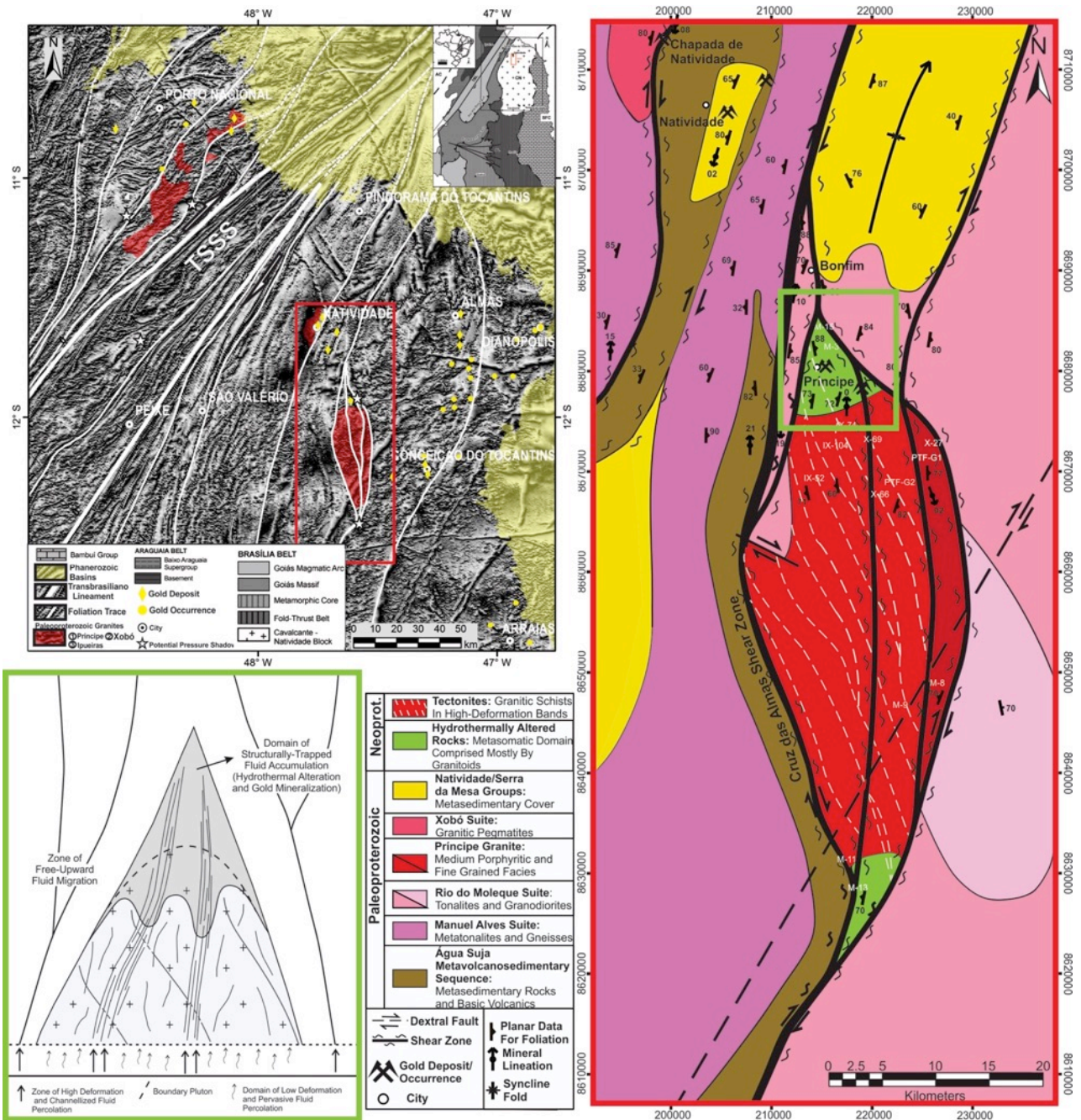


Figura 1 - Acima (esq.), imagem magnetométrica ISA que evidencia o Lineamento Transbrasiliânico. O retângulo destacado em vermelho delimita a área do Distrito Aurífero Natividade, onde as estruturas brasileiras desencadearam as mineralizações auríferas. O mapa geológico, à direita, destaca o Depósito Aurífero de Príncipe, em verde, formado a partir de uma sombra de pressão de escala regional. Este modelo é representado abaixo (esq.), mostrando a importância do sistema transcorrente para a percolação de fluidos hidrotermais que levaram à precipitação aurífera. Figuras extraídas de Corrêa (2014).

Agradecimentos

Os autores são gratos ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, CNPq e CAPES pelo auxílio com as pesquisas.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth Science Rev.*, 17, 1-29.
- Corrêa, R.S. 2014. Deformação, Alteração Hidrotermal E Mineralização Aurífera Associados Ao Granito Príncipe, Distrito Aurífero De Natividade. Dissertação De Mestrado (Não Publicada), Universidade De Brasília, 101 P.
- Kuyumjian, R.M., Araújo Filho, J.O. 2005. Depósitos E Ocorrências De Ouro No Terreno Arqueano-Paleoproterozoico De Almas-Dianópolis (To): Evidências Da Importância Metalogenética Do Evento Brasileiro. *Revista Brasileira De Geociências*, 35, 611-614.
- Oliveira, C.G., Pimentel, M.M., Melo, L.V., Fuck, R.A. 2004. The Copper–Gold And Gold Deposits Of The Neoproterozoic Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil. *Ore Geology Reviews*, 25, 285–299
- Oliveira, C.G., Vidotti, R.M., Dantas, E.L., Souza, V.S., Chemale, F.J. 2012. Projeto Natividade: Relatório De Graduação Do Curso De Geologia Da Universidade De Brasília, Brasil.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R. & Asmus, H.E. 1984. *Geologia Do Brasil: Departamento Nacional Da Produção Mineral*, Brasília, 501 P.

CARACTERIZAÇÃO DA ZONA INFERIOR DO CORPO AURÍFERO INGÁ, *GREENSTONE BELT* DE CRIXÁS – GOIÁS.

Castoldi, M.A.S.¹; Frantz, J.C.¹; Marques, J.C.¹; Santos, B.A.²; Lunkes, M.K.²; Oliveira, F.C.²;
Salles, R.C.²; Costa, D.A.²; Appollo, J.F.²;

¹Instituto de Geociências - UFRGS, marco.castoldi@utah.edu; ²Mineração Serra Grande - AngloGold Ashanti;

Resumo

O Corpo de minério Ingá localiza-se no *greenstone belt* de Crixás, Brasil central, que consiste de uma sequência vulcano-sedimentar metamorfisada na fácies xisto verde a anfibolito inferior, contendo a sexta maior reserva de ouro do Brasil (Jost, *et al.* 2010). A sequência supracrustal, definida por Sabóia *et al.* (1981), é caracterizada da base para o topo pela Formação Córrego Alagadinho (komatiitos), Formação Rio Vermelho (basaltos toleíticos) e a Formação Ribeirão das Antas (filito carbonoso e grauvacas). O corpo Ingá, descoberto em 2012, é dividido em Zonas Superior e Inferior devido ao seu estilo de mineralização (Fortes, P.T.F.O. 1996). A Zona Superior é caracterizada pela presença de lentes de sulfeto maciço hospedadas em dolomitos. Na Zona Inferior a mineralização aurífera é hospedada em um veio de quartzo massivo e no filito carbonoso adjacente, controlado pela denominada estrutura III, associada com arsenopirita, pirrotita e calcopirita subordinada. No intuito de aprimorar parâmetros para futuras campanhas de exploração mineral, o presente trabalho busca caracterizar as assembleias de alteração hidrotermal e a mineralização aurífera da zona inferior do corpo Ingá a partir do estudo de testemunhos de sondagem selecionados. Descrição detalhada de testemunhos de sondagem permitiu a identificação, da base para o topo de: grauvaca, quartzo-clorita-sericita-granada xisto (QCSGX), filito carbonoso e mármores dolomíticos brechados. Raros diques e *sills* de anfibólio-carbonato xisto cortam as litologias e é comum a presença de lentes de QCSGX no filito carbonoso. A alteração hidrotermal é caracterizada pela presença de um halo externo superior de carbonatação pervasiva-seletiva, halo externo central de alteração potássica e fílica pervasiva-seletivas e halo interno central de silicificação pervasiva. Há cloritização tardia seletiva em toda a espessura do pacote estudado. A mineralização hospeda-se adjacente ao veio de quartzo massivo que corta o filito carbonoso e ocorre como cristais intrafoliares disseminados e milimétricos de pirrotita e arsenopirita, assim como calcopirita subordinada. Megacristais idiomórficos de arsenopirita ocorrem comumente disseminados a até três metros adjacente às margens do veio de quartzo massivo, com presença de ouro livre. Cristais de ouro também ocorrem como inclusões nos cristais de arsenopirita idiomórficos ou nas fraturas dos mesmos. Os altos teores de ouro localizam-se na estrutura III, dominada pela silicificação e contendo arsenopirita idiomórfica, constituindo os parâmetros prospectivos mais relevantes. A alteração hidrotermal sobre as rochas hospedeiras do corpo Ingá permite concluir por sua intensidade e extensão de que houve alta razão fluido/rocha, relacionada a zona de deformação rúptil-dúctil na qual se encontra o corpo. Conclui-se que o corpo de minério Ingá apresenta similaridade em relação aos controles de mineralização de outros corpos do *greenstone belt* de Crixás hospedados na Estrutura III.

Introdução

O Corpo de minério aurífero Ingá está hospedado na Estrutura III do *greenstone belt* de Crixás (GBC), noroeste do estado de Goiás. Recentemente descoberto, encontra-se ainda em fase de exploração mineral, sendo que até então nenhum trabalho de pesquisa havia sido publicado. Diferentemente de outros corpos conhecidos no GBC, o corpo Ingá está situado a uma profundidade média de 700 metros da superfície, chegando a superar o nível 1.000 metros em sua região SW. Devido a diferença de estilos de mineralização, é dividido em duas principais zonas, denominadas Zona Inferior e Superior (Fortes, P.T.F.O. 1996). Na zona inferior a mineralização aurífera é hospedada em um único veio de quartzo massivo (VQM) e no filito carbonoso adjacente, associada com arsenopirita, pirrotita e calcopirita subordinada. O presente trabalho tem como objetivo caracterizar os halos de alteração hidrotermal e a mineralização aurífera da zona inferior do corpo de minério Ingá, buscando definir e/ou aprimorar parâmetros prospectivos.

Materiais e Métodos

Um total de quatro furos de sondagem foram selecionados em uma seção aproximadamente perpendicular ao *plunging* geral do corpo de minério Ingá. A escolha dos furos de sondagem estudados foi feita com base em características marcantes observadas: XIGE-0023 (Altíssimo teor aurífero), XIGE-0055 (Teor aurífero duplicado), XIGE-0066 (Teor aurífero abaixo e acima do veio de quartzo principal) e II-485 (Sem teor aurífero). Aproximadamente 280 metros de testemunho de sondagem foram descritos em detalhe, sendo coletadas setenta e oito amostras e confeccionadas quarenta e cinco lâminas petrográficas. As lâminas petrográficas foram descritas com microscopia de luz transmitida e refletida (MEIJI MT9420L). As análises semiquantitativas por EDS são realizadas em microscópio eletrônico de varredura (JEOL JSM-6610LV) para determinar fases minerais presentes, além de imageamento *backscattering* para análises da forma, tamanho e ocorrência de cristais de ouro. A caracterização da composição mineralógica é realizada com microsonda eletrônica (Cameca SXFive). Difração de raios-x (Siemens Bruker AXS-D5000) é empregada para caracterização mineralógica de argilominerais como apoio a determinação de padrões de alteração hidrotermal.

Resultados e Discussão

Na zona inferior do corpo de minério Ingá, a descrição detalhada de testemunhos de sondagem permitiu a identificação, do topo para a base, das seguintes litologias: mármores dolomíticos brechados, filitos carbonosos, quartzo-clorita-sericita-granada xistos (QCSGX) e metagrauvas. A presença de lentes de QCSGX no filito carbonoso é comum, apresentando halos de cristalização no contato, com segregação de cloritóide e granada. Diques e *sills* de anfíblio-carbonato xisto que cortam as litologias são raros. Microvenulações descontínuas de quartzo, carbonato e quartzo-carbonato ocorrem ao longo de todo o intervalo. A alteração hidrotermal é caracterizada pela presença de um halo externo superior de carbonatação, halo externo central de alteração potássica (biotita) e filica e halo interno central de silicificação. Há cloritização tardia em toda a espessura do pacote. Ocorre silicificação pervasiva a partir do VQM em direção à rocha encaixante com espessura (caráter intenso) de 14 a 19 metros na parte superior e de 1,6 a 2 metros na parte inferior, caracterizando um halo interno central. Ocorre alteração carbonática pervasiva-seletiva na parte externa superior do filito carbonoso de 11 a 35 metros, a partir do mármore dolomítico brechado. Alteração potássica e subordinadamente filica pervasiva-seletivas ocorrem

em quantidades significativas ao longo de toda a espessura do pacote de filito carbonoso e QCSGX, caracterizando uma zona de alteração externa à silicificação. Cloritização seletiva é tardia e ocorre praticamente em todo o intervalo de rochas hospedeiras da zona inferior do corpo Ingá, representada pela alteração hidrotermal retrogressiva da biotita para a clorita.

A mineralização encontra-se hospedada adjacente ao VQM que corta o filito carbonoso e ocorre como cristais intrafoliares milimétricos de pirrotita e arsenopirita, assim como calcopirita subordinada. Arsenopirita intrafoliar também ocorre associada à bolsões com alteração potássica na matriz brechada dos mármores dolomíticos, próximo do contato com o filito carbonoso. Megacristais idiomórficos de arsenopirita ocorrem disseminados a até três metros adjacente às margens do VQM e apresentam, por vezes, sombras de pressão com cristais de quartzo e biotita. Ouro livre ocorre disseminado no VQM e cristais de ouro também ocorrem como inclusões nos cristais de arsenopirita idiomórficos ou nas fraturas dos mesmos.

