

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 414

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DE SAPUCAIA – PROVÍNCIA CARAJÁS-PA

Dissertação apresentada por: MAYARA FRAEDA BARBOSA TEIXEIRA Orientador: Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol (UFPA)

> BELÉM/PARÁ 2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP) Sistema de Bibliotecas da UFPA

T266g Teixeira, Mayara Fraeda Barbosa

Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides Arqueanos de Sapucaia – Província Carajás – Pa / Mayara Fraeda Barbosa Teixeira; Orientador: Roberto Dall'Agnol – 2013 xviii, 166 f.: il.

Dissertação (Mestrado em geoquímica e petrologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2013.

1. Geologia - Pará. 2. Petrografia. 3. Geoquímica. 4. Granitóides Arqueanos. 5. Província Carajás (PA). I. Dall'Agnol, Roberto, *orient*. II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 558.115



Universidade Federal do Pará Instituto de Geociências Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DE SAPUCAIA – PROVÍNCIA CARAJÁS-PA

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR MAYARA FRAEDA BARBOSA TEIXEIRA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA

Data da Aprovação: 18 / 07 / 2013

Banca Examinadora:

Prof. ROBERTO DALL'AGNOL (Orientador – UFPA)

Prof. HARDY JOST (Membro – UFG)

GILMARA REGINA LIMA (Membro – UFPA)

Aos meus pais: Maria das Graças Barbosa e Luis Augusto dos Santos Teixeira.

AGRADECIMENTOS

- Registro meus sinceros agradecimentos a Deus pelo dom da vida, por ter possibilitado que eu concluísse com saúde meu trabalho.

- À minha família, em especial a minha mãe Maria das Graças, pelo imenso apoio, incentivo e compreensão para a realização deste sonho.

- À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências, e em especial ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, pela infraestrutura disponibilizada.

- A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo.

- Ao prof. Roberto Dall'Agnol, por sua orientação, confiança, motivação, paciência e compreensão nos momentos mais difíceis da minha jornada.

- Ao INCT/Geociam (Processo N°573733/2008-2) pelo apoio financeiro.

- Ao Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, pelo suporte técnico-científico indispensável ao desenvolvimento deste trabalho.

- Aos professores pesquisadores do GPPG pela imensa ajuda e troca de informações nas discussões referentes ao tema da pesquisa.

- A todos os colegas do GPPG em especial (Ana Claudia, Alice Cunha, Adriel Quesed, Eleilson, Fabriciana, Ingrid) pelo companheirismo, críticas e sugestões.

- Aos amigos da Geologia e da vida, pela fiel amizade estabelecida ao longo da minha formação acadêmica (Aline Vieira, Ana Flávia, Carla Barreto, Débora Faria, Erika Santiago, Glauber Consenza, Irineu Reis, Jeremias Feitosa, Kamilla Borges, Lilian Almeida, Mirlane Almeida, Pablo Leite, Renata Barros).

- Ao geólogo Patrick Araújo dos Santos, pelas valiosas discussões, incentivo, companheirismo e amizade.

Enfim, às demais pessoas que auxiliaram direta ou indiretamente na realização deste trabalho.

•

"Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito. Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes."

(Marthin Luther King)

RESUMO

Os estudos geológicos desenvolvidos na porção leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, a sul da cidade de Canaã dos Carajás e a norte de Sapucaia, permitiram a identificação, individualização e caracterização de uma diversidade de unidades argueanas, anteriormente englobadas no Complexo Xingu. A unidade mais antiga da área compreende anfibólio tonalitos correlacionados ao Tonalito São Carlos (~2,92 Ga), com foliação orientada segundo NW-SE a E-W, ou, por vezes, aspecto homogêneo. Geoquimicamente, diferem das típicas associações tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) arqueanas por apresentarem enriquecimento em TiO₂, MgO e CaO, baixos teores de Sr e similares de Rb para amostras com menores teores de sílica, que se refletem em razões Rb/Sr mais elevadas e Sr/Ba mais baixas. Os padrões dos ETR mostram baixo a moderado fracionamento de ETR pesados em relação aos leves, e anomalias negativas de Eu discretas ou moderadas. Seguindo na estratigrafia, e também como a unidade de maior expressão na área, ocorrem rochas de afinidade TTG correspondentes ao Trodhjemito Colorado (~2,87 Ga), intensamente deformadas, com foliações NW-SE a E-W. Intrusivos nesta unidade, ao sul da área, aflora um corpo de aproximadamente 40 km², de rochas de composição leucogranodiorítica porfirítica denominados de Leucogranodiorito Pantanal, e seccionado em sua porção oeste por leucogranitos deformados de composição monzogranítica. O Leucogranodiorito Pantanal têm afinidade cálcio-alcalina peraluminosa, enriquecimento em Ba e Sr, e padrões de ETR sem anomalias expressivas de Eu e com acentuado fracionamento de ETRP, que refletem em altas razões La/Yb semelhante com a Suíte Guarantã (~2,87 Ga) do Domínio Rio Maria. Os leucogranitos revelam assinatura geoquímica de granitos tipo-A reduzidos, possivelmente, originados a partir da fusão desidratada de rochas cálcico-alcalinas peraluminosas durante o Neoarqueano. Além dessas unidades, na porção leste do Leucogranodiorito Pantanal, hornblenda-biotita granito neoarquenos tipo-A oxidados da Suíte Vila Jussara. Ainda correlacionáveis ao magmatismo subalcalino neoarqueano, na porção norte, ocorrem dois stocks graniticos. São tonalitos a granodioritos com assinatura geoquímica de granitos tipo-A oxidados similares a Suíte Vila Jussara, e monzogranitos com assinatura de granitos tipo-A reduzidos que se assemelham a Suíte Planalto.

Ao norte da área ocorre uma associação máfico-enderbitica composta de hornblendanoritos, piroxênio-hornblenda-gabros, piroxênio-hornblenda-monzonito, hornblenda-gabros, anfibolitos e enderbitos. Essas rochas estão intensamente deformadas e recristalizadas, provavelmente por retrometamorfismo na presença de água de rochas de série noríticacharnockítica de origem ígnea associada com outras variedades de rochas não necessariamente cogenéticas. Seu comportamento geoquímico sugere que os hornblendanorito, hornblenda-gabros e anfibolitos são toleíticos subalcalinos, enquanto que os enderbitos, piroxênio-hornblenda-gabro e piroxênio-hornblenda-monzonito têm assinatura cálcico-alcalina. As baixas razões La/Yb das rochas máficas indicam baixo grau de fracionamento, enquanto que as altas razões La/Yb dos enderbitos é indicativo de fracionamento expressivo dos ETR pesados durante a formação ou diferenciação dos seus magmas, e a concavidade no padrão de ETR pesados, indica provável influência de fracionamento de anfibólio durante sua evolução.

Na porção central e centro-norte da área ocorrem biotita-monzogranitos peraluminosos, de assinatura cálcio-alcalina, que podem ser desdobrados em dois grupos geoquímicos distindo. Um tem altas razões Sr/Y e (La/Yb)n, mostram possível afinidade com o Granito Bom Jesus da área de Canaã dos Carajás. O outro tem mais baixa razão (La/Yb)n se aproxima mais do Granito Serra Dourada e do Granito Cruzadão também da área de Canaã dos Carajás. Essa comparação deverá ser aprofundada com dados geocronológicos e maior número de amostras.

Palavras chave: Granitoides arqueanos, Associação máfico-enderbitica, Granitos Subalcalinos, Subdomínio de Transição, Província Carajás.

ABSTRACT

Geological mapping performed in the eastern portion of the Transition Subdomain, Carajás Province, southern of Canaã dos Carajás and the northern of Sapucaia cities, allowed the identification, individualization and characterization of a variety of Archean rocks, previously encompassed in the Xingu Complex. The oldest unit identified in this area is a hornblende tonalite, correlated to São Carlos Tonalite (~2.93 Ga), which is exposed as blocks or outcrop and commonly present foliation (NW-SE to E-W) or homogeneous aspect. Its geochemical signatures differ from the typical Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) associations due to show enrichment in TiO₂, MgO and CaO, low contents of Sr, and Rb contents similar to samples with lower concentrations of silica, which are reflected in higher Rb/Sr ratios and lower Sr/Ba ratios. The REE patterns reveal low to moderate fractionation of HREE compared to LREE, and discrete or moderate negative Eu anomalies. It is stratigraphycally followed by TTG association correlated to Colorado Trondhjemite (~2.87 Ga) which displays gray color, medium-grained, and commonly a NW-SE to E-W foliation. In the southern of area, outcrops a body of ~ 40 km^2 , which comprises a small mountain of porphyritic leucogranodioritic rocks named Pantanal Leucogranodiorite . It is emplaced at TTG association and crosscutted, on its western portion, by deformed leucogranites. The Pantanal Leucogranodiorite shows peraluminous character and calc-alkaline affinity, with high contents of Ba and Sr. The REE patterns show nosignificant Eu anomalies and HREE are strongly fractionated, which is geochemically similar to Guarantã Suite (~2.87 Ga) from the Rio Maria Domain. Its origin may be related to low degrees of melting of TTG, probably accompanied by interaction with fluids enriched in K, Ba and Sr, derived from a metasomatized mantle. The leucogranites exhibit A-type geochemical signature and reduced character, and may have originated from the melt of dehydrated peraluminous calcic-alkaline rocks, during the Neoarchean. In the eastern portion of the Pantanal Leucogranodiorite was also identified ahornblende-biotite monzogranite which is geochemically similar to oxidized A-type granites, correlated to Neoarchean Vila Jussara Suite. Also, it correlated to Neoarchean subalkaline magmatism in the northern area, occur two granitic stocks. They comprise (i) tonalite to granodiorite with geochemical signature similar to oxidized A-type granites and show affinity with Vila Jussara Suite; and (ii) monzogranites which show reduced A-type granites signature and could be compared to Planalto Suite. At northern of the study area was identified an association of mafic-enderbitic rocks which comprises intensely deformed and recrystallized hornblende norite, pyroxene-hornblende gabbros, pyroxenehornblende monzonite, hornblende gabbros, amphibolites and enderbites, which are represented in the geological map as a WNW-ESE small elongated body, and a semicircular body controlled by shear zones. The textures observed in these rocks indicate that recrystallization occurs under relatively high temperatures, 600^oC or above, and those rocks show metamorphic features. The geochemical behavior of these rocks suggests that the hornblende-norite, hornblende-gabbros and amphibolites are tholeiitic subalkalines, whereas enderbites, pyroxene-hornblende gabbro and pyroxene-hornblende monzonite exhibit calcalkaline signature. The low La/Yb ratios for mafic rocks indicate low degree of fractionation, whereas the high La/Yb ratios for enderbites reveal significant fractionation of HREE during formation and differentiation of its magmas, and the concavity of HREE pattern indicates probably influence of amphibole fractionation during its evolution. In the central and northcentral of area was recognized biotite-monzogranites with peraluminous and calc-alkaline signature and distinct REE patterns, which allowed us to distinguish two groups. The first shows higher REE enrichment, weak enrichment in LREE relative to HREE, and exhibit moderate negative Eu anomalies, indicating no significant fractionation of phases enriched in HREE and show possibly affinity with Bom Jesus Granite from Canaã dos Carajás area. The second group shows a sharp fractionation of HREE relative to LREE, with discrete or absent Eu anomalies, and concave HREE patterns indicating that amphibole was important phase during the fractionation of these rocks, like Serra Dourada and Cruzadão granites, also located in the Canaã dos Carajás area. This comparison should be enhanced as soon as further geochemical and geochronological data are available in order to a correlation can be evaluated.

Keywords: Archean Granitoids, Mafic-enderbitic association, Subalkalines Granites, Transition Subdomain, Carajás Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPITULO 1

Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo, (a) no contexto regional, (b) no contexto local (Almeida 2010, modificado)......4

CAPITULO 2

Figura 2.8- Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M' (Streckeisen 1976) do Leucogranodiorito Pantanal e granitos associados. *Trends* das séries granitoides conforme Bowden *et al.* (1984).

Figura 2.9- Aspectos texturais (fotomicrografias em nicóis cruzados) do Leucogranodiorito Pantanal (a) Aspecto textural, mostrando cristais de quartzo recristalizados e orientados; b) fenocristal de plagioclásio envolto por matriz de granulação fina; c) fenocristal de feldspato potássico envolto por cristais médios de quartzo e plagioclásio; d) Cristais de biotita aparentemente corroídos, associados a feldspato potássico e quartzo.......40

Figure 2.12 - Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores do Leucogranodiorito Pantanal e granitos associados, em comparação com leucogranodioritos– granitos (Almeida *et al.*, 2010) e leucogranitos potássicos (Almeida *et al.*, 2013) do Domínio Rio Maria, e com a Suíte Planalto (Feio *et al.*, 2012), Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006) e da Suíte Vila Jussara (A.C. Silva, dados inéditos) do Domínio Carajás. Campos dos granitos com Alto Ca e Baixo Ca do cratón de Yilgarn segundo Champion & Sheraton (1997).

Figura 2.15- Caracterização geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e leucogranitos associados: a) Diagrama (Zr+Nb+Ce+Y vs. FeO/MgO) (Whalen *et al.*, 1987); b) Diagrama FeOt/(FeOt + MgO) vs. Al₂O₃ mostrando os campos dos granitos tipo-A oxidados e reduzidos, bem como de granitoides cálcico-alcalinos (Dall'Agnol & Oliveira, 2007); c) Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1969, com campos de Barker 1979); d) Diagrama [Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)]mol vs. [Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)]mol (Maniar & Piccoli 1989); e) Diagrama de discriminação de granitos (Sylvester, 1989); f) Diagrama R1-R2 (De La Roche 1980); g) Diagrama P-Q (Debon & Le Fort, 1983). Fontes dos dados utilizados para comparação: leucogranodioritos–granitos (LGdGs; Almeida *et al.*, 2010); leucogranitos potássicos (Almeida *et al.*, 2013) do Domínio Rio Maria; Suíte Planalto (Feio *et al.*, 2012), Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006) e Suíte Vila Jussara (Silva *et al.*, dados inéditos) do Domínio Carajás.........................52

Figura 2.18- Padrões de ETR para comparação do *Leucogranito* e Hb-Bt granito com: (a) Suíte Planalto (Feio *et al.*, 2012) e (b) Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006) do Domínio Carajás. Valores normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.*, 1978).62

CAPITULO 3

Figura 3.23 – Fotomicografias em nicóis cruzados (a, b, d) ou paralelos (c) dos enderbitos estudados. a) Aspecto geral da rocha, mostrando a intensa deformação e recristalização; b) lamelas de biotita (Bt) contorcidas nas bordas dos cristais de quartzo; c) Cristais de ortopiroxênio (Opx) parcialmente substituídos nas bordas e clivagens por biotita e minerais opacos; d) cristais de clinopiroxênio (Cpx) seguindo a orientação preferencial da rocha.88

Figura 3.24 - Diagramas de variação para os óxidos de elementos maiores das rochas máficas e félsicas estudadas, em comparação com o Diopsídio-norito Pium (Santos 2012).91

Figura 3.25 - Diagramas de variação para os elementos traços das rochas da associação máfico-enderbítica, em comparação com o Diopsídio-norito Pium (Santos 2012)......92

Figura 3.27- Caracterização geoquímica das rochas estudadas em comparação com o Diopsídio-norito Pium (Santos 2012). A) Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986); b) Diagrama $[Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)]mol$ vs. $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]mol$ (Maniar e Piccoli 1989); c) Diagrama R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980) d) Diagrama AFM (A= Na2O+K2O; F= FeO+0,9*Fe2O3; M= MgO; campos de Irvine & Baragar 1971); e) Diagrama MgO-CaO-Al_2O_3 com as linhas continuas indicando o controle exercido pelo fracionamento de Olivina (Ol), Ortopiroxênio (Opx) e Clinopiroxênio (Cpx).

CAPITULO 4

Figura 4.31- Imagem aerogamaespectométrica (canal do Th) mostrando anomalia positiva moderada dos granitoides subalcalinos estudados, contornados por linha continua, comparados com a principal ocorrência da Suíte Vila Jussara da área tipo (Silva 2012), contornada por linha tracejada. O alto radiométrico no centro do corpo Vila Jussara deve-se a presença de maior volume de granitos. Os baixos radiométricos (em tons de azul) correspondem essencialmente aos domínios do Trondhjemito Colorado e Tonalito São Carlos.

Figura 4.33 - Aspectos texturais (fotomicrografias em nicóis cruzados) do Tonalito São Carlos. a) Aspectos texturais da rocha mostrando a forte recristalização; b) porfiroclasto de plagioclásio envolto por cristais finos recristalizados de quartzo, plagioclásio (Plg), e ainda

Figura 4.34- Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores dos tonalitos correlacionados ao Tonalito São Carlos, em comparação com o Tonalito São Carlos (Silva 2012) e o Trondhjemito Colorado (Silva 2012) de área adjacente a que foi estudada...........117

Figura 4.36 - Padrões de Elementos Terras Raras do tonalito estudado (a), comparados com o Tonalito São Carlos (Silva 2012) (b), e Trondhjemito Colorado (Santos em preparação) (c).

Figura 4.38- Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976) para os granitoides subalcalinos estudados. *Trends* das séries granitoides conforme Bowden *et al.* (1984).124

Figura 4.41- Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores dos granitoides estudados, em comparação com a Suíte Vila Jussara (Silva 2012), Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012) e Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.* 2006) do Domínio Carajás......131

Figura 4.45- Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976) para os biotita monzogranitos estudados. *Trends* das séries granitoides conforme Bowden *et al.* (1984). ... 137

Figura 4.46- Aspectos texturais (fotomicrografias em nicóis cruzados) dos biotita monzogranitos (a) Aspecto textural, mostrando a matriz recristalizada; b) cristal subédrico de plagioclásio (Plg) envolto por matriz de granulação fina; c) cristais finos de quartzo (Qtz) e plagioclásio mostrando contatos lobados; d) Cristais de feldspato alcalino do tipo microclina (Fk).

LISTA DE TABELAS

CAPITULO 2

Tabela 4.5- Composições modais dos tonalitos estudados, associados ao Tonalito São Carlo 112
CAPITULO 4
Fabela 4.6- Composições químicas dos tonalitos correlacionados ao Tonalito São Carlos110
Fabela 4.7 - Composições modais dos granitoides subalcalinos estudados. 124
Fabela 4.8 - Composições químicas dos granitoides subalcalinos estudados. 130
Fabela 4.9- Composições modais dos Biotita monzogranitos 138

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	vi
ABSTRACT	
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	XV
CAPÍTULO - 1	1
1 INTRODUÇÃO	2
1.1 APRESENTAÇÃO	2
1.2.1 Domínio Rio Maria	5
1.2.1 Domínio Carajás	8
1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	17
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	19
1.5.1 Pesquisa bibliográfica	19
1.5.3 Mineralogia e Petrografia	20
1.5.4 Geoquímica	20
LEUCOGRANODIORITO PANTANAL E LEUCOGRANITOS ARQUEAN ÁREA A NORTE DE SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS - PARÁ	NOS DA 25
INTRODUÇÃO	27
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	28
SINTESE SOBRE O MAGMATISMO GRANITICO ARQUEANO DA PRO	OVINCIA
CARAJAS	31
Geologia da área de estudo	33
PETROGRAFIA	36
Composições modais e classificação	36
	43 50
Caracterização da Serie Magmática	50
DISCUSSUES	
Comparações do Leucogranodiorito Pantanal com leucogranitoides do Don	nínio Rio
Maria da Província Carajás e leucogranitoides afins do Cráton Yilgarn	53
Características geoquímicas e petrogênese do Leucogranodiorito Pantanal	55
Comparações entre o Leucogranito e Hb-Bt granito e os granitos subalc	alinos do
Dominio Carajás	59
Implicações petrogeneticas para a geração dos <i>Leucogranitos</i>	62
AGRADECIMENTOS	64

SUMÁRIO

REFERÊNCIAS	.65
CAPÍTULO - 3	.74
<i>ARTIGO CIENTÍFICO:</i> GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA ASSOCIAÇÃO MÁFICO-ENDERBÍTICA, SUDESTE DE CANAÃ DOS CARAJA PROVÍNCIA CARAJÁS, PARÁ.	DE ÁS, .75
INTRODUÇÃO	.76
GEOLOGIA REGIONAL	.77
SÍNTESE DA GEOLOGIA DO COMPLEXO PIUM	.78
GEOLOGIA DA ASSOCIAÇÃO MÁFICO-ENDERBÍTICA	.79
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	.82
Composições modais e classificação GEOQUÍMICA	.82 .88
Caracterização geoquímica DISCUSSÕES	.93 .96
Diopisídio-norito Pium Algumas considerações sobre a origem das rochas estudadas e comparação geoquím destas com o Diopisídio-norito Pium Implicações Genéticas CONCLUSÕES	96 iica 97 98 .99
AGRADECIMENTOS	100
REFERÊNCIAS	100
CAPÍTULO - 4	105
4 CARACTERIZAÇÃO DOS DEMAIS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA ÁREA ESTUDO	DE 106
4.1 INTRODUÇÃO 2	106
4.2 GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA 1	106
4.3 1 DETDOCD A ELA	112
4.3.1 PETROGRAFIA	112
4.3.3 BREVE COMPARAÇÃO	121
4.4 GRANITÓIDES SUBALCALINOS	123
4.4.1 PETROGRAFIA	123
4.4.2 GEOQUÍMICA 2	128
4.4.3 COMPARAÇÕES ENTRE O TONALITOS E GRANITOS ESTUDADOS COM GRANITOS SUBALCALINOS DO DOMÍNIO CARAJÁS	OS 136

4.5 BIOTITA MONZOGRANITOS	
4.5.1 PETROGRAFIA	137
4.5.2 GEOQUÍMICA	140
CAPÍTULO - 5	
CONCLUSÕES	
REFERÊNCIAS	
ANEXO	

CAPÍTULO - 1

INTRODUÇÃO

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Subdomínio de Transição (SDT), onde se localiza a área da presente pesquisa, está inserido no contexto geológico da Província Carajás e destaca-se dentro da mesma, por ser alvo de intensos debates sobre seu contexto tectônico e evolutivo. Apesar dos avanços no conhecimento, ainda são necessários mapeamentos geológicos em escala de detalhe, acompanhados de estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos para esclarecer a litoestratigrafia e a evolução deste importante terreno arqueano.

O termo Domínio de Transição foi empregado informalmente por Dall'Agnol *et al.* (2006) para representar o terreno situado a norte da estrutura do *Greenstone Belt* de Sapucaia e a sul da Bacia de Carajás e foi recentemente re-denominado por Feio (2011) como Subdomínio de Transição. Até o final da década de 2000, esse subdomínio era descrito como sendo formado dominantemente por rochas graníticas e gnáissicas de idades mesoarqueanas a neoarqueanas agrupadas no Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), rochas charnockíticas do Complexo Pium, sequências de *greenstone belts* e corpos granitícos das suítes Plaquê e Planalto (Vasquez *et al.* 2008).

Este trabalho é integrado a outros estudos que já foram ou estão sendo desenvolvidos nesse terreno pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), vinculado ao INCT de Geociências da Amazônia (Geociam). Foi desenvolvido em colaboração com a tese de doutorado de Fabriciana Vieira Guimarães e com as dissertações de mestrado de Alice Cunha da Silva e Patrick Araújo dos Santos, todos vinculados ao GPPG. Os trabalhos mais recentes desenvolvidos no SDT já permitiram a individualização e caracterização de diversas associações granitoides arqueanas, as quais foram desmembradas em grande parte do Complexo Xingu.

Essa pesquisa foi desenvolvida no sudeste do estado do Pará, a sul da cidade de Canaã dos Carajás e a norte de Sapucaia (figura 1.1).

Os estudos geológicos sistemáticos, envolvendo trabalhos de mapeamento de campo em escala de detalhe (1:50.000), estudos petrográficos e geoquímicos, permitiram a individualização e caracterização de diferentes associações granitoides neste terreno. As diversas associações individualizadas na área foram comparadas com unidades arqueanas similares que ocorrem tanto no Domínio Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009), quanto no Domínio Carajás, em particular com os granitoides estudados por Silva (2012) na área de Vila Jussara e por Feio *et al.* (2013) na de Canaã dos Carajás.

A presente dissertação inclui um capítulo introdutório (<u>CAPÍTULO 1</u>), onde é abordado o contexto geológico regional, destacando-se os principais aspectos geológicos da Província Carajás, e em especial ao SDT, além da problemática, objetivos da pesquisa, e os procedimentos metodológicos.

O <u>CAPÍTULO 2</u> inclui um artigo científico submetido a periódico nacional, intitulado: GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO LEUCOGRANODIORITO PANTANAL E LEUCOGRANITOS ARQUEANOS DA ÁREA A NORTE DE SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS - PARÁ.

O <u>CAPITULO 3</u> inclui um segundo artigo científico a ser submetido a periódico nacional, intitulado: GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE ASSOCIAÇÃO MÁFICO-ENDERBÍTICA, SUDESTE DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS- PARÁ.

No <u>CAPITULO 4</u> são apresentados aspectos complementares da geologia local da área estudada, assim como as principais feições geológicas, petrográficas e geoquímicas das demais associações litológicas identificadas. E por fim, o <u>CAPÍTULO 5</u> apresenta as conclusões finais da dissertação.

O estudo das associações TTG identificadas na área mapeada não será apresentado no presente trabalho, porque ele foi desenvolvido em colaboração com P. A. Santos e faz parte da dissertação do mesmo (Santos em preparação). Naquele trabalho consta um artigo sobre os TTGs da porção leste do Subdomínio de Transição que contou com a participação da autora desta dissertação.



Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo, (a) no contexto regional, (b) no contexto local (Almeida 2010, modificado).

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA PROVÍNCIA CARAJÁS

O Cráton Amazônico (CA) faz parte da porção norte da plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1981), cobre uma área de aproximadamente 4.500.000 km² e é dividido em dois escudos pré-cambrianos, os escudos das Guianas e Brasil Central, separados pelas bacias sedimentares paleozóicas do Amazonas e Solimões. Limita-se a oeste pela Cadeia Andina, a leste, sul e sudeste pelos cinturões neoproterozóicos Araguaia-Tocantins e Paraguai e ao norte pelo oceano Atlântico (Almeida *et al.* 1981).

Dois modelos têm sido propostos para a divisão do cráton em províncias tectonogeocronológicas com idades e padrões estruturais distintos e evoluções geodinâmicas particulares (Tassinari & Macambira 2004, Santos *et al.* 2000). Tassinari & Macambira (2004) consideram que a Província Amazônia Central é o segmento mais antigo do Cráton Amazônico e a dividem em dois blocos tectônicos principais: Carajás e Xingu-Iricoumé. Santos *et al.* (2000, 2006) consideram o bloco Arqueano de Carajás como uma província independente. Entretanto, os diferentes autores citados concordam que a Província Carajás constitui o principal núcleo arqueano do Cráton Amazônico.