Conclusões

A zona de deformação rúptil-dúctil (Estrutura III) que hospeda o Corpo Ingá, se caracteriza como uma zona de percolação de fluídos com variedades minerais e intensidade e extensão de alteração hidrotermal que apontam alta taxa fluído/rocha sendo que a associação ouro-arsenopirita indica fluidos finais ricos em enxofre. Com relação as assembleias de alteração hidrotermal, há carbonatação pervasiva-seletiva que ocorre na porção superior dos filitos carbonosos. Alteração potássica e fílica seletiva-pervasiva subordinada, externas à silicificação, ocorrem em quantidades significativas ao longo de toda a espessura do pacote de filito carbonoso e QCSGX. Silicificação pervasiva interna central ocorre a partir do veio de quartzo massivo em direção à rocha hospedeira. A cloritização seletiva é tardia e ocorre em todo o intervalo estudado. A zona inferior do corpo de minério Ingá possui mineralização do tipo sulfeto disseminado contendo pirrotita e arsenopirita intrafoliar, arsenopirita idiomórfica e calcopirita subordinada. Os altos teores de ouro localizam-se na estrutura III, dominada pela silicificação e contendo arsenopirita idiomórfica a até 3 metros das margens do VQM, constituindo os parâmetros prospectivos mais relevantes. Conclui-se que o corpo de minério Ingá apresenta similaridade em relação aos controles de mineralização de outros corpos do *greenstone belt* de Crixás hospedados na Estrutura III.

Agradecimentos

À Fundação de Apoio da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (FAURGS) e a Pró-Reitoria de Extensão da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (PROEXT) pela bolsa de iniciação científica do primeiro autor. À Mineração Serra Grande S.A. - AngloGold Ashanti pelo acesso à área de estudo e testemunhos de sondagem, além da liberação das amostras e oportunidade de estágio.

Referências

- Fortes P.T.F.O. 1996. *Metalogenia dos depósitos auríferos Mina III, Mina Nova e Mina Inglesa, Greenstone Belt de Crixás, Goiás*. Tese de Doutorado, UnB, Brasília, 177p.
- Jost, H., Bennel, M.R., Massucatto, A.J. 2005. Sistemas de alteração hidrotermal contrastantes no distrito aurífero de Crixás, Goiás. In: I Simpósio Brasileiro de Metalogenia. Gramado, RS. Resumos expandidos do I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, v. CD-ROM, p. 1-3.

EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS HIDROTERMAIS NA EXTENSÃO SUL DA BACIA DE VAZANTE: IMPLICAÇÕES PARA A MINERALIZAÇÃO DE ZINCO SILICATADO

CARVALHO, I. A. K. DE ^{a*}; OLIVO, G. R. ^b & MOURA, M. A. ^a

^aInstituto de Geociências, Universidade de Brasília. * endereço de e-mail: iabukamel@gmail.com.

^bDepartment of Geological Sciences and Geological Engineering, Queen's University, Kingston, ON K7L 3N6, Canada.

Resumo

Múltiplos estágios de interação fluido-rocha foram reconhecidos na Extensão Sul da Bacia de Vazante. Estágios precoces à mineralização apresentam características mineralógicas e geoquímicas distintas do estágio mineralizante. O estágio principal de mineralização é caracterizado por precipitação de dolomita vermelha, hematita e willemita, com enriquecimento em SiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, Mn, As, Ge, Hg, In, U, V, Ag, Cd, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Se e Zn. A alteração hidrotermal sulfetada precoce compreende pirita, esfalerita, dolomita branca, hematita fina e quartzo tardio, com enriquecimento em Na₂O, SiO₂, Sr, Ba, Cu, Ni, As, Re e S. Dolomita do estágio mineralizante e da alteração sulfetada exibem assinatura de isótopos de C e O similares, o que permite sugerir a mesma fonte de fluidos metalíferos para esses estilos de alteração hidrotermal. Quartzo tardio da alteração de pirita evidencia a mistura dos mesmos fluidos envolvidos na precipitação de quartzo tardio do estágio mineralizante, por hospedar os mesmos tipos de inclusões fluidas, o que indica relação genética entre essas duas fases minerais desses dois estilos de alteração hidrotermal. A precipitação de willemita é favorecida em locais de mistura do fluido metalífero com água meteórica evoluída, mais oxidante e alcalina. Precipitação de esfalerita é favorecida em locais onde há disponibilidade de enxofre reduzido.

Introdução

A bacia de Vazante, inserida na Faixa de Dobramentos Brasília, hospeda os principais depósitos de zinco do Brasil (Morro Agudo, Fagundes, Ambrósia e Vazante) e é o distrito zincífero mais importante do Brasil (Dardenne, 2000). Este grupo hospeda as únicas minas ativas de zinco silicatado (Vazante) e zinco e chumbo sulfetado (Morro Agudo) do país, operadas pela Votorantim Metais S.A.. Ocorrências zincíferas são conhecidas em um raio de 15 km em torno da Mina de Vazante, considerada o maior depósito willemítico (Zn₂SiO₄) do mundo, com recursos totais estimados de 40 a 60 Mt, com 20% de Zn (Baia, 2013). Muito pouco, entretanto, é conhecido a respeito da história de interação fluido-rocha antes e depois do evento principal de mineralização e de suas características em zonas estéreis na bacia de Vazante.

A finalidade desta investigação foi documentar os vários estilos de alteração que ocorreram durante a evolução da bacia de Vazante (i. e. da diagênese à tardi-orogênese) nas rochas carbonáticas estéreis e pobremente mineralizadas dos membros Pamplona Inferior e Morro do Pinheiro Superior, da Formação Serra do Poço Verde. Esta unidade é a principal hospedeira dos depósitos de zinco. Dessa maneira, esse estudo permitiu a comparação entre assinaturas de zonas mineralizadas e estéreis, trazendo novas perspectivas para o entendimento dos processos relacionados à formação de depósitos de zinco silicatado.

Materiais e Métodos

Um testemunho de sondagem representativo (VZVG003: de 48,25 a 620,96 m) com várias feições pós-sedimentares e vários estágios e estilos de alteração hidrotermal e duas zonas mineralizadas foi selecionado para estudo detalhado. Após petrografia detalhada, foram realizadas análises de inclusões fluidas (platina Linkam THMSG 600), química mineral (microsonda eletrônica modelo JEOL JXA 8900RL) e isótopos estáveis de C e O em dolomita (sistema Thermo

Scientific Gas Bench II acoplado a um espectrômetro de massa Thermo Scientific DELTA V (Isotope Ratio) no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Análises de geoquímica de rocha total foram realizadas na ALS Global.

Resultados e Discussão

Cinco estágios de alteração hidrotermal foram identificados nos membros Morro do Pinheiro Superior e Pamplona Inferior na Extensão Sul da Bacia de Vazante:

(I) Estágio de alteração precoce, que compreende bandas de substituição de dolomita sem enriquecimento apreciável de metais, precipitadas a partir de fluidos de moderadas salinidades, compostos por $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ e com temperaturas em torno de 90°C , interpretados como sendo relacionados à tardi-diagênese. As composições isotópicas de C e O conferem os valores mais leves registrados (-3.62‰ a -2.60‰ PDB e $+4.60\text{‰}$ a $+5.95\text{‰}$ SMOW, respectivamente). Isso sugere origem meteórica ou conata para o fluido, assim como interação com carbono orgânico.

(II) Estágio pre-mineralização, evidenciado por precipitação de dolomita dog-tooth e quartzo com menores conteúdos de oxi/hidróxidos de Fe que preenchem cavidades de dissolução. Os fluidos associados a essa alteração são resultantes de mistura de fluidos de composição $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ de altas salinidades e fluidos de composição $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2$, de salinidades baixas a moderadas, com temperaturas em torno de 100° a 150°C . As composições isotópicas de C sugerem interação com carbono orgânico (-1.81‰ to -1.04‰ PDB).

(III) Estágio mineralizante, que engloba quatro fases de precipitação mineral. A primeira é distal e caracterizada por dolomitos avermelhados, devido a hematita e dolomita vermelha disseminada, e por enriquecimento em Al_2O_3 , P_2O_5 e Ga e alguns elementos terras raras (ETR's: Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Nd, Pr, Sm, Tb e Y). A segunda fase é o estágio principal de mineralização, constituído por dolomita vermelha e hematita maciça e willemita, com enriquecimento em SiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , Mn, As, Ge, Hg, In, U, V, Ag, Cd, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Se e Zn. A terceira fase compreende dolomita branca, hematita e traços de willemita, com enriquecimento em Mn, Ba, Cr, Cd, Ni, Pb e As. A composição isotópica de C e O para os fluidos em equilíbrio com dolomita para essas três fases é similar e é tamponada pela composição isotópica dos dolomitos hospedeiros onde essas fases são incipientes. Onde essas três fases são mais pervasivas, a composição isotópica dos fluidos é mais leve. A quarta fase corresponde a Zn-clorita e quartzo precipitados a partir de fluidos misturados: um composto por $\text{H}_2\text{O-NaCl}$, de salinidades moderadas a altas e outro de salinidades baixas a moderadas, com temperaturas em torno de 170° a 190°C e 90° a 130° , respectivamente.

(IV) Alteração sulfetada, caracterizada por dois estilos: um compreende piritita, esfalerita, dolomita branca, hematita fina e quartzo tardio, com enriquecimento em Na_2O , SiO_2 , Sr, Ba, Cu, Ni, As, Re e S e interpretada como alteração sulfetada precoce. As composições isotópicas de C e O desse estilo são similares às três fases de dolomita do estágio mineralizante, e exibe os mesmos padrões onde é incipiente e onde é pervasiva. Inclusões fluidas revelaram mistura de fluidos em quartzo tardio dessa alteração, que são similares aos fluidos mistos reconhecidos no quartzo tardio do estágio de mineralização willemítica. Esses dados sugerem relação cogenética entre esses dois estilos de alteração. A alteração sulfetada tardia é caracterizada por esfalerita, galena, calcocita, greenockita, covelita e dolomita branca, que cortam dolomita vermelha e hematita maciças do estágio mineralizante principal.

(V) O estágio tardio é caracterizado por silicificação. Localmente, quartzo dessa alteração reage com esfalerita mais precoce para produzir willemita.

Conclusões

Múltiplos estágios de interação fluido-rocha ocorreram durante a evolução da Extensão Sul da Bacia de Vazante.

A mineralização é caracterizada por composições isotópicas de C e O mais leves. Os valores isotópicos mais baixos de O refletem composições mais leves do fluido metalífero, mas também devem estar relacionadas à mistura deste fluido com água meteórica evoluída.

A composição isotópica de dolomita da alteração sulfetada de pirita é similar à composição de dolomita vermelha e branca do estágio principal de mineralização e da terceira fase do estágio mineralizante, respectivamente, o que sugere a mesma fonte de fluidos metalíferos para esses estilos de alteração hidrotermal. Quartzo tardio da alteração de pirita evidencia a mistura dos mesmos fluidos envolvidos na precipitação de quartzo tardio do estágio mineralizante, por hospedar os mesmos tipos de inclusões fluidas, o que indica uma relação genética entre essas duas fases minerais desses dois estilos de alteração hidrotermal.

Os fluidos salinos metalíferos devem ter transportado Zn como complexos cloretados ($ZnCl_4^{2-}$) e o Zn precipitou como willemite em locais onde os fluidos metalíferos interagiram com fluidos mais oxidantes e alcalinos. Esfalerita é o mineral minério dominante onde enxofre estava disponível nos sítios de precipitação (Brugger *et al.*, 2003; Monteiro, *et al.*, 2006; Slezak *et al.*, 2014).

Agradecimentos

Agradecemos à Votorantim Metais S.A., que permitiu acesso a dados e acesso ao testemunho de sondagem VZVG003, e à Universidade de Brasília pelo apoio de infraestrutura laboratorial e de trabalho de campo. Agradecemos, também, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de mestrado concedida a I A. K. de Carvalho, e ao NSERC (Natural Sciences and Engineering Research Council), do Canadá, pelo apoio a G. R. Olivo, para a realização dessa pesquisa.

Referências

- Baia, F. H. 2013. Brechas Hidrotermais Da Mina Do Cercado E Das Ocorrências Olho D'água, Mata Li E Pamplona: Implicações Metalogenéticas E Prospectivas Para Zinco Na Região De Vazante, Mg. Dissertação De Mestrado, Universidade Estadual De Campinas, Instituto De Geociências, 198 P.
- Brugger, J., Mcphail, D.C., Wallace, M., Waters, J. 2003. Formation Of Willemite In Hydrothermal Environments. *Economic Geology*, 98, 819-835.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds). *The Tectonic Evolution Of South America*. 31st International Geological Congress, Rio De Janeiro, 231 – 263.
- Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Juliani, C., Oliveira, T.F. 2006. Geology, Petrography, And Mineral Chemistry Of The Vazante Non-Sulfide And Ambrósia And Fagundes Sulfide-Rich Carbonate-Hosted Zn-(Pb) Deposits. *Minas Gerais, Brazil. Ore Geology Reviews*, 28, 201-234.
- Slezak, P.R., Olivo, G.R., Oliveira, G.D., Dardenne, M.A. 2013. Geology, Minerology And Geochemistry Of The Vazante Northern Extension Zinc Silicate Deposit, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 56: 234–257.

ANÁLISES MULTIVARIADAS EM GEOQUÍMICA DE SOLO: IDENTIFICAÇÃO DE NOVOS ALVOS EM AMBIENTE *NEAR-MINE* NO DISTRITO AURÍFERO DE ALMAS, TO

MARTINS-FERREIRA, M.A.C.¹; CAMPOS, J.E.G.¹; PIRES, A.C.B.¹

1. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, CEP 70.910-900, Brasília - DF - Brasil. Email: marcoc@unb.br

Resumo

Métodos multivariados foram aplicados para análise de dados de geoquímica de solo com o objetivo de identificar alvos potenciais em uma área com ocorrências de mineralizações de ouro orogênico conhecidas onde se esgotaram os casos de minério superficial. Foi adotada uma abordagem objetiva de análise através do uso de uma área bastante explorada nas proximidades da mina do Vira Saia como área de controle para os testes e validação de resultados das análises. A área de controle é circundada por terreno pouco conhecido, área alvo deste estudo. A área desconhecida foi coberta por uma malha de solo composta por 2.908 amostras abrangendo 88 km² de terreno com potencial prospectivo. A análise de fatores possibilitou a identificação de 5 fatores de correlação que representam 71,2% da variância total dos dados. Esses fatores distinguem associações elementares de alta correlação influenciadas pelos seguintes materiais parentais: rochas máficas, ultramáficas, pegmatitos e alteração hidrotermal distal e proximal. O método de agrupamento hierárquico foi capaz de distinguir corretamente amostras influenciadas por materiais máficos/ultramáficos de materiais não máficos/ultramáficos. O método de agrupamento K-médias de uma base de dados secundária, composta apenas de amostras consideradas não-máficas/ultramáficas, foi eficaz na distinção de 3 grupos de amostras representativas de rocha encaixante, alteração distal e proximal.

Introdução

O uso de técnicas estatísticas multivariadas com a finalidade de auxiliar a prospecção mineral é comum e remonta da década de 1960 (Nichol *et al.*, 1966) tendo sido todavia sempre mais difundida em estudos regionais. A análise multivariada de dados geoquímicos de solo aliada ao conhecimento geológico detalhado de depósitos já em produção pode permitir a identificação de associações elementares indicadoras de alteração hidrotermal, mesmo em áreas não mineralizadas em Au.

A área de estudo está inserida na porção extremo norte da zona externa da Faixa de Dobramentos Brasília (Dardenne *et al.* 2009), Província Tocantins, que foi afetada pela Orogênese Brasileira no Neoproterozoico (Pimentel *et al.* 1999). Em exposições do embasamento Paleoproterozoico da Faixa Brasília setentrional ocorre o terreno granito-*greenstone* do Tocantins onde a área estudada se localiza.

A área de estudo abrange, em sua maior extensão, os meta-tonalitos do Bloco Ribeirão das Areias, além de uma pequena porção da faixa de *greenstone* adjacente ao bloco, formada pela Formação Córrego do Paiol, que hospeda o homônimo depósito do Paiol. O Bloco Ribeirão das Areias ocupa uma área de aproximadamente 180 km² sendo delimitado por faixas de rochas máficas e ultramáficas *do greenstone belt* de Almas. O bloco é constituído predominantemente por meta-tonalitos e localmente por meta-trondhjemitos ou meta-granodioritos.

Materiais e Métodos

Foi adotada uma abordagem objetiva de análise através do uso de uma área bastante explorada nas proximidades da mina do Vira Saia como área de controle para os testes e validação de resultados das análises. A área de controle é circundada por terreno pouco conhecido, área alvo deste estudo. A área desconhecida foi amostrada por uma malha de solo composta por 2.908 amostras abrangendo 88 km² de terreno com potencial prospectivo. Além dos dados de solo, foram analisados, por microscopia ótica e microsonda eletrônica, trechos estratégicos de amostras de sondagem que tipificam os diferentes padrões de mineralização presentes no depósito. Os dados de solo são provenientes de análises por ICP-MS de 35 elementos, e análise de Au por *metallic screen* em amostras com resultados de ICP-MS superiores a 10 ppm/Au. Os elementos analisados são: Au, Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, S, Sb, Sc, Sn, Sr, Ti, V, W, Y, Zn e Zr.

Os dados geoquímicos de solo foram analisados através de métodos estatísticos multivariados com o objetivo de se encontrar correlações elementares que representem os diferentes padrões resultantes da influência de materiais parentais dos solos em subsuperfície. Foram usados os métodos de análise de fatores, agrupamento hierárquico e agrupamento k-médias. A análise de fatores é uma técnica estatística amplamente usada nas análises de dados multivariados e possui a capacidade de identificar fatores de comportamento comum entre variáveis em termos de sua correlação ou covariância (*R-Mode*) ou a inter-relação entre as amostras (*Q-Mode*). No presente estudo o método R-Mode foi aplicado no intuito de encontrar associações elementares em amostras de solo representativas de diferentes litotipos parentais. A aplicação do método de agrupamento hierárquico (AH) teve como objetivo analisar as concentrações elementares do conjunto de amostras de modo a buscar possibilidades de agrupamentos por características multi-elementares similares. O método de agrupamento K-médias (AKM) foi utilizado para suprir as deficiências apresentadas pelo método de agrupamento hierárquico na função de distinguir os padrões geoquímicos dos diferentes tipos parentais hidrotermais.

Discussão Final e Conclusões

O minério aflorante do depósito Vira-Saia produziu uma anomalia bem definida de Au em resultados de solo e foi bem explorado através de campanhas de sondagem e trincheiras. Todavia, fora da área de controle as anomalias de Au são demasiado fracas ou ausentes. Os resultados obtidos no presente estudo mostram que as anomalias multi-elementares podem ser usadas como indicadores de mineralização em sub-superfície ao invés do uso apenas do elemento Au e As, como é de praxe na maioria das abordagens exploratórias para ouro no país. Os grupos obtidos pelos métodos AH e AKM foram primeiramente plotados sobre a área de controle e os testes reconduzidos até que os resultados fossem condizentes com as ocorrências conhecidas e os resultados finais (Figura 1) foram plotados em mapa da área total de estudo. As anomalias identificadas foram classificadas em quatro alvos e três sub-alvos exploratórios, numerados em ordem de importância. Os resultados das análises de fatores permitiram encontrar associações elementares que guiaram a identificação dos tipos de materiais parentais que influenciaram a assinatura geoquímica de cada grupo obtido nas análises de agrupamento. A espacialização dos resultados de agrupamentos permitiram reavaliar o potencial prospectivo da área através da indicação de anomalias de alteração distal na superfície que podem conduzir ao minério proximal em sub-superfície. Além disso, os resultados espaciais contribuíram para o mapeamento de diques e xenólitos máficos antes desconhecidos, bem como a zona de contato entre o Bloco Ribeirão das Areias e o *greenstone belt* (Figura 2). Os protomilonitos, geralmente estéreis ou fracamente mineralizados em Au, se mostraram importantes alvos exploratórios já que são indícios da

ocorrência de milonitos e ultramilonitos em profundidade, dada a natureza da alteração hidrotermal e a característica lenticular dos corpos de minério e a ocorrência de envoltórios de menor grau de milonitização à partir do minério ultramilonítico de alto teor.

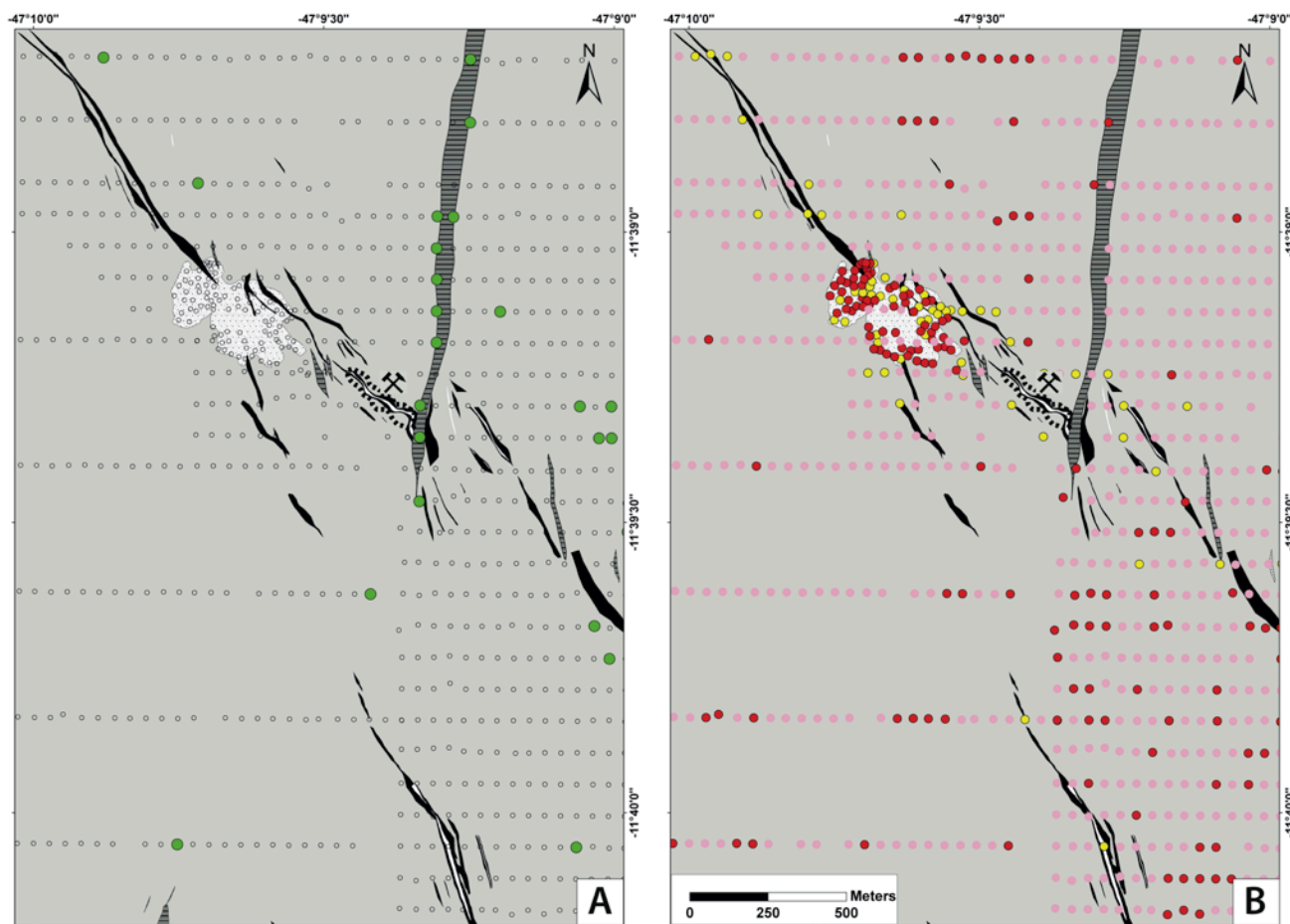


Figura 1 - A) Mapa geológico da área de controle evidenciando os clusters máfico (verde) e não-máfico (vazio) classificados pelo AH. **B)** Mapa geológico da área de controle evidenciando os tres clusters processados pelo AKM: cluster 1 em amarelo, cluster 2 em rosa e cluster 3 em vermelho. Notar a alta ocorrência dos clusters 2 e 3 sobre a pilha de rejeito (área branca).

Alvo 1- é a anomalia mais extensa e expressiva da área, possui grande continuidade lateral e encontra-se em relevo plano, facilitando os trabalhos de exploração. É truncada por dois diques máficos principais, ao longo dos quais três sub-alvos foram indicados. Os sub-alvos 1.1, 1.2 e 1.3 foram selecionados por suas características geológicas similares às encontradas no depósito Vira Saia, onde o corpo de minério principal foi afetado por diques máficos que truncam as zonas de cisalhamento NW hospedeiras da mineralização. Tal cenário é interpretado como possível gerador de espaço para retrabalhamento e reconcentração de minério.

Alvo 2 - trata-se de anomalia de forte expressão, contudo mais curta se comparada ao alvo 1. Está localizado sobre a Serra das Areias com um desnível positivo de relevo de 300 metros, fato que pode elevar os custos de exploração. Além disso, o alto gradiente de relevo pode ter ampliado a área de expressão da anomalia através do transporte de sedimentos serra abaixo. Os três *trends* principais do alvo foram inferidos via interpretação, em imagem de satélite, de lineações geradas

pelas zonas de cisalhamento. No alvo 2 foi coletada uma amostra de rocha milonítica sub-aflorante com resultado de 2.9 ppm/Au, confirmando a mineralização do alvo.

Alvo 3 - aparentemente é a extensão do alvo 1, que foi interrompido por falta de cobertura da malha de solo. Neste alvo, paralelamente às duas anomalias detectadas, ocorrem duas cristas de relevo positivo alinhadas com a direção das zonas de cisalhamento hospedeiras de minério na área, possivelmente preservadas em função da intensa silicificação sofrida pelos eventos hidrotermais. O mesmo pode ser inferido do relevo do alvo 2. No extremo norte do alvo 3, ocorrem evidências de garimpo abandonado com cava profunda alagada.

Alvo 4 - foi considerado o menos importante dos alvos, já que é formado por anomalia de apenas uma linha de solo e ainda não mostrou nenhuma evidência clara de mineralização em campo.

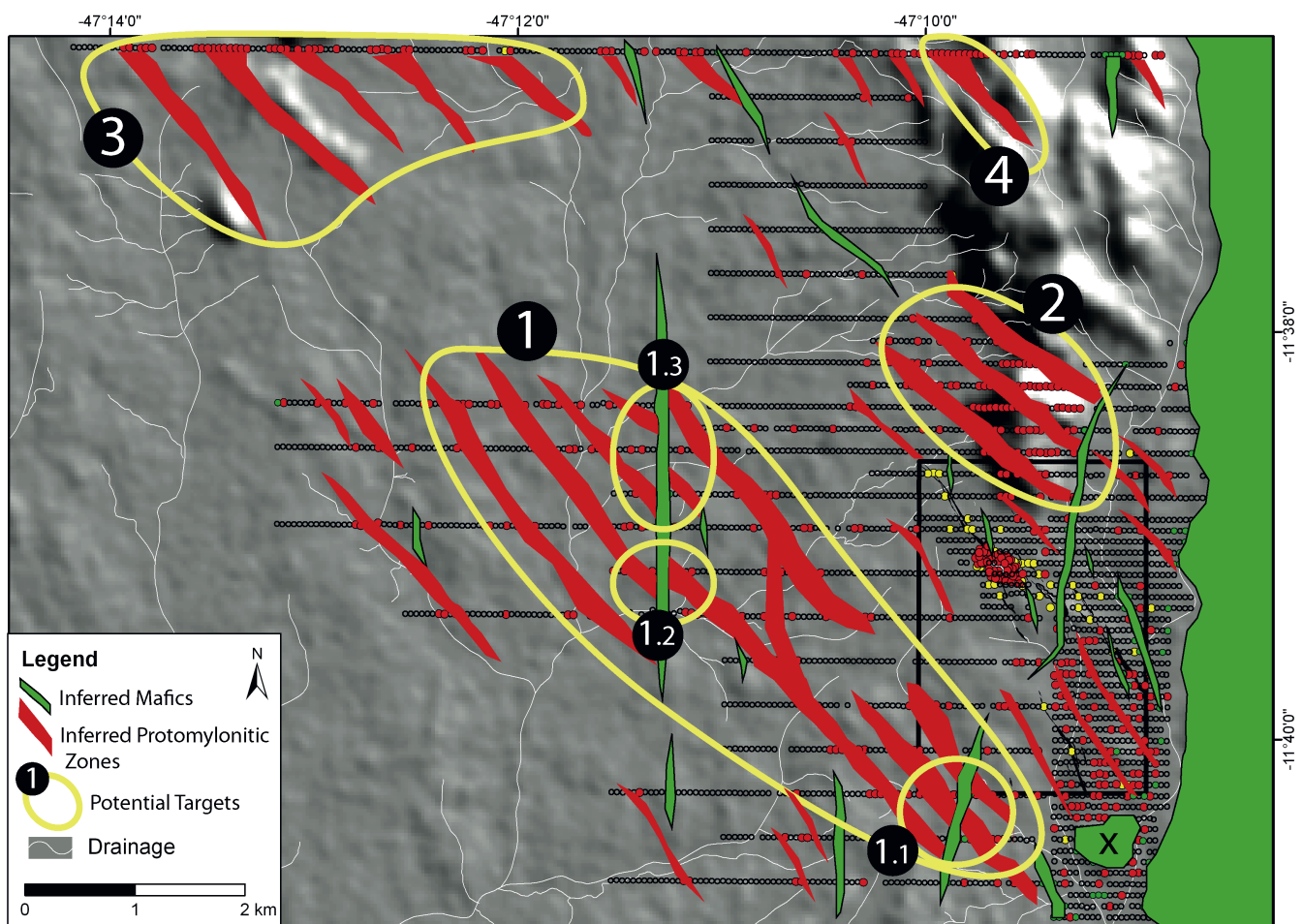


Figura 2 - Mapa de resultados dos clusters interpretados mostrando a ocorrência de duques máficos, xenolitos máficos e áreas de *greenstone* em verde, zonas protomiloníticas em vermelho e alvos exploratórios potenciais circulado de amarelo, numerados em ordem de importância.