A Província Carajás foi subdividida em dois domínios distintos (Souza *et al.* 1996, Althoff *et al.* 2000, Dall'Agnol *et al.* 2000, 2006, Santos *et al.* 2006, Vasquez *et al.* 2008): Um domínio de idade mesoarqueana (3,0 – 2,86 Ga) denominado de Domínio Rio Maria (Vasquez *et al.* 2008) e correspondente ao antigo Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (Souza *et al.* 1996, Althoff *et al.* 2000, Dall'Agnol *et al.* 2006); e o Domínio Carajás formado durante o Mesoarqueano e Neoarqueano (3,0 a 2,54 Ga; Machado *et al.* 1991, Huhn *et al.* 1999, Barros *et al.* 2004, Sardinha *et al.* 2006, Vasquez *et al.* 2008, Feio *et al.* 2012, 2013) (figura 1.2).

Na porção sul do Domínio Carajás, Dall'Agnol *et al.* (2006) admitiram a existência de um terreno transicional denominado de Domínio de Transição, originalmente similar ao Domínio Rio Maria, mas intensamente afetado pelos eventos magmáticos e tectônicos atuantes durante a fase compressiva da evolução tectônica neoarquena da Bacia de Carajás. Posteriormente, Feio (2011) redefiniu esta região como Subdomínio de Transição. Esse Subdomínio abrange a região situada entre o norte de Xinguara e a borda sul da Bacia de Carajás.

1.2.1 Domínio Rio Maria

Esse domínio é composto por seqüências metavulcano-sedimentares tipo greenstone belt, granitóides arqueanos diversos, granitos anorogênicos paleoproterozóicos e diques associados (Macambira & Lafon 1995, Macambira & Lancelot 1996, Althoff *et al.* 2000, Souza *et al.* 2001, Leite *et al.* 2004). Novos dados sobre associações TGG, rochas leucogranodioríticas-graníticas, suítes sanukitóides e afins, foram recentemente publicados (Almeida *et al.* 2010, 2011, 2013, Dias 2009, Guimarães 2009, Guimarães *et al.* 2010, Oliveira, M. A. *et al.* 2009, 2010, 2011).

Greenstone Belts

As sequências de *Greenstone Belts* correspondem a cinco unidades agrupadas no Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO, 1988) e correspondem a sequências metavulcanosedimentares pertencentes aos grupos Sapucaia, Identidade, Lagoa Seca, Babaçu e Seringa (Souza *et al.* 2001), onde predominam rochas meta-ultramáficas (komatiítos) e metamáficas (basaltos e gabros) e ocorrem subordinadamente rochas intermediárias a félsicas com intercalações de metagrauvacas (DOCEGEO, 1988, Huhn *et al.* 1988, Souza *et al.* 2001). As idades destas sequências variam de 2,97 a 2,90 Ga (Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994).

Associações Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG)

As associações TTG são os granitoides arqueanos com maior área de exposição no Domínio Rio Maria. Essas rochas mesoarqueanas não foram afetadas de modo intenso por eventos deformacionais mais jovens e geralmente preservam as texturas e estruturas ígneas originais (Althoff *et al.* 2000, Leite 2001, Souza *et al.* 2001, Guimarães *et al.* 2010). Almeida *et al.* 2011 dividiram os TTGs do Domínio Rio Maria em dois grupos: O primeiro engloba TTG comparativamente mais antigos representados pelo Tonalito Arco Verde (2,98 – 2,93 Ga; Macambira & Lafon 1995, Rolando & Macambira 2003, Almeida *et al.* 2011), Trondhjemito Mogno (~2,96 Ga; Almeida *et al.* 2011), Complexo Tonalítico Caracol (2,95 – 2,93 Ga; Leite *et al.* 2004) e Tonalito Mariazinha (~2,92 Ga; Almeida *et al.* 2011). O segundo é formado por uma única unidade TTG que corresponde ao Trondhjemito Água Fria (2,86 Ga; Leite *et al.* 2004).

Suíte Rio Maria

A suíte sanukitóide Rio Maria é composta principalmente pelo Granodiorito Rio Maria, e rochas intermediárias e máficas associadas (Oliveira *et al.* 2009) com idade de ~2,87 Ga (Macambira & Lancelot 1996). O Granito Rancho de Deus é considerado como afim geoquimicamente à suíte sanukitóide Rio Maria (Almeida *et al.* 2013) e é provavelmente contemporâneo da mesma. Não foram observadas relações de campo entre o Granito Rancho de Deus e o Granodiorito Rio Maria. Esses granitoides são intrusivos no Supergrupo Andorinhas, no Tonalito Arco Verde e no Tonalito Caracol, e são intrudidos pelo Trondhjemito Água Fria, pelos Leucogranitos potássicos arqueanos (Granito Mata Surrão, Duarte 1992; Granito Xinguara, Leite *et al.* 2004) e granitos paleoproterozóicos da Suíte Jamon (Dall'Agnol *et al.* 2006).



Figura 1.2. Mapa geológico da Província Carajás (PC). A) Mapa do estado do Pará, com destaque para a PC. B) Mapa geológico simplificado da PC, destacando os domínios Rio Maria, Subdomínio de Transição e Bacia Carajás (modificado de Vasquez *et al.* 2008, Oliveira, D.C 2010, Almeida *et al.* 2011, Feio *et al.* 2013, com dados adicionais de Silva, 2012, e Gabriel, 2012). O retângulo de bordas enegrecidas em destaque representa a área de estudo.

Leucogranodioritos e leucogranitos com alto Ba e Sr

Este grupo é formado pela Suíte Guarantã, que engloba os corpos do granito Guarantã e dos granodioritos Azulona e Trairão (Dias 2009, Almeida *et al.* 2010), localizados nas proximidades de Pau D'Arco na porção sul do Domínio Rio Maria, por pequenos *stocks* graníticos presentes nas áreas de Xinguara e Bannach, e pelo Granodiorito Grotão, localizado a sudoeste de Xinguara (Dias 2009, Almeida *et al.* 2010, Guimarães 2009). São fortemente deformados e consistem dominantemente de granitos porfiriticos com lineação mineral bem definida, exceto no caso do Granodiorito Grotão que é formado essencialmente por rochas

equigranulares de granulação fina. As idades de cristalização da Suíte Guarantã variam de 2,87 a 2,86 Ga (Almeida *et al.* 2013), próximas daquelas da Suíte Rio Maria.

Leucogranitos potássicos

Os leucogranitos potássicos são representados pelos granitos Xinguara (Leite *et al.* 1997) e Mata Surrão (2,87 Ga; Lafon *et al.* 1994, Dantas & Dall'Agnol 1997), e pequenos *stocks* graníticos dispersos por todo o Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2013). São corpos alongados dispostos segundo E-W a WNW-ESE geralmente concordantes com as estruturas dominantes nas unidades arqueanas da região. O Granito Mata Surrão é intrusivo no Tonalito Arco Verde e o Granito Xinguara secciona o Complexo Tonalitico Caracol, o Tonalito Mariazinha e a Suíte Rio Maria, e contém xenólitos de rochas metamáficas interpretadas como relacionadas aos *Greenstone belts*.

1.2.1 Domínio Carajás

O Domínio Carajás é subdividido em Bacia Carajás, a norte, e Subdomínio de Transição, a sul. Pelo fato de conter muitas das principais jazidas minerais da província, a Bacia Carajás foi alvo de muitos estudos que redundaram em propostas estratigráficas que evoluíram ao longo do tempo (Gibbs *et al.* 1986, Docegeo 1988, Machado *et al.* 1991, Araújo & Maia 1991, Nogueira *et al.* 1995). Embora seu embasamento ainda não esteja bem caracterizado, até mesmo por se encontrar em grande parte recoberto pelas unidades que compõem a bacia, as unidades neoarqueanas que constituem a bacia propriamente dita achamse razoavelmente bem conhecidas. O quadro é distinto no Subdomínio de Transição, cuja, litoestratigrafia e magmatismo ainda se encontram muito pobremente definidos em determinadas áreas e, ao contrário, apresentam avanços expressivos em outras graças a uma série de trabalhos recentes (Oliveira, D.C. 2010, Feio 2011, Feio *et al.* 2012, 2013, Gabriel 2012, Silva 2012).

Bacia Carajás

A principal unidade litoestratigráfica presente na Bacia Carajás é o Supergrupo Itacaiúnas (Wirth *et al.* 1986, Docegeo 1988, Machado *et al.* 1991, Dall'Agnol *et al.* 2006) constituído principalmente por vulcanismo máfico e formações ferríferas. Além dessa unidade, tem-se o magmatismo máfico-ultramáfico do Complexo Luanga (Machado *et al.* 1991) e um grande número de intrusões de granitos subalcalinos (Complexo Granítico Estrela, granitos Serra do Rabo, Igarapé Gelado e Velho Salobo – Machado *et al.* 1991,

Barros et al. 2004, 2009, Sardinha et al. 2006), sucedidos por extensa sedimentação (Formação Águas Claras, Nogueira et al. 1995).

Supergrupo Itacaiúnas

O Supergrupo Itacaiúnas (2,76 Ga; Gibbs *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991) é composto pelos grupos Igarapé Salobo, Grão-Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca e Rio Novo. Tais unidades são constituídas por rochas vulcano-sedimentares apresentando graus variáveis de metamorfismo. Vasquez & Rosa-Costa (2008) não reconhecem esta megaunidade e descrevem individualmente os grupos inclusos nesta, aos quais foram acrescentados os grupos Aquiri, São Félix e São Sebastião.

Complexo Luanga

O Complexo Luanga (2,76 Ga; Machado *et al.* 1991) é localizado nas proximidades de Serra Pelada, sendo constituído por rochas ultrabásicas e básicas acamadadas (Medeiros Filho & Meireles 1985). Essas rochas cortam as supracrustais do Supergrupo Itacaiunas e seriam derivadas de magmas toleiíticos relacionados a um arco de ilha neoarqueano ou a *rift* continental (Ferreira Filho *et al.* 2007).

Granitos subalcalinos

São granitos subalcalinos foliados representados pelo Complexo Granítico Estrela (~2,75 Ga; Barros *et al.* 1991, Barros & Dall'Agnol 1994, Barros *et al.* 1997), granitos Serra do Rabo (2,74 Ga, Sardinha *et al.* 2006), Igarapé Gelado e Velho Salobo. São dominantemente monzogranitos a álcali-feldspato granitos fortemente deformados e foi admitida uma colocação sintectônica para o Complexo Granítico Estrela (Barros *et al.* 2009).

Formação Águas Claras

A Formação Águas Claras é uma cobertura siliciclástica arqueana, não metamorfisada, subdividida em dois membros: 1) Inferior: pelitos, siltitos e arenitos, com características de plataforma marinha; 2) Superior: arenitos, depositados sob condições litorâneas e fluviais. Segundo Soares *et al.* (1994), a Formação Águas Claras é cortada por vários diques de gabro e comporta vários *sills* de diabásio, com idade de 2,71 Ga (Mougeot *et al.* 1996) considerada idade mínima de deposição desta formação.

Subdomínio de Transição

O Subdomínio de Transição (SDT) é onde se localiza a área desta pesquisa e, portanto, desperta maior interesse para a dissertação. Ocorre como uma faixa compreendida desde o norte do município de Xinguara/PA até a borda sul da Bacia Carajás e trata-se de um importante segmento para o entendimento da evolução da Província Carajás. Diversos trabalhos já foram e vem sendo desenvolvidos neste terreno, e com isso o quadro litológico e estratigráfico tem sido gradativamente mudado (figura 1.3). Contudo grande parte do SDT ainda carece de estudos para um melhor entendimento. Ocupa a porção sul do Domínio Carajás e foi interpretado como uma possível extensão do Domínio Rio Maria retrabalhada durante o Neoarqueano (Dall'Agnol *et al.* 2006). No entanto, estudos realizados por Feio *et al.* (2013) na região de Canaã dos Carajás indicam diferenças expressivas entre o magmatismo arqueano daquela área e o presente no Domínio Rio Maria e não fortalecem a hipótese mencionada.

É composto pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez et al. 2008b), Diopsídio Norito Pium (Hirata et al. 1982, Pidgeon et al. 2000, Santos et al. 2008, Santos 2012, Santos et al. 2012), Tonalito Bacaba (Moreto et al. 2011), granitóides e gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu (Machado et al. 1991), Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale 1997), Suíte Pedra Branca (Sardinha et al. 2004, Gomes & Dall'Agnol 2007, Feio et al. 2012, 2013) e pelos plutons das suítes Plaquê e Planalto (Avelar et al. 1999, Huhn et al. 1999, Oliveira 2003, Gomes 2003, Sardinha et al. 2004, Vasquez et al. 2008, Feio et al. 2012). Na região de Canaã dos Carajás, Feio et al. (2013) individualizaram rochas granitoides mesoarqueanas, representadas pelo Granito Canaã dos Carajás, Trondhjemito Rio Verde, Complexo Tonalítico Campina Verde, Granitos Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada. Gabriel (2012) na porção central do SDT individualizou os granodioritos Agua Azul e Agua Limpa. Já na porção leste do subdomínio, na região do município de Vila Jussara, Silva (2012) identificou rochas tonalíticas distintas das associações TTG clássicas e suítes TTG arqueanas clássicas, denominadas, respectivamente, Tonalito São Carlos e Trondhjemito Colorado, e diversos tonalitos e granodioritos com anfibólio, agrupados na associação granítica Vila Jussara.

Complexo Xingu

O Complexo Xingu foi caracterizado por Silva *et al.* (1974) como uma unidade de embasamento regional, constituída por gnaisses migmatíticos (tonalitos, trondhjemitos e/ou granodioritos), granulitos máficos e félsicos e diversos granitóides, além de rochas supracrustais. O avanço do conhecimento geológico no Subdomínio de Transição (Sardinha *et al.* 2004, Feio 2011, Gomes 2003, Oliveira D. C. 2010) têm demonstrado que o referido complexo é na realidade formado por diversos corpos de granitóides, passíveis de serem individualizados, o que tem levado ao abandono gradual da denominação de Complexo Xingu.

Datações geocronológicas realizadas em rochas do Complexo Xingu situadas a norte da Bacia de Carajás forneceram idades de 2,85-2,86 Ga (Machado *et al.* 1991), as quais foram interpretadas como representativas de um último episódio de migmatização que afetou as rochas daquela unidade.

Ortogranulito Chicrim-Cateté

Essa unidade é constituída por ortogranulitos, enderbitos e charnockitos (Vasquez *et al.* 2008) que ocorrem ao longo do rio Cateté, nas proximidades da aldeia indígena Chicrim. Ricci & Carvalho (2006) e Santos *et al.* (2008) consideram que essa associação não faz parte do Complexo Pium, como era anteriormente admitido (Araujo & Maia 1991), e assumem que ela seria a única representante do embasamento granulítico do Domínio Carajás, tendo sido seguidos por Vasquez *et al.* (2008).

Diopsídio Norito Pium

O Diopsídio Norito Pium (Vasquez *et al.* 2008), anteriormente descrito como Complexo Pium e interpretado como sendo formado por rochas granulíticas (DOCEGEO 1987), compreende gabros, dioritos e outras variedades com hiperstênio ricas em quartzo. Suas rochas são maciças ou foliadas e comumente apresentam enclaves granulíticos, charnockíticos ou enderbíticos, provavelmente pertencentes ao Ortogranulito Chicrim-Cateté (Ricci 2006, Vasquez *et al.* 2008). Há ampla discussão na literatura acerca das idades e significado genético do Ortogranulito Chicrim-Cateté e do Diopsídio Norito Pium. Pidgeon *et al.* (2000) obtiveram idades variadas, em cristais de zircão zonados de uma rocha de composição enderbítica na área-tipo Pium. A idade mais antiga, de 3,0 Ga foi interpretada como idade de cristalização do suposto protolito granulítico e a idade mais jovem, de 2,85 Ga, corresponderia ao metamorfismo granulítico. Contudo, Ricci & Carvalho (2006) argumentam que a rocha datada por Pidgeon *et al.* (2000) seria, na realidade, um xenólito do Ortogranulito

Chicrim-Cateté incluso no Diopsídio Norito Pium. Santos *et al.* (2008), por sua vez, admitiram que as ocorrências de rochas básicas noríticas no domínio do Complexo Pium são mais antigas e seriam a possível fonte do ortopiroxênio-quartzo-diorito datado e que, portanto, a idade obtida por Pidgeon *et al.* (2000) seria possivelmente da variedade quartzo-diorítica, cujos cristais de zircão conservariam em seu núcleo restos de zircão da rocha norítica de idade mais antiga (3,0 Ga) e suas bordas marcariam a idade de geração e cristalização do quartzo-diorito (2,85 Ga). Entretanto, dados recentes obtidos por Galarza *et al.* (2012) e Santos (2012) revelam que tanto os gabros noríticos e hornblenda gabros quanto as rochas tonalíticas, granodioríticas, monzograníticas e sienograníticas associadas aos gabros na principal área de ocorrência do Complexo Pium possuem idades neoarqueanas variáveis entre 2,74 e 2,73 Ga e consideram que os gabros, quartzo-gabros e enderbitos do complexo são ligados geneticamente por processos de diferenciação a partir de um mesmo magma ou por diferentes graus de fusão parcial a partir de fonte norítica.

Tonalito Bacaba

O Tonalito Bacaba é uma rocha tonalítica foliada de granulação fina, contendo hornblenda e biotita, a qual é intrudida por inúmeros pequenos corpos de rochas máficas. Forneceu idades próximas a 3,0 Ga (Moreto *et al.* 2011, U-Pb em zircão por ICP-MS-LA). Este granitoide foi estudado principalmente em furos de sondagem e em superfície sua distribuição areal encontra-se, ainda, mal definida, porém Feio *et al.* (2013) admitiram que ela se estenderia a partir do alvo Bacaba para oeste.

Tonalito São Carlos

O Tonalito São Carlos (2,93 Ga; Guimarães em preparação) foi descrito recentemente (Silva 2012). Esse granitoide aflora na porção leste do Subdomínio de Transição como *stocks* alongados segundo NE-SW, com foliações dispostas nesse mesmo sentido ou variando para N-S. São compostos essencialmente por anfibólio-biotita tonalitos e possuem comportamento geoquímico particular que não permite associá-lo nem com as associações TTG, nem tampouco com as suítes sanukitóides da Província Carajás.

Granito Canaã dos Carajás

O Granito Canaã dos Carajás (2,93 Ga; Sardinha *et al.* 2004) foi descrito originalmente por Gomes (2003) e denominado Granito Canaã dos Carajás por Feio & Dall'Agnol (2012) e Feio *et al.* (2013). Acha-se exposto nas proximidades da cidade de Canaã

dos Carajás e é constituído por biotita-monzogranitos fortemente deformados, dobrados e milonitizados mostrando foliação penetrativa E-W com mergulhos verticais.

Trondhjemito Rio Verde

O Trondhjemito Rio Verde é constituído por rochas bandadas, com alternância de níveis trondhjemíticos e tonalíticos, estruturadas segundo a direção E-W, comumente apresentando enclaves de anfibolitos, possivelmente relacionados aos *greenstone belts* da região. As rochas desta unidade forneceram idades variadas (Feio *et al.* 2013), sendo de 2,92 Ga (U–Pb LA-MC-ICPMS em zircão) ou 2,92 a 2,86 Ga (Evaporação de Pb em zircão). A idade de 2,86 Ga foi assumida como a idade de cristalização dessas rochas.

Trondhjemito Colorado

O Trondhjemito Colorado foi recentemente descrito por Silva (2012) na região de Vila Jussara, na porção centro-leste do SDT. É constituído por rochas de composição trondhjemitica e, subordinadamente, granodioritica bandadas, foliadas segundo o *trend* regional E-W ou, localmente, próximo de N-S. Possuem características que permitem associalos às típicas suítes TTG arqueanas. Estudos geocronológicos apontaram idade de cristalização de 2,87 Ga para essas rochas (Silva *et al.* 2010).

Granodioritos Água Azul e Água Limpa

Os Granodioritos Água Azul e Água Limpa afloram na região de Água Azul do Norte, na porção central do SDT (Gabriel 2012). Correspondem a granodioritos com textura porfiritica, tendo anfibólio, biotita e epidoto com principais fases ferromagnesianas. São intrusivos nas sequências supracrustais do Grupo Sapucaia e ocorrem em dois corpos fortemente deformados, alongados na direção E-W. São granitoides arqueanos de alto Mg com idades de 2,88 Ga (Granodiorito Água Azul) e 2,87 Ga (Granodiorito Água Limpa; Gabriel *et al.* 2010a, Sousa *et al.* 2010). Segundo Gabriel (2012) essas rochas possuem marcantes afinidades petrográficas e geoquímicas com as suítes sanukitoides do Domínio Rio Maria.

Complexo Tonalítico Campina Verde

O Complexo Tonalítico Campina Verde (2,87-2,85 Ga; Feio *et al.* 2013) foi descrito recentemente e ocorre a partir de Vila Planalto para norte em forma de faixa alongada segundo E-W. Trata-se de biotita-tonalitos a granodioritos com dioritos e monzogranitos subordinados e por biotita-hornblenda-tonalito com granodioritos e monzogranitos subordinados, que apresentam notável foliação magmática orientada em geral próximo de EW. Foi seccionado pelo Granito Serra Dourada (Feio *et al.* 2013).

Granito Bom Jesus

O Granito Bom Jesus é constituído por biotita-monzogranitos a sienogranitos que apresentam foliações NE-SW e englobam enclaves anfibolíticos (Feio & Dall'Agnol 2012, Feio *et al.* 2013). Ocorre associado ao Trondhjemito Rio Verde, sendo muito comum a intercalação de bandas do granito e do trondhjemito, sugerindo que ambas as unidades foram submetidas a um mesmo evento de deformação dúctil. Os dados geocronológicos desta unidade sugerem 2,83 Ga como idade mínima de cristalização para estas rochas, havendo zircões herdados datados de 3,0 Ga (Feio *et al.* 2013). No entanto, a idade de 2,83 Ga não é consistente com as relações de campo entre o Granito Bom Jesus e o Trondhjemito Rio Verde, que sugerem contemporaneidade entre tais unidades.

Granito Cruzadão

O Granito Cruzadão (Feio & Dall'Agnol 2012, Feio *et al.* 2013) é formado por biotitamonzogranitos a sienogranitos e associa-se localmente ao Complexo Tonalítico Campina Verde. Define corpos orientados segundo NE-SW e suas rochas forneceram idade de 2,85 Ga considerada como representativa da cristalização desta unidade (Feio *et al.* 2013). Porém, tal como no Granito Bom Jesus, as idades obtidas por U–Pb LA-MC-ICPMS em zircão se mostraram muito variadas e vários grãos, possivelmente herdados, indicaram idades mais antigas.

Granito Serra Dourada

O Granito Serra Dourada (Feio & Dall'Agnol 2012, Feio *et al.* 2013) é um *stock* subcircular de biotita monzogranitos frequentemente associado a veios pegmatíticos e apliticos. É intrusivo no Complexo Tonalítico Campina Verde (Feio *et al.* 2013). Foram obtidas idades de 2,83 Ga (Feio *et al.* 2012a) e 2,86 Ga (Moreto *et al.* 2011) assumidas pelos autores citados como possíveis idades de cristalização desta unidade.

Suíte Intrusiva Cateté

A Suíte Intrusiva Cateté é constituída por corpos máfico-ultramáficos (gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos), alongados e alinhados preferencialmente segundo E-W e N-S (Macambira & Vale 1997). Estudos geocronológicos realizados por Macambira & Tassinari (1998) no corpo Serra da Onça, pelo método Sm-Nd (rocha e minerais) forneceram uma idade isocrônica de 2,37 Ga, admitida como idade mínima de cristalização desta suíte. Entretanto, Lafon *et al.* (2000) obtiveram pelo método U-Pb em zircão uma idade de 2,76 Ga em gabro do corpo Serra da Onça.

Suíte Pedra Branca

A Suíte Pedra Branca foi inicialmente descrita por Gomes & Dall'Agnol (2007) como sendo composta principalmente por tonalitos e trondhjemitos com hornblenda e biotita como minerais máficos principais. Suas rochas encontram-se fortemente deformadas e comumente mostram um bandamento magmático, com alternância de bandas tonalíticas e trondhjemíticas, e foliação E-W subvertical. Possui idade em torno de 2,75 Ga. (Sardinha *et al.* 2004, Feio *et al.* 2013).

Suíte Plaquê

A Suíte Plaquê foi originalmente definida por Araújo & Maia (1991) como granito estratoide plaquê, interpretado como corpos sintectônicos, associados à evolução do Cinturão Itacaiunas. Os corpos que definem esta unidade seriam compostos dominantemente por granitos, com biotita e/ou anfibólio ± muscovita, de coloração rosa clara a rosa avermelhada, granulação média a grossa, pouco foliados ou apresentando pronunciada foliação milonítica e exibindo microtexturas porfiroclásticas ou granolepidoblásticas (Araújo & Maia 1991, Macambira & Vale 1997). Foram obtidas pelo método Pb-Pb em zircão idades de 2,72 Ga (Avelar 1996) e 2,73 Ga (Avelar *et al.* 1999) para granitos dessa suíte. Alguns granitos ocorrentes na região originalmente inclusos nesta suíte tem sido mais recentemente caracterizados como granitos subalcalinos tipo-A (Gomes *et al.* 2004, Sardinha 2005) e correlacionados com os granitos da Suíte Planalto (Oliveira D.C *et al.* 2010, Feio *et al.* 2013).

Suíte Planalto

A Suíte Planalto compreende sienogranitos, monzogranitos e álcali-felspato granitos milonitizados, com anfibólio e biotita como principais fases máficas. Apresentam características de granitos tipo-A, com afinidade subalcalina e suas rochas são metaluminosas com variações subordinadas para peraluminosas (Huhn *et al.* 1999, Oliveira, 2003, Gomes

2003, Vasquez et al. 2008, Oliveira, 2010, Feio et al. 2012). Apresentam idades entre 2,74 Ga e 2,73 Ga (Huhn et al. 1999, Sardinha et al. 2004, Oliveira, 2010, Feio et al. 2012, 2013). Segundo Feio et al. (2012), essa suíte corresponde a granitos hidratados, associados a séries charnockíticas.