Conclusões

A presença de protomilonitos pode ser identificada pelas altas concentrações de Ba, Ca, La, Na, Pb e Sr em amostras de solo. Aliados aos dados de sondagem, os resultados indicam ainda que a ocorrência de pegmatitos está associada às estruturas que controlam a mineralização e podem,

portanto, servir como farejadores secundários através da detecção de altas concentrações combinadas dos elementos Li, Y e Zr. Dos 35 elementos analisados, apenas 22 foram considerados necessários para a prospecção nos domínios do Bloco Ribeirão das Areias e apenas 11 elementos foram classificados como importantes farejadores para o depósito estudado, dos quais 8 elementos (Au, Ba, Ca, K, La, Na, Pb, e Sr) foram considerados farejadores essenciais, e 3 foram considerados farejadores secundários (Li, Y e Zr).

O tipo de metodologia desenvolvida no presente trabalho e as diferentes técnicas empregadas são consideradas ferramentas extremamente úteis para o desenvolvimento mineral regional. O fato de poderem ser empregadas sobre dados já existentes e disponíveis pode agregar valor em alvos potenciais com baixíssimo investimento adicional. A redução de custos analíticos em futuras campanhas de exploração pioneira com uso de geoquímica de solos também pode ser considerado um resultado adicional do presente estudo.

A região que circunda o depósito Vira Saia mostrou-se uma área promissora na exploração de ouro. A natureza da mineralização, com assinaturas geoquímicas bem definidas, facilitou a detecção de novos alvos com acurácia suficiente para a implementação de campanhas de sondagem de baixo risco.

Bibliografia

- Dardenne, M.A.; Giustina, M.E.S.D., Sabóia, A.M.; Bogossian, J. 2009. Datação geocronológica U-Pb da sequência vulcânica de Almas, Tocantins. *In: sbg, simp. Geol. Centro-oeste, 11, anais, 1 Cd-rom.*
- Nichol, I., Garrett, R.G.; Webb, J.S., 1966. Automatic data plotting and mathematical and statistical interpretation of geochemical data. *GeolSurv. Can. Paper, 66-54: 195--210.*
- Pimentel, M. M.; Fuck, A. F.; Botelho, N. F. 1999. Granites and geodynamic History of the Neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos 46:463-483.*

SESSÃO TÉCNICA

GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO NA ZONA INTERNA DA FAIXA PARAGUAI

Vasconcelos, B.R.^{1,4,5}; Ruiz, A.S.^{2,4,5}; Silva, C.H.^{2,4,5}; Matos, J.B.^{3,4,5}; Lopes, A.F.⁶

¹ Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá. Email: brunovasc@gmail.com; ² Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá; ³ Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá; ⁴ Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM, Universidade Federal do Pará, Belém; ⁵ Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – GUAPORÉ, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá; ⁶ Graduação em Geologia, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá.

Resumo

Neste trabalho estão caracterizadas as feições deformacionais e metamórficas reconhecidas na Zona Estrutural Interna da Faixa de Dobramentos Paraguai, ao longo do Lineamento Cangas-Poconé. As duas fases iniciais apresentam direção NE, a primeira acomodou o encurtamento mais expressivo de forma dúctil, com vergência para SE, atingindo a fácies xisto verde zona da biotita. A segunda acomodou encurtamento mais sutil de forma dúctil-rúptil, com vergência para NW, atingindo localmente a fácies xisto verde zona da clorita. A terceira tem direção NW e acomodou o encurtamento de forma rúptil, sem metamorfismo associado. A deformação foi progressiva, e as condições metamórficas e deformacionais indicam soerguimento contínuo das rochas no decorrer da evolução deformacional, inicialmente com vergência para SE e posteriormente para NW.

Introdução

A Faixa Paraguai é estruturalmente dividida nas zonas Interna (ZI), Externa (ZE) e Cobertura de Plataforma (CP) (Alvarenga e Trompette 1993), apresentando diminuição na intensidade da deformação e metamorfismo da ZI em direção a ZE, passando dos metassedimentos dobrados dos grupos Cuiabá e Araras/Corumbá aos sedimentos do grupo Alto Paraguai na CP. Diversos modelos deformacionais são propostos, variando no número de fases deformacionais e sentido da vergência, que segundo Alvarenga e Trompette (1993) é em direção ao cráton Amazônico, mas torna-se inversa ao se afastar dele. Já para Vasconcelos *et al.* (2015) a mudança no sentido da vergência está relacionada às diferentes fases deformacionais, pois eles interpretam vergência em direção ao Cráton Paranapanema na fase inicial, invertendo para o Cráton Amazônico nas fases finais. A deformação brasileira progressiva sobreposta mostra maior intensidade na fase inicial, atingindo a Fácies Xisto Verde Zona da Biotita (Vasconcelos *et al.* 2015), característica extensivamente descrita para o Grupo Cuiabá, com exceção dos anfibolitos com granada da sequência vulcanossedimentar Rio Bacuri no Mato Grosso do Sul, onde Lacerda Filho *et al.* (2006) descrevem metamorfismo de Médio Grau, e na Sinclinal da Guia no Mato Grosso, onde Nogueira e Riccomini (2006) descrevem metamorfismo inexistente. Situado na ZI, o Lineamento Cangas-Poconé é o mais importante produtor do Distrito Aurífero da Baixada Cuiabana (Paes de Barros *et al.* 1998), com direção NE, paralela a estruturação regional da faixa, controla estruturalmente a mineralização primária e foi associado a uma zona de falha reversa subvertical regional relacionada a segunda fase deformacional reconhecida por Vasconcelos *et al.* (2015), a partir da qual partem veios de direção NW, encaixados em fraturas e falhas da terceira fase deformacional que hospedam os melhores teores.

Materiais e Métodos

As descrições e interpretações macro e mesoscópicas utilizaram classificações e conceitos de Fossen (2012), e as condições metamórficas foram estabelecidas com conceitos de Winkler (1985), Yardley (2004) e Bucher & Grapes (2011), já a descrição e interpretação das feições microestruturais utilizaram conceitos de Vernon (2004) e Passchier & Trouw (2005).

Resultados e Discussão

A Primeira Fase (F1) é identificada pela clivagem ardosiana (S1) com atitude N014E/26NW, plano axial de dobras do acamamento (S0), são recumbentes, isoclinais a serradas e assimétricas. Lineações de estiramento mineral (Lx1) indicam rejeito de mergulho para S060E/14 e N077W/09, e indicadores cinemáticos, como sombra de pressão em seixos caídos e assimetria das D1, indicam deslocamento para SE, acomodado principalmente através de falhas horizontais reversas paralelas a S1. Microscópicamente esta foliação apresenta associação metamórfica constituída por biotita, clorita, muscovita e quartzo. A assimetria de indicadores cinemáticos microscópicos indica movimento para SE.

A segunda Fase (F2) é definida pela clivagem de crenulação (S2), com atitude N025E/80SE que é plano axial de dobras de S0 e S1 (D2) normais, abertas a suaves e assimétricas, com eixo subhorizontal. Lineações de intersecção entre S1 e S2 (Lb2) mostram atitude paralela aos eixos D2, lineações Lb1 e eixos das D1. Seus flancos longos mergulham predominantemente para SE, assim como a S2. Estruturas da F2 são mais intensas próximas a zona de falhamento reverso subverticais, paralela ao Lineamento Cangas-Poconé, onde a cristalização metamórfica e veios de quartzo são comuns. Microscópicamente a S2 apresenta associação metamórfica constituída por muscovita, clorita e quartzo. E biotitas geradas em M1 acomodaram rúptilmente o dobramento através de *kinks*.

A Terceira Fase (F3) é caracterizada por fraturas e falhas com atitude N070W/83NE (S3). As falhas mostram cinemática sinistral observada em planta e normal observado em perfil, porém estrias de atrito indicam movimentação puramente de mergulho. Veios de quartzo paralelos a S3 apresentam os maiores teores. Microscopicamente só se observa um intenso faturamento, que não define uma trama organizada. Porfiroblastos carbonáticos mostram crescimento sobre S1 e S2, não apresentam feições assimétricas, e não mostram relação com S3.

Conclusões

As feições relacionadas a trama da F1 mostram que ela acomodou ductilmente o encurtamento principal, através do dobramento recumbente isoclinal, nucleação da S1 e zonas de cisalhamento reverso subhorizontal. Ela registra o ápice metamórfico, sob condições da fácies xisto verde zona da biotita, em temperaturas entre 400°C e 500°C, que de acordo com outros autores que trabalharam na ZI são extensivas a todo Grupo Cuiabá. Tais condições indicam, segundo o modelo de comportamento crustal ideal, profundidades superiores a 14km. A cinemática associada mostra vergência em direção ao cráton Paranapanema, indicando que na fase inicial este serviu como anteparo para o encurtamento principal da colagem brasileira registrada pela Faixa Paraguai.

Já as feições associadas a trama F2 mostram que ela acomodou dúctil/rúptilmente encurtamento mais sutil, através do dobramento normal aberto, nucleação da S2 e falhas reversas subverticais. Registra condições metamórficas da fácies xisto verde zona da clorita, em temperaturas, que devido ao comportamento rúptil dos cristais de biotita ao acomodar a F2, eram inferiores a 250°C. Tais condições situam as rochas em profundidades próximas a 10km, na interface dúctil-rúptil, durante a atuação da F2, mostrando que a F1 soergueu as rochas da região. A assimetria das dobras e o mergulho da S2 predominante para SE indicam vergência para NW, em direção ao cráton Amazônico, esta mudança no sentido da vergência entre as duas fases iniciais

coaxiais possivelmente seja produto da aproximação do cráton Amazônico causada pelo encurtamento acomodado durante a F1, fazendo com que este passasse a ser o anteparo para acomodação das fases deformacionais finais.

A F3 acomodou a deformação de maneira puramente rúptil, através de fraturas e falhas subverticais, não relacionadas a nenhum evento metamórfico. O comportamento predominantemente rúptil indica que as rochas foram submetidas a profundidade e temperatura ainda menores que durante a F2, mostrando continuidade no soerguimento das rochas da região de acordo com a evolução deformacional do orógeno. A cinemática sinistral foi desvinculada da normal, e atribuída à continuidade do encurtamento brasileiro em deformação progressiva, nucleando falhas de alívio ortogonais a direção de encurtamento que foram preenchidas por veios de quartzo. Já a movimentação normal foi interpretada como tardi a pós-brasilianas, relacionando-se com fases distensivas relacionadas à abertura das bacias paleozóicas, que somente aproveitaram os planos previamente gerados.

Agradecimentos

Agradecemos a Universidade Federal de Mato Grosso, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, ao Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociência da Amazônia – GEOCIAM, ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – GUAPORÉ-MT e a Cooperativa de Desenvolvimento Mineral de Poconé – COOPERPOCONÉ pelo apoio técnico e financeiro à execução deste trabalho.

Referências

- Alvarenga C. J. S. e Trompette R. 1993. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(1): 18-30.
- Bucher, K.; Grapes R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8ªEd. Berlin: Springer, 428 p.
- Fossen H. 2012. *Geologia Estrutural*. Trad. de Andrade, F.R.D.. São Paulo: Oficina de Texto, 584p.
- Lacerda Filho J.V., Brito R.S.C., Silva M.G., Oliveira C.C., Moreton L.C., Martins E.G., Lopes R.C., Lima T.M., Larizzatti J.H., Valente C.R. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul, texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do estado do Mato Grosso do Sul. Escala: 1:1.000.000*. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. CPRM/SEPOTUR-MS/EGRHP-MS.
- Nogueira A.C.R.; Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. **36**(4):576-587.
- Paes de Barros A.J., Costa J.J.G., Resenda W.M. 1998. Tipologia das Mineralizações Auríferas da Fazenda Salinas, Poconé, MT. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte, Bol. de Resumos, p.235.
- Paschier C.W., Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. (2ªEd). Berlin: Springer, 353 p.
- Yardley B.W.D. 2004. *Introdução à Petrologia Metamórfica*. (2ªEdição). Trad. de Reinhardt Adolfo Fuck. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 434 p.
- Vasconcelos B. R.; Ruiz A. S.; Matos J. B. 2015. Polyphase deformation and metamorphism of the Cuiabá group in the Poconé region (MT), Paraguay Fold and Thrust Belt: kinematic and tectonic implications. *Brazilian Journal of Geology*. **45**(1):51-63.
- Vernon R.H. 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. (3ªEd). Cambridge. Cambridge, 594 p.
- Winkler. 1984. *Metamorphic Rocks*. (5ªEdição). Berlin: Springer, 348p.

ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS E ESTRUTURAIS DO GRUPO PARANOÁ NA REGIÃO ENTRE NIQUELÂNDIA E COLINAS DO SUL – NORDESTE DE GOIÁS

Janoni, C. R.¹; Medeiros, E. L. M.¹

¹Núcleo de Geociências – Universidade Federal do Oeste da Bahia, clayton.janoni@ufob.edu.br; eder.medeiros@ufob.edu.br

Resumo

O Grupo Paranoá corresponde a uma sequência marinha plataformar, pertencente a zona externa da faixa Brasília e é constituído por rochas supracrustais do Meso a Neoproterozóico, cuja deformação e metamorfismo ocorreram durante o Ciclo Brasileiro. Os objetivos principais deste estudo referem-se à integração dos dados estratigráficos e estruturais da sucessão de pacotes pelíticos e quartzitos levantados na seção Niquelândia-Colinas do Sul. Quanto aos aspectos estratigráficos foram descritos através de dados de campo uma sucessão de pacotes de pelitos carbonosos e quartzitos feldspáticos correspondendo a Formação Córrego do Barreiro. A variação faciológica é representada por grande pacote de filitos carbonosos rítmicos, substituído para quartzitos, passando para filitos grafitosos e metarritmitos com lentes de mármore e por fim, ocorrem pacotes de quartzitos feldspáticos. Seu desenvolvimento mais amplo é interpretado como condicionado à presença de altos de relevo na paleogeografia de fundo da bacia Paranoá. Os aspectos estruturais e tectônicos indicam um transporte tectônico para E-ESE de acordo com a estruturação da Faixa Brasília em seu setor setentrional. Próximo a cidade de Niquelândia, o sistema compreende uma falha de empurrão denominada falha do Rio Maranhão, consistindo em falha inversa que superpõem rochas do embasamento retrabalhado sobre as rochas do Grupo Paranoá. Junto ao contato tectônico, foram observadas falhas subsidiárias, foliação milonítica, escamas tectônicas, milonitos com estrutura S/C e lineação de estiramento proeminentes e dobras flexurais de deslizamento. Entre Niquelândia e próximo ao rio Tocantinzinho, o Grupo Paranoá se apresenta mais deformado e próximo a Colinas do Sul, a cobertura sedimentar se apresenta suavemente deformada.

Introdução

O Grupo Paranoá corresponde a uma sequência marinha plataformar que se expõe da porção leste do estado de Goiás e Distrito Federal até o sul do Tocantins. O mesmo pertence a zona externa da faixa Brasília e é constituído por rochas supracrustais do Meso a Neoproterozóico, cuja deformação e metamorfismo ocorreram durante o Ciclo Brasileiro.

O metamorfismo impresso no Grupo Paranoá caracteriza-se pelo seu caráter anquimetamórfico até a fácies xisto verde baixo, englobando como litotipos característicos conglomerados, metapelitos, quartzitos e metacalcários. Na zona interna da Faixa Brasília em sua porção setentrional, o Grupo Paranoá apresenta maior grau metamórfico e maior grau de deformação, caracterizando-se pela presença de filitos carbonosos, quartzitos, metacarbonatos exatamente na região entre Niquelândia, Minaçu e Colinas do Sul como afirma Fuck *et al.* (1988).

Os objetivos principais deste estudo referem-se à demonstração dos dados levantados em campo da seção geológica Niquelândia-Colinas do Sul, quanto as características estratigráficas e estruturais da sucessão de pacotes pelíticos e quartzitos, sendo representantes do Grupo Paranoá na região supracitada.

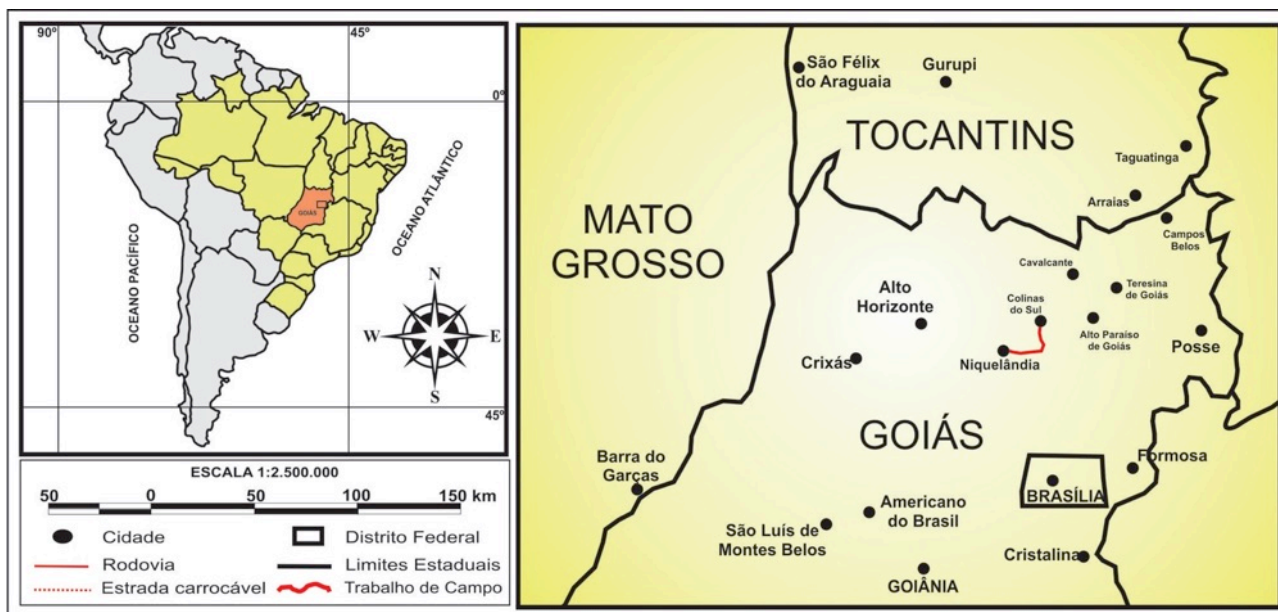


Figura 1 - Mapa do estado de Goiás e acesso a região de Niquelândia e Colinas do Sul.

Aspectos Estratigráficos

Na seção entre Niquelândia a Colinas do Sul foram descritos através de dados de campo uma sucessão de pacotes de pelitos carbonosos e quartzitos feldspáticos, A partir destes dados, foi possível o levantamento de seção estratigráfica na área proposta.

A seção inicia-se próxima a Niquelândia com grande pacote de filitos carbonosos rítmicos, sucedido para quartzitos que sustentam as serras na região do entorno sul da Barragem Serra da Mesa, passando para filitos grafitosos e metarrítmicos com lentes de mármore que ocorrem até a entrada para São Luiz do Tocantins e por fim, ocorrem pacotes de quartzitos feldspáticos entre o rio Tocantinzinho e Colinas do Sul. Segundo Campos *et al.* (2013) esta sucessão corresponde à Formação Córrego do Barreiro, sendo que seu desenvolvimento mais amplo é interpretado como condicionado à presença de altos de relevo na paleogeografia de fundo da bacia Paranoá.

Segundo Campos *et al.* (2013) a grande proporção de pelitos nesta formação evidencia áreas fontes já bastante arrasadas e deposição em águas mais profundas equivalente a condições inframaré. Os quartzitos são interpretados como canais de fundo que, aparentemente, recortavam a plataforma mista (siliciclástica/carbonática) em direções variadas.

Aspectos Estruturais

Na seção entre Niquelândia-Colinas do Sul, no centro-norte do estado de Goiás os aspectos estruturais descritos em campo corroboram a um transporte tectônico para E-ESE de acordo com a estruturação da Faixa Brasília em seu setor setentrional. Para oeste próximo a cidade de Niquelândia, o sistema compreende uma falha de empurrão denominada falha do Rio Maranhão, cuja deformação aumenta continuamente para oeste, junto a está importante falha inversa que superpõem rochas do embasamento retrabalhado, associado ao Complexo Básico-Ultrabásico de Niquelândia e ao Complexo Rio Maranhão de idade arqueana sobre as rochas do Grupo Paranoá. Junto ao contato tectônico, foram observadas falhas subsidiárias paralelas à foliação, que localmente mostra-se como foliação milonítica e orientada segundo a direção N260/50NW que delimitam escamas tectônicas, milonitos com estrutura S/C e lineação de estiramento proeminentes.

Indicadores cinemáticos indicam um transporte tectônico para E ou ESE. As dobras são flexurais de deslizamento e possuem simetria monoclínica, com vergência para leste e charneiras norte-sul.

Entre Niquelândia e próximo ao rio Tocantinzinho, o Grupo Paranoá se apresenta mais deformado, com xistosidade subhorizontal, com dobramentos frequentes, os quais mostram vergência para leste. A foliação está orientada N250/50NW. A lineação de estiramento mineral orienta-se transversalmente, com caimento para SW.

Próximo a Colinas do Sul, a cobertura sedimentar se apresenta suavemente deformada. A foliação é pouco penetrativa e as estruturas sedimentares são bem preservadas, destacando-se megadobras levemente assimétricas nos quartzitos da base do Grupo Paranoá. As charneiras são N-S, mas podem aparecer perturbadas por transcorrências NW-SE.

Conclusões

Na seção Niquelândia-Colinas do Sul, o Grupo Paranoá é representada por grande pacote de filitos carbonosos rítmicos, substituído para quartzitos, passando para filitos grafitosos e metarritmitos com lentes de mármore e por fim, ocorrem pacotes de quartzitos feldspáticos. Os aspectos estruturais e tectônicos indicam um transporte tectônico para E-ESE de acordo com a estruturação da Faixa Brasília em seu setor setentrional.

Na região da referida seção predominam estruturas dobradas na forma de dobras assimétricas e empurrões ou falhas reversas com vergência para E, portanto para o Cráton do São Francisco. O Setor Setentrional da Faixa Brasília apresenta uma estrutura com empurrões para sudeste e zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, onde se destaca o Sistema Rio Maranhão, que se integra ao Lineamento Transbrasiliano.

Agradecimentos

As Pró-reitorias de Administração e Planejamento da Universidade Federal do Oeste da Bahia pelo apoio logístico a realização da atividade de campo da disciplina Geologia de Campo II do curso de Geologia do campus de Barreiras, onde foi possível o levantamento de dados e apresentação do estudo em tela.

Referências

- Campos, J. E. G.; Dardenne, M. A.; Freitas-Silva, F. H.; Martins-Ferreira, M. A. C. 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Braz. J. Geol.*, São Paulo, 43(3): 461-476, September 2013
- Fuck R.A., Marine J.O., Dardenne M.A. & Figueiredo A.N. 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia - Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(1):54-62.
- Uhlein, A.; Fonseca, M. A.; Seer, H. J.; Dardenne, M. A. 2012. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. *Geonomos*, 20(2), 1-14, 2012.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE DETALHE NO DOMÍNIO COOLGARDIE, PORÇÃO SUL DOS EASTERN GOLDFIELDS, WESTERN AUSTRALIA

Mendes, P. S. T.¹; Garcia, V. B.²; Oliveira, J. P. S.³; Prado, E. B.³; Aitken, A.⁴

¹Departamento de Geologia – Universidade Federal de Ouro Preto, pedrotmendes@gmail.com; ²Instituto de geociências – Universidade de Brasília; ³Departamento de Geologia – Universidade Federal do Rio de Janeiro; ⁴Centre of Exploration Targeting – The University of Western Australia

Resumo

Greenstone Belts apresentam complexas características, tanto estruturais como estratigráficas. O mapeamento geológico de detalhe ajuda a compreender melhor esses ambientes possibilitando a identificação da variação lateral de fácies não mapeáveis em maior escala, assim como observações estruturais que devem se manter em escala regional. O domínio Coolgardie situa-se em uma região polideformada dentro do Greenstone Norseman-Wiluna e está associado a mineralizações de níquel e ouro. Nesse contexto, foram mapeadas sete unidades litológicas correlacionadas a estratigrafia regional e que podem ser utilizadas para exploração mineral no futuro.

Introdução

Mapeamento geológico de detalhe é uma importante ferramenta para delimitar limites litológicos não mapeáveis em maior escala, assim como realçar feições pontuais e características estruturais. O mesmo é realizado em áreas onde já existe um conhecimento geológico regional e próximo a áreas de mineração, que é o caso em questão. O enfoque foi dado em características como mineralogia, textura, estruturas e arranjo espacial das rochas, e posteriormente foram usados dados geofísicos.

A área mapeada se localiza na região de Widgiemooltha ao sul da cidade de Kambalda, a 631 km de Perth, capital de Western Australia. Uma região plana e árida com afloramentos escassos, altamente intemperizados e espesso perfil de solo laterítico. Geologicamente o local está situado na porção leste do Yilgarn Cráton, dentro da parte sul da província dos Eastern Goldfields, ao longo do Norseman-Wiluna Greenstone Belt. O domínio Coolgardie, área mapeada, está compreendida no Terreno Kalgoorlie, que se situa no extremo oeste do Norseman-Wiluna GstB (Swager 1997).

As litologias encontradas são compostas por uma unidade basal de basaltos e komatiitos com horizontes estreitos de interflow sediments, sendo esse horizonte associado à mineração de níquel sulfetado. Ao topo se encontram granodioritos e vulcânicas/vulcanoclásticas de composição félsica com sedimentos químicos intercalados. Tipicamente, as rochas estão polideformadas e metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito.

Materiais e métodos

O mapeamento foi realizado em campanha de campo realizada durante uma semana, associada a dados geofísicos locais de magnetometria, gravimetria, gamaespectometria e sensoriamento remoto. Foram descritos 243 pontos de campo, formando uma malha consistente e bem amostrada que forneceu o detalhe requerido para a elaboração do mapa.

A descrição das litologias se deu essencialmente de forma macroscópica, em que se correlacionaram as rochas encontradas com a extensa bibliografia local. Uma visita a empresa Mincor Resources S.A. foi realizada, onde furos diamantados locais foram observados, facilitando assim a identificação e correlação estratigráfica.

Resultados e Discussão

Foram identificadas sete unidades litoestratigráficas formadas em diferentes eventos tectonotermiais. A unidade mais antiga da área tem composição basáltica e aflora no topo de pequenas elevações de coloração cinza escura com capas avermelhadas de alteração. Sua mineralogia é composta por tremolita-actinolita, clorita, plagioclásio, albita, carbonato, epidoto, biotita e eventuais cristais de quartzo. Apresenta textura equigranular muito fina a afanítica, fraturado e foliação incipiente de mergulho constante para sudoeste. Pillow basalts são comumente encontrados com composição predominantemente toleítica com porções de elevados teores de MgO (Said *et al.*, 2011). Esta corresponde a unidade Mt Edwards Basalt (Griffin, 1989).

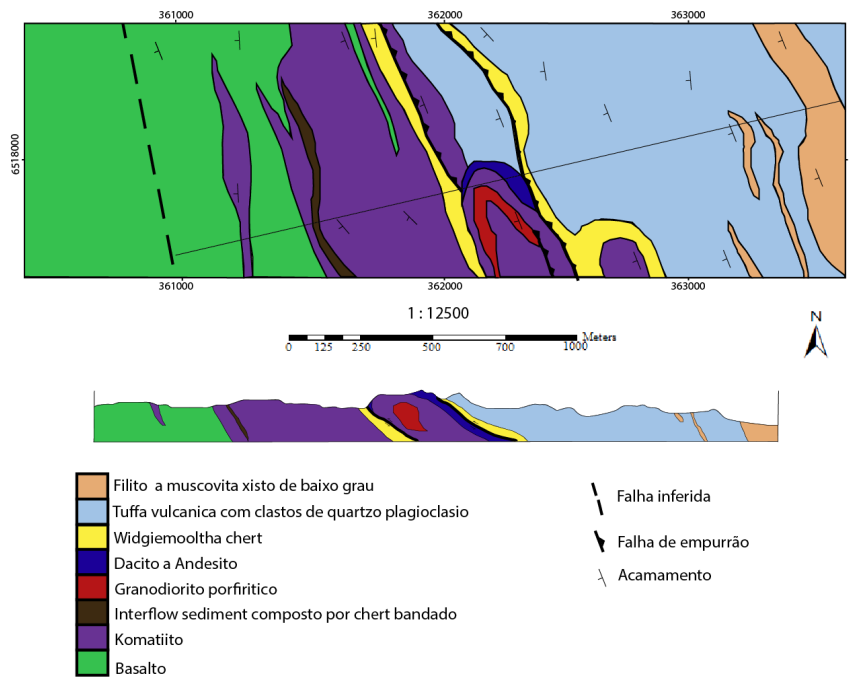


Figura 1 - Mapa e seção geológica do domínio Coolgardie.