Suíte Vila Jussara

A Suíte Vila Jussara é constituída por diversos corpos de granitos *stricto sensu* com variações para granodioritos e tonalitos com anfibólio e biotita que afloram como *stocks* alongados segundo a direção E-W nas proximidades da localidade de Vila Jussara. Foi inicialmente correlacionada com a Suíte Planalto (Silva, M. L. T. 2010, Oliveira, 2010). As primeiras datações geocronológicas forneceram idades de ~2,75 Ga (2754 \pm 2 Ma, Silva, M.L.T. 2010, 2734 \pm 2, Oliveira, 2010). Estudos geocronológicos adicionais em biotita-anfibólio granodioritos/tonalitos forneceram idades variáveis entre 2,75 Ga e 2,72 Ga (Guimarães em preparação) e confirmam a contemporaneidade entre estas rochas e a Suíte Planalto. Entretanto, estudos geoquímicos desenvolvidos por Silva (2012) revelaram que os magmas dessa associação granítica se formaram em condições oxidantes, o que contrasta com a Suíte Planalto, para a qual foi estimada formação em condições redutoras (Feio *et al.* 2012). Em função disto, Silva (2012) desvinculou essas rochas da Suíte Planalto e propôs uma nova suíte neoarqueana, denominada informalmente de Associação Granítica Vila Jussara.


Figura 1.3. Mapa geológico simplificado do Subdomínio de Transição fundido com imagem de radar SRTM (Baseado na integração de mapas de Oliveira *et al.* 2010, Gabriel 2012, Silva 2012 e Feio *et al.* 2013). O retângulo azul destaca a área de estudo.

1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

O Subdomínio de Transição (SDT) é um importante segmento crustal da Província Carajás. Os mapeamentos geológicos disponíveis sobre o SDT foram realizados em escala 1:250.000 (Araújo & Maia 1991) e não permitem uma individualização adequada e tampouco uma caracterização detalhada das diferentes unidades. Diversas pesquisas foram realizadas na área de Canaã dos Carajás, na porção extremo norte do SDT (Feio *et al.* 2012, 2013, Feio & Dall'Agnol 2012, Santos *et al.* 2012, Santos 2013) e também na porção centro-sul do SDT (Oliveira *et al.* 2010, Gabriel 2012, Silva 2012). Os resultados desses trabalhos indicam que o Complexo Xingu corresponde efetivamente a uma associação de diversas unidades granitóides arqueanas ainda não individualizadas e não a um verdadeiro complexo. Essas unidades granitóides ainda não tiveram suas características petrográficas, geoquímicas e

geocronológicas definidas na área selecionada para estudo, onde, a nosso conhecimento, não há pesquisas acadêmicas sendo desenvolvidas no momento. Portanto, individualizar e caracterizar as diferentes unidades presentes nesta porção do SDT é de fundamental importância para esclarecer a evolução da Província Carajás, atualmente uma das províncias metalogenéticas mais importantes do mundo.

O avanço na caracterização e no entendimento das séries TTG, leucogranitos e demais unidades granitóides arqueanas expostas no SDT também é indispensável para comparar essas unidades com as identificadas nos domínios Carajás e Rio Maria. Com isso, pretende-se ampliar o conhecimento das rochas granitóides arqueanas da Província Carajás e avançar na compreensão da evolução tectônica e magmática da mesma, assim como do real significado do chamado Subdomínio de Transição.

Outro ponto importante é que não se sabe até o momento se as séries TTG e leucogranodioritos identificados em mapeamento preliminar na área selecionada para estudo podem ser correlacionadas com aquelas identificadas no Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2010, 2011) ou se são séries distintas em termos de idade ou assinatura geoquímica. É necessário igualmente verificar se unidades granitoides identificadas por Silva (2012) em área situada imediatamente a leste da estudada neste trabalho, tais como o Tonalito São Carlos, o Trondhjemito Colorado e a Suíte Vila Jussara, possuem equivalentes na área estudada. Da mesma forma, precisa ser verificado se as rochas portadoras de hiperstênio já identificadas na mesma podem ser correlacionadas com o Complexo Pium ou Ortogranulito Chicrim-Cateté.

As respostas as questões colocadas devem contribuir para esclarecer se o SDT corresponde a um prolongamento do Domínio Rio Maria afetado pelos eventos neoarqueanos registrados no Domínio Carajás ou se ele é um segmento crustal independente.

1.4 OBJETIVOS

De acordo com a problemática apresentada, o principal objetivo desta dissertação é contribuir para a ampliação do conhecimento do magmatismo granitoide arqueano do Subdomínio de Transição e consequentemente para o entendimento da evolução da Província Carajás. Os objetivos específicos são:

 Individualizar os principais granitoides arqueanos, definir as suas principais feições geológicas e propor uma litoestratigrafia para a porção do SDT correspondente à área de estudo;

- Efetuar a caracterização petrográfica dos granitoides arqueanos definindo as suas variedades, composições modais, transformações pós-magmáticas e feições deformacionais microscópicas;
- Definir as características geoquímicas dos granitóides arqueanos expostos na área, identificar sua tipologia e séries magmáticas, bem como buscar uma compreensão preliminar da sua evolução petrogenética e ambientes de formação;
- 4. Por fim, comparar os granitoides arqueanos estudados com os que ocorrem no Domínio Rio Maria e no Domínio Carajás e, mais especificamente, com aqueles presentes em outras porções do Subdomínio de Transição e em outros terrenos arqueanos.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos metodológicos executados neste trabalho envolveram pesquisas bibliográficas, expedições de campo e estudos laboratoriais com análises mineralógicas, petrográficas e geoquímicas.

1.5.1 Pesquisa bibliográfica

Durante todo o desenvolvimento da pesquisa foi realizado um levantamento bibliográfico acerca da geologia da Província Carajás e os trabalhos desenvolvidos na região, como artigos científicos, dissertações e teses, principalmente sobre os granitóides arqueanos que ocorrem no Subdomínio de Transição, na Bacia Carajás e no Domínio Rio Maria. Além disso, foram consultados estudos relacionados à evolução de terrenos arqueanos, com ênfase em geologia regional, geocronologia, geoquímica e evolução crustal, bem como sobre o magmatismo granitóide arqueano de modo geral, o qual inclui séries tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG), granitóides com alto-Mg (sanukitóides), leucogranodioritos e granitos.

1.5.2 Mapeamento geológico e amostragem

Foram realizadas campanhas de campo a fim de efetuar o mapeamento geológico na escala 1:50.000 da área de estudo. Nestas campanhas aplicaram-se as técnicas clássicas de mapeamento geológico, com levantamento de afloramentos e coletas sistemáticas de amostras. Foram realizadas observações sobre a geomorfologia do terreno e efetuada a descrição das rochas aflorantes e de seus aspectos litológicos e estruturais e, quando possível, observadas relações de contato entre diferentes unidades.

Para apoio dos trabalhos de mapeamento, Utilizaram-se imagens de satélite (Landsat 7 e TM – Universidade Maryland, 2009), mosaicos de RADAR (SRTM – *Shuttle RADAR Topography Mission* – Universidade Maryland, 2009) e cartas aero-radiométricas. Esses produtos auxiliaram no levantamento das principais feições estruturais de escala regional e na delimitação em superfície da distribuição das unidades litoestratigráficas identificadas. Dessas imagens também foram obtidas informações sobre a logística, tais como estradas, limites de fazendas e drenagens. A localização dos pontos amostrados foi feita por meio do GPS (Global Position System). A distribuição geográfica dos pontos estudados pode ser visualizada na figura 1.4. A relação completa dos pontos amostrados, com a sua localização em coordenadas obtidas com GPS, classificação petrográfica das amostras coletadas e indicação dos estudos realizados em cada uma delas, consta do Anexo.

1.5.3 Mineralogia e Petrografia

O conjunto de rochas amostradas foi estudado macroscopicamente e com base nisso foram selecionadas amostras representativas das principais variedades identificadas para estudos petrográficos complementares. A confecção de lâminas delgadas foi realizada na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA).

O estudo microscópico envolveu: identificação da mineralogia da rocha (Kerr 1959, Deer *et al.* 1992); descrição sistemática de lâminas delgadas; estudo das texturas magmáticas, deformacionais e de alteração (Bard 1980, Mackenzie *et al.* 1982, Hibbard 1995, Passchier & Trouw 1996, Vernon 2004); obtenção de composições modais com contador automático de pontos da marca *Swift* (1500 a 2.000 pontos por lâmina delgada) e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (Streckeisen 1976; Le Maitre *et al.* 2002). A petrografia serviu de base para selecionar amostras para os estudos geoquímicos e todas as amostras escolhidas para análises químicas foram previamente submetidas à análise modal, de modo a definir com mais rigor suas composições mineralógicas.

1.5.4 Geoquímica

As análises químicas foram realizadas no laboratório comercial *Acme Analytical Laboratories Ltda* (Vancouver, Canadá), por ICP-ES, no caso de elementos maiores e menores (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃t, MgO, CaO, MnO, Na₂O, K₂O, P₂O₅), e por ICP-MS no caso dos elementos-traço (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V), inclusive os elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu).

A caracterização geoquímica destas rochas foi feita com base nos princípios gerais discutidos em Rollinson (1993). Ela consistiu em: determinação e representação dos *elementos maiores e menores* em diagramas de variação; definição das principais características geoquímicas (La Roche *et al.* 1980, Shand 1950, Martin 1987, Sylvester 1989, 1994, Martin *et al.* 1997, Martin 1999, Moyen *et al.* 2003, Jayananda *et al.* 2006, Champion & Smithies 2007, Moyen 2011) e avaliação preliminar das séries magmáticas e tipologia.

Através do estudo dos *Elementos Traços*, caracterizou-se a tipologia e assinatura dos granitóides (Chappell 1996, Barros *et al.* 1997, Althoff *et al.* 2000, Leite 2001, Dall'Agnol & Oliveira 2007, Almeida *et al.* 2010, 2011, Oliveira, 2009, Feio *et al.* 2012, 2013) e foi feita a avaliação de possíveis processos magmáticos e comportamento dos elementos litófilos durante o processo de diferenciação (Rb, Sr, Ba; cf. Dall'Agnol *et al.* 1999b). Por fim, os *Elementos Terras Raras* foram empregados para estimar possíveis fases fracionadas durante a geração do magma ou de seu processo de cristalização (Henderson 1984, Dall'Agnol *et al.* 1999a, Feio & Dall'Agnol 2012).

Os dados obtidos permitiram discriminar e classificar os granitoides arqueanos que afloram na porção estudada do Subdomínio de Transição, bem como compará-los com granitóides que ocorrem na área de Canaã dos Carajás e em outras porções do SDT, na Bacia Carajás e no Domínio Rio Maria.



Figura 1.4 - Mapa de amostragem da área de estudo.

CAPÍTULO - 2

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO LEUCOGRANODIORITO PANTANAL E LEUCOGRANITOS ARQUEANOS DA ÁREA A NORTE DE SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS – PA.

Mayara Fraeda Barbosa Teixeira Roberto Dall'Agnol Alice Cunha da Silva Patrick Araujo dos Santos

Submetido: Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais – Edição especial sobre a Província Carajás

de: Boletim MPEG Ciências Naturais <boletim.naturais@museu-goeldi.br>

para: mayara fraeda <mayfraeda@gmail.com>

cc: Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi <boletim@museu-goeldi.br>

data: 21 de maio de 2013 16:27

assunto: Re: Artigo Científico

enviado por: museu-goeldi.br

Prezada sr.ª Mayara Fraeda Barbosa Teixeira,

Recebemos, via email, os documentos de submissão do artigo intitulado "Geologia, Petrografia e Geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e Leucogranitos arqueanos da área a Norte de Sapucaia, Província Carajás - Pará", de sua autoria, em coautoria com Roberto Dall'Agnol, Alice Cunha da Silva e Patrick Araujo dos Santos, encaminhados ao Editor do **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** (ISSN 1981-8114), para compor o número especial, organizado por Roberto Dall'Agnol, Davis Carvalho de Oliveira e Claudio Nery Lamarão. Agradecemos o envio de sua contribuição.

O Boletim possui normas editoriais de normalização e apresentação de textos. Os manuscritos submetidos que atenderem às "instruções aos autores" e que se coadunem com a sua política editorial são encaminhados para avaliação do Editor Científico.

Para ser publicado, o manuscrito deve ser aprovado nas três seguintes fases: Pré-análise: obedecendo a ordem de chegada, a avaliação é feita pelos Editores Científicos com base na originalidade, pertinência, qualidade acadêmica e relevância do manuscrito para o tema.

Avaliação por pares externos: os manuscritos selecionados na pré-análise são submetidos à avaliação de especialistas na temática abordada. O prazo para recepção desses pareceres fica condicionado ao número de páginas do manuscrito e disponibilidade do revisor. Em média, são necessários entre vinte e trinta dias. Os pareceres são analisados pelos editores de área, que propõem ao Editor Científico a aprovação ou não do manuscrito.

Redação/Estilo: A leitura técnica dos textos e a padronização ao estilo da Revista finalizam o processo de avaliação.

O anonimato é garantido durante todo o processo de julgamento.

A qualquer momento do processo de avaliação, o autor de correspondência pode solicitar informações quanto ao status do manuscrito.

Lembramos que o **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** publica apenas contribuições inéditas. Caso seu trabalho não se enquadre nesta categoria, pedimos que entre em contato conosco imediatamente.

Atenciosamente,

João Poça Assistente Editorial

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO LEUCOGRANODIORITO PANTANAL E LEUCOGRANITOS ARQUEANOS DA ÁREA A NORTE DE SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS - PARÁ.

Geology, petrography and geochemistry of Pantanal Leucogranodiorite and Archean Leucogranites the area north of Sapucaia, Carajás Province – Pará.

Mayara Fraeda Barbosa Teixeira^{I,II} (mayfraeda@gmail.com), Roberto Dall'Agnol^{I,II,III} (robdal@ufpa.br), Alice Cunha da Silva^{I,II} (alicecunha@ufpa.br), Patrick Araujo dos Santos^{I,II} (patrick.santos86@gmail.com).

¹Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) e INCT de Geociências na Amazônia (GEOCIAM), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará (UFPA). Caixa Postal 8608, CEP-66075-900, Belém, Pará.

^{II}Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) – IG – UFPA
^{III}Instituto Tecnológico Vale (ITV), Rua Boaventura da Silva, 955. Nazaré, CEP: 66055-090, Belém, Pará.

Resumo: Na porção leste do Subdomínio de Transição da Província Carajás, afloram rochas de composição leucogranodiorítica com textura porfirítica, denominadas Leucogranodiorito Pantanal. Este está aparentemente alojado em associação TTG (Trondhjemito Colorado, ~2,87 Ga) e é seccionado em sua porção oeste por leucogranitos deformados de composição monzogranítica. Leucogranodioritos e leucogranitos possuem aspectos texturais similares, caracterizados por uma trama ígnea mascarada por intensa recristalização. sendo Geoquimicamente, tratam-se de duas associações magmáticas distintas. O Leucogranodiorito Pantanal apresenta afinidade cálcico-alcalina peraluminosa, enriquecimento em Ba e Sr, bem como padrões de ETR desprovidos de anomalias expressivas de Eu e com acentuado fracionamento de ETRP (altas razões La/Yb), similares aos padrões de típicos TTG arqueanos. As altas razões La/Yb sugerem que essas rochas foram derivadas a partir de magmas gerados em condições equivalentes ao campo de estabilidade da granada em elevadas pressões (1,0 a 1,5 GPa). Essas características geoquímicas são semelhantes às da Suíte Guarantã (~2,87 Ga) do Domínio Rio Maria. Sua origem pode estar relacionada à fusão discreta de rochas TTG e/ou interação destas com fluidos enriquecidos em K, Sr e Ba, derivados do manto metassomatizado. Os leucogranitos revelam assinatura geoquímica de

granitos tipo-A reduzidos, os quais, possivelmente, foram originados a partir da fusão desidratada de rochas cálcico-alcalinas peraluminosas, semelhantes ao Leucogranodiorito Pantanal, durante o Neoarqueano. Além dessas duas unidades foi descrita ainda na porção leste do principal corpo do Leucogranodiorito Pantanal um hornblenda-biotita granito afim geoquímicamente aos granitos tipo-A oxidados, correlacionado a Suíte Vila Jussara, também de idade Neoarquena. Este trabalho sugere que a porção estudada do Subdomínio de Transição pode apresentar ligação evolutiva com o Domínio Rio Maria e ter sido afetada por eventos de retrabalhamento crustal durante o Neoarqueano.

Palavras-Chave: Leucogranodiorito Pantanal, cálcico-alcalino, leucogranitos tipo A, Arqueano, Subdomínio de Transição.

Abstract: In the eastern part of the Transition Subdomain of the Carajás Province, porphyritic leucogranodioritic rocks, named Pantanal Leucogranodiorite, were described for the first time. A stock of this leucogranodiorite probably crosscut TTG rocks (Colorado Trondhjemite; ~2,87 Ga), and was crosscutted on its western portion by deformed leucogranites, which show monzogranitic composition. The leucogranodiorites and leucogranites have similar textural characterized by poorly preserved features. igneous texture affected bv intense recrystallization. The geochemical data demonstrated that they constitute two distinct magmatic associations. The Pantanal Leucogranodiorite shows peraluminous character and calc-alkaline affinities, with high contents of Ba and Sr. REE patterns are devoid of significant Eu anomalies and HREE are strongly fractionated (high La/Yb ratios) approaching the patterns of the typical Archean TTG. The high La/Yb ratios suggest that the granodiorite magma was formed at high pressures (10-15 kbar) from sources in the garnet stability field. They are similar geochemically to the Guarantã Suite (~2.87 Ga) from the Rio Maria Domain. However, its origin may be related to low degrees of melting of TTG rocks, probably accompanied by interaction with fluids enriched in K, Ba and Sr, derived from a metasomatized mantle. The leucogranites have A-type geochemical signature and reduced character. which may have originated from the melt of dehydrated peraluminous calcicalkaline rocks, such as Pantanal Leucogranodiorite, during the Neoarchean. Besides these two units, it was identified in the eastern portion of the Pantanal Leucogranodiorite stock a hornblende-biotite monzogranite also geochemically akin of A-type granites, but with oxidized character. It was correlated with the Vila Jussara Suite, also of Neoarchean age. The similarities between the Pantanal Granodiorite and the Guarantã Suite suggest that the

Transition Subdomain can have connections with the Rio Maria Domain and reinforce the hypothesis that the Transition Subdomain could represent an extension of Rio Maria Domain, which was affected by crustal reworking events during the Neoarchean.

Keywords: Pantanal Leucogranodiorite, calc-alkaline, A-type Leucogranite, Archean, Transition Subdomain.

INTRODUÇÃO

Nos cratóns arqueanos descritos em diversos locais do mundo, as associações tonalitotrondhjemito-granodiorito (TTG) constituem os granitóides dominantes (Kröner 1991; Condie 1993; Martin 1994). Entretanto, uma diversidade de maciços leucogranodioríticos e graníticos apresentam uma distribuição areal importante e compõem cerca de 20% daqueles terrenos (Cassidy *et al.*, 1991; Sylvester 1994; Davis *et al.*, 1994). Tais leucogranodioritos e granitos formam corpos de dimensões variáveis, comumente intrusivos em outras variedades de granitoides (suítes TTG ou sanukitoides) ou em sequências supracrustais. Na Província Carajás (PC), diversos plútons e *stocks* representativos deste tipo de magmatismo têm sido identificados (Barros *et al.*, 1997, 2009; Althoff *et al.*, 2000; Leite *et al.*, 2004; Sardinha *et al.*, 2006; Vasquez *et al.*, 2008; Dias 2009; Guimarães *et al.*, inédito; Almeida *et al.*, 2010, 2013; Feio *et al.*, 2012, Feio & Dall'Agnol 2012).

No Subdomínio de Transição (SDT), que representa a porção sul do Domínio Carajás da província homônima, mais especificamente na região compreendida entre as cidades de Sapucaia e Canaã dos Carajás (Figura 2.5b), foram reportadas expressivas ocorrências de granitoides arqueanos. O SDT destaca-se dentro da província devido aos debates sobre sua evolução geológica e contexto geotectônico, haja vista que apesar dos avanços no conhecimento dessa região, ainda há grandes lacunas, em particular sobre sua porção oriental. O Subdomínio de Transição foi interpretado por Dall'Agnol *et al.* (2006) como sendo um terreno similar ao Domínio Rio Maria, porém afetado pelos eventos neoarqueanos atuantes na Bacia Carajás. Contudo, estudos realizados por Feio *et al.* (2013) na região de Canaã dos Carajás, na porção norte do Subdomínio de Transição, sugeriram uma evolução distinta daquela área em relação ao Domínio Rio Maria.

O magmatismo granitoide arqueano exposto nas proximidades de Sapucaia envolve diversos granitos com assinaturas geoquímicas distintas. Dentre estes, ocorrem leucogranodioritos de textura porfiritica seccionados por leucogranitos deformados arqueanos com assinatura geoquímica similar a de granitos tipo-A. O objetivo deste trabalho é apresentar novos dados de campo, efetuar a caracterização petrográfica e geoquímica destes granitos e compara-los a granitoides similares, tanto da PC quanto de outros crátons arqueanos, a fim de contribuir no avanço da compreensão da evolução magmática e, indiretamente, tectônica do Subdomínio de Transição.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás constitui o principal núcleo arqueano do Cráton Amazônico e integra segundo Tassinari & Macambira (2004) a porção sudeste da Província Amazônia Central. Já Santos *et al.* (2000, 2006) consideram o bloco Arqueano de Carajás como uma província independente. É limitada a oeste por terreno dominado por granitos e vulcanismo paleoproterozóicos (Supergrupo Uatumã), a leste pelo Cinturão Araguaia de idade neoproterozóica, a norte pela Província Maroni-Itacaiúnas e a sul pelo Domínio Santana do Araguaia, os dois últimos formados durante o evento Transamazônico (2,2-2,1 Ga).

Vasquez et al. (2008a) dividiram a Província Carajás em dois domínios distintos (figura 2.5a): o Domínio Rio Maria, a sul, formado por seqüências metavulcano-sedimentares tipo greenstone belt do Supergrupo Andorinhas, e granitoides arqueanos diversos, representados por suítes TTGs antigas que correspondem ao Tonalito Arco Verde (2,98-2,93 Ga.; Macambira & Lafon 1995; Rolando & Macambira 2003; Almeida et al., 2011); Trondhjemito Mogno (~2,96 Ga.; Almeida et al., 2011); Complexo Tonalítico Caracol (2,95-2,93 Ga.; Leite et al., 2004); e o Tonalito Mariazinha (~2,92 Ga.; Guimarães et al., 2010, Almeida et al., 2011); suíte sanukitóide Rio Maria, formada pelo Granodiorito Rio Maria (~2,87 Ga) e rochas associadas (Medeiros & Dall'Agnol 1988; Pimentel & Machado 1994; Althoff et al., 2000; Oliveira et al., 2006, 2009, 2010); série TTG comparativamente mais jovem composta pelo Trondhjemito Água Fria (~2,86 Ga.; Leite et al., 2004); Leucogranodioritos-granitos cálcico-alcalinos de 2,87 Ga representados pela Suíte Guarantã, composta pelos plútons Guarantã, Azulona e Trairão, e pelo Granodiorito Grotão (Althoff et al., 2000; Dias 2009; Guimarães et al., inédito; Almeida et al., 2010, 2013); e pelos Leucogranitos potássicos de 2,87 - 2,86 Ga, representados pelos granitos Xingara, Mata Surrão e similares (Lafon et al., 1994; Macambira & Lafon 1995; Leite 2001; Leite et al., 2004; Dall'Agnol et al., 2006; Almeida et al., 2013).

O Domínio Carajás, a norte, é subdivido em Bacia Carajás (BC) e Subdomínio de Transição (SDT). A BC é composta por formações ferríferas bandadas e vulcanismo bimodal metamorfisado na fácies xistos verdes do Supergrupo Itacaiunas (2,76–2,74 Ga; Machado *et al.*, 1991; Trendall *et al.*, 1998; Tallarico *et al.*, 2005); Granitos Subalcalinos (2,75-2,73 Ga) representados pelo Complexo Granítico Estrela (Barros *et al.*, 1997, 2001, 2004, 2009) e granitos Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006) e Igarapé Gelado (Barros *et al.*, 2009); e complexos estratificados máficos-ultramáficos neoarqueanos (Vasquez *et al.*, 2008). O SDT é composto pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.*, 2008b), Diopsídio-Norito Pium, com idades e origem magmática ou metamórfica ainda controversas (Hirata *et al.*, 1982; 3,0 – 2,85 Ga, Pidgeon *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2011), granitóides e gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu (Machado *et al.*, 1991), Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale, 1997) com idades de 2,76 Ga (Lafon *et al.*, 2000), Suíte Pedra Branca de ~2,75 Ga (Sardinha *et al.*, 2004; Gomes & Dall'Agnol, 2007; Feio *et al.*, 2013) e pelos plútons da Suíte Plaquê e Planalto, com idades entre 2,74 – 2,72 Ga (Avelar *et al.*, 1999; Huhn *et al.*, 1999; Sardinha *et al.*, 2004; Vasquez *et al.*, 2008a; Oliveira *et al.*, 2010; Feio *et al.*, 2012, 2013).

Mais recentemente, foram realizados diversos estudos no SDT. Na área de Canaã do Carajás, Feio *et al.* (2013) identificaram diversos granitoides arqueanos até então não descritos na literatura. São estes, o Granito Canaã dos Carajás (2,96 Ga), Trondhjemito Rio Verde (2,87-2,85 Ga), Complexo Tonalítico Campina Verde (2,87 a 2,85 Ga), Granitos Bom Jesus (3,0 a 2,83 Ga), Cruzadão (2,85 Ga) e Serra Dourada (2,83 Ga). A sul desta área, nas cercanias de Vila Jussara, Silva (2012) identificou: rochas tonalíticas distintas das associações TTG clássicas, as quais foram denominadas de Tonalito São Carlos (2,94 Ga; Guimarães em preparação); clássicas suítes TTG arqueanas denominadas Trondhjemito Colorado (~2,87 Ga; Silva *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2012 (este volume) e diversos tonalitos e granodioritos com anfibólio agrupados na associação granítica Vila Jussara (2,75 – 2,72 Ga; Guimarães em preparação, Silva 2012).

Na região de Água Azul do norte, porção centro-sul do SDT, Gabriel & Oliveira (este volume) reportaram a ocorrência de granitoides arqueanos com alto Mg denominados de granodioritos Água Azul e Água Limpa com idades de 2,88-2,87 Ga (Gabriel *et al.*, 2010a; Sousa *et al.*, 2010; Gabriel & Oliveira, este volume).



Figura 2.5– A) Contorno da Província Carajás no mapa do estado do Pará; B) Mapa geológico da Província Carajás (Almeida *et al.*, 2011; Oliveira *et al.*, 2010; Feio *et al.*, 2013, modificado); C) Mapa geológico da área a N e NW de Sapucaia na porção leste do Subdomínio de Transição (Silva et al., este volume, e M. F. B. Teixeira, inédito).