O komatiito é encontrado na porção centro oeste da área mapeada. Encontra-se em contato transicional com o basalto, com foliação pervasiva de orientação NW e duas texturas diagnósticas, cumulática e spinifex. Este apresenta coloração cinza esverdeado, muito similar ao basalto e de difícil diferenciação quando as texturas diagnósticas estão ausentes. A mineralogia é composta por tremolita, clorita, serpentina, talco magnetita e carbonato podendo conter olivina e piroxênio primário. Eventualmente apresenta intercalação de chert, chamados de interflow sediments. A rocha corresponde a unidade Widgiemooltha e Mt Morgan Komatiites(Griffin, 1989).

A unidade Chert tem, fundamentalmente, composição quartzosa e pelítica. É encontrada em camadas delgadas de poucos metros de espessura que afloram em drenagens, facilmente

identificada pela intercalação de quartzo microcristalino com camadas pelíticas em contato abrupto com as demais unidades mapeadas. É comum encontrar finos veios de quartzo dobrados que se associam a percolação de fluidos ligadas aos empurrões. Também apresenta dobras apertadas de caimento suave. A rocha corresponde a unidade Widgiemooltha Chert (Griffin, 1989).

As tufas vulcânicas estão confinadas entre o W. Chert e a unidade Metassedimentar e podem chegar até centenas de metros de espessura predominando na porção leste da área. Caracterizada por uma ampla variação de fácies, apresenta predominantemente coloração branco creme com fragmentos líticos, clastos de quartzo e feldspato estirados na direção N-NW e intercalações sedimentares. A rocha vulcânica corresponde ao Black Flag Group (Swager, 1990).

A unidade Félsica intrusiva apresenta-se como um alto topográfico na área e forma uma dobra anticlinal facilmente vista em foto aérea. Apresenta coloração clara composta por plagioclásio e quartzo de composição granodiorítica. Eventuais fenocristais de plagioclásio formam domínios porfíricos. Biotita e anfibólios constituem fases acessórias e aparecem alinhados na direção N-NW. O dacito e andesito se encontram espacialmente associados a unidade félsica, e apresentam uma coloração cinza escura na matriz com cristais milimétricos de plagioclásio e eventuais grãos de quartzo.

A unidade Metassedimentar aflora no extremo leste da área, e pode aparecer na forma de lentes nas tufas vulcânicas. Apresenta uma intercalação de bandas escuras de filitos de composição pelítica com bandas claras de composição mais quartzítica. O acamamento é evidenciado pelas bandas mergulhando até 70 graus com strike para NW. As fácies metamórficas são de baixo grau, diferentemente das rochas encontradas em fácies xisto verde – anfibolito. A unidade também corresponde ao Black Flag Group (Swager, 1990).

O arcabouço estrutural regional (Swager 1997) foi dividido em quatro fases principais de encurtamento, divididas em D₁-D₄. O evento D₁ é caracterizado na parte sul do Norseman-Wiluna GStB, como uma compressão do sul para norte, formando anticlinais de caráter regional. D₂ retrabalha as estruturas geradas em D₁ formando uma foliação de alto ângulo de orientação NNW-SSE com dobras de caimento suave. Durante D₂ a estruturação principal da região foi formada. D₃ é associado a uma deformação progressiva de D₂, ligado a tectônica de baixo ângulo em um regime transpressivo formando empurrões de movimento prioritariamente sinistral com transporte tectônico de leste para oeste. As estruturas de D₃ são de caráter dúctil-rúptil. D₄ é descrito como a progressão final dessa deformação, gerando estruturas rúpteis de movimento dextral. Na região mapeada não foram encontradas evidências para D₄.

Conclusão

A realização do mapeamento de detalhe permitiu observar a alta complexidade litológica e estrutural de um ambiente do tipo Greenstone Belt. O domínio Coolgardie constitui um excelente exemplo para a estratigrafia e mineralização de níquel associado a derrames komatiíticos, sendo o trabalho fundamental na identificação da continuidade e contato de camadas sedimentares e komatiíticas. Apesar da identificação de campo, o trabalho de análise geoquímica/petrográfica e descrição por métodos de mapeamento geofísicos são essenciais, possibilitando a prospecção de novos alvos exploratórios.

Agradecimentos

Esse trabalho foi patrocinado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – Brasil (CNPq), através do programa Ciência sem Fronteiras.

Referências

- Griffin, T.J. 1989. Widgiemooltha 1:250,000 Geological Series Explanatory Notes. *GSWA Record* **1989/4**.
- Swager, C.P., Griffin, T.J, Witt, W.K., Ahmat, A.L., Hunter, W.M., and McGoldrick, P.J. 1990. Geology of the Archaean Kalgoorlie Terrain. *GSWA Record* **1990/12**.
- Swager, C.P. 1997. Tectono-stratigraphy of late Archaean greenstone terranes in the southern Eastern Goldfields, Western Australia. *Journal of Precambrian Research* **83**,11-42.
- Said, N., Kerrich, R., Maier, W.D., McCuaig, C. 2011. Behaviour of Ni–PGE–Au–Cu in mafic ultramafic volcanic suites of the 2.7 Ga Kambalda Sequence, Kalgoorlie Terrane, Yilgarn Craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **75**.

CONTROLE ESTRUTURAL NA GÊNESE DAS CAVERNAS DO SISTEMA ESPELEOLÓGICO DO SINCLINAL RAIZAMA, CABECEIRAS-GO

SAMPAIO, L.F.¹; BARROSO, R.H.G.¹; SILVA, J.C.¹; SOUZA, A.C.¹; RIBEIRO, T.G.R.¹; OLIVEIRA, F.O.¹; RODRIGUEZ, I.M.U.¹; RODRIGUES, G.G.¹; SILVA, R.G.¹; SILVA, J.H.B.¹; GALVÃO, M.F.¹

¹Grupo de Espeleologia da Geologia – GREGEO-UnB

Resumo

O presente estudo apresenta a análise, por meio de tratamento estatístico de roseta, da relação entre o desenvolvimento de condutos e das galerias principais, as estruturas rúpteis das rochas do Sinclinal Raizama e os lineamentos regionais encontrados na região de Cabeceiras-GO. Este trabalho aborda um tema pioneiro na região por procurar estabelecer a contribuição das estruturas de caráter rúptil na nucleação e desenvolvimento de cavernas em rochas carbonáticas, estudo de suma importância para o entendimento da espeleogênese deste sistema.

Introdução

Localizado na porção norte do Município de Cabeceiras-GO, o Sistema Espeleológico do Sinclinal Raizama (SESR) compreende 19 cavidades, 8 registradas na base de dados do CECAV e 11 descobertas durante os trabalhos de campo. O Sinclinal Raizama é caracterizado por uma dobra sinforme de escala regional, assimétrica e apertada, cujos flancos mergulham para NE e SW. Seu eixo é inclinado com direção NW/SE, apresentando inversões estratigráficas ocasionadas por falhas inversas (Guimarães 1997). Seus flancos são compostos por rochas metassedimentares do Grupo Paranoá e rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, onde se desenvolve o SESR (figura 1). Os calcários, pertencentes à Formação Sete Lagoas, apresentam um conjunto de fraturas subverticais que mostram um padrão WNW-ESE e NE-SW. O presente estudo analisa a relação entre o desenvolvimento de cavidades, as estruturas rúpteis das rochas do Sinclinal Raizama e os lineamentos regionais encontrados na região de Cabeceiras-GO, conhecimento essencial para o entendimento da espeleogênese deste sistema.

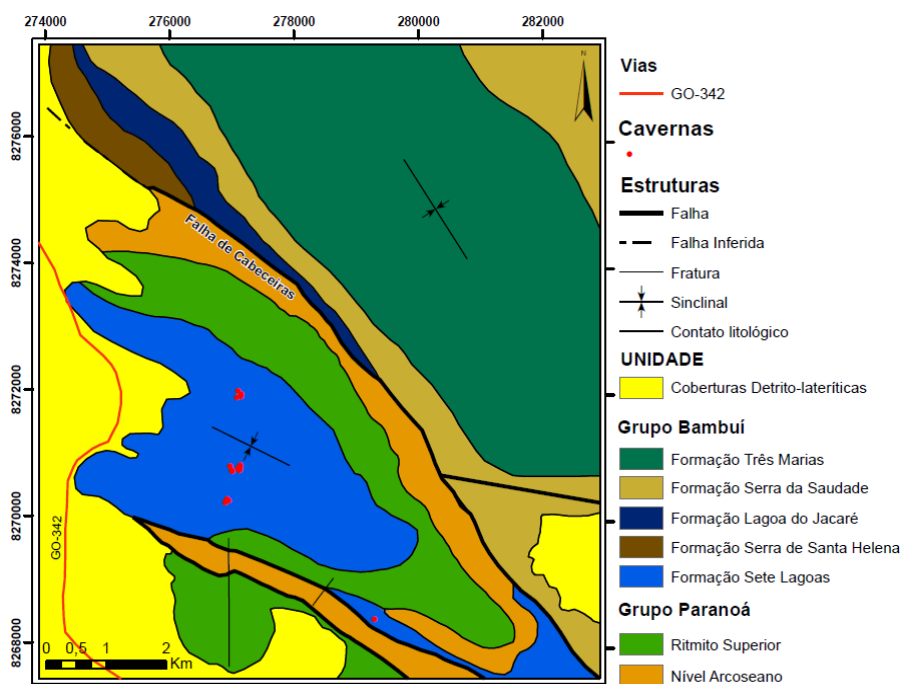


Figura 1 - Mapa geológico da região estudada. Adaptado de Guimarães (1997).

Materiais e Métodos

O Projeto Cabeceiras foi realizado em três etapas: Pré-Campo, Campo e Pós-Campo.

Na etapa Pré-Campo, foram gerados mapas contendo vias de acesso, geologia, aspectos geomorfológicos e rede hidrográfica. A partir de imagens LANDSAT e do Basemap (ArcGIS), foi gerado um mapa e uma roseta de lineamentos estruturais da região de estudo, bem como um diagrama de roseta a partir destes dados. Os alvos para prospecção de cavernas foram definidos a partir de imagens LANDSAT de composição 752.

A etapa Campo consistiu de trabalhos de dois a três dias realizados espaçadamente durante o ano de 2014. Nestes trabalhos foi realizada a prospecção, mapeamento e validação de cavidades, além de medidas de direção do plano e do mergulho do acamamento (S0) e de fraturas.

A etapa Pós-Campo foi realizada entre os períodos de campo, e consistiu na descrição e confecção dos mapas das cavidades, rosetas de fraturas e estereogramas de S0.

Resultados e Discussão

Foram observadas 20 cavernas durante a realização do trabalho. No entanto, apenas quatro foram exploradas e destas, apenas duas foram topografadas.

Foram obtidas 150 medidas de fratura, 154 medidas de acamamento (S0), 32 medidas de direção dos condutos, 60 medidas de lineamentos e 12 medidas de linha de charneira. A roseta de fraturas (figura 2a) mostra duas direções preferenciais: uma NW, semelhante à direção da Falha de Cabeceiras, e outra NE. Tais direções coincidem, aproximadamente, com as direções preferenciais de desenvolvimento dos condutos das cavernas (figura 2d). No entanto, nestes últimos, há também uma direção ENE que não mostra correlação com o padrão de faturamento observado no Sinclinal. Os lineamentos medidos (figura 2c) tem direção NW-SE, condizente com o padrão de dobramento do Sinclinal.

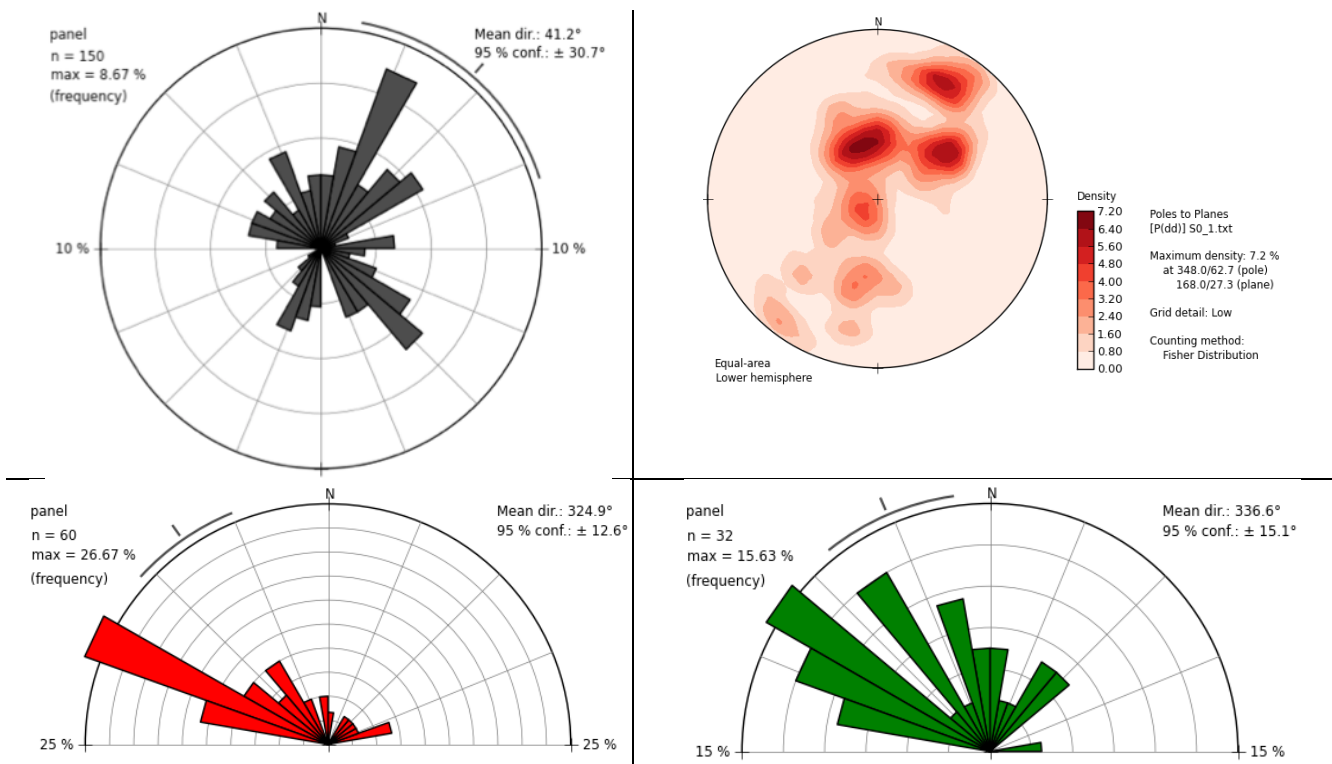


Figura 2 - A) Roseta de direção de fraturas; B) Estereograma de S0; C) Roseta de lineamentos; D) Roseta de direção de condutos.

Além de planos de fratura, outras feições utilizadas como direção preferencial de desenvolvimento das cavidades são os planos de acamamento (figura 2b). Como este se encontra dobrado, é possível observar o desenvolvimento de condutos ao longo da linha de charneira ou próximo a ela. A entrada superior da caverna Curicaca II é um exemplo desse processo.

Os pendantes e o paleocanal observados no teto da caverna Curicaca II são indícios de que seu desenvolvimento principal se deu na zona vadosa, através da passagem de um curso d'água por dentro do morro. O crescimento de cortinas, colunas, estalactites e estalagmites ocorreu após este momento.

Conclusões

As rochas do Sinclinal Raizama apresentam um conjunto de fraturas subverticais que mostram um padrão NW-SE e NNE-SSW, onde a direção NW-SE, paralela ao eixo da dobra, pode representar uma foliação espaçada. As direções dos condutos são, em sua maioria, condizentes com o padrão de fraturamento. Além das estruturas rúpteis, o acamamento tem um papel importante no desenvolvimento dos condutos, o que pode explicar as direções não condizentes com o padrão de fraturamento regional.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Universidade de Brasília e à diretoria do Instituto de Geociências (Profª Márcia Abraão Moura e Prof. José Elói Guimarães Campos) por estarem sempre dispostos a ajudar tanto com espaço quanto com equipamentos. Agradecemos também ao Prof. Farid Chemale Jr. pelos conselhos dados neste trabalho.

Referências

- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In*: 30º Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, 1978. Anais. Recife, SBG. v. 2: 597-610.
- Guimarães, E.M., 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra – Cabeceiras (GO). UnB/Tese de Doutorado (inédito), pp 270.

INTENSIFICAÇÃO DO MONITORAMENTO SÍSMOLÓGICO NAS REGIÕES CENTRO-OESTE E NORTE PELA IMPLANTAÇÃO DA REDE SISMOGRÁFICA BRASILEIRA

Rocha, M. P.¹; Carvalho, J. M.¹; Azevedo, P. A.¹; França, G. S. L. A.¹; Barros, L. V.¹; Marotta, G. S.¹; von Huelsen, M. G.¹; Assumpção, M.²

¹ Observatório Sismológico – Universidade de Brasília, marcelorocha@unb.br

² Centro de Sismologia – Universidade de São Paulo

Resumo

A instalação da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) permitiu a intensificação do monitoramento sismográfico em todo o país, especialmente na Região Norte, onde historicamente a cobertura de estações sempre foi deficiente. Neste trabalho são apresentados dados comparativos do monitoramento sismográfico antes e depois da instalação da RSBR, e uma análise quantitativa em termos da quantidade de eventos registrados, e do nível de detectabilidade dos eventos. Observou-se um aumento da quantidade de eventos de mais de 10x após a instalação da RSBR, e uma redução do limiar de magnitudes de cerca de 2 pontos (de 3 para 1).

Introdução

Com o objetivo de monitorar a atividade sísmica brasileira, bem como de estudar a crosta e o manto sob o Brasil, uma grande rede de cerca de 80 estações sismográficas foi instalada em todo o território nacional (Figura 1). A Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) é operada por quatro instituições, das quais temos: Universidade de São Paulo (USP – Rede BL), responsável pelas regiões Sul e Sudeste; Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (SIS/UnB – Rede BR), responsável pela instalação nas regiões Centro-Oeste e Norte; Observatório Nacional (ON – Rede ON), responsável pela instalação da rede no litoral sul-sudeste; e Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN – Rede NB), responsável pela instalação na região Nordeste. Esta rede dispõe de um sistema de transmissão de dados em tempo real o que possibilita a utilização de programas de marcação automática de eventos nos sismogramas, e conseqüentemente, a sua determinação automática.

Particularmente, devido à instalação das estações na região centro-norte do país, houve um aumento significativo na capacidade de detecção de terremotos. Esta região, pela sua grande área, pelas dificuldades de acesso e logística, e pela falta de equipamentos, historicamente, sempre possuiu baixa densidade de estações, e conseqüentemente, monitoramento sismográfico deficitário. As estações sismográficas instaladas nesta região até então eram de redes globais, ou para monitoramento de usinas hidrelétricas, sendo muito esparsas, e com acessibilidade reduzida aos dados. Em geral, apenas sismos de magnitudes maiores do que 3 eram detectáveis, e o tempo de caracterização dos eventos, quando detectados, muito elevado, devido principalmente à dificuldade de compilação dos poucos dados existentes.

A partir de 2014 a quantidade de estações instaladas no centro-norte do país foi aumentada significativamente (Figura 2), o que permitiu a intensificação do monitoramento e a redução no limiar dos valores das magnitudes dos eventos detectáveis. O objetivo deste trabalho é evidenciar a intensificação do monitoramento sismológico na região centro-norte do país, com respeito à quantidade de eventos registrados e à redução do limite inferior de magnitudes dos eventos detectáveis devido à implantação das estações da RSBR.

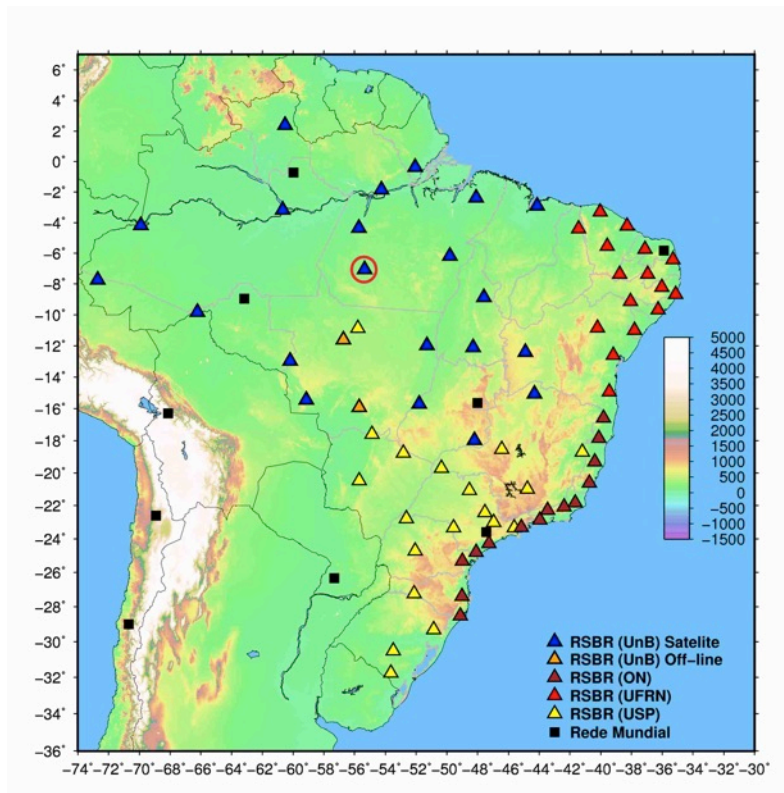


Figura 1 - Configuração atual da Rede Sismográfica Brasileira – março de 2015. O Círculo vermelho indica a posição da estação BR.NPGB – Novo Progresso, PA

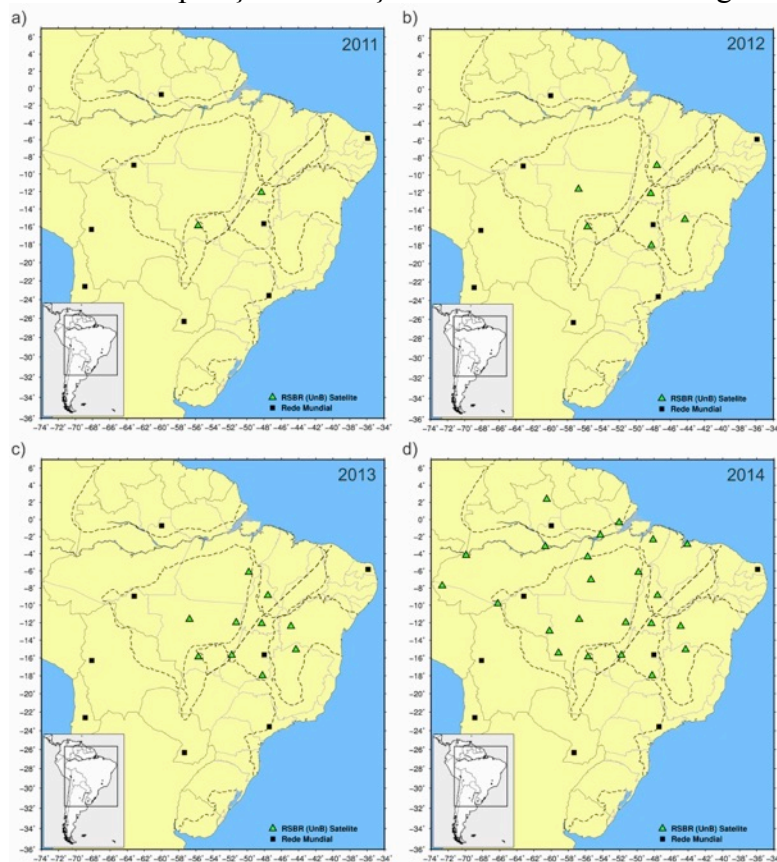


Figura 2 - Evolução anual da instalação das estações da sub-rede BR (SIS/UnB) da RSBR nas regiões Centro-Oeste e Norte. Destaque para o aumento no número de estações no ano 2014.

Materiais e Métodos

Foram analisados eventos ocorridos entre os anos de 2009 e 2014 separados por ano. A região analisada foi definida por um círculo centralizado na estação BR.NPGB (Figura 1) com raio sendo a distância angular de 8 graus, ou cerca de 880 km (Figura 3). Foram selecionados eventos de todos os tipos de magnitude e com valores de 0 a 9. Foram considerados tanto eventos principais, como réplicas, e não foram discriminados eventos naturais de artificiais (explosões). Os eventos foram localizados de forma automática e manual e selecionados a partir do banco de dados do IAG/USP (<http://www.moho.iag.usp.br/portal/events>).

Resultados e Discussão

Observou-se um aumento de mais de 1000% na quantidade de eventos registrados em 2014 quando comparado com a quantidade de eventos registrados nos anos anteriores (Figuras 3 e 4). Isto se deve a dois fatos: Aumento de estações na região e agilidade no processamento devido à disponibilização dos dados em tempo real, além da padronização e centralização da base de dados.

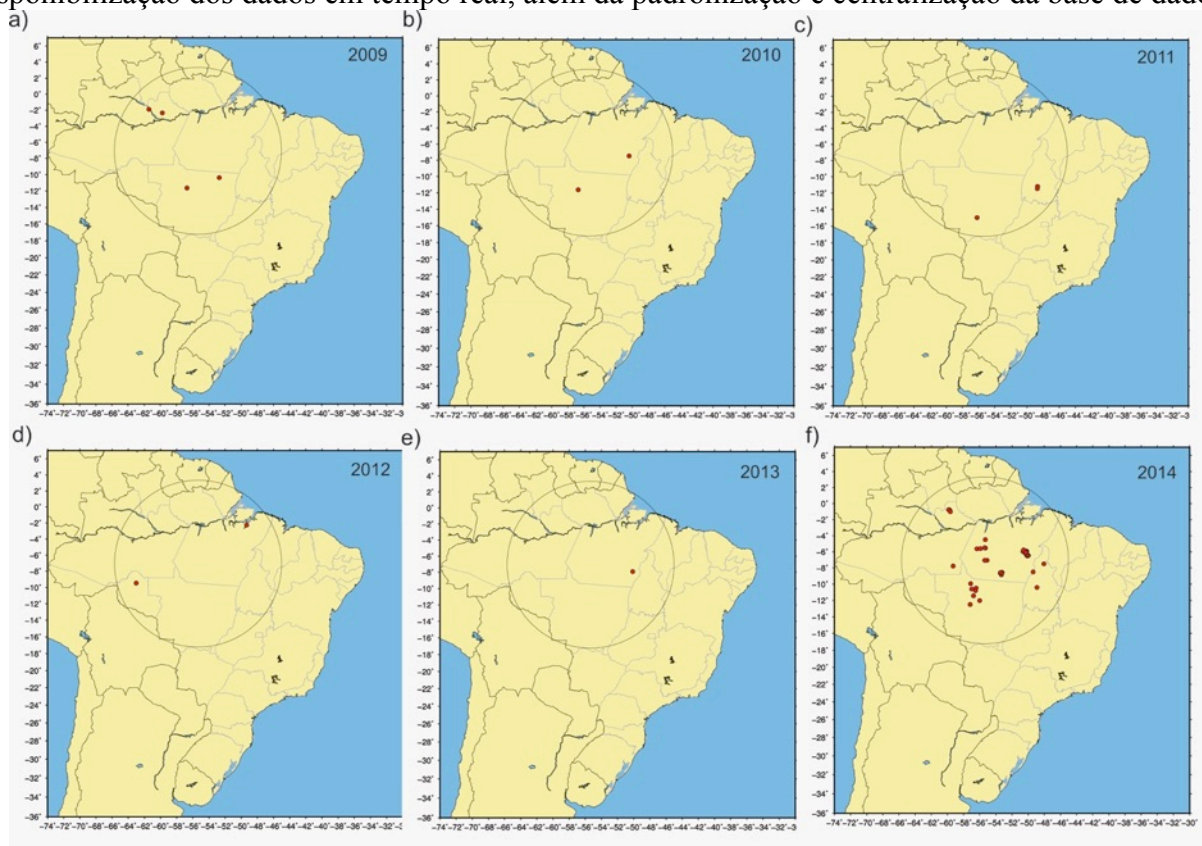


Figura 3 - Eventos registrados por ano e sua distribuição na área de estudo. O círculo está centrado na estação BR.NPGB (latitude: -07.05° e longitude: -55.36°) e possui raio de cerca de 880 km ($\Delta=8$ graus).

Eventos com baixas magnitudes (menores que 3) em geral precisam de estações mais próximas para serem localizados de forma adequada. A instalação das estações da Rede RSBR nas regiões Norte e Centro-Oeste (Figura 2) permitiu que eventos com magnitudes menores fossem detectados. Pode-se observar na Figura 4b que o intervalo de valores de magnitude aumentou.