SÍNTESE SOBRE O MAGMATISMO GRANÍTICO ARQUEANO DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Segundo Champion & Smithies (2001) a diversidade de granitos nos terrenos arqueanos pode ser atribuída a três fatores: 1) Aumento do componente félsico na crosta, levando ao crescimento, interação e retrabalhamento crustal; 2) Crescimento da diversidade crustal, em particular pela presença maior de componentes félsicos (TTG) e protólitos sedimentares; 3) Atuação de processos de convergência tectônica, como os de subducção. Os plútons graníticos representam o segundo grupo de granitoides mais expressivos em terrenos arqueanos (o termo granítico é usado aqui no seu sentido amplo de modo a abranger os leucogranodioritos). Dentro deste grupo destacam-se biotita granodioritos (hornblenda rara) a monzogranitos e sienogranitos, com moderadas razões K/Na (>0,5), moderado fracionamento dos ETR, desprovidos de anomalias negativas acentuadas de Eu (Davis *et al.*, 1994; Sylvester, 1994; Champion & Sheraton, 1997; De Wit, 1998; Frost *et al.*, 1998; Champion & Smithies, 1999; Leite *et al.*, 1999; Althoff *et al.*, 2000; Moyen *et al.*, 2003; Guimarães *et al.*, inédito, Almeida *et al.*, 2010, 2013).

Na Província Carajás diversos grupos de granitos arqueanos com idades entre 3,0 a 2,7 Ga têm sido identificados com base em características petrográficas e assinaturas geoquímicas. No Domínio Rio Maria foram distinguidos três tipos de granitos arqueanos (Almeida et al., 2010, 2013): Leucogranodioritos-granitos (~2,87) formados pelos plutóns da Suíte Guarantã (Guarantã, Azulona, Trairão; Althoff et al., 2000; Almeida et al., 2010) e pelo Granodiorito Grotão (Guimarães et al., inédito). São rochas fortemente deformadas, foliadas, de coloração rosada e textura porfiritica, com exceção do Granodiorito Grotão que é equigranular e de granulação fina. Apresentam em geral razão K₂O/Na₂O variando entre 0,5 e 1, altos conteúdos de Ba e Sr, padrões de Elementos Terras Raras (ETR) com fracionamento expressivo, porém variável de ETR pesados em relação aos leves, e, em geral, anomalias de Eu ausentes ou pouco marcantes (Almeida et al., 2010). Tais rochas foram interpretadas como produto de mistura em diferentes proporções de magmas de composição trondhjemítica do tipo TTG e leucogranítica rica em Ba e Sr, derivada de magmas sanukitóides (Almeida et al., 2010); 2) Leucogranitos potássicos (2,87 -2,86 Ga) representados principalmente pelos granitos Xinguara (Leite et al., 1999) e Mata Surrão (Duarte et al., 1991; Duarte & Dall'Agnol, 1996), o primeiro formando pluton alongado segundo a direção E-W a WNW-ESE. Possuem altos conteúdos de K₂O, moderados de Sr e Ba, e padrões de ETR mostrando enriquecimento em ETR leves, forte ou moderado fracionamento dos ETR pesados e

moderada a pronunciada anomalia negativa de Eu. 3) Granitos associados a suítes sanukitóides (Oliveira *et al.*, 2009), representados pelo Granito Rancho de Deus (2,89 Ga; Almeida *et al.*, 2013) que forma um plutón de forma elipsoide alongado na direção E-W. Geoquimicamente possuem teores mais baixos de Al₂O₃, CaO e Na₂O, similares de Sr e Ba, e mais altos de MgO e Rb quando comparados aos leucogranodioritos e granitos com alto Ba e Sr, e seus padrões de ETR são moderados a fortemente fracionados com discreta a moderada anomalia negativa de Eu.

No Domínio Carajás, em sua porção norte correspondente a Bacia Carajás, ocorrem granitos subalcalinos foliados (~2,75 Ga) representados pelo Complexo Granítico Estrela (Barros & Dall'Agnol, 1994; Barros *et al.*, 1997) e Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006). São fortemente deformados e é admitida uma colocação sincinemática para o Complexo Granítico Estrela (Barros *et al.*, 2001, 2009). São dominantemente monzogranitos a álcali-feldspato granitos, exibem altas razões Fe/Mg e altos conteúdos de HFSE, ou seja, apresentam assinatura geoquímica similar a dos granitos tipo-A.

Na área de Canaã dos Carajás, na porção norte do Subdomínio de Transição afloram granitos mesoarqueanos (Feio *et al.*, 2013; Feio & Dall'Agnol, 2012), representados pelos plutons: 1) Granito Canaã dos Carajás (Gomes & Dall'Agnol, 2007) de idade ~2,95 Ga, formado por biotita-monzogranitos fortemente deformados, dobrados e milonitizados; 2) Granito Bom Jesus, com idade ~2,83 Ga, constituído por biotita-monzogranitos a sienogranitos, com foliação NE-SW a E-W; 3) Granito Cruzadão, composto por rochas que variam de biotita-monzogranitos a sienogranitos, com foliação NE-SW a E-W; 3) Granito Cruzadão, composto por rochas que variam de biotita-monzogranitos a sienogranitos, com foliação dominante NW-SE a EW, e idade ~2,85 Ga; 4) Granito Serra Dourada, um *stock* subcircular de biotita monzogranito com foliação E-W vertical e milonitizado ao longo de zonas de cisalhamento. Estes granitos são em geral peraluminosos, mas apresentam expressivas variações geoquímicas, podendo ter afinidade cálcico-alcalina ou transicional para alcalina e exibir fracionamento dos ETR pesados e anomalias negativas de Eu bastante variados (Feio & Dall'Agnol, 2012).

Em Água Azul do norte, na porção centro-sul do SDT ocorrem anfibólio granodioritos de alto Mg denominados de Água Azul e Água Limpa (Gabriel & Oliveira, este volume) com idades de 2,88 e 2,87 Ga. São rochas porfiríticas, metaluminosas que se alinham conforme o trend das séries cálcico-alcalinas. Possuem, no entanto, altos conteúdos de #Mg, Cr, Ni, que os distinguem das séries cálcico-alcalinas de margens continentais e os aproximam dos granodioritos arqueanos ricos em Mg e, particularmente, da Suíte Rio Maria (Gabriel & Oliveira, este volume).

Ainda na região de Canaã dos Carajás e nas demais áreas do SDT ocorrem granitos neoarqueanos representados por: 1) Suíte Plaquê (Araújo *et al.*, 1988; Araújo & Maia, 1991), constituída por corpos de muscovita-biotita leucogranitos foliados, com idades de 2,74- 2,72 Ga. Possuem assinatura metaluminosa a peraluminosa, e foram interpretados como granitóides Tipo-S (Araujo & Maia, 1991); 2) Suíte Planalto (Huhn *et al.*, 1999; Gomes & Dall'Agnol, 2007; Vasquez *et al.*, 2008a; Oliveira *et al.*, 2010; Feio *et al.*, 2012, 2013), formada por diversos plutons de biotita-hornblenda monzogranitos a sienogranitos com álcalifeldspato granito associados, com idade entre 2,74 Ga e 2,73 Ga. Exibem altas razões K_2O/Na_2O e FeOt/(FeOt + MgO), altos conteúdos de Zr, Y, Nb e HREE e mostram afinidades com granitos tipo-A reduzidos. 3) Granitos Vila Jussara, recentemente descritos (Silva *et al.*, este volume), são compostos por granitos, granodioritos e tonalitos, alongados segundo a direção W-E, com idades entre 2,75 e 2,72 Ga (Guimarães em preparação). São metaluminosos, possuem baixo fracionamento de ETR pesados em relação aos leves e apresentam anomalias negativas de Eu significativas (Silva *et al.*, este volume).

GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Mapeamento geológico na escala 1:50.000 da porção do Subdomínio de Transição situada a norte e noroeste da cidade de Sapucaia permitiu a identificação de diversas unidades arqueanas. Dentre estas destacam-se rochas de composição leucogranodioritica com textura porfiritica denominadas neste trabalho de Leucogranodiorito Pantanal, em virtude do principal *stock* da unidade ser drenado pelo Córrego Pantanal (figura 2.5c).

Esse leucogranodiorito forma um corpo de aproximadamente 40 km², que configura uma pequena serra (figura 2.6b), alongada segundo a direção E-W, localizada a noroeste de Sapucaia. Define colinas suaves, cobertas por vegetação fechada que se destacam na paisagem do terreno. Essa geomorfologia é contrastante com a da associação tonalito-trondhjemito-granodiorito (Trondhjemito Colorado; Santos *et al.*, este volume) que domina na área.

O Leucogranodiorito Pantanal é composto por rochas de cor cinza esbranquiçada a rosada, de textura porfiritica, caracterizadas por apresentar fenocristais de granulação média a grossa de feldspato potássico em matriz fina (figuras 2.6b, c). Mostram-se fortemente foliados nas porções mais externas do corpo próximo a zonas de cisalhamento, onde exibem porfiroclastos ovalados de feldspato potássico e foliações E-W. Mais distante dessas zonas, possui foliação incipiente ou, por vezes, aspecto homogêneo. Não foram observados encraves

nestas rochas. Há evidências de que esta unidade foi afetada por zonas de cisalhamento E-W, que possivelmente moldaram a forma alongada do corpo.

Na porção oeste da serra, ocorrem leucogranitos do tipo A (ver adiante) deformados que seccionam o Leucogranodiorito Pantanal (figuras 2.6c, d), indicando relação de intrusão. Também foram identificadas ocorrências do leucogranito e de granitoides distintos na porção centro-leste do *stock* granodiorítico, nas encostas de vale de difícil acesso. Não foram observadas relações de contato entre esses granitoides e o granodiorito, nem tampouco foi possível definir a extensão da sua área aflorante. Tais granitoides mostraram afinidades geoquímicas com granitos tipo-A e similaridade com aqueles da Suíte Vila Jussara (ver adiante).

A morfologia do Leucogranodiorito Pantanal e dos granitos associados se destaca em imagem SRTM (figura 2.7a), imagem de aerogamaespectrometria (canal do Th) (figura 2.7b) e na imagem de fusão destas (figura 2.7c). Os *stocks* graníticos exibem comportamento altamente radiométrico e definem anomalia positiva que contrasta com o padrão fracamente radiométrico mostrado pelo Trondhjemito Colorado. Não foram observadas relações de contato entre o granodiorito e suas encaixantes. Entretanto, a amostragem sistemática realizada permite, em geral, uma delimitação adequada dos domínios dos diferentes granitóides.

Além da área tipo, este leucogranodiorito foi identificado na porção central da área mapeada, formando *stock* de menor expressão. Os dois *stocks* de granodiorito e suas encaixantes são cortados por um lineamento estrutural de direção NE-SW, de grande expressão na área, representado em campo por zonas de intensa de silicificação onde se observou a presença de veios de quartzo englobando fragmentos alterados de granodiorito.

A oeste do principal *stock* de granodiorito e a sul de Vila Jussara, Silva *et al.* (este volume) identificaram um *stock* de rochas granodioríticas similares ao Leucogranodiorito Pantanal (Figura 2.5b), que ocorrem em uma planície, com relativa carência de exposições, configurando um relevo arrasado destoante daquele da serra. As rochas aí expostas exibem foliações penetrativas predominantemente E-W com mergulhos de alto ângulo, ou, localmente, N-S, no contato com o Tonalito São Carlos (Silva *et al.*, este volume). Não apresentam *encraves* e constata-se abundância de veios leucograníticos seccionando essa unidade.

Os *leucogranitos* que seccionam o Leucogranodiorito Pantanal na porção oeste da serra são intensamente deformados, possuem granulação média a fina, cor rosada a avermelhada, e ocorrem como veios e bolsões métricos. Há, porém, evidências que possam

existir exposições de maior volume em morros que não puderam ser amostrados. Tal hipótese deve ser verificada em futuros estudos.



Figura 2.6.- Aspectos de campo das unidades estudadas (a, b, c, d). a) fotografia mostrando a morfologia da serra que constitui o principal corpo do Leucogranodiorito Pantanal; b) Textura porfirítica característica do Leucogranodiorito Pantanal; c) e d) relações de contato entre o Leucogranodiorito Pantanal (cinza rosado) e o leucogranito tipo A (róseo) com o último seccionando o primeiro; e) fotografia mostrando o aspecto de amostra de mão do granito associado à Suíte Vila Jussara.



Figura 2.7 - a) Imagem de radar, mostrando uma visão geral de *stock* do Leucogranodiorito Pantanal, e granitos associados que se distingue de suas encaixantes pelo relevo mais expressivo; b) Imagem aerogamaespectométrica (canal do Th) mostrando a anomalia positiva relacionada com os granitoides que configuram a serra; c) Imagem de fusão de aerogamaespectrometria (canal do Th) e Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

PETROGRAFIA

Composições modais e classificação

Foram realizadas dez análises modais de amostras do Leucogranodiorito Pantanal, cinco de leucogranito e duas amostras de hornblenda-biotita granito (Tabela 2.1). Os resultados foram lançados em diagramas Q-A-P (Streckeisen 1976) e Q-A+P-M' (Figura 2.8), nos quais, os leucogranodioritos situam-se exclusivamente no campo dos granodioritos, enquanto que o leucogranito e o hornblenda-biotita granito plotam no campo dos monzogranitos. Em termos dos constituintes essenciais, essas rochas diferem essencialmente pelas proporções de feldspatos.

As amostras analisadas do Leucogranodiorito Pantanal e do leucogranito possuem conteúdo de minerais máficos inferior a 10%, sendo que os valores de M' variam de 3,4 a

9,0% no Leucogranodiorito Pantanal e de 0,8 a 3,1% nos leucogranitos (Tabela 2.1). O hornblenda-biotita granito se distingue dos demais pela presenca eventual de anfibólio e proporção relativamente elevada de máficos (9,5 a 13,3%; Tabela 2.1). Os leucogranitos e leucogranodioritos são hololeucocráticos (M'<10%; Le Maitre et al., 2002), contudo o M' é inferior a 5% nos leucogranitos, enquanto que apenas 50% das amostras do leucogranodiorito possuem tal característica, e o hornblenda-biotita granito é leucocrático. Em relação aos minerais félsicos essenciais, no Leucogranodiorito Pantanal as percentagens de plagioclásio variam de 51 a 57,4 %, as de quartzo de 22 a 29,8% e as de feldspato potássico de 11,5 a 16,7%, enquanto que nos leucogranitos o plagioclásio varia de 40,4 a 50,9%, o quartzo de 20,5 a 28,3% e o feldspato potássico de 21,1 a 32,6%. O principal mineral máfico nessas variedades é a biotita. O epidoto magmático é comum no Leucogranodiorito Pantanal, mas não ocorre no leucogranito. As fases minerais acessórias são: muscovita, que no caso dos leucogranitos se apresenta em geral em proporções modais mais elevadas que a biotita, allanita, apatita, zircão e minerais opacos. Nos leucogranitos há ainda a presença de fluorita. A titanita se encontra ausente ou é pouco abundante nas amostras do Leucogranodiorito Pantanal e no Leucogranito, enquanto que aparece como acessório expressivo na amostra contendo anfibólio do hornblenda-biotita granito (Tabela 2.1).



Figura 2.8- Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M' (Streckeisen 1976) do Leucogranodiorito Pantanal e granitos associados. *Trends* das séries granitoides conforme Bowden *et al.* (1984).

																		Hb-Bt	
Unidades	Leucogranodiorito Pantanal											Leucogranito					Granito		
Amostra/	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	ADE-	CDGE-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-
Mineral	11*	14A*	17A*	24B*	71	72*	73	74*	75	87	18*	118*	13A*	13B*	13C*	14B*	15B*	78*	77*
Plagioclásio	55,9	49,9	49,8	53,1	51,1	52,2	47,6	48,8	49,2	57,4	51,6	43,8	42,2	43,6	40,4	42,4	45,9	24	35,1
Quartzo Feldspato	24	27,5	28,8	27,5	29	27	29,8	25,6	22	24,8	30,3	36,6	20,5	22,3	24,9	24,3	23,3	25	17,9
Potássico	15,2	18,8	16,7	15,9	12,8	13	15,6	14,1	23	11,5	11	10,5	34,4	31,8	32,6	29,6	29,1	40,8	32,6
Biotita	3,5	3,3	3,2	3	3,9	6,2	5	8,2	3,2	5,1	6,2	8,1	-	0,6	0,6	2,2	0,2	8,8	8,3
Hornblenda Muscovita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,6
(p)	0,4	0,6	0,5	-	2,5	1,1	1,4	2,2	1,6	0,7	0,1	0,6	2,4	1	0,9	0,9	1	0,4	-
Epidoto(p)	Tr	0,1	Tr	0,1	0,2	Tr	0,2	0,4	0,3	0,3	Tr	Tr	-	-	-	-	-	-	0,5
Allanita	0,2	Tr	0,3	0,1	Tr	0,1	0,1	0,2	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr	-	0,3	0,5	Tr	0,4	Tr
Opacos	0,4	0,2	0,4	0,2	0,1	Tr	Tr	0,1	0,1	0,2	0,3	Tr	0,2	0,2		0,4	Tr	Tr	0,4
Titanita	-	-	Tr	-	-	-	-	0,1	0,3	-	Tr	Tr	-	-	-	-	Tr	-	1
Apatita	0,1	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,1	0,2	Tr	Tr	Tr	Tr	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr
Zircão	Tr	0,1	Tr	0,1	0,2	Tr	Tr	0,1	-	Tr	0,1	0,3	0,2						
Epidoto(s)	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr
Fluorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	Tr	-	-	-	-
A+P	71,1	68,7	66,5	69	63,9	65,2	63,2	62,9	72,2	68,9	62,6	54,3	76,6	72,4	73	68	72	64,8	67,7
Máficos	4,1	3,6	3,9	3,4	4,2	6,3	5,3	9	3,9	5,6	6,6	8,1	0,8	0,8	0,9	3,1	1	9,5	13,3

Tabela 2.1- Composições modais do Leucogranodiorito Pantanal, Leucogranito e Hornblenda-biotita granito

* = amostra com análise química; (s) = mineral secundário; (p) = mineral primário; - = mineral não observado na amostra; Tr = mineral presente na rocha, mas não registrado na contagem modal. Foram contados 1800 pontos por lâmina delgada analisada e foi feita análise de apenas uma lâmina de cada amostra.

Aspectos Texturais do Leucogranodiorito Pantanal

De modo geral, o Leucogranodiorito Pantanal é formado por rochas porfiríticas, caracterizadas por apresentar fenocristais/porfiroclastos grossos a médios ovalados de plagioclásio, com bordas recristalizadas, e feldspato potássico em uma matriz fina a média, por vezes com textura granoblástica poligonal, marcada principalmente por cristais de quartzo e plagioclásio. Localmente é possível observar a orientação e estiramento dos cristais. A textura granular magmática foi obliterada pela deformação, no entanto, localmente ocorrem cristais subautomórficos.

O *Plagioclásio* ocorre de duas formas: Como fenocristais de granulação variando de média a grossa e contornos irregulares, e bordas recristalizadas. Apresentam inclusões de minerais opacos, biotita, muscovita. Alteram principalmente para argilo-minerais e subordinadamente para sericita e epidoto. Forma ainda cristais xenomórficos de granulação fina, contornos regulares e contatos retos a poligonais entre si e com cristais de quartzo, provenientes de recristalização. Podem ou não exibir maclas e apresentam extinção ondulante.

O quartzo exibe cristais xenomórficos de granulação média, os quais se acham deformados, possuem extinção ondulante e formam subgrãos. Localmente apresentam-se Exibem contatos irregulares e, por vezes, estão inclusos em cristais de orientados. plagioclásio. Nas bordas de cristais maiores de feldspato potássico, são comuns intercrescimentos mirmequíticos entre quartzo e plagioclásio. Ocorrem ainda formando agregados de cristais de granulação fina, com contornos regulares e contatos retos a poligonais entre si, caracterizando textura granoblástica. Possuem forte extinção ondulante, foram recristalizados e ocorrem nos interstícios dos cristais e contornando fenocristais/porfiroclastos de plagioclásio e microclina pertitica.

O *feldspato potássico* é do tipo microclina e microclina pertitica contendo lamelas sódicas em forma de cordões (Smith, 1974). Ocorre tanto na matriz, com granulação fina a média, por vezes com maclas. Forma, ainda, fenocristais com granulação grossa, bordejados por cristais de quartzo recristalizados, e por cristais finos de biotita orientada. Apresentam localmente textura poiquilítica, marcada por inclusões de cristais subautomórficos de plagioclásio e biotita.

A *biotita* forma cristais subautomórficos de granulação fina a média, em geral, orientados e marcando a foliação da rocha. Por vezes, se associa a agregados de minerais máficos (epidoto, alanita, apatita, minerais opacos, titanita) e apresenta-se, ainda, inclusa no plagioclásio e no feldspato potássico. Localmente presenta alteração para clorita.

<image>

A *muscovita* exibe lamelas de granulação fina a media. Ocorre geralmente associada à biotita. Possui contato reto ou subordinadamente irregular com a biotita.

Figura 2.9- Aspectos texturais (fotomicrografias em nicóis cruzados) do Leucogranodiorito Pantanal (a) Aspecto textural, mostrando cristais de quartzo recristalizados e orientados; b) fenocristal de plagioclásio envolto por matriz de granulação fina; c) fenocristal de feldspato potássico envolto por cristais médios de quartzo e plagioclásio; d) Cristais de biotita aparentemente corroídos, associados a feldspato potássico e quartzo.

O *epidoto* é encontrado em duas variedades texturais distintas: O *epidoto I* ocorre como cristais euédricos à subédricos com faces bem definidas, comumente associados à biotita, interpretados como de origem magmática. O *epidoto II* forma cristais anédricos muito finos, produto de alteração de plagioclásio.

Em relação às fases acessórias, a *allanita* exibe cristais subédricos, finos, por vezes zonados; os minerais opacos mostram cristais finos subédricos a anédricos, os quais podem apresentar coroas de titanita; a titanita forma cristais de granulação fina, geralmente associada à biotita, ou como inclusões na mesma. *Apatita* e *zircão* formam cristais diminutos inclusos em plagioclásio e biotita.

Aspectos Texturais dos Leucogranitos

Essa rocha exibe fenocristais subédricos de feldspato potássico e, subordinadamente, plagioclásio em matriz de granulação fina. São intensamente deformadas e recristalizadas, sendo estes efeitos mais proeminentes nos cristais de quartzo, os quais exibem subgrãos e neogrãos e, por vezes, se mostram estirados e com forte extinção ondulante. Localmente é possível observar a orientação da rocha definida principalmente por lamelas de micas (figura 2.10a-b). São compostas essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Com exceção da amostra MYF-14B, a muscovita possui neste granito conteúdo modal mais elevado do que a biotita, diferentemente do que ocorre no Leucogranodiorito Pantanal. Os minerais acessórios presentes são allanita, opacos, apatita e zircão, que possuem associados cristais diminutos de fluorita. Também se distingue do Leucogranodiorito por não possuir epidoto primário e apresentar apenas epidoto secundário originado da alteração do plagioclásio. Tal como no Leucogranodiorito, a titanita está ausente ou é inexpressiva nas amostras analisadas.

Os cristais de feldspato potássico são do tipo microclina e microclina pertítica (figura 10c-d) e ocorrem tanto formando fenocristais (FK₁), quanto na matriz (FK₂). O FK₁ ocorre bordejado por cristais recristalizados de feldspatos e quartzo. O FK₂ exibe cristais de granulação fina, pouco alterados e, por vezes, com maclas deformadas. A forma original dos cristais foi obliterada devido à deformação da rocha.

Aspectos Texturais do Hornblenda-Biotita Granito

Esse granito possui granulação variando de média a grossa e exibe textura granular a granoblástica (figura 2.11a) ou, localmente, porfirítica, caracterizada pela presença de fenocristais de microclina (Figura 2.11b) e, subordinadamente, de plagioclásio subédrico. Apresenta-se intensamente deformado e recristalizado. A foliação é marcada principalmente pelos cristais de biotita e hornblenda, os quais se alternam com os minerais félsicos, formando um incipiente microbandamento composicional. Como principais fases minerais máficas ocorrem biotita, hornblenda, epidoto e titanita, que por vezes podem formar agregados máficos (figura 2.11c). Epidoto e titanita formam cristais de granulação fina, subédricos a euédricos (figura 2.11d). Ocorrem ainda zircão, minerais opacos, apatita e allanita. A rocha encontra-se moderadamente alterada, com cristais de plagioclásio saussuritizados e lamelas de biotita parcialmente substituídas por clorita, o que não se observa nos demais granitos.



Figura 2.10- Aspectos texturais (fotomicrografias em nicóis cruzados) dos Leucogranitos. a e b) Aspectos texturais, mostrando cristais de muscovita (a) e biotita (b) seguindo a orientação preferencial da rocha; b); c) fenocristal de feldspato potássico pertitico envolto por cristais finos de quartzo e feldspato recristalizado; d) fenocristal de microclina com inclusões de plagioclásio.



Figura 2.11- Aspectos texturais (fotomicrografias em nicóis cruzados) do hornblenda-biotita granito. a) Cristais de quartzo com textura em mosaico associados com anfibólio; (b) fenocristal de feldspato potássico (Fk) bordejado por matriz fina com destaque para lamelas finas de biotita; c); cristais de hornblenda (Hb), biotita e titanita (Tit) formando agregados máficos; d) Cristal euédrico de epidoto (Ep) associado com biotita (Bt) e titanita.

GEOQUÍMICA

Foram selecionadas para análises químicas 15 amostras, sendo 8 do Leucogranodiorito Pantanal e 5 do leucogranito e 2 amostras do hornblenda-biotita granito. As análises químicas foram realizadas no Laboratório ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTDA. Os elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES e os elementos-traço, incluindo os elementos terras raras, foram analisados por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry). Os pacotes analíticos utilizados foram 4A e 4B, sendo os métodos empregados e os limites de detecção informados no site <u>www.acmelab.com</u>.

Inicialmente será realizada uma descrição das principais características das rochas estudadas, como o comportamento dos elementos maiores e traços, estes incluindo os elementos terras raras, e por fim a caracterização de suas séries magmáticas. As análises químicas dos granitoides estudados são fornecidas na tabela 2.2. As duas amostras de Hb-Bt granito analisadas (MYF-77 e MYF-78) acham-se representadas nos diagramas de Harker

para os elementos maiores e traços (figuras 2.12 e 2.13) e no diagrama de ETR (figura 2.14). No entanto, devido ao número reduzido de amostras analisadas e por ser alvo de trabalho de outros pesquisadores, os dados serão apresentados e discutidos neste trabalho de modo sucinto, com objetivo sobretudo de estabelecer uma comparação preliminar deste granito com o Leucogranodiorito Pantanal e com o Leucogranito.

Elementos maiores e traços

As rochas que compõem o Leucogranodiorito Pantanal e os leucogranitos apresentam conteúdo de SiO₂ em intervalo restrito, respectivamente entre 72,8-73,62% e 75,34-77,97%, sendo que os leucogranitos são mais enriquecidos em sílica e não há superposição entre essas variedades (tabela 2.12). O Hb-Bt granito é mais pobre em SiO₂ (69,70 a 72,00%) que as demais unidades.

Os diagramas de Harker (figura 2.12) mostram que no Leucogranodiorito Pantanal, os conteúdos de TiO₂, Al₂O₃, FeOt, CaO e Na₂O diminuem paralelamente a SiO₂, enquanto que os valores de K₂O e da razão K₂O/Na₂O aumentam. Para os leucogranitos a maioria dos óxidos exibe pouca variação, mas se constata correlação negativa com a sílica de Al₂O₃, CaO e K₂O. Nas duas variedades os teores de MgO não exibem variações significativas e, portanto, não definem um *trend* de correlação. Os teores de Al₂O₃ são altos no Leucogranodiorito Pantanal (14,51 a 15,52%), muito baixos nos leucogranitos (11,66 a 12,84%) e intermediários no Hb-Bt granito (13,08 a 13,64%). A somatória dos elementos ferromagnesianos é baixa no Leucogranodiorito Pantanal (Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ + MnO =1,9 a 2,67) em comparação com os leucogranitos (1,05 a 1,67). O Hb-Bt Granito possui caráter acentuadamente mais máfico com somatória dos elementos ferromagnesianos bem superior (Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ + MnO = 4,79 a 5,75).

			Leucog	granodi	orito Pa	antanal	Granitos de afinidade tipo-A									
	Área tino andossta								Hb-Bt Cremite							
	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	ADE-	CDGW-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	MYF-	
Amostras/	11	74	17A	72	14A	24B	18	112	13B	13C	15B	14B	13A	77	78	
Elementos																
SiO2	72,38	72,64	72,65	72,78	73,07	73,62	72,18	72,46	75,34	75,61	77,19	77,60	77,97	69,07	72,00	
TiO2	0,20	0,21	0,15	0,16	0,16	0,12	0,17	0,16	0,04	0,07	0,02	0,03	0,04	0,63	0,40	
A12O3	15,52	15,02	15,01	15,17	15,03	14,51	15,47	15,36	12,71	12,84	12,52	12,16	11,66	13,64	13,08	
Fe2O3 FeOt	1,63	1,93	1,55	1,58	1,57	1,40	1,53	1,50	1,33	1,26	1,27	1,00	1,60	4,96	3,97	
MnO	0,02	0.03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,05	0.03	
MgO	0,44	0,50	0,37	0,37	0,37	0,36	0,37	0,31	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,88	0,39	
CaO	2,21	2,13	2,02	2,00	1,88	2,08	2,31	2,25	0,93	0,69	0,60	0,65	0,63	2,76	1,35	
Na2O K2O	4,90	4,91	4,76	4,64	4,83	4,32	5,31	5,25	2,79	3,33	3,40	3,40	3,14	3,58	3,28	
P2O5	0.06	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04	0,14	0.01	0.01	0.02	0.02	0.16	4,00	
PF	0,40	0,30	0,70	0,30	0,20	0,60	0,40	0,40	0,50	0,50	0,40	0,50	0,60	0,20	0,5	
Total	99,39	99,48	99,12	99,45	99,59	99,17	99,38	99,37	99,32	99,33	99,51	99,44	99,26	99,68	99,72	
Ba	990 505 0	898	1024	1047	905	1610	929	1064	133	151	63	45	61	1234	1018	
Sr Rh	505,0	4/3,6	360,3	457,8	394,2	4/1,3	557,2	562,9	28,0	39,7	34,3	22,3	30,4	200,8	123,0	
Zr	42,2	140.1	117.2	112.6	99.7	109.3	105.8	108.0	221.9	155.6	233,3 110.0	135.5	138.9	93,0 616.6	385.4	
Y	3,6	4,8	4,1	3,5	3,1	2,2	3	2,7	96,1	212,9	105,7	102,5	85,2	29,6	57,5	
Hf	3,6	4,0	3,1	3,1	2,7	3,5	3	2,9	14,1	9,1	8,2	8,0	8,7	13,4	10,5	
Nb	2,1	4,7	4,4	3,5	3	2,3	2,6	1,4	50,1	46,7	38,3	45,7	46,3	13,4	19,2	
Ta	0,3	0,6	0,6	0,8	0,5	0,5	0,5	0,4	2,9	3,5	4,3	2,8	2,7	1,1	1,3	
Ni U	2,8	3,5	3,2	2,6	2,2	3,1	1,8	0.6	1,4	1,6	2,3	1,6	3,9	14,3	4,2	
U Th	0,3	2,2 4 3	0,8 8.7	1,0	0,7 5.4	0,3	0,5	0,6	20,4 84.6	16,2 62.5	15,8 53.3	13,9	15,1 71.5	1,0	20.9	
Zn	40	51	36	37	44	32	40	25	10	16	2	6	3	30	34	
Ga	17,9	19,1	17,4	17,9	17,3	15,5	18,5	17,3	20,3	21,1	21,5	20,6	20	17,1	17,6	
La	29,6	22,5	33,9	24,5	18,9	20,3	15,4	22,4	73,4	56,1	16,8	33,1	27	39,5	85,7	
Ce	40,8	38,2	61	43,6	32,8	37,2	26,5	36,0	157,4	114,6	43,1	75,2	41,7	83,9	167,1	
Pr	4,81	3,95	5,95	4,41	3,52	3,69	2,89	4,44	20,52	16,04	5,38	9,52	6,79	10,11	19,8	
Nd	16,7	12,6	20	14,6	12,7	10,8	9,8	15,4	67,9	62,9	19,1	35,1	23,2	39,5	74,7	
Sm Eu	2,18	0.52	2,65	0.49	0.48	0.51	1,30	1,93	0.37	0.38	0.13	9,45 0.14	0.24	1.32	12,5	
Gd	1,56	1,24	1,72	1,33	1,19	1,02	0,93	1,06	14,43	21,24	7,41	9,91	6,1	6,65	10,91	
Тb	0,14	0,15	0,17	0,13	0,11	0,09	0,11	0,12	2,27	3,61	1,75	1,94	1,37	0,96	1,61	
Dy	0,67	0,88	1,10	0,67	0,59	0,49	0,65	0,47	14,6	24,78	13,86	13,38	10,83	5,47	10,07	
H0 Fr	0,09	0,15	0,13	0,1	0,09	0,06	0,07	0,06	2,84	5,05	3,27	2,93	2,41	1,01	2,02	
Tm	0,24	0,58	0,5	0,20	0.02	0.02	0,27	0,20	1 34	2.43	2.27	9,9 1.66	1 4 4	0.42	0.93	
Yb	0,23	0,46	0,3	0,41	0,21	0,26	0,17	0,19	9,06	16,44	16,71	11,6	10,37	2,69	6,23	
Lu	0,03	0,07	0,04	0,06	0,03	0,02	0,03	0,03	1,35	2,48	2,64	1,64	1,51	0,4	0,87	
A/CNK	1,09	1,06	1,05	1,07	1,06	1,05	1,03	1,03	0,98	1,01	1,09	1,04	1,08	0,91	1,01	
#Mg	0,35	0,34	0,32	0,32	0,32	0,34	0,32	0,29	0,03	0,05	0,04	0,02	0,02	0,26	0,16	
Rb/Sr	0,08	0,14	0,17	0,15	0,26	0,12	0,08	0,07	12,06	8,49	6,80	13,49	7,89	0,47	1,33	
Sr/Da Sr/V	0,51	0,35	0,55	130.80	0,44	0,29	0,00	0,35	0,21	0,26	0,34	0,30	0,50	0,10 6.78	0,12	
Nb/Ta	7.00	7.83	7.33	4,38	6.00	4.60	5.20	200,40	17.28	13 34	8.91	16.32	17.15	12.18	2,14 14.77	
FoOt/	0.77	0.79	0.70	0.70	0.70	0.79	0.70	0.01	0.00	0.07	0.07	0.00	0.00	0.84	0.00	
FeOt+MgO)	0,77	0,/8	0,79	0,79	0,79	0,/8	0,79	0,81	0,98	0,97	0,97	0,99	0,99	0,84	0,90	
K20/No20	0.41	0.42	0.54	0.59	0.54	0.62	0.27	0.29	2.20	1 65	1 2 1	1 24	1 2 2	1.04	1.42	
(La/Yh)n	86.87	33.02	0,34 76.27	40.33	60,54	52,70	61.15	0,38 79.58	2,20 5,47	2,30	0.68	1,54	1,35	9,91	9.29	
(La/Sm)n	8,55	7,83	8,05	8,43	7,68	8,52	7,13	7,31	2,94	2,11	1,77	2,21	2,94	3,35	4,39	
(Ga/Yb)n	5,48	2,18	4,63	2,62	4,58	3,17	4,42	4,51	1,29	1,04	0,36	0,69	0,48	2,00	1,42	
(Eu/Eu*)	0,95	1,01	0,66	0,92	1,04	1,19	1,13	1,13	0,07	0,06	0,06	0,04	0,12	0,56	0,36	

Tabela 2.2 - Composições químicas do Leucogranodiorito Pantanal, Leucogranitos e Hb-Bt granito

#Mg = % Mg mol/(%Mg mol + %FeOt mol); Eu/Eu*=[(EuN)/((SmN+GdN)/2)]

Os valores de #Mg (tabela 2.2) são moderados no Leucogranodiorito Pantanal (0,29 a 0,35), extremamente baixos nos leucogranitos (0,02 a 0,05) e moderados no Hb-Bt granito (0,16 a 0,26). As razões FeOt/(FeOt + MgO) distinguem muito bem essas variedades, sendo baixas no Leucogranodiorito Pantanal (0,77 a 0,81), moderadas a altas no Hb-Bt granito (0,84

a 0,90) e muito elevadas nos leucogranitos (0,97 a 0,99). Os conteúdos de CaO e Na₂O são muito superiores no Leucogranodiorito Pantanal comparado ao Leucogranito e ocorre o inverso com o K₂O. Isso se reflete nas razões K₂O/Na₂O (tabela 2.2) que são muito elevadas nos leucogranitos (1,31 a 2,20) em relação ao Leucogranodiorito Pantanal, cujos valores são inferiores a 0,65. Já no Hb-Bt granito, essa razão (1,04 a 1,42) é bem superior às do granodiorito e tende a ser inferior às do leucogranito, embora haja ligeira superposição.

No que diz respeito aos elementos traço (figura 2.13), a distribuição desses é controlada pelas fases minerais fracionadas durante a gênese e cristalização do magma. Em função disso, a sua variação reflete a diferenciação magmática e pode subsidiar a interpretação dos processos responsáveis por sua evolução (Wedepohl 1970, Hanson 1978). Assim como observado para os elementos maiores, as unidades estudadas apresentam diferenças expressivas no conteúdo dos elementos traço.

O Leucogranodiorito Pantanal possui altos conteúdos de Ba (898 a 1064 ppm, com uma amostra exibindo teor de 1610 ppm) e Sr (394 a 563 ppm), e baixos de Rb (41 a 102 ppm, geralmente <70ppm). O Hb-Bt granito mostra teores similares de Ba (1018 a 1234 ppm), mais elevados de Rb (93 a 164 ppm) e mais baixos de Sr (123 a 201 ppm) do que o Leucogranodiorito Pantanal. Os leucogranitos, por sua vez, possuem valores extremamente baixos de Ba (45 a 151 ppm) e Sr (22 a 40 ppm) e altos de Rb (233 a 338 ppm). Nos diagramas de Harker os leucogranodioritos e leucogranitos apresentam pouca variação para Ba, Zr, Nb e Y (Figura 2.13 a, d, e, f). Já para Rb e Sr, essas rochas demonstram comportamentos distintos. No Leucogranodiorito Pantanal, o Rb tende a mostrar correlação positiva com a SiO₂, enquanto que o Sr exibe correlação negativa. Já nos leucogranitos, o Rb tem correlação negativa com a sílica, enquanto que o Sr não exibe variações significativas.



Figure 2.12 - Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores do Leucogranodiorito Pantanal e granitos associados, em comparação com leucogranodioritosgranitos (Almeida *et al.*, 2010) e leucogranitos potássicos (Almeida *et al.*, 2013) do Domínio Rio Maria, e com a Suíte Planalto (Feio *et al.*, 2012), Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006) e da Suíte Vila Jussara (A.C. Silva, dados inéditos) do Domínio Carajás. Campos dos granitos com Alto Ca e Baixo Ca do cratón de Yilgarn segundo Champion & Sheraton (1997).



Figura 2.13 - Diagramas de Harker para os elementos traço do Leucogranodiorito Pantanal e granitos associados, em comparação com leucogranodioritos-granitos (Almeida *et al.*, 2010) e leucogranito potássicos (Almeida *et al.*, 2013) do Domínio Rio Maria, e com a Suíte Planalto (Feio *et al.*, 2012), Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006) e da Suíte Vila Jussara (A. C. Silva, dados inéditos) do Domínio Carajás. Campos dos granitos arqueanos com alto Ca e baixo Ca do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton, 1997).

No Leucogranodiorito Pantanal, as razões Rb/Sr (<0,3) e Nb/Ta (<8) são baixas, enquanto que as razões Sr/Y são elevadas (87,88 a 214,23; tabela 2.2). O inverso ocorre para os leucogranitos que possuem altas razões Rb/Sr e Nb/Ta (6,8 a 12,06 e 8,91 a 17,28, respectivamente) e razões Sr/Y extremamente reduzidas (0,19 a 0,36). O Hb-Bt granito (tabela 2.1) exibe razões Rb/Sr (0,47 a 1,33) e Sr/Y (2,14 a 6,78) intermediárias entre os valores obtidos nas amostras de granodiorito e leucogranito e razões Nb/Ta (12,18 a 14,77) que se superpõem com aquelas fornecidas pelo leucogranito.

O Leucogranodiorito Pantanal é empobrecido nos elementos HFSE [Tabela 2.2; Zr (99,7-140,1 ppm); Hf (2,7-4,0 ppm); Y (2,2-4,8 ppm); Nb (1,4-4,7 ppm); e Ta (0,3-0,8 ppm)], quando comparado ao leucogranito [Zr (110-222 ppm); Hf (8,0-14 ppm); Y (85-213 ppm); Nb (38,3-50 ppm); e Ta (2,7-4,3 ppm)] e ao Hb-Bt granito [Zr (385-616 ppm); Hf (10,5-13,4 ppm); Y (29,6-57,5 ppm); Nb (13,4-19,2 ppm); e Ta (1,1-1,3 ppm)] que são enriquecidos nesses elementos. Isto indica afinidade alcalina ou com granitos tipo A para os leucogranitos e granito.

Elementos Terras Raras

Os conteúdos de Elementos Terras Raras (ETR) foram normalizados pelos valores dos condritos conforme Evensen *et al.* (1978) (figura 2.14). Tal como verificado para os demais elementos, as duas variedades revelaram teores e padrões distintos para os ETR.

O Leucogranodiorito Pantanal possui de maneira geral comportamento dos ETR bastante homogêneo, com acentuado enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, indicativo de fracionamento expressivo dos ETR pesados durante a formação ou diferenciação dos seus magmas. Apresentam altas razões (La/Yb)n (33,02-86,87), com anomalias positivas ou negativas de Eu ausentes ou incipientes (Eu/Eu*= 0,92-1,19, com um valor isolado de 0,66; Tabela 2.2). Exibem ainda concavidade no padrão de ETR pesados, o que indica provável influência de fracionamento de anfibólio durante sua evolução.

Os leucogranitos, por sua vez, são mais enriquecidos em ETR (Tabela 2.2) e revelam padrões extremamente distintos dos observados para o Leucogranodiorito Pantanal. Exibem fraco enriquecimento em ETRL em relação aos pesados, anomalia negativa extremamente acentuada de Eu (Eu/Eu*=0,04-0,12) e não revelam fracionamento significativo dos ETRP [(La/Yb)n = 0,68-5,47)], determinando, assim, padrões em "gaivota" (figura 2.14), típicos de granitos derivados de magmas evoluídos.

O Hb-Bt granito também é mais enriquecido em ETR que o Leucogranodiorito Pantanal e mostra conteúdo total similar ao dos leucogranitos (Tabela 2.2). Os seus conteúdos em ETRL se superpõem e os de ETRP são ligeiramente inferiores aos observados nos leucogranitos. Exibem anomalias negativas de Eu moderadas (Eu/Eu* = 0,36 a 0,56) e ligeiro aumento no fracionamento dos pesados (La/Ybn = 9,29 a 9,91) em relação aos leucogranitos (Figura 2.14).



Figura 2.14- Padrão dos ETR do Leucogranodiorito Pantanal, Leucogranito e Hb-Bt granito, normalizados em relação ao condrito (Evensen, 1978).

Caracterização da Série Magmática

Para avaliar a afinidade geoquímica de cada granito em termos de séries magmáticas. No diagrama (FeOt/MgO vs Zr+Nb+Ce+Y), utilizado para discriminação de granitos tipo-A dos granitos tipo I, S e M (Whalen *et al.*, 1987), as amostras de leucogranito e do Hb-Bt granito plotam no campo dos granitos tipo-A, enquanto que as amostras do Leucogranodiorito Pantanal se situam no limite entre os campos de granitos dos tipos I, S e M não fracionados e I e S fracionados (Figura 2.15a). O diagrama FeOt/(FeOt+MgO) vs Al₂O₃, proposto para diferenciar granitos tipo-A oxidados e reduzidos, entre si, bem como de associações cálcicoalcalinas (Dall'Agnol & Oliveira 2007), mostra que os leucogranitos plotam exclusivamente no campo dos granitos tipo-A reduzidos, enquanto que o Hb-Bt granito plota no campo dos granitos tipo-A oxidados e o Leucogranodiorito Pantanal exibe caráter cálcico-alcalino e oxidado (Figura 2.15b).

No diagrama normativo Ab-An-Or (Figura 2.15c; O'Connor, 1965, com campos de Barker, 1979), as amostras do Leucogranodiorito Pantanal plotam exclusivamente no campo dos trondhjemitos, isso devido ao seu baixo conteúdo de anortita e ortoclásio normativos. Já o Leucogranito e o Hb-Bt granito se situam coerentemente no campo dos granitos. O índice de Shand (Ver ACNK, Tabela 2.2) revela que, de modo geral, os leucogranodioritos e leucogranitos são peraluminosos, embora os leucogranitos possam ter evoluído a partir de associação metaluminosa, pois uma de suas amostras tem caráter metaluminoso. A amostra portadora de anfibólio do Hb-Bt granito plota coerentemente no campo metaluminoso, enquanto que aquela de biotita granito é levemente peraluminosa (figura 2.15d). No diagrama $(100*(MgO+FeO+TiO_2)/SiO_2$ vs. $(Al_2O_3+CaO)/(FeO+K_2O+Na_2O)$ (Sylvester, 1989), o Leucogranodiorito Pantanal demonstra afinidade com rochas cálcico-alcalinas, enquanto que os leucogranitos plotam no campo das rochas alcalinas fortemente fracionadas e o Hb-Bt granito no campo das rochas alcalinas (Figura 2.15e). O Leucogranodiorito Pantanal, os leucogranitos e o Hb-Bt granito também se situam em campos distintos nos diagramas R1-R2 (La Roche et al., 1980; Figura 11f) e P-Q (Debon & Le Fort, 1983; Figura 2.15g). Neste último, os leucogranodioritos se situam nos campos de trondhjemitos e granodioritos, os Hb-Bt granitos variam de monzogranitos a sienogranitos e os leucogranitos se distribuem exclusivament no campo dos sienogranitos.



Figura 2.15- Caracterização geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e leucogranitos associados: a) Diagrama (Zr+Nb+Ce+Y vs. FeO/MgO) (Whalen *et al.*, 1987); b) Diagrama FeOt/(FeOt + MgO) vs. Al₂O₃ mostrando os campos dos granitos tipo-A oxidados e reduzidos, bem como de granitoides cálcico-alcalinos (Dall'Agnol & Oliveira, 2007); c) Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1969, com campos de Barker 1979); d) Diagrama [Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)]mol vs. [Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)]mol (Maniar & Piccoli 1989); e) Diagrama de discriminação de granitos (Sylvester, 1989); f) Diagrama R1-R2 (De La Roche 1980); g) Diagrama P-Q (Debon & Le Fort, 1983). Fontes dos dados utilizados para comparação: leucogranodioritos–granitos (LGdGs; Almeida *et al.*, 2010); leucogranitos potássicos (Almeida *et al.*, 2013) do Domínio Rio Maria; Suíte Planalto (Feio *et al.*, 2012), Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006) e Suíte Vila Jussara (Silva *et al.*, dados inéditos) do Domínio Carajás.
DISCUSSÕES

Comparações do Leucogranodiorito Pantanal com leucogranitoides do domínio Rio Maria da Província Carajás e leucogranitoides afins do Cráton Yilgarn

A comparação do Leucogranodiorito Pantanal com os granitoides que ocorrem no Domínio Rio Maria e do Cráton Yilgarn será feita com base nos dados sumarizados por Almeida *et al.* (2010, 2013), os quais abrangem: a Suíte Guarantã, formada por leucogranodioritos e granitos (LGdG) de ~2.87 Ga pertencentes aos plútons Guarantã, Azulona e Trairão; o Granodiorito Grotão (Almeida *et al.*, 2010; Guimarães *et al.*, inédito); os granitos de alto Ca (também denominados de TTGs transicionais) e baixo Ca do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton, 1997; Champion & Smithies, 2003); os leucogranitos potássicos de ~ 2.87–2.86 Ga (plútons Xinguara e Mata Surrão e rochas similares; Dantas & Dall'Agnol, 1996; Leite *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2013).

Nos diferentes diagramas geoquímicos (Figuras 2.12 e 2.13), as amostras do Leucogranodiorito Pantanal estão concentradas sistematicamente nos campos delimitados pelos LGdG do Domínio Rio Maria (Suíte Guarantã e leucogranodioritos e granitos afins) e granitos de alto Ca de Yilgarn, com exceção apenas para K₂O e Rb, os quais tendem a ser mais baixos do que nos LGdD. Com relação aos Elementos Terras Raras, nos LGdG foram definidos três grupos com base nas razões (La/Yb)_N (alta, média e baixas razões (La/Yb)_N; Almeida et al., 2010), de modo semelhante ao que foi observado nos TTG do Domínio Rio Maria (Almeida et al., 2011). O Leucogranodiorito Pantanal apresenta maior correspondência com o grupo de alta razão (La/Yb)_N da Suíte Guarantã (Figura 16a), havendo similaridade em termos do fracionamento de ETRP, do comportamento do Eu e também pela presença de padrão côncavo no segmento dos ETRP, indicativo do fracionamento de anfibólio durante a evolução destes magmas. Quanto ao Granodiorito Grotão e TTGs transicionais do Cráton Yilgarn, os padrões destes são muito similares entre si, e algo distintos daqueles do Leucogranodiorito Pantanal, pois revelam um enriquecimento relativo em ETR e ausência de concavidade nos ETRP (Figuras 2.16b, e). Os dois primeiros exibem maiores analogias com o grupo de média razão (La/Yb)_N da Suíte Guarantã, que é o grupo de maior representatividade daquela suíte.

O Leucogranodiorito Pantanal possui altas razões Sr/Y (Tabela 2.2) e no diagrama Sr/Y vs Yb (Figura 2.17a) suas amostras se situam sem exceção no campo dos LGdG com altas razões Sr/Y, que corresponde igualmente ao campo do grupo com altas razões La/Yb.

Já em relação aos Leucogranitos potássicos do Domínio Rio Maria, 0 Leucogranodiorito Pantanal exibe marcantes distinções nos diagramas de Harker para os elementos maiores em termos dos comportamentos de Al₂O₃, CaO, Na₂O e K₂O e, embora haja certas semelhanças em termos de MgO e TiO₂, fica evidente o acentuado contraste geoquímico entre o Leucogranodiorito Pantanal e os Leucogranitos potássicos. Para os traços, estas diferenças são confirmadas pelo comportamento contrastante dos elementos litófilos (Figuras 2.13a, b, c). Em termos dos ETR (figuras 2.16c, d), a principal diferença consiste na presença constante de marcante anomalia negativa de Eu nos leucogranitos potássicos e, no caso específico do Granito Mata Surrão, também pela ausência de concavidade no segmento de ETR pesados (Almeida et al., 2013).

De modo geral, as informações de campo, petrográficas e geoquímicas indicam grande semelhança entre o Leucogranodiorito Pantanal e os LGdG que ocorrem no Domínio Rio Maria e os TTG Transicionais do Cráton Yilgarn, mostrando que essas rochas foram muito provavelmente geradas por processos semelhantes e de fontes afins. Os conteúdos mais baixos de K₂O e Rb e os valores menores da razão Rb/Sr sugerem que o Leucogranodiorito Pantanal é menos evoluído que os LGdG, podendo ter sofrido menor grau de diferenciação magmática ou resultar de um grau de fusão ligeiramente mais elevado. A correlação temporal entre o Leucogranodiorito Pantanal e a Suíte Guarantã e rochas similares de Rio Maria não pode ainda ser efetuada porque não se dispõe da idade do primeiro (Guimarães, em preparação). Neste sentido, é muito importante definir se o Leucogranodiorito Pantanal é mesoarqueano e contemporâneo da Suíte Guarantã ou se, eventualmente, teve sua formação relacionada aos eventos neoarqueanos presentes apenas no Domínio Carajás. Em última análise, o comportamento geoquímico registrado se deve ao fato que o Leucogranodiorito Pantanal possui notável afinidade geoquímica com os leucogranodioritos e granitos da Suíte Guarantã e TTG Transicionais do Cráton Yilgarn e contrasta pela mesma razão com os Leucogranitos Potássicos de Rio Maria e Granitos Baixo Ca daquele cráton.



Figura 2.16- Padrões de Elementos Terras Raras do Leucogranodiorito Pantanal comparados com os da Suíte Guarantã e Granodiorito Grotão (a e b), e os Leucogranitos potássicos (c e d) (Almeida *et al.*, 2010, 2013; Guimarães *et al.*, inédito) do Domínio Rio Maria e com os dos TTG Transicionais do Cráton de Yilgarn (D. Champion, in: Almeida *et al.*, 2010).

Características geoquímicas e petrogênese do Leucogranodiorito Pantanal

Diversos autores têm contribuído para a identificação de diferentes grupos de leucogranitos arqueanos (Davis *et al.*, 1994; Sylvester, 1994; Champion & Sheraton, 1997; Champion & Smithies, 1999; Leite *et al.*, 1999; Moyen *et al.*, 2003; Jayananda *et al.*, 2006; Feio & Dall'Agnol, 2012; Almeida *et al.*, 2010, 2013), tendo sido distinguidos granitos cálcico-alcalinos, fortemente peraluminosos e alcalinos (Sylvester, 1994). Segundo Sylvester (1994), os contrastes geoquímicos indicam ambientes geodinâmicos distintos para a gênese desses granitos. Admite-se, em geral, que esses granitos sejam derivados de fusão parcial de

granitoides similares às associações TTG arqueanas ou de rochas sedimentares, ou ainda, através da cristalização fracionada de magmas do tipo TTG (Condie & Hunter, 1976; Cassidy *et al.*, 1991; Kröner, 1991; Kröner & Layer, 1992; Ridley, 1992; Sylvester, 1994; Davis *et al.*, 1994). Entre as hipóteses alternativas podem ser mencionadas a derivação a partir de fusão parcial de rochas intermediárias (Champion & Sheraton, 1997; Jayananda *et al.*, 2006; Feio & Dall'Agnol, 2012) ou de granulitos residuais (Jayananda *et al.*, 2006).