Entre as dificuldades existentes para determinação dos eventos é que os algoritmos automáticos ainda não conseguem determinar eventos com magnitudes menores que 3, e dependendo da localização do evento, menores que 3,5. Desta forma, muitos eventos precisam ser

processados manualmente, o que necessita de vários analistas para ter os dados em dia. Os esforços de todas as instituições envolvidas têm sido grandes neste sentido.

Atualmente, o ano mais atualizado em termos de processamento de dados armazenados é o de 2014. Isto poderia explicar o aumento significativo da sismicidade. Por este motivo, foi feita uma análise somente sobre os dados deste ano, buscando separar as faixas de magnitudes para verificar a quantidade de eventos para cada uma delas (Figura 5). Observa-se, que a maioria dos eventos possui magnitudes menores do que 3, porém a quantidade de eventos maiores que esta magnitude, apesar de diminuir ainda é bem maior do que a dos anos anteriores, representando um aumento de mais de 400 % em relação ao ano anterior com mais eventos determinados.

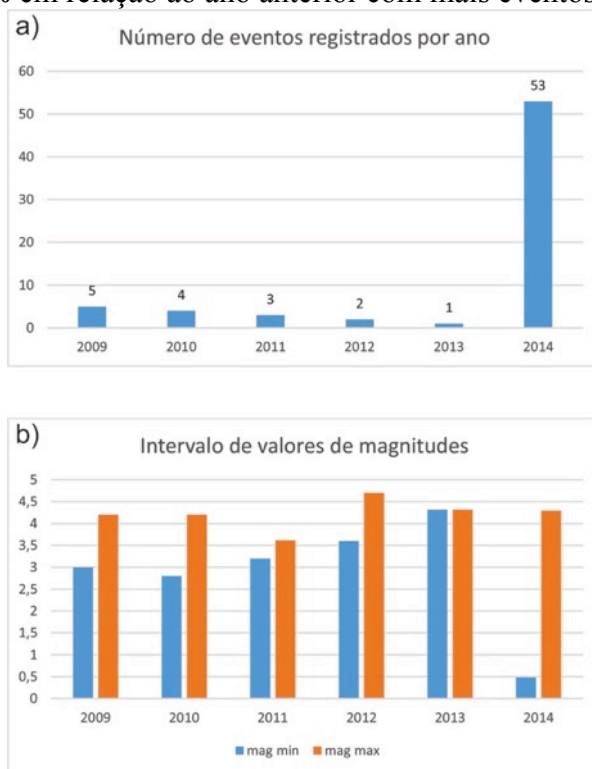


Figura 4 - a) Número de eventos registrados por ano. b) Intervalo de valores de magnitudes dos eventos registrados para cada ano.

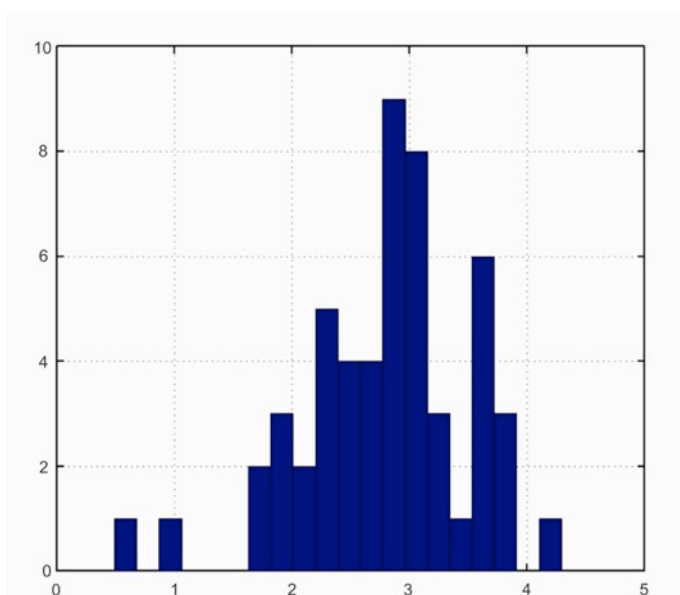


Figura 5 - Distribuição dos valores de magnitude do ano de 2014

Conclusões

O aumento da quantidade de estações nas regiões Centro-Oeste e Norte do país permitiu a intensificação do monitoramento sísmológico, permitindo um aumento na quantidade de eventos determinados naquelas regiões. Foi possível determinar eventos com menores magnitudes, permitindo monitorar a atividade sísmica de eventos de baixa energia. A RSBR e as atividades relacionadas ao projeto permitiram maior agilidade no processamento dos dados sísmológicos e, conseqüentemente, respostas mais rápidas à comunidade.

A intensificação do monitoramento na região centro-norte permitirá a melhor definição de regiões com perigo sísmico, o que deverá fornecer informações mais confiáveis para serem usadas em projetos de engenharia a serem desenvolvidos naquela região.

Agradecimentos

À Rede Temática de Geotectônica da Petrobras por financiar o projeto da Rede Sismográfica Brasileira, e em especial ao Gilmar Bueno pelo seu empenho para que a RSBR se tornasse realidade. Agradecemos a todos proprietários de terra que gentilmente permitiram a instalação dos equipamentos em suas propriedades.

Referências

Assumpção, M., J. Ferreira, L. Barros, F.H. Bezerra, G.S. França, J.R. Barbosa, E. Menezes, L.C. Ribotta, M. Pirchiner, A. Nascimento, J.C. Dourado, 2014. Intraplate Seismicity in Brazil. In: Intraplate Earthquakes, chapter 3, ed. P. Talwani, Cambridge U.P., ISBN 978-1-107-04038-0.

INTEGRAÇÃO DE ESFORÇOS E DEFORMAÇÕES NA PLATAFORMA SUL AMERICANA

Marotta, G.S.; Rezende, B.; França, G.S.; Rocha, M.P.; Von Huelsen, M.G.; Barros, L.V.

Observatório Sismológico - Instituto de Geociências - Universidade de Brasília, marota@unb.br.

Resumo

O presente trabalho busca a integração de dados geológicos, geofísicos e geodésicos na proposição de um modelo de campo de esforços/deformações para a Plataforma Sul Americana. Os resultados gerados neste trabalho indicaram concordância entre as informações geodésicas, geológicas e geofísicas, permitindo sugerir que a integração das diferentes fontes de informações permite complementar áreas onde há falta de informação derivada de algum dos métodos de obtenção de esforço/deformação. Verificada a concordância, foi possível estimar um modelo para o campo de esforços/deformações no qual pode-se verificar o seu comportamento dentro da área de estudos.

Introdução

A maioria dos modelos de campo de esforços atuantes na Placa Sul-Americana sugere a presença de esforços formados predominantemente pelo empurrão da dorsal meso-atlântica, colisão com a Placa de Nazca, variações de densidade intraplaca, arraste ou resistência basal exercida pela astenosfera e resistência associada a falhas.

Diversos trabalhos vêm sendo desenvolvidos, com diferentes metodologias, buscando analisar esforços e deformações provenientes do acúmulo e liberação de energia provocada por forças naturais que atuam na litosfera, localizadas no interior ou em limites de placas litosféricas. A nível global pode-se citar inúmeros trabalhos envolvendo análise de deformação ocorrida na superfície terrestre, para o entendimento da dinâmica relativa aos esforços aplicados em regiões intraplaca.

Tratando-se de forças atuantes em placas litosféricas, entende-se que o estudo de esforços e deformações continua a ser assunto pendente de compreensão e que, por isto, necessita ser continuamente aprofundado. Portanto, este trabalho tem por objetivo compilar dados dos esforços e deformações que ocorrem na Placa Sul Americana a fim de buscar o entendimento destas taxas de deformação com esforços a que a Placa está submetida.

Materiais e Métodos

Os materiais utilizados neste trabalho fazem parte de um levantamento bibliográfico dos dados sobre esforços e deformações da Placa Sul Americana, em especial da região onde o Brasil está inserido. Para isto, os dados de esforços extraídos foram estimados principalmente por mecanismos focais e breakouts, como apresentados por Assumpção *et al.* (1992, 1998); Ferreira *et al.* (2008); Heidbach *et al.* (2009); Lima *et al.* (1997); Lopes *et al.* (2008).

Os dados de deformação extraídos foram estimados por observações geodésicas, conforme apresentado por Marotta *et al.* (2013a, 2013b). As deformações foram estimadas a partir da análise de séries temporais de coordenadas com o mínimo de 2,5 anos de dados, empregando técnica de posicionamento GNSS para diferentes pontos.

Todas as informações, extraídas por diferentes formatos, passaram por uma filtragem para averiguar se existiriam informações sobrepostas a serem suprimidas, antes do procedimento de

integração, respeitando primeiramente os dados fornecidos por planilhas eletrônicas, arquivos vetoriais e por fim por imagens.

A integração dos dados de esforço e deformação foi realizada com interpolação pelo inverso do quadrado da distância, respeitando o intervalo de um grau entre as latitudes e longitudes dos dados.

Resultados e Discussão

O resultado deste trabalho é um mapa que representa o campo de esforços para a Plataforma Sul Americana, estimado pela junção de diferentes tipos de informação em um mapa de SHmax, obtido por métodos geofísicos e geológicos após compilação dos dados bibliográficos já existentes e obtido por métodos geodésicos.

Ainda preliminares, os resultados indicam uma concordância entre as informações geodésicas, geológicas e geofísicas, conforme sugerido por Marota *et al.* (2013a; 2013b).

Em primeira análise é possível sugerir que a integração das diferentes fontes de informações, para a geração de um modelo de campo de esforços mais completo da plataforma Sul Americana, é viável. Desta forma, é possível complementar regiões onde há falta de informação derivada de algum dos métodos de obtenção de esforço/deformação.

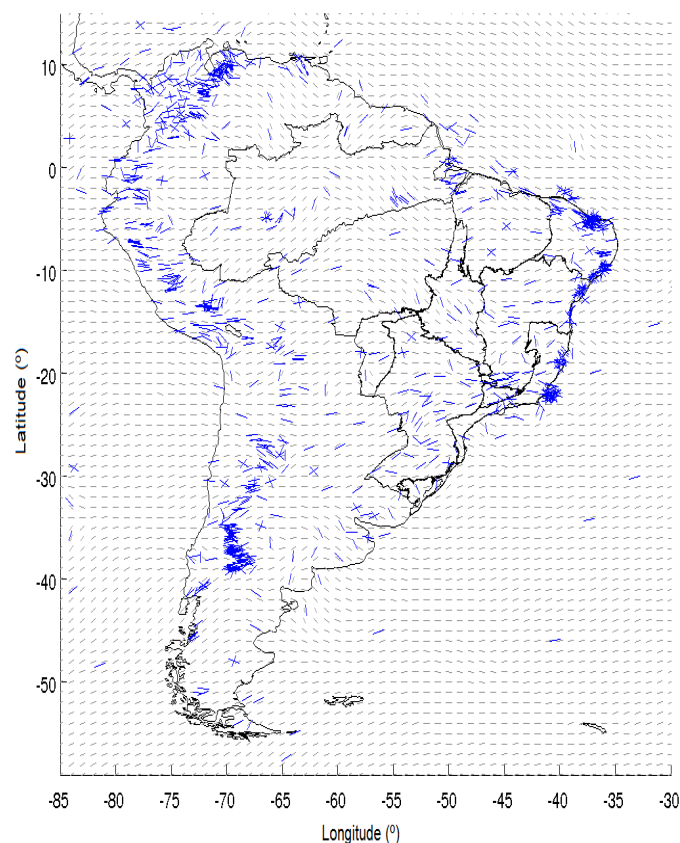


Figura 1 - Integração de esforços e deformações para a Plataforma Sul Americana. Vetores em azul são as direções de esforços e deformações por compressão. Os vetores cinza são direções do campo de esforços e deformações após integração dos dados.

Conclusões

Este trabalho é parte integrante do projeto MCTI/CNPQ/Universal 14/2014 - 460443/2014-3 “Esforços e Deformações da Placa Litosférica Sul Americana Estimados por Observações

Geodésicas e Geofísicas” e apresentam resultados preliminares de orientações de esforços e deformações na Plataforma Sul Americana. Os resultados, ainda preliminares, indicam concordância entre as informações geodésicas, geológicas e geofísicas. Isto permite sugerir que a integração das diferentes fontes de informações para a geração de um modelo de campo de esforços permite complementar áreas onde há falta de informação derivada de algum dos métodos de obtenção de esforço/deformação.

Baseando-se no fato de o que separa deformação de esforço são constantes elásticas, entende-se que o modelo de campo de esforços e deformações, gerado nesse trabalho, representa de forma mais detalhada a variação nas direções de esforços presentes, principalmente, na Plataforma continental Sul Americana. Trabalhos estão sendo realizados, no âmbito do projeto, a fim de demonstrar contundência do mapa gerado quando sobreposto com estruturas geológicas na Plataforma continental em questão, o que possibilitará a interpretação dos efeitos desses esforços e deformações na região de estudo.

Agradecimentos

Agradecemos ao projeto Instituto Brasileiro de Ciência e Tecnologia para Estudos Tectônicos (INCTET) e ao projeto MCTI/CNPQ/Universal 14/2014 - 460443/2014-3 “Esforços e Deformações da Placa Litosférica Sul Americana Estimados por Observações Geodésicas e Geofísicas”, pela concessão de recursos necessários ao andamento do trabalho.

Referências

- Assumpção M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97, B8, 11889-11903.
- Assumpção M., 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88(1), 160-169
- Ferreira J.M., Bezerra F.H.R., Sousa M.O.L., do Nascimento A.F., Sá J.M., França G.S.. 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress Field in the coseismic reactivation of the Pernambuco Lineament, Brazil. *Tectonophysics* 456, 111-126.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., Müller, B., The World Stress Map based on the database release 2008, equatorial scale 1:46,000,000, Commission for the Geological Map of the World, Paris, doi:10.1594/GFZ.WSM.Map2009, 2009.
- Lima C; Nascimento E., Assumpção, M.. 1997. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis – implication for force models in the South American plate, *Geophys. J. Int.*, 130, 112-124.
- Lopes A.E.V.. 2008. Tese de Doutorado, Mecanismos focais e esforços litosféricos no Brasil, Universidade de São Paulo. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas.
- Marotta G.S., França G.S., Monico J.F.G., Fuck R.A.. 2013a. Strains arising by seismic events in the SIRGAS-CON network region. *Journal of Geodetic Science*, v. 3, p. 12-21.
- Marotta G.S., França G.S., Monico J.F.G., Fuck R.A., Araújo, J.O.. 2013b. Strain Rate of the South American Lithospheric Plate by SIRGAS-CON Geodetic Observations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 47, p. 136-141.

PATROCINADORES DIAMANTE



PATROCINADOR ESMERALDA

RioTinto

PATROCINADORES TURMALINA



APOIO



REALIZAÇÃO



Núcleo
Brasília