O Leucogranodiorito Pantanal é provavelmente intrusivo no Trondhjemito Colorado, com idade de ~2,87 Ga (Silva *et al.*, 2012). Apesar de sua idade ainda não estar definida, o contexto geológico e a similaridade geoquímica com os LGdG (~2,87 Ga) do Domínio Rio Maria permitem admitir como hipótese preliminar que o mesmo tenha idade mesoarqueana. Apresenta notável homogeneidade composicional e exibe teores de SiO₂ altos e distribuídos em intervalo muito restrito (72,38-73,62%; Tabela 2.2), o que sugere que processos de fracionamento não tiveram papel proeminente na evolução dessas rochas (Martin *et al.*, 1997).

Diversos autores discutem a importância das razões Sr/Y e La/Yb (figura 2.17; Tabela 2.2) para a interpretação da origem de magmas granitoides (Drummond & Defant, 1990; Martin, 1999; Almeida *et al.*, 2010; He *et al.*, 2011; Moyen, 2009; Zhang *et al.*, 2009; Feio & Dall'Agnol, 2012). O alto Coeficiente de Partição (Kd) do Sr no plagioclásio e a afinidade geoquímica de Yb e Y com a granada, indicam que a presença de granada ± hornblenda ou plagioclásio como fase fracionante dominante pode exercer forte influência na assinatura geoquímica de magmas granitoides gerados durante o Arqueano (Feio & Dall'Agnol, 2012). A presença de um ou outro desses minerais no resíduo de fusão ou entre as fases fracionadas é atribuída geralmente às condições de pressão, que são determinantes para definir o campo de estabilidade de cada um deles. Entretanto, variações composicionais na fonte dos magmas também poderiam explicar os contrastes entre essas razões (Moyen, 2009).

Os altos valores das razões Sr/Y e La/Yb (figuras 2.17a, b) no Leucogranodiorito Pantanal, assim como os padrões dos ETR semelhantes aos padrões típicos de rochas TTG, caracterizados pela ausência de anomalia de Eu e forte fracionamento dos ETR pesados, demonstram que na geração dessas rochas o plagioclásio não foi uma fase de fracionamento importante, ocorrendo o inverso com a granada. Além disso, os padrões de ETR (Figura 2.12) indicam que anfibólio também foi fracionado durante a evolução do magma. Adicionalmente, no diagrama triangular (Ba+Sr)/100– 1/Er – Er (Figura 2.17c), as amostras do Leucogranodiorito Pantanal mostram distribuição homogênea em termos do conteúdo de Er e se alinham no campo indicativo de retenção de granada na fonte, tal como observado para o Granito Bom Jesus da área de Canaã dos Carajás (Feio & Dall'Agnol, 2012). Tais evidências sugerem que essas rochas teriam sido derivadas de magmas gerados em condições equivalentes ao campo de estabilidade da granada, a pressões entre 10-15 kbar (Sen & Dunn, 1994; Wolf & Wyllie, 1994; Rapp & Watson, 1995; Winther, 1996; Moyen & Stevens, 2006; Almeida *et al.*, 2011; Feio & Dall'Agnol, 2012). As variações nas razões La/Yb e Sr/Y nos TTG arqueanos dos diversos crátons, incluindo os TTG do Domínio Rio Maria (figura 2.17b), têm sido sistematicamente utilizadas para estimativa das condições e processos de formação. No entanto, vale ressaltar que o Leucogranodiorito Pantanal não exibe variações expressivas nessas razões, ao contrário do que acontece nos TTGs e na Suíte Guarantã de Rio Maria (Almeida *et al.*, 2010, 2011).

Um dos modelos petrogenéticos propostos para explicar a origem de granodioritos envolveria a fusão discreta de crosta TTG (processos de anatexia), seguida de enriquecimento em elementos LILE (Martin et al., 1997). O Leucogranodiorito Pantanal exibe padrões que sugerem um possível vínculo genético com TTGs ou, alternativamente, fracionamento durante a diferenciação magmática ou retenção nos resíduos de fusão das fontes de seu magma de fases semelhantes. No entanto, a fusão de rochas TTG deveria produzir líquido com significativa anomalia negativa de európio devido à elevada probabilidade de retenção de resíduo (Almeida *et al.*, 2010). A ausência dessa anomalia plagioclásio no no Leucogranodiorito Pantanal sugere que a hipótese de origem dessas rochas por fusão de magmas TTG não seria consistente. Além disso, fusões de rochas TTG não explicariam os altos valores de Ba e Sr presentes nessas rochas. Conclui-se, portanto, que essa hipótese pode ser descartada.

Outra hipótese discutida na literatura é que magmas granodioriticos podem ser produzidos pela interação entre magmas máficos hidratados derivados do manto (sanukitóides) e crosta tonalitica. Segundo esse modelo, líquidos ricos em potássio derivados do manto, liberam $H_2O + K_2O$ para a crosta continental e, caso essa transferência seja acompanhada por elementos litófilos (por exemplo, Ba e Sr), poderia haver enriquecimento em tais elementos na crosta tonalítica, resultando em rochas similares aos granodioritos, mas preservando algumas características geoquímicas dos TTG (López *et al.*, 2005).

Almeida *et al.* (2010, 2013) avaliaram criticamente as diferentes hipóteses para explicar os processos genéticos e evolução dos magmas dos LGdG e granitos potássicos. Tendo em vista a similaridade geoquímica com o LGdG, dois modelos serão discutidos na tentativa de esclarecer a gênese do Leucogranodiorito Pantanal. O primeiro modelo envolve processo de *mixing* entre magmas TTG e leucogranitos enriquecidos em Ba e Sr derivados de associação sanukitoide, e seria justificado em função das características dúbias do LGdG que

apresentam feições típicas tanto de suítes TTG quanto de sanukitoides. Almeida *et al.* (2010) assumem que *mixing* em variadas proporções entre esses magmas poderia dar origem aos plútons da Suíte Guarantã e explicar suas variações composicionais. A área onde ocorrem os Leucogranodioritos-granitos da Suíte Guarantã é também onde as rochas sanukitoides são mais enriquecidas em Ba e Sr, comparado com outras áreas do Domínio Rio Maria. A referida hipótese implicaria ainda que, naquela mesma área, líquidos trondhjemíticos deveriam ter se formado em torno de 2,87 Ga e sua ausência significaria que teriam sido inteiramente consumidos pelo processo de *mixing* (Almeida *et al.*, 2010).

Para o Leucogranodiorito Pantanal, este modelo é fragilizado, na medida em que esta unidade aflora na porção leste do SDT, onde até o momento não foram identificadas rochas de afinidade sanukitoide. Porém, Gabriel *et al.* (2012) reportam a ocorrência de rochas de alto Mg com idades de 2,87 a 2,88 Ga que possuem fortes afinidades composicionais com aquelas das suítes Sanukitoides do Domínio Rio Maria, na região de Água Azul do Norte na porção centro-sul do SDT. Apesar dessas ocorrências se situarem geograficamente distantes do Leucogranodiorito Pantanal, o que torna improvável sua vinculação direta com os processos responsáveis por sua origem, ela demonstra a existência de magmas sanukitóides no SDT. Adicionalmente, como o Trondhjemito Colorado, associação TTG dominante no SDT, forneceu idade de ~2,87 Ga (Silva *et al.,* 2010), ele poderia ser o líquido trondhjemítico envolvido na geração do magma do Leucogranodiorito Pantanal, contudo são necessários testes de modelamento e datações geocronológicas precisas das diferentes unidades para avaliar melhor esta hipótese. Por ora, a mesma permanece válida.

Um segundo modelo admite que fluidos enriquecidos em K, Sr e Ba, derivados do manto metassomatizado seriam capaz de interagir com rochas TTG antigas ou com magmas TTG contemporâneos e modificá-los até o ponto de gerar os LGdG (Almeida *et al.*, 2013). A interação com rochas TTG formadas previamente implica em admitir metassomatismo em grande escala e seria fortalecida devido à comum presença de zircões herdados, derivados de TTG antigos, na Suíte Guarantã. A segunda alternativa envolveria processos essencialmente magmáticos, porém é fragilizada pelo fato de não terem sido identificadas rochas TTG contemporâneas da Suíte Guarantã, na sua principal área de ocorrência (Almeida *et al.*, 2013).

A discussão de um modelo genético para o Leucogranodiorito Pantanal ainda é especulativa, pelo fato de não se dispor de dados conclusivos sobre as idades das principais associações granitoides do STD, nem tampouco sobre sua geoquímica isotópica. Contudo, assumindo-se contemporaneidade entre o Leucogranodiorito Pantanal e a suíte LGdG (~2,87 Ga), a hipótese que envolve a interação entre fluidos enriquecidos em K, Sr e Ba, derivados

do manto metassomatizado, e rochas TTG contemporâneas, poderia ser adotada para o Leucogranodiorito Pantanal, na medida em que o Trondhjemito Colorado (2,87 Ga) é a unidade mais expressiva na sua área de ocorrência. As hipóteses de interação entre magmas trondhjemíticos e magmas sanukitóides (Lopez *et al.*, 2005; Almeida *et al.*, 2010) tampouco podem ser descartadas.



Figura 2.17- a) Diagrama Sr/Y vs Yb; b) Diagrama La/Yb vs Yb; c) Diagrama (Ba + Sr)/1000-1/Er –Er. Os campos dos Leucogranodioritos-granitos e Leucogranitos potássicos (Almeida et al., 2010; Feio & Dall'Agnol, 2012) e TTG de Domínio Rio Maria (Almeida et al., 2011) foram plotados para comparação.

Comparações entre o leucogranito e Hb-bt granito e os Granitos Subalcalinos do Domínio Carajás

Em função das características geoquímicas distintas dos *leucogranitos* em relação ao Leucogranodiorito Pantanal, optou-se por estabelecer comparações entre os mesmos e o magmatismo granítico subalcalino do tipo-A que se desenvolveu no Domínio Carajás (SDT e Bacia Carajás) durante o Neoarqueano. Para tanto, as amostras analisadas do *leucogranito* serão comparadas com os granitos da Suíte Planalto (~2,73 Ga; Feio *et al.*, 2012, 2013),

formados por sienogranitos e monzogranitos com conteúdos variáveis de biotita e hornblenda, aflorantes na área de Canaã dos Carajás na porção norte do SDT, e com o Granito Serra do Rabo (~2,74 Ga; Sardinha *et al.*, 2006), que compreende dois *stocks* graníticos constituídos por álcali-feldspato granitos e sienogranitos com hornblenda e biotita, que afloram na Bacia Carajás.

Conforme pode ser visualizado no diagrama FeOt/(FeOt+MgO) versus Al₂O₃ (Figura 2.14b), tanto as amostras do *leucogranito* quanto dos granitos Planalto e Serra do Rabo incidem no campo dos granitos tipo-A reduzidos, justificando assim a tentativa de correlação entre essas unidades. O Hb-Bt granito revela neste mesmo diagrama maior afinidade com granitos tipo-A oxidados e, em razão disso, se aproximaria mais dos granitoides da Suíte Vila Jussara. Em diagrama de discriminação de granitos (Figura 2.14e, baseado em Sylvester 1989), os *leucogranitos* plotam no campo das rochas alcalinas fortemente fracionadas, enquanto que os granitos Planalto e Serra do Rabo se concentram no campo das rochas alcalinas. O Hb-Bt granito se situa também no campo alcalino, porém mais próximo do seu limite com o campo cálcico-alcalino, com alguma analogia com a Suíte Vila Jussara.

De modo geral, nos diagramas de variação para elementos maiores e traços, os *leucogranitos* não ocupam campos coincidentes com os dos granitos mencionados, em função dos seus conteúdos de SiO₂ (73-78%) mais elevados quando comparados com os da Suíte Planalto (SiO₂ = 70-75,62%) e Granito Serra do Rabo (SiO₂ = 68-72,2%). Já as duas amostras de Hb-Bt granito apresentam conteúdos de elementos maiores e traços similares aos granitos tipo Planalto, Vila Jussara e Serra do Rabo, e, portanto, tendem a plotar na maioria dos diagramas no campo definido por essas unidades e se distinguem neste aspecto dos leucogranitos. O Hb-Bt granito poderia, talvez, corresponder a uma fácies menos evoluída, comagmática com os leucogranitos, porém a existência de descontinuidade composicional entre as duas variedades e o número limitado de amostras não permite afirmar que se trate de uma única série magmática.

Em função de seu caráter mais evoluído, os *leucogranitos* são mais empobrecidos em elementos ferromagnesianos (p. ex., TiO₂, FeOt, MgO e CaO; Figuras 2.12a, c, d, g). Possuem, ainda, conteúdos baixos de Al₂O₃ e Na₂O e elevados de K₂O e altas razões K_2O/Na_2O e FeOt/(FeOt + MgO) (Figuras 2.12a, f, g, h; Tabela 2.2), similares às dos granitos Planalto e Serra do Rabo.

Quando se compara o conteúdo dos elementos traços, os diagramas de Harker mostram que as amostras de leucogranito possuem teores muito reduzidos de Ba e Sr e elevados de Rb, Zr, Nb e Y (Figuras 2.13a, b, c, d, e, f). O comportamento dos elementos Sr, Zr, Nb e Y é similar ao observado nos granitos Planalto e Serra do Rabo, embora os conteúdos de Sr e Zr sejam mais baixos no leucogranito, refletindo seus mais elevados valores de SiO₂, e os de Nb e Y mais elevados do que os fornecidos pelos granitos Planalto e Serra do Rabo. Isto demonstra que o leucogranito, tal como os granitos escolhidos para comparação, é muito enriquecido em HFSE (high field strength elements), feição essa característica de granitos alcalinos. Já o comportamento de Ba e Rb é contrastante com o que se observa nos granitos Planalto e Serra do Rabo (alto Ba e Rb baixo a moderado; figuras 2.13 a, b), e indica que, apesar das similaridades existentes, a evolução do leucogranito foi comandada por fracionamento de algumas fases distintas (possivelmente maior influência de feldspato potássico e menor de biotita no fracionamento). O Hb-Bt granito apresenta, no entanto, conteúdos desses elementos similares aos observados nos granitos Planalto, Vila Jussara e Serra do Rabo, o que poderia ser indicativo de processos genéticos similares para esses granitoides.

Em relação aos ETR (Figura 2.18), o *leucogranito* se caracteriza por exibir fraco enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados, baixos valores da razão $(La/Yb)_N$ (Tabela 2.2), anomalia negativa extremamente acentuada de Eu, resultando padrões em "gaivota", típicos de granitos evoluídos. Os granitos Planalto e Serra do Rabo, por sua vez, são ligeiramente empobrecidos em ETR pesados e possuem menores anomalias negativas de Eu, quando comparados aos *leucogranitos* (figura 2.18). Há igualmente grande semelhança entre os padrões mostrados pelo Hb-Bt granito (figura 2.18) e aqueles da Suíte Planalto e Granito Serra do Rabo.



Figura 2.18- Padrões de ETR para comparação do *Leucogranito* e Hb-Bt granito com: (a) Suíte Planalto (Feio *et al.*, 2012) e (b) Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006) do Domínio Carajás. Valores normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.*, 1978).

O que se deduz com base nesses dados é que o *leucogranito* apresenta assinatura geoquímica de granitos tipo-A reduzidos e, neste sentido, possui grande afinidade com os granitos subalcalinos neoarqueanos do Domínio Carajás e diverge do Leucogranodiorito Pantanal e associações similares. Por outro lado, existem igualmente alguns contrastes geoquímicos entre o *leucogranito* e os granitos escolhidos para comparação, o que sugere que a fonte de seu magma e/ou processos de evolução magmática não foram inteiramente coincidentes com os dos granitos Planalto e Serra do Rabo. Apesar disso, admite-se como hipótese neste estágio que o *leucogranito* foi gerado no mesmo evento magmático que afetou o Domínio Carajás no Neoarqueano e gerou os granitos mencionados. O Hb-Bt granito não pôde ser caracterizado de modo inteiramente conclusivo devido ao reduzido número de amostras, porém possui afinidade com granitos tipo-A e se assemelha aos granitos neoarqueanos das suítes Planalto e Vila Jussara e ao Granito Serra do Rabo. Aparentemente mostra caráter oxidado, tal como obervado nos granitoides Vila Jussara.

Implicações petrogenéticas para a geração dos Leucogranitos

Diversas origens têm sido discutidas na literatura para granitos tipo-A, isso devido à variedade na composição geoquímica dessas rochas. Loiselle & Wones (1979) propõem que esses granitos sejam formados pelo fracionamento de álcali-basaltos derivados do manto, com ou sem interação crustal. Collins *et al.* (1982) sugerem que a fusão residual de granulitos poderia produzir granitos tipo-A. Anderson (1983) propôs que granitos tipo-A poderiam ser gerados por fusão parcial de quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos. Feio *et al.* (2012) assumem que a Suíte Planalto poderia ser gerada por fusão parcial de rochas granulíticas

máficas a intermediárias de caráter toleítico, ou, menos provavelmente, por processos de assimilação e cristalização fracionada (AFC) envolvendo baixas taxas de assimilação da crosta inferior formada por granulitos máficos por um magma basáltico toleitico.

No entanto, considerando o caráter extremamente evoluído do *leucogranito* e a ausência de datação geocronológica e de dados isotópicos, nenhum modelo para explicar a origem dos magmas dos *leucogranitos* pode ser facilmente testado. Como não se dispõe de série magmática mais ampla do leucogranito, ou seja, de rochas cobrindo um intervalo maior de variação de sílica, não se pode concluir se o leucogranito deve seu caráter altamente evoluído a um fracionamento intenso devido a processos de diferenciação magmática ou a processos de fusão parcial com baixo grau de fusão.

O modelo clássico de Loiselle & Wones (1979) é pouco adaptado ao contexto geológico da Província Carajás e o de Collins et al. (1982) foi severamente criticado (Creaser et al., 1991), não sendo aceito atualmente. O modelo proposto por Feio et al. (2012) para explicar a origem do Granito Planalto não pode ser transposto diretamente para a geração do leucogranito, na medida em que não foi registrada a associação do mesmo com rochas charnoquiticas, mas não pode tampouco ser inteiramente descartado e deve ser reavaliado no futuro. Alternativamente, a fusão parcial de rochas quartzo-feldspáticas crustais poderia produzir granitoides alcalinos a cálcico alcalinos que seriam supostamente metaluminosos a baixas pressões e peraluminosos a altas pressões (Frost & Frost, 2011). Como o leucogranito ocorre associado ao Leucogranodiorito Pantanal, formado por rochas cálcico-alcalinas peraluminosas, este teria potencial para gerar o leucogranito. Em tese, a fusão em condições subsaturadas (dehidration melting) do Leucogranodiorito Pantanal poderia gerar o magma do leucogranito. Estudos experimentais mostram que o restito resultante da fusão parcial de granitoides cálcico-alcalinos em baixas pressões contem clinopiroxênio e plagioclásio (Patinõ-Douce, 1997). A presença de plagioclásio no resíduo poderia explicar as anomalias de Eu do leucogranito desde que se admita um baixíssimo grau de fusão. Esta hipótese deverá ser testada no futuro com a utilização de modelamento geoquímico e as informações advindas de datações geocronológicas e estudos isotópicos.

CONCLUSÕES

No Leucogranodiorito Pantanal os altos valores das razões La/Yb e Sr/Y mostram que granada teria sido fase fracionante importante na evolução desses magmas, ao contrário do plagioclásio, e sugere que essas rochas foram derivadas de magmas gerados em condições equivalentes ao campo de estabilidade da granada, a pressões entre 10-15 kbar. Entretanto, a origem dessas rochas pode estar relacionada à interação em ambiente crustal entre fluidos enriquecidos em K, Sr e Ba, derivados do manto metassomatizado e o Trondhjemito Colorado (2,87 Ga). Neste caso, a assinatura geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal seria em grande parte herdada do referido trondhjemito, porém modificada pela adição de elementos litófilos. Já os *leucogranitos* são granitos tipo-A reduzidos, similares geoquimicamente dos granitos Planalto e Serra do Rabo e, provavelmente, foram formados durante o evento neoarqueano que a afetou o Domínio Carajás. A origem dos *leucogranitos* não pôde ser estabelecida, mas seu magma poderia ter sido formado a partir do baixíssimo grau de fusão em condições subsaturadas de rochas cálcico-alcalinas semelhantes ao Leucogranodiorito Pantanal ou, eventualmente, de rochas granulíticas similares às do Complexo Pium. O Hb-Bt granitos possuem afinidade com granitos tipo-A oxidado e podem estar relacionadas aos granitoides Vila Jussara de idade neoarqueana

Granitoides arqueanos com características geoquímicas semelhantes às daqueles do Domínio Rio Maria começam a ser identificadas no Subdomínio de Transição (sanukitoides: granodioritos Água Azul e Água Limpa, Gabriel et al., este volume; associações TTG, Silva *et al.*, 2012; Santos *et al.*, este volume). Os dados obtidos neste trabalho sobre o Leucogranodiorito Pantanal reforçam essa tendência. Contudo o *leucogranito* identificado na área é mais provavelmente correlacionável ao magmatismo neoarqueano que afetou apenas o Domínio Carajás. Os resultados obtidos tendem a fortalecer a hipótese de que o Subdomínio de Transição represente uma extensão do Domínio Rio Maria, mas afetado por eventos de retrabalhamento crustal durante o Neoarqueano (Dall'Agnol *et al.* 2006).

AGRADECIMENTOS

Aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG-IG-UFPA) pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho; ao Instituto de Geociências (IG-UFPA) pelo suporte técnico; à CAPES pela concessão de bolsas de estudo (Mestrado – UFPA - PAS, MFBT), doutorado (FVG) e produtividade em pesquisa (RD) e por apoio financeiro (Processo nº 484524/07-0). Este trabalho é uma contribuição para o projeto INCT de Geociências da Amazônia (GEOCIAM; CNPq/MCT/FAPESPA – Processo nº 573733/2008-2) e para o projeto IGCP-SIDA-599.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, J. A. C, R. DALL'AGNOL, S. B. DIAS & F. J. ALTHOFF, 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. **Lithos** 120: 235-257.

ALMEIDA, J. A. C, R. DALL'AGNOL, M. A. OLIVEIRA, M. J. B. MACAMBIRA, M. M. PIMENTEL, O. T. RÄMÖ, F. V. GUIMARÃES & A. A. S. LEITE, 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. **Precambrian Research** 187: 201-221.

ALMEIDA, J. A. C, R. DALL'AGNOL & A. A. S. LEITE, 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. Journal of South American Earth Sciences 42: 103-126.

ALTOFF, F. J, P. BARBEY & A. M. BOULLIER, 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). **Precambrian Research** 104: 187-206.

ANDERSON, J. L., 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. Geological Society of America 161: 133 – 154.

ARAÚJO, O. J. B, R. G. N. MAIA, X. S. JORGE JOÃO & J. B. S. COSTA, 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: Anais do 7^o Congresso Latino-Americano de Geologia: 324-338. SBG, Belém.

ARAÚJO, O. J. B & R. G. N. MAIA, 1991. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo: 1-164. DNPM/CPRM, Brasília.

ALTHOFF, F. J, P. BARBEY & A. M. BOULLIER, 2000. 2.8-3.0 Ga Plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). **Precambrian Research** 104:187-206.

AVELAR, V. G, J. M. LAFON, F. C. CORREIO JR & E. M. B. MACAMBIRA, 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. **Revista Brasileira de Geociências** 29(2): 454-460.

BARROS, C. E. M & R. DALL'AGNOL, 1994. Deformação de rochas granitóides em regime dúctil: o exemplo do Gnaisse Estrela, região de Carajás. **Revista Brasileira de Geociências** 23: 315-332.

BARROS, C. E. M, R. DALL'AGNOL, P. BARBEY & A. M. BOULLIER, 1997. Geochemistry of the Estrela Grantite Complex, Carajás Region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. Journal of South-American Earth Sciences 10(3-4): 321-330.

BARKER, F., 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In: F. BARKER (Eds.): Trondhjemites, Dacites and Related Rocks: 1-12. Elsevier, Amsterdam. BARROS, C. E. M, P. BARBEY & A. M. BOULLIER, 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). **Tectonophysics** 343: 93-109.

BARROS, C. E. M, M. J. B. MACAMBIRA, P. BARBEY & T. SCHELLER, 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações petrológicas e tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências** 34: 531-538.

BARROS, C. E. M, A. S. SARDINHA, J. P. O. BARBOSA & M. J. B. MACAMBIRA, 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. **Canadian Mineralogist** 47: 1423-1440.

BOWDEN, P., R. A. BATCHELOR, B. W. CHAPELL, J. DIDIER & J. LAMEYRE, 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. **Physics. Earth Planet Sciences** 35:1-11.

CASSIDY, K. F, M. E. BARLEY, D. I. GROVES, C. S PERRING & J. A. HALLBERG, 1991. An overview of the nature, distribution and inferred tectonic setting of granitoids in the late-Archaean Norseman-Wiluna Belt. **Precambrian Research** 51: 51-83.

CHAMPION, D. C & R. H. SMITHIES, 1999. Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia: secular changes. In: BARBARIN, B. (Eds): The Origin of Granites and Related Rocks – Abstracts 4th Hutton Symposium: 1-137. França.

CHAMPION, D. C & J. W. SHERATON, 1997. Geochemistry and Nd isotope systematics of Archaean granites of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia: implications for crustal growth processes. **Precambrian Research** 83: 109–132

CHAMPION, D. C. & R. H. SMITHIES, 2001. Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia. In: CASSIDY, K. F, J. M. DUNPHY & M. J. VAN KRANENDONK (Eds): **Extended abstracts 4th International Archaean Symposium 2002:** 134-136. Australia.

CHAMPION, D. C. & R. H. SMITHIES, 2003. Archaean granites. In: BLEVIN, P. L., B. W. CHAPPELL, M. JONES, (Eds.), Magmas to Mineralisation: **The Ishihara Symposium 2003**: 19-24. Australia.

COLLINS, W. J, D. BEAMS, J. R. WHITE & B. W. CHAPPELL, 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 80: 189 – 200.

CONDIE, K. C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shale. **Chemical Geology** 104: 1–37.

CONDIE, K. C & D. R. HUNTER, 1976. Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton Region, South Africa. **Earth and Planetary Science Letters** 29: 389 - 400.

CREASER, R. A, R. C. PRICE & R. J. WORMALD, 1991 A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. **Geology** 19:163-166.

DALL'AGNOL, R & D. C. OLIVEIRA, 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. Lithos 93:215–233.

DALL'AGNOL, R, M. A. OLIVEIRA, J. A. C. ALMEIDA, F. J. ALTHOFF, A. A. S. LEITE, D. C. OLIVEIRA & C. E. M. BARROS, 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenetic Province, eastern Amazonian craton. In: DALL'AGNOL, R, L. T. ROSA-COSTA & E. L. KLEIN (Eds.): Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian craton. 99-150. Excution Guide, PRONEX-UFPA/SBG-NO, Belém.

DAVIS, W. J, B. J. FRYER & J. E. KING, 1994. Geochemistry and evolution of late Archean plutonism and its significance to the tectonic development of the Slave Craton. **Precambrian Research** 67: 207–241.

DEBON, F & P. LE FORT, 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, **Earth Sciences** 73:135–149.

DE LA ROCHE, A., J. LETERRIER, P. GRANDCLAUDE & M. MARCHAL, 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elment analysese its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology** 29: 183-210.

DE WIT, M. J., 1998. On Archaean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? **Precambrian Research** 91: 181–226.

DUARTE, K. D. & R. DALL'AGNOL, 1996. Gelogia e Geoquímica do Leucogranito Arqueano potássico Mata Surrão, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. **Boletim IG-USP**, publicação especial 18: 113-115.

DUARTE, K. D, E. D. PEREIRA, R. DALL'AGNOL & J. M. LAFON, (1991). Geologia e geocronologia do granito Mata Surrão-Sudoeste de Rio Maria (P A). In: Anais do 3º Simpósio de Geologia da Amazônia: 7-20, Belém.

DRUMMOND, M. S & M. J. DEFANT, 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting. Archaeano modern comparisons: **Journal of Geophysical Research** 95B: 21503-21521.

EVENSEN, N. M, P. T. HAMILTON & R. K. O'NIONS, 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochemical and Cosmochimica. Acta 39: 55.64.

FEIO, G. R. L, R. DALL'AGNOL, E. L. DANTAS, M. B. MACAMBIRA, A. C. B. GOMES, A. S. SARDINHA, D. C. OLIVEIRA, R. D. SANTOS & P. A. SANTOS, 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? Lithos 151: 57-73.

FEIO, G. R. L & R. DALL'AGNOL, 2012. Geochemistry and petrogenesis of the granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás province, Brazil: implications for the origin of Archean granites. Lithos 154: 33-52.

FEIO, G. R. L, R. DALL'AGNOL, E. L. DANTAS, M. J. B. MACAMBIRA, J. O. S. SANTOS, F. J. ALTHOFF & J. E. B. SOARES, 2013. Archean granitoid magmatism in the

Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research** 227:157-185.

FROST, C. D, B. R. FROST, K. R. CHAMBERLAIN & T. P. HULSEBOSCH, 1998. The Late Archean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the Wind River Range, Wyoming. **Precambrian Research** 89: 145-173.

FROST, C. D & B. R. FROST, 2011. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. Journal of Petrology 32: 39–53.

GABRIEL, E. O & D. C. OLIVEIRA, (submetido para este volume). Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides Arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte – Província Carajás (Pa).

GABRIEL, E. O, D. C. OLIVEIRA & M. A. GALARZA, 2010. Petrografia e Geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás, In: Anais do 45° Congresso Brasileiro de Geologia: CDrom. SBG, Belém.

GALARZA, M. A, D. C. OLIVEIRA, R. D. SANTOS, A. C. MARTINS, A. N. SANTOS & P. J. L. SANTOS, 2012. Geocronologia do Diopsídio-Norito Pium e Granitóides Associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás. In: Anais do 46° Congresso Brasileiro de Geologia: CDrom. SBG, Santos.

GUIMARÃES, F. V. G, R. DALL'AGNOL, J. A. C. ALMEIDA & M. A. OLIVEIRA, 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do trondhjemito Mogno e tonalito Mariazinha, terreno granito-greenstone de Rio Maria – Pará. **Revista Brasileira de Geociências** 40(2): 196–211.

GUIMARÃES, F. V. G, R. DALL'AGNOL, M. A. OLIVEIRA, J. A. C. ALMEIDA & M. A. T. GALARZA, (submetido para este volume). Geologia, petrografia e geoquímica do quartzo-diorito Parazônia e granodiorito Grotão, Domínio Rio Maria, Provincia Carajás - Pará.

GOMES, A. C. B. & R. DALL'AGNOL, 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. **Revista Brasileira de Geociências** 37: 182-193.

HANSON, G. N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rock of granitic composition. Earth and Planetary Science Letters 38: 26-43.

HIRATA, W. K, J. C. RIGON, K. KADEKARU, A. A. C. CORDEIRO & E. M. MEIRELES, 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: Anais do 1º Simpósio de Geologia da Amazônia: 100-110. SBG, Belém.

HUHN, S. B, M. J. B. MACAMBIRA & R. DALL'AGNOL, 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: **Boletim de Resumos Expandidos do 6º Simpósio de Geologia da Amazônia**: 1: 463-466. SBG, Manaus. JAYANANDA, M, D. CHARDON, J. -J. PEUCAT & R. CAPDEVILA, 2006. 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: tectonic, geochronologic and geochemical constraints. **Precambrian Research** 150: 1-6.

KRONER, A, G. R. BYERLY & D. R. LOWE, 1991. Chronology of early Archaean granitegreenstone evolution in the Barberton Moun-tainland, South Africa, based on precise dating by single zircon evaporation. **Earth and Planetary Science Letters** 103: 41–54.

KRÖNER, A & P. LAYER, 1992. Crust formation and plate motion in the early Archean. Science 256: 1405.

LAFON, J. M, E. RODRIGUES & K. D. DUARTE, 1994. Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjemitiquesgranodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie Orientale, Brésil). Sciences de la terre et des planètes 318(2): 642- 649.

LAFON, J. M, M. J. B. MACAMBIRA & R. T. PIDGEON, 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoarchean magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: Abstracts do 31° International Geological Congress: CDrom. Rio de Janeiro.

LE MAITRE, R. W., 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 1-193. 2 Edition, London.

LEITE, A. A. S, R. DALL'AGNOL & F. J. ALTHOFF, 1999. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, terreno granito-greenstone de Rio Maria e Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências** 23(3): 429-436.

LEITE, A. A. S, R. DALL'AGNOL, M. J. B. MACAMBIRA & F. J. ALTHOFF, 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do terreno granito-greenstone de Rio Maria. **Revista Brasileira de Geociências** 34: 447–458.

LOISELLE, M. C & D. WONES, 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America. Abstracts with Programs 11: 1-468.

LÓPEZ, S, A. CASTRO & A. GARCÍA-CASCO, 2005. Production of granodiorite melt by interaction between hydrous mafic magma and tonalitic crust. Experimental constraints and implications for the generation of Archaean TTG complexes. Lithos 79: 229–250.

MACAMBIRA, M. J. B. & J. M. LAFON, 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra** 7: 263-287.

MACAMBIRA, E. M. B & A. G. VALE, 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B, Estado do Pará. Texto explicativo: 1-384. DNPM/CPR, Brasília.

MACHADO, N, Z. LINDENMAYER, T. E. KROGH & D. LINDENMAYER, 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. **Precambrian Research** 49: 329-354.

MANIAR, P. D & P. M. PICCOLLI, 1989. Tectonic discrimination of granitoids. The Geological Society of America Bulletin 97: 635-643.

MARTIN, H, J. J. PEUCAT, J. C. SABATÉ & J. C. CUNHA, 1997. Crustal evolution in the early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. **Precambrian Research** 82: 35–62.

MARTIN, H., 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: CONDIE, K. C. (Eds.). **Developments in Precambrian Geology 11. Archean crustal evolution**. 205-259. Elsevier, Amsterdam.

MARTIN, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46: 411-429.

MEDEIROS, H & R. DALL'AGNOL, 1988. Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: Anais 35^o Congresso Brasileiro Geologia: 3: 1488-149. SBG, Belém.

MORETO, C. P. N, L. V. S. MONTEIRO, R. P. XAVIER, W. S. AMARAL, T. J. S. SANTOS, C. JULIANI & C. R. SOUZA FILHO, 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. **Mineralium Deposita** 46: 789–811.

MOYEN, J. -F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature". Lithos 112: 556–574

MOYEN, J. F, H. MARTIN, M. JAYANANDA & B. AUVRAY, 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). **Precambrian Research** 127: 103-123.

MOYEN, J. –F & G. STEVENS, 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. In: BENN, K, J. –C. MARESCHAL & K. C. CONDIE, (Eds.): Archean Geodynamics and Environments 164: 149–175.

PIMENTEL, M. M & N. MACHADO, 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granitogreenstone de Rio Maria, Pará. In: Boletim de Resumos Expandidos do 38° Congresso Brasileiro de Geologia: 390-391. SBG, Camboriú.

O'CONNOR, J. T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar rations. US Geological Survey Profissional Papers 525B: 79–84.

OLIVEIRA, D. C, P. J. L. SANTOS, E. O. GABRIEL, D. S. RODRIGUES, A. C. FARESIN, M. L. T. SILVA, S. D. SOUSA, R. V. SANTOS, A. C. SILVA, M. C. SOUZA, R. D. SANTOS & M. J. B. MACAMBIRA, 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: **45**° **Congresso Brasileiro de Geologia**: CDrom. SBG, Belém.

OLIVEIRA, M. A, R. DALL'AGNOL & F. J. ALTHOFF, 2006. Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e comparações com asdemais ocorrências no terreno Granito-Greenstone de Rio Maria-Pará. **Revista Brasileira de Geociências** 36 (2): 313-326.

OLIVEIRA, M. A, R. DALL'AGNOL, F. J. ALTHOFF & A. A. S. LEITE, 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. Journal of South American Earth Sciences 27:146-160.

OLIVEIRA, M. A, R. DALL'AGNOL & B. SCAILLET, 2010. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. Journal of Petrology 51:2121-2148.

PATINÕ-DOUCE, A. E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. **Geology** 25: 743–746.

PIDGEON, R. T, M. J. B. MACAMBIRA & J. M. LAFON, 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. **Chemical Geology** 166:159-171.

PIMENTEL, M. M & N. MACHADO, 1994. Geocronologia U-Pbdos terrenos granitogreenstone de Rio Maria, Pará. In: Boletim de Resumos Expandidos do 38º Congresso Brasileiro de Geologia: 390-391. SBG, Camboriú.

RAPP, R. P & E. B. WATSON, 1995. Dehydratation melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. **Journal of Petrology** 36: 891-931.

RIDLEY, J. R., 1992. The thermal causes and effects of voluminous, Late Archean monzogranite plutonism. The University of Western Australia 22: 275-285.

ROLANDO, A. P & M. J. B. MACAMBIRA, 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, basead on zircon ages and Nd isotopes. In: **Expanded Abstracts 4^o South American Symposium On Isotope Geology**: CDrom. Salvador.

SANTOS, J. S. O, L. A. HARTMANN, M. S. FARIA, S. R. RIKER, M. M. SOUZA, M. E. ALMEIDA & N. J. MCNAUGHTO, 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: **Resumo Expandido do 9º** Simpósio de Geologia da Amazônia: CDrom. SBG, Belém.

SANTOS, J. O. S, L. A. HARTMANN, H. E. GAUDETTE, I. GROVESD, N. J. MCNAUGHTON & I. R. FLETCHER, 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research** 3: 453-488.

SANTOS, P. A, M. F. B. TEIXEIRA, R. DALL'AGNOLL & A. V. GUIMARÃES, (submetido para este volume). Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalítico-Trondhjemítico-Granodiorítica (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás - Pará.

SANTOS, R. D, D. C. OLIVEIRA & R. M. K. BORGES, 2008. Geologia e Petrografia das rochas máficas e ultramáficas do complexo Pium-Província Mineral de Carajás. In: Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia: CDRom. SBG, Curitiba.

SARDINHA, A. S, R. DALL'AGNOL, A. C. B. GOMES, M. J. B. MACAMBIRA & M. A. GALARZA, 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: Anais do 42º Congresso Brasileiro de Geologia: CDrom. SBG, Araxá.

SARDINHA, A. S, C. E. M. BARRO &, R. KRYMSKY, 2006. Geology, Geochemistry, and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Province, northern Brazil. Journal of South American Earth Sciences 20: 327–339.

SEN, C & T. DUNN, 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. Contributions to Mineralogy and Petrology 117: 394–409.

SHAND, S. J., 1950. Eruptive Rocks, their Genesis, Composition, Classification and their Relation to Ore Deposit. 4th Edition: 1-488. London.

SILVA, A. C, D. C. OLIVEIRA & M. J. B. MACAMBIRA, 2010. Individualização e geocronologia de granitóides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, município de Água Azul do Norte - PA, Província Mineral de Carajás. In: Anais do 45° Congresso Brasileiro de Geologia: CDrom. SBG, Belém.

SILVA, A. C, R. DALL'AGNOL, F. V. GUIMARÃES & D. C. OLIVEIRA, (submetido para este volume). Geologia, petrografia e geoquímica de associações tonalíticas e trondhjemíticas arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará.

SOUZA, M. C, D. C. OLIVEIRA, M. J. B. MACAMBIRA & M. A. T. GALARZA, 2010. Geologia, petrografia e geocronologia do granito de alto K da região de Velha Canadá, município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. In Anais do 45° Congresso Brasileiro de Geologia: CDrom. SBG, Belém.

SMITH, J. V., 1974. Feldspar mineralogy. 1-627. Springer-Verlag, New York.

STRECKEISEN, A. L., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews 12: 1-33.

SYLVESTER, P. J., 1989. Post-collisional alkaline granites. Journal of Geology 97:261–280.

SYLVESTER, P. J., 1994. Archean granite plutons. In: CONDIE, K. (Ed.), Archean Crustal Evolution. **Elsevier** 261–314.

TALLARICO, F. H. B, B. R. FIGUEIREDO, D. I. GROVES, N. KOSITCIN, N. J. MCNAUGHTON, I. R. FLETCHER & J. L. REGO, 2005. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia Deposit, Carajás Copper-Gold Belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of Iron-Oxide Cu-Au-(U-REE) Mineralization. **Economic Geology** 100 (1):7-28.

TASSINARI, C. C. G & M. J. B. MACAMBIRA, 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V, A. BARTORELLI, C. D. R. CARNEIRO & B. B. BRITO NEVES (Org.). **Geologia do Continente Sul Americano**: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida. São Paulo: 471-486, BECA.

TRENDALL, A. F, M. A. S. BASEI, J. R. DE LAETER & D. R. NELSON, 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. Journal of South American Earth Sciences, 11(3): 265-277.

VASQUEZ, L.V, L. R. ROSA-COSTA, C. G. SILVA, P. F. RICCI, J. O. BARBOSA, E. L. KLEIN, E. S. LOPES, E. B. MACAMBIRA, C. L. CHAVES, J. M. CARVALHO, J. G. OLIVEIRA, G. C. ANJOS & H. R. SILVA, 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: **Texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará**: 1-329. Escala 1:1.000.000, CPRM, Belém.

WHALEN, J. B, K. L. CURRIE & B. W. CHAPPEL, 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 95: 407–419

WINTHER, K. T., 1996. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. **Chemical Geology** 127: 43–59.

WOLF, M. B & P. J. WYLLIE, 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. Contributions to Mineralogy and Petrology 115: 369-383.

CAPÍTULO - 3

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE ASSOCIAÇÃO MÁFICO-ENDERBÍTICA, SUDESTE DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS–PA

Mayara Fraeda Barbosa Teixeira Roberto Dall'Agnol Patrick Araujo dos Santos

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE ASSOCIAÇÃO MÁFICO-ENDERBÍTICA, SUDESTE DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS, PARÁ.

Geology, petrography and geochemistry of associated mafic-enderbitic, Southeast of Canaã dos Carajás, Carajás Province, Pará.

Mayara Fraeda Barbosa Teixeira^{1,2*}(mayfraeda@gmail.com), Roberto Dall'Agnol^{1,2,3} (robdal@ufpa.br), Patrick Araujo dos Santos^{1,2} (patrick.santos86@gmail.com)

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências–UFPA, Caixa Postal 8608, CEP 66075-100, Belém, PA, Brasil.
²Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) e INCT de Geociências na Amazônia (GEOCIAM), Instituto de Geociências-UFPA.
³Instituto Tecnológico Vale (ITV), Belém (PA), Brasil
*autor correspondente

RESUMO

A sudeste de Canaã dos Carajás, no Subdomínio de Transição, Província Carajás, aflora uma associação de rochas máfico-enderbíticas que configura no mapa geológico um pequeno corpo alongado segundo a direção WNW-ESE, e um corpo semicircular condicionado por zonas de cisalhamento. Os estudos petrográficos permitiram distinguir seis variedades de rochas, que compreendem hornblenda-noritos, piroxênio-hornblenda-gabros, piroxênio-hornblenda-monzonito, hornblenda-gabros, anfibolitos e enderbitos intensamente deformadas e recristalizadas, com texturas que indicam recristalização a temperaturas relativamente altas, iguais ou superiores a 600° C, e que possuem características metamórficas. O comportamento geoquímico dessas rochas sugere que os hornblenda-norito, hornblendagabros e anfibolitos são subalcalinas toleíticas, enquanto os enderbitos, piroxênio-hornblendagabro e piroxênio-hornblenda-monzonito têm assinatura cálcico-alcalina. As baixas razões La/Yb para as rochas máficas indicam baixo grau de fracionamento, enquanto que as altas razões La/Yb observado nos enderbitos revelam fracionamento expressivo dos ETR pesados durante a formação ou diferenciação dos seus magmas, e a concavidade no padrão de ETR pesados, sugere provável influência de fracionamento de anfibólio durante sua evolução. As características petrográficas dessas rochas com fortes evidências de deformação e transformações, o caráter magmático bimodal e o comportamento dos ETR dessa associação, a difere das rochas máficas e félsicas do Diopsídio-norito Pium (~2,74 Ga) que afloram na região de Canaã dos Carajás, a menos que se admita para o mesmo um caráter ainda mais abrangente do que o registrado em sua área tipo.

Palavras-chave: Associação máfico-enderbítica; Diopsídio-norito Pium; metamorfismo; Subomínio de Transição; Arqueano.

ABSTRACT

In the southeastern of Canaã dos Carajás, Transition subdomain of the Carajás Province, occurs an association of mafic-enderbitic rocks which are represented in the geological map as a small elongated body according to WNW-ESE, and a semicircular body controlled by shear zones. The petrography permit us to distinguish six varieties of rocks, which comprise intensely deformed and recrystallized hornblende norite, pyroxenehornblende gabbros, pyroxene-hornblende monzonite, hornblende gabbros, amphibolites and enderbites, whose textures indicate that recrystallization occurs under relatively high temperatures, 600° C or above, and that rocks show metamorphic characteristics. The geochemical behavior of these rocks suggests that the hornblende-norite, hornblende-gabbros and amphibolites are tholeiitic subalkalines, whereas enderbites, pyroxene-hornblende gabbro and pyroxene-hornblende monzonite show calc-alkaline signature. The low La/Yb ratios for mafic rocks indicate low degree of fractionation, whereas the high La/Yb ratios for enderbites reveal significant fractionation of heavy REE during formation and differentiation of its magmas, and the concavity ofheavy REE pattern indicates probable influence of amphibole fractionation during its evolution. The petrographic characteristics of these rocks with strong evidence of deformation and transformation, the bimodal magmatic character, and behavior of REE differ from the mafic and felsic rocks of Pium diopside-norite (~ 2.74 Ga) which outcrop in the region of Canaã dos Carajás, unless it is assumed thatits character was broader than that recorded in Pium diopside-norite type area.

Keywords: Mafic-enderbitic association; Pium diopside-norite; Metamorphism; Transition Subdomain; Archean.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás situa-se na porção oriental do Cráton Amazônico, no SE do estado do Pará. Em virtude das suas inúmeras riquezas minerais, tornou-se alvo de trabalho de diversos pesquisadores. Contudo, ainda existem algumas porções desta província com grande carência de informações geológicas, sendo uma delas o terreno situado entre o Domínio Rio Maria e a Bacia de Carajás, denominado de Subdomínio de Transição, onde esta pesquisa foi desenvolvida. O quadro litoestratigráfico desse Subdomínio tem sido gradativamente melhor definido, em virtude de novos trabalhos executados neste segmento (Oliveira et al., 2010, Gabriel 2012, Silva 2012, Feio et al., 2013), mas, ainda existem muitas lacunas acerca da geologia deste terreno, que é uma região chave para o entendimento da compartimentação e evolução da Província Carajás.

Em mapeamento geológico desenvolvido na porção leste do Subdomínio de Transição, a sudeste da cidade de Canaã dos Carajás, foi registrada a ocorrência de uma associação de rochas máficas e félsicas, que compreende hornblenda-norito, piroxênio-hornblenda-gabros, hornblenda-gabros, anfibolitos e enderbitos, que mostram analogias petrográficas com as rochas descritas no Complexo Pium (Pidgeon et al., 2000, Vasquez et al., 2008, Santos 2008, 2012, Galarza et al., 2012, Santos et al., 2012). O Complexo Pium foi inicialmente interpretado como sendo formado por rochas granulíticas com hiperstênio (DOCEGEO 1987), que compreenderiam gabros, dioritos e variedades ricas em quartzo, maciças a foliadas.

Entretanto, Ricci e Carvalho (2006) e Santos e Oliveira (2010) propuseram que o Complexo Pium não seria formado por granulitos e sim por rochas ígneas gabróicas. Neste sentido, os granulitos, charnoquitos a enderbitos anteriormente englobados no Complexo Pium foram denominados por Vasquez et al. (2008b) como Ortogranulito Chicrim-Cateté e as rochas ígneas máficas, intermediárias e félsicas dominantes na área-tipo do até então denominado Complexo Pium foram englobadas no Diopsídio-norito Pium.

Há muita discussão na literatura acerca das idades, do caráter ígneo ou metamórfico e do significado genético dessas duas unidades. Pretende-se com os estudos de campo, petrográficos e geoquímicos efetuados nesta pesquisa proporcionar avanços expressivos que auxiliem no conhecimento destas rochas e na discussão a cerca da sua origem. Independente de qualquer interpretação genética, para efeitos descritivos, as rochas estudadas serão designadas a seguir como associação máfico-enderbítica.

GEOLOGIA REGIONAL

A Província Carajás foi subdividida em dois domínios distintos (Souza et al., 1996; Althoff et al., 2000; Dall'Agnol et al., 2006; Santos et al., 2006; Vasquez et al., 2008) (figura 3.19a): Um domínio de idade mesoarqueana (3,0 - 2,86 Ga) denominado de Domínio Rio Maria (Vasquez et al., 2008); e um domínio de idade mesoarqueana a neoarqueana denominado Domínio Carajás (2,92 - 2,54 Ga; Machado et al., 1991; Huhn et al., 1999; Barros et al., 2004; Sardinha et al., 2006; Vasquez et al., 2008; Feio et al., 2013) (figura 3.19b).

Na porção sul do Domínio Carajás, Dall'Agnol et al. (2006) admitiram a existência de um terreno transicional chamado de Subdomínio de Transição (Feio et al., 2013), originalmente similar ao Domínio Rio Maria, mas intensamente afetado pelos eventos magmáticos e tectônicos atuantes durante a fase compressiva da evolução tectônica neoarqueana da Bacia de Carajás (Dall'Agnol et al., 2006). Esse Subdomínio abrangeria a região situada entre o norte de Xinguara e a borda sul da Bacia de Carajás. Nesse subdomínio estão expostos: Ortogranulito Chicrim-Caeté (Vasquez et al., 2008b), Diopsídio-norito Pium (Hirata et al., 1982; Pidgeon et al., 2000; Santos et al., 2008; Santos 2012; Santos et al., 2012), Tonalito Bacaba (Moreto et al., 2011), granitóides e gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu (Machado et al., 1991), Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale 1997), Suíte Pedra Branca (Sardinha et al., 2004; Gomes e Dall'Agnol 2007; Feio et al., 2013) e pelos plútons das suítes Plaquê e Planalto (Avelar et al., 1999; Huhn et al., 1999; Oliveira 2003; Gomes 2003; Sardinha et al., 2004; Vasquez et al., 2008; Feio et al., 2012). Na região de Canaã dos Carajás, Feio et al. (2013) individualizaram rochas granitoides mesoarqueanas, representadas pelo Granito Canaã dos Carajás, Trondjhemito Rio Verde, Complexo Tonalítico Campina Verde, Granitos Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada. Gabriel (2012), individualizou na porção oeste do SDT os granodioritos de alto Mg, Agua Azul e Agua Limpa. Já na porção leste do subdomínio, nas proximidades de Vila Jussara, Silva (2012) identificou rochas tonalíticas distintas das associações TTGs clássicas e suítes TTG arqueanas clássicas denominadas, respectivamente, Tonalito São Carlos e Trondhjemito Colorado. Descreveu, ainda, tonalitos e granodioritos com anfibólio, agrupados na associação granítica Vila Jussara. Na porção leste desse subdomínio, a NW de Sapucaia, Teixeira (2013) reportou a ocorrência de rochas leucogranodioriticas com alto Ba e Sr denominadas Leucogranodiorito Pantanal.

SÍNTESE DA GEOLOGIA DO COMPLEXO PIUM

O Complexo Pium foi inicialmente descrito como rochas metamórficas de alto grau de origem magmática (granulitos). As rochas que constituíam o Complexo Pium foram consideradas parte do embasamento regional e integradas no Complexo Xingu ou como intrusivas neste (Hirata et al., 1982). Mais adiante, foram interpretadas como representando fragmentos de crosta inferior, alçados tectonicamente ao longo de zonas de cisalhamento ao sul da Bacia Carajás (Araújo et al., 1988). Ocorrem como corpos alongados segundo a direção E-W, paralelos à foliação regional, limitados por duas grandes zonas de cisalhamento transpressivas, com suas duas principais ocorrências expostas próximo aos rios Pium e Cateté (Araújo e Maia, 1991).

Entretanto, Ricci e Carvalho (2006) ao revisarem as amostras estudadas por Araújo e Maia (1991), coletadas próximo dos rios Pium e Cateté, forneceram uma nova interpretação para estas rochas. Segundo eles, as assembleias mineralógicas e as texturas exibidas pelas rochas aflorantes nessas duas áreas de ocorrência (Rio Pium e Rio Cateté) são muito contrastantes e apontam para origem distinta para elas, que apontaria no sentido de uma nova nomenclatura e terminologia estratigráfica para estas rochas.

A partir dessa revisão, foi constatado que na área próxima ao Rio Pium ocorrem rochas gabróicas com texturas ígneas primárias muito bem preservadas, sendo constituídos de diopsídio noritos, hiperstênio noritos e gabros pertencentes a um mesmo maciço ígneo que foi denominado de Diopsídio-norito Pium (Vasquez et al., 2008b). Já na área entre a Aldeia Indígena Chicrim e o Rio Cateté, segundo Ricci e Carvalho (2006), afloram rochas granuliticas e ortognaisses félsicos com ortopiroxênio que variam em composição de charnoquitos a charno-enderbitos. O conjunto teria caráter metamórfico e foi denominado por Vasquez et al. (2008b) como Ortogranulito Chicrim-Cateté, sendo considerado o único representante do embasamento granulítico do Domínio Carajás. Portanto, o Complexo Pium original foi desmembrado em duas unidades, com origens possivelmente distintas.

Contudo, as idades e o significado genético do Ortogranulito Chicrim-Cateté e do Diopsídio-norito Pium permanecem controversos. As idades obtidas por Pidgeon et al. (2000) pelo método U-Pb com SHRIMP em cristais de zircão zonados de uma rocha de composição enderbítica da área-tipo do Complexo Pium original foram de 3,0 Ga (interpretada como idade de cristalização do protólito do suposto granulito) e de 2,85 Ga, (corresponderia ao metamorfismo granulítico). Porém, segundo Ricci e Carvalho (2006) tais idades seriam, na realidade, provenientes de xenólito do Ortogranulito Chicrim-Cateté incluso no Diopsídio-norito Pium. Santos et al. (2008) também concluíram que as ocorrências de rochas básicas noríticas no domínio do Complexo Pium são mais antigas e possível fonte das rochas félsicas charnoquíticas e enderbíticas associadas a elas. Sugeriram que as idade obtidas por Pidgeon et al. (2000) seriam possivelmente de variedade quartzo-diorítica, cujos cristais de zircão conservariam em suas bordas a idade de geração e cristalização do quartzo-diorito (2,85 Ga).

Segundo Santos (2012), o Diopsídio norito Pium é constituído de sete diferentes variedades de rocha que compreendem: diopsídio noritos, gabronoritos, hornblenda-gabros, quartzo-gabros, enderbitos e rochas cumuláticas. Dados geocronológicos obtidos por Galarza et al. (2012) e Santos et al. (2012) revelaram que tanto os gabros noríticos e hornblenda gabros, quanto as rochas tonalíticas, granodioríticas, monzograníticas e sienograníticas associadas aos gabros na principal área de ocorrência do Diopsídio norito Pium possuem idades neoarqueanas variáveis entre 2,73 e 2,74 Ga (Pb-Pb em zircão), e Feio et al (2013) obteve a idade de 2,73Ga em quartz-gabro pelo método LA-MC-ICPMS. Santos (2012) aventou uma origem a partir da fusão parcial do manto peridotítico para o Diopsídio-Norito Pium e sugeriu que os gabros, quartzo-gabros e

enderbitos do Complexo Pium são ligados geneticamente por processos de diferenciação a partir de um mesmo magma ou por diferentes graus de fusão parcial a partir de fonte norítica.

GEOLOGIA DA ASSOCIAÇÃO MÁFICO-ENDERBÍTICA

A sudeste de Canaã dos Carajás, na porção leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, foram identificados diversos granitoides arqueanos: biotita-anfibóliotonalitos com idade de ~2,93 Ga denominados Tonalito São Carlos (Silva, 2012; Guimarães em preparação); associações Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) (Trondhjemito Colorado, ~ 2,87 Ga; Silva 2012; Santos 2013); e granitóides neoarqueanos subalcalinos da Suíte Vila Jussara (~ 2,74; Silva, 2012) e da Suíte Planalto (~2,74; Feio et al., 2012). Todas essas unidades se encontram intensamente deformadas e exibem foliação penetrativa e feições miloníticas a protomiloníticas. Além desses granitoides, tem-se a associação de rochas máficas e félsicas que é alvo desta pesquisa, e compreende hornblenda-noritos, piroxênciohornblenda-gabros, hornblenda-gabros, anfibolitos e enderbitos.

Essa associação máfico-enderbitica ocupa domínio expressivo e ocorre em discretos afloramentos em blocos de dimensões variadas (figuras 3.20a, b), geralmente em áreas de relevo arrasado, o que dificulta a definição das relações de contato entre essas variedades e os demais litotipos identificados na área. Entretanto, a amostragem sistemática realizada possibilita delimitação razoavelmente precisa dos domínios dessa associação. Configura no mapa geológico um pequeno corpo alongado segundo a direção WNW-ESE com cerca de ~12 km² de área (figura 3.19c), situado nas proximidades de biotita-hornblenda tonalitos e granodioritos agrupados na associação granítica Vila Jussara e de granitos da Suíte Planalto (Teixeira, 2013). Ocorre ainda em pequeno corpo semicircular, condicionado por zonas de cisalhamento na porção extremo leste da área estudada.

Os piroxênio-hornblenda-gabros e hornblenda-gabros possuem cor cinza escuro, granulação fina a média e aspecto homogêneo, sem estruturação evidente (figura 3.20e). Os anfibolitos, por sua vez, possuem cor cinza, granulação fina e foliação proeminente, com intercalação entre níveis félsicos e máficos formando um bandamento composicional milimétrico (figura 3.20f). As rochas félsicas enderbíticas exibem cor cinza, granulação fina a média e aspecto homogêneo (figura 3.20c) ou, por vezes, levemente orientadas. São cortadas localmente por veios leucograniticos (figura 3.20d).



Figura 3.19A) Contorno da Província Carajás no mapa do estado do Pará; B) Mapa geológico da Província Carajás (Almeida et al., 2011; Oliveira et al., 2010; Feio et al., 2013, Gabriel, 2012, Silva, 2012, modificado); C) Mapa geológico da área a N e NE de Sapucaia na porção leste do Subdomínio de Transição.



Figura 3.20- Fotografias mostrando aspectos de campo e macroscópicos de rochas da associação máfico-enderbítica estudada. a-b) Ocorrência na forma de blocos de piroxênio-hornblenda-gabro e hornblenda-gabro; c) Aspecto isotrópico de enderbito; d) veios leucograniticos que cortam rochas enderbiticas; e) Amostra de mão de gabro; f) Anfibolito, com foliação marcante.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

Composições modais e classificação

Foram realizadas análises modais em 13 amostras representativas dos diferentes litotipos identificados, sendo 7 amostras de rochas máficas, 1 intermediária e 5 de rochas félsicas (Tabela 3.3). Os dados modais lançados no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) (Figura 3.21a) revelam que as rochas félsicas incidem no campo dos tonalitos, a intermediária no campo dos monzonitos e as rochas máficas no campo dos gabros. As rochas máficas, seguindo as orientações de Le Maitre et al. (2002), tiveram sua classificação definida com mais precisão utilizando os diagramas Plg-Opx-Cpx (figura 3.21b) e Plg-Px-Hbl (figura 3.21c), sendo classificação para rochas ígneas é utilizada considerando-se que as rochas da associação apresentam, no geral, com exceção dos anfibolitos, aspecto ígneo e, portanto, podem ser classificadas preliminarmente usando tal classificação (Ver Streckeisen, 1976, e Le Maitre et al., 2002). Quanto aos tonalitos, uma vez que todas as amostras possuem conteúdo modal expressivo de ortopiroxênio (3,6 a 20%; Tabela 3.3), serão classificadas como

Petrografia das rochas máficas e intermediárias

De modo geral, as rochas máficas estudadas mostram evidências de recristalização e deformação intensa, tais como geração de subgrãos, novos grãos e lamelas de deformação em plagioclásio. Texturas ígneas são localmente preservadas, porém os processos de recristalização dinâmica destes subgrãos deram origem à textura granoblástica e em mosaico com junção tríplice de 120°. No caso dos anfibolitos a textura varia de nematoblástica a granoblástica. Substituição mineral provavelmente relacionada à deformação, como a desestabilização de plagioclásio, hornblenda e formação de biotita, epidoto, titanita, carbonato e minerais opacos, são observadas nessas variedades, em maior ou menor grau.

Hornblenda Norito

O hornblenda norito apresenta granulação fina a média e textura granoblástica ou, subordinadamente, granular. Mostra uma leve orientação e é composto essencialmente de plagioclásio, honblenda e ortopiroxênio. Observam-se microzonas, onde a deformação e alteração da rocha é mais intensa, conforme evidenciado pela presença de carbonato substituindo plagioclásio e de biotita verde substituindo hornblenda (figura 3.22a). Nesta microzonas, muito provavelmente houve percolação de fluidos que possibilitou a geração de minerais de mais baixa temperatura,

Os cristais de plagioclásio possuem granulação fina a média, exibem maclas polissintéticas (Figura 3.22b) e, subordinadamente, extinção ondulante, forma poligonizada e contatos tríplices com as demais fases minerais. A hornblenda é hipidiomórfica a xenomórfica, exibe pleocroismo moderado a forte em tons de verde, granulação fina a média e textura granoblástica. Por vezes, encontra-se parcialmente substituída por cristais finos de biotita de cor verde. O Ortopiroxênio exibe cristais xenomórficos de granulação fina a média, de cor rosa claro a incolor, com leve pleocroismo. Exibe contornos regulares e contatos retos a poligonais, acha-se geralmente associado com hornblenda e, localmente, contêm inclusões de plagioclásio ou se mostra parcialmente substituído por anfibólio incolor. Os minerais opacos formam cristais finos frequentemente associados ao ortopiroxênio.

								Rocha					
	Rochas máficas							Intermediária		Roc	has fél	sicas	
X7 · 1 1	Hornblenda	honblenda-		Hornblenda		A (11	1.	hornblenda					
Variedades	norito	gabro		gabro		Anfibolito		monzonito	Enderbitos				
Amostra/ Mineral	MYF-60*	MYF- 50*	MYF- 62*	PFA- 38*	PFA- 44*	MYF- 52	MYF- 56B*	PFR-29*	MYF- 54A	MYF- 54B*	MYF- 55	MYF- 61D*	MYF- 63*
Plagioclásio	35,1	40,5	55,3	23,2	27,4	42,3	48,2	23,1	52	42,7	60,1	58,8	51,8
Quartzo Feldspato	-	0,8	0,8	0,6	0,8	0,8	0,2	0,6	33,6	20,2	28,2	27,3	30,7
potássico	-	-	-	-	-	-	-	25,6	-	2,1	0,6	-	4,6
Anfibólio	33,2	50,2	11,2	70,1	68,8	47,6	40,1	20,8	0,7	-	-	-	-
Biotita	Tr	-	-		-	-	-	-	8,4	10,2	5,8	5,7	4,2
Muscovita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr
Ortopiroxênio	31,1	-	-	-	-	-	-	-	4,1	20	5,3	7,7	5,1
Clinopiroxênio	-	8,4	27,4	-	-	-	-	16	-	4,6	-	-	2,6
Apatita	-	-	-	-	-	-	-	6	-	-	-	-	1
Alanita	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	Τr	-	-
Epidoto	-	-	2,1	2,7	0,7	8	9,2	3,2		-	-	-	-
Titanita	-	-	2,3	3,1	1,2	0,4	0,3	3,2	-	-	-	-	-
Zircão minerais	Tr	Tr	-	-	-	-	-	0,2	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
opacos	0,3	Tr	0,1	0,3	0,5	0,2	0,1	0,8	0,8	Tr	Τr	0,2	Tr
carbonato(s)	Tr	-	0,4	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-
Biotita (s)	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Félsicos	35,1	41,3	56,1	23,8	28,2	43,1	48,4	55,3	85,6	65	88,9	86,1	87,1
Máficos	64,6	43,1	43,1	76,2	71,2	56,2	49,7	45,2	14	34,8	11,1	13,6	11,9

Tabela 3.3 - Composições modais das rochas da associação máfico-enderbítica

*= amostra com análise química; (s) = mineral secundário; - = mineral não observado na amostra; Tr = Mineral presente na rocha, mas não registrado na contagem modal. Foram contados 1800 pontos por lâmina delgada analisada e foi feita análise de apenas uma lâmina de cada amostra.



Figura 3.11 - a) Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) para as rochas da associação máficoenderbítica. b) e c) diagramas Plg-OPx-CPx e Plg-Px-Hb, respectivamente, para as rochas máficas gabroicas (Le Maitre et al., 2002).

Piroxênio-hornblenda-gabro

Essas rochas apresentam granulação fina a média, textura granoblástica e fraco bandamento definido pela alternância de níveis félsicos e máficos. São constituídas em maior proporção modal por plagioclásio, hornblenda e clinopiroxênio (Tabela 3.3). Os cristais de plagioclásio possuem granulação fina a média, aspecto poligonizado e mostram contatos tríplices com as demais fases minerais (Figura 3.22c). Exibem extinção ondulante e suas maclas encontram-se localmente mascaradas pela intensa saussuritização. A hornblenda exibe tons de verde com pleocroismo moderado a forte, granulação fina a média, textura granoblástica. O Clinopiroxênio exibe cristais de cor esverdeada com leve pleocroismo, de granulação fina a média, xenomórficos de contornos regulares e contatos retos a poligonais, geralmente associados com hornblenda e localmente com inclusões de plagioclásio e anfibólio.

As demais fases minerais compreendem quartzo, epidoto, titanita, e minerais opacos (Tabela 3.3). Os cristais finos de quartzo ocorrem intersticiais aos cristais de plagioclásio compondo textura em mosaico. Epidoto forma simplectitos nos contatos entre plagioclásio e hornblenda. Os cristais de titanita são euédricos e localmente associam-se aos minerais opacos, formando coroas em torno dos mesmos.

Hornblenda-gabro

Essa variedade compreende rochas de granulação fina a média, com textura granular hipidiomórfica, e subordinadamente granoblástica. Não mostram orientação marcante e são constituídas essencialmente por plagioclásio e hornblenda. Os cristais de plagioclásio possuem granulação fina a média e podem ser hipidiomórficos e intensamente saussuritizados (figura 3.22d) ou, subordinadamente, xenomórficos com extinção ondulante e textura em mosaico. A hornblenda exibe cristais hipidiomórficos de cor verde, com pleocroismo moderado a forte, granulação fina a média, e, subordinadamente, cristais xenomórficos. Localmente se encontra orientada e define uma foliação incipiente.

As demais fases minerais são quartzo, epidoto, titanita, carbonatos e minerais opacos. Os cristais de epidoto e titanita são finos e hipidiomórficos a euédricos. Os cristais de carbonatos ocorrem como produto de substituição do plagioclásio e geralmente associados aos minerais opacos (Figura 3.22e).

Piroxênio-hornblenda monzonito

Essas rochas apresentam granulação fina a média, textura granoblástica e porfiroclastica. São constituídas em maior proporção modal por feldspato potássico, plagioclásio, hornblenda e clinopiroxênio (Tabela 3.3). Os cristais de feldspato potássico possuem granulação fina, por vezes pertiticos, aspecto poligonizado, e mostram contatos tríplices com as demais fases. O plagioclásio possui granulação fina, exibem extinção ondulante e suas maclas encontram-se mascaradas pela intensa saussuritização. A hornblenda exibe tons de verde com pleocroismo forte, granulação média, textura granoblástica e localmente porfiroclástica (figura 3.22f). O Clinopiroxênio exibe cristais de cor esverdeada com leve pleocroismo, de granulação fina a média, xenomórficos de contornos regulares e contatos retos a poligonais, geralmente associados com hornblenda. As demais fases minerais compreendem quartzo, epidoto, titanita, apatita, allanita e minerais opacos (Tabela 3.3). Os cristais finos de quartzo ocorrem intersticiais aos cristais de plagioclásio compondo textura em mosaico. Epidoto forma simplectitos nos contatos entre plagioclásio e hornblenda. Os cristais de titanita são euédricos e localmente associam-se aos minerais opacos, formando coroas em torno dos mesmos. Apatita exibe cristais de granulação fina e ocorre associadas as demais fases máficas. A allanita forma cristais hipidiomórficos de granulação fina, por vezes, com mantos de epidoto.

Anfibolitos

São rochas foliadas, com textura nematoblástica (figura 3.22g) a granoblástica, de granulação fina a média. Hornblenda é o mineral predominante, com pleocroísmo forte de verde a verde pálido e em algumas variedades até verde azulado. O plagioclásio constitui até 48,2% dessas rochas (Tabela 3.3), seus cristais são de granulação fina a média, e exibem alteração por saussuritização que varia desde parcial até total. Os demais constituintes compreendem epidoto, quartzo, titanita e opacos, com destaque para o epidoto cujas proporções modais chegam até 9% (Tabela 3.3). Ocorre ao longo dos contatos entre os cristais de plagioclásio e hornblenda e é originado provavelmente pela desestabilização desses minerais. Notam-se, ainda, simplectitos de epidoto e plagioclásio mais cálcico com feições vermiformes (figura 3.22h). A titanita forma cristais euédricos de granulação fina, por vezes, associados aos minerais opacos.

Petrografia das rochas enderbíticas

De modo geral, os enderbitos assim como as rochas máficas, mostram-se intensamente deformados e recristalizados, com a textura ígnea obliterada pela deformação (figura 3.23a). São rochas de granulação fina a média, foliadas, e nas variedades mais máficas mostram

alternância entre níveis félsicos e máficos formando discreto bandamento. A textura é granoblástica inequigranular, com grãos, vez por outra, poligonizados que compõem a matriz mais fina. O conteúdo modal de minerais máficos varia entre 11,9 e 34,8 %. São constituídos essencialmente por plagioclásio e quartzo com proporção muito baixa de feldspato potássico (Tabela 3.3). Os principais minerais máficos são biotita, ortopiroxênio e, subordinamente, clinopiroxênio. Contrariamente ao que se observa nas rochas máficas, a hornblenda não forma parte da mineralogia ou é pouco abundante (Tabela 3.3). Como minerais acessórios, ocorrem zircão, minerais opacos e, numa única amostra, allanita.

O plagioclásio ocorre de duas formas: Como cristais de granulação média e contornos irregulares, deformados com extinção ondulante e lamelas de deformação. Alteram principalmente para argilo-minerais e, subordinadamente, para sericita e epidoto. Forma ainda cristais xenomórficos de granulação fina, contornos regulares e contatos retos a poligonais entre si e com cristais de quartzo, provenientes de recristalização.

O quartzo exibe cristais xenomórficos de granulação média a fina, os quais se acham deformados, com extinção ondulante formam subgrãos e, localmente, apresentam-se orientados. Forma, ainda, agregados de cristais de granulação fina, com contornos regulares e contatos retos a poligonais entre si, caracterizando a textura granoblástica. Possuem forte extinção ondulante e resultam de recristalização. O feldspato potássico quando presente é do tipo microclina e ocorre na matriz, com granulação fina. Em amostras onde a proporção desse mineral é maior é possível observar mirmequitas.

A biotita forma lamelas de granulação fina a média, cor marrom a marrom avermelhada, e em algumas variedades marrom avermelhada, em geral, orientadas e marcando a foliação da rocha. Por vezes, se associa ao ortopiroxênio e se distribui ao longo das bordas e clivagens de seus cristais, podendo ser produto de alteração deste. Apresenta-se, ainda deformada, dobrada e contorcida (Figura 3.23b).

O ortopiroxênio forma cristais subédricos de granulação fina a média, parcialmente substituídos por biotita e minerais opacos (figura 3.23c). Localmente é possível observar cristais de ortopiroxênio sendo substituídos por anfibólio incolor, principalmente nas bordas. O clinopiroxênio exibe cristais de granulação fina a média, cor rosada, com leve pleocroismo, seguindo a orientação preferencial da rocha (figura 3.23d).

A hornblenda, quando presente, forma cristais subédricos de granulação fina, associados aos cristais de ortopiroxênio.



Figura 3.22 – Fotomicrografias em nicóis cruzados mostrando aspectos microscópicos das rochas máficas estudadas. A) zona de alteração intensa em hornblenda norito com formação de carbonato (Cb) e biotita (Bt) secundários; b) aspecto geral do hornblenda norito mostrando a textura da rocha e cristais de plagioclásio (Plg) maclados; c) textura granoblástica em piroxênio-hornblenda-gabro com presença local de clinopiroxênio (Cpx) com textura poiquilóblástica; d) cristal de plagioclásio fortemente alterado, preservando a textura granular hipidiomórfica em hornblenda gabro; e) Associação de carbonato com minerais opacos (Opc) alongados (ilmenita?) em hornblenda-gabro; f) porfiroclasto de hornblenda (Hb) envolto por matriz granoblástica fina em piroxênio-hornblenda onzonito; g) textura nematoblástica em anfibolito; h) Simplectitos de epidoto (Ep) no contato entre hornblenda e plagioclásio em anfibolito.



Figura 3.23 – Fotomicografias em nicóis cruzados (a, b, d) ou paralelos (c) dos enderbitos estudados. a) Aspecto geral da rocha, mostrando a intensa deformação e recristalização; b) lamelas de biotita (Bt) contorcidas nas bordas dos cristais de quartzo; c) Cristais de ortopiroxênio (Opx) parcialmente substituídos nas bordas e clivagens por biotita e minerais opacos; d) cristais de clinopiroxênio (Cpx) seguindo a orientação preferencial da rocha.

GEOQUÍMICA

As análises químicas dos elementos maiores, menores e traços das amostras representativas das diferentes variedades petrográficas da associação máfico-endebítica foram realizadas na ACME *Analytical laboratories* e são apresentadas na tabela 3.4. Os elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES, enquanto que os elementos-traço, inclusive os elementos terras raras, foram dosados por ICP-MS. Os métodos empregados e os limites de detecção são informados no site <u>www.acmelab.com</u>. Foram selecionadas para análises químicas 11 amostras, sendo 7 amostras das rochas máficas, 1 das rochas intermediárias e 3 amostras de enderbitos.

Elementos Maiores e Traços

As rochas máficas a intermediárias apresentam baixos conteúdos de SiO₂, variando entre 46,31 a 54,51%, com os valores mais baixos no hornblenda-norito (46,31%), intermediários no hornblenda-gabro (média de 48,37%) e anfibolito (49,04%) e mais elevados no piroxênio-hornblenda-gabro (média de 50,93%) e piroxênio-hornblenda-monzonito (54,51%), enquanto que os enderbitos, como esperado, possuem teores mais elevados de sílica variando entre 64,29% e 71,03% (Tabela 3.4). Os valores de Al₂O₃ são
mais baixos no piroxênio-hornblenda gabro e anfibolito (13,81 - 14,10%), e mais elevados no norito, no hornblenda gabro (com exceção da amostra PFA-33) e nos enderbitos (15,46 a 16,60%).

A somatória dos elementos ferromagnesianos é bem superior nas variedades máficas e intermediárias ($Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 + MnO = 11,50 \ a 23,75\%$), em relação aos enderbitos ($Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 + MnO = 3,90 \ a 8,91\%$). Os teores de CaO, assim como aqueles dos elementos ferromagnesianos distinguem bem essas variedades, sendo elevados nas rochas máficas (9,24-13,85%) e mais baixos nos enderbitos (3,23-5,72 %). O conteúdo de K₂O é mais baixo nas amostras máficas (0,23-0,82%), também é pouco elevado nos enderbitos (0,97-1,40%), e altos na amostra intermediária (7,44%).

Os valores de #Mg nessas rochas variam de (0,36-0,62%) com superposições entre os termos máficos e félsicos. O comportamento dos diversos óxidos pode ser observado em diagramas de variação utilizando o número de magnésio #Mg como índice de diferenciação (Figura 3.24). Para as rochas máficas, a maioria dos óxidos (SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O e P₂O₅) exibem correlação negativa em relação a #Mg, enquanto que os valores de CaO aumentam paralelamente a #Mg. No que diz respeito aos enderbitos, SiO₂, Na₂O e K₂O demonstram correlação negativa com #Mg, enquanto que TiO₂, Fe₂O₃ e CaO tendem a exibir correlação positiva com #Mg.

No que diz respeito aos elementos traço (Figura 3.25), assim como observado para os elementos maiores, as rochas estudadas apresentam diferenças expressivas no conteúdo dos elementos traços. As rochas máficas possuem teores mais baixos de Ba (25- 497 ppm) e Sr (80-417 ppm), e mais elevados nas rochas félsicas (Ba = 385-600 ppm; Sr = 388,9-473 ppm). Os teores de Rb são muito baixos em todas as variedades máficas, sendo ligeiramente mais elevados no hornblenda gabro (17,9-37,9 ppm; Tabela 3.4). Nos enderbitos os conteúdos de Rb também são muito baixos e variam entre 13,3 e 37,0 ppm.

		Piroxênio-					Piroxênio-				
	Hornblenda-	hornt	rnblenda			hornblenda-					
	Norito	gabro		Hornblenda gabro		Anfibolito	monzonito		Enderbit)	
		MYF-	MYF-	PFA-	PFA-	PFA-			MYF-	MYF-	MYF-
Amostras/Elementos	MYF-60	50	62	44	33	38	MYF-56B	PFR-29	54B	63	61D
SiO2	46,31	49,11	52,75	47,83	48,09	49,21	49,04	54,51	64,29	68,04	71,03
TiO2	0,98	0,68	0,68	0,69	1,21	1,49	0,99	0,84	0,54	0,30	0,21
Al2O3	16,00	13,81	13,87	16,07	13,51	16,44	14,10	12,58	16,17	16,60	15,46
Fe2O3	12,84	11,24	7,61	11,26	12,54	14,57	13,27	6,93	4,56	2,59	2,37
MnO	0,19	0,19	0,16	0,18	0,2	0,19	0,26	0,09	0,07	0,03	0,03
MgO	9,74	8,82	5,82	8,58	8,03	4,12	7,79	3,64	3,74	0,92	1,29
CaO	10,17	13,46	13,85	10,38	11,19	9,24	9,92	9,27	5,72	3,85	3,23
Na2O	2,53	1,44	3,00	1,9	2,13	2,95	2,51	1,3	3,33	5,03	5,09
K2O	0,23	0,25	0,50	0,62	0,82	0,52	0,93	7,44	0,97	1,40	1,14
P2O5	0,09	0,03	0,17	0,06	0,08	0,1	0,06	1,55	0,14	0,09	0,04
FeOt	11,55	10,11	6,85	10,13	11,28	13,11	11,94	6,23	4,10	2,33	2,13
LOI	0,6	0,6	1,2	2,1	1,9	0,9	0,8	0,6	0,2	1,0	-0,1
Total	99,74	99,75	99,73	99,75	99,70	99,76	99,75	98,72	99,80	99,80	99,82
Ba	75	25	497	204	411	126	139	6173	385	852	600
Sr	127,7	80,0	417,0	182,4	170,4	220,7	148,5	2061	249,2	473,0	388,9
Rb	3,7	3,9	11,3	26	37,9	17,9	12,7	150,3	37,0	17,2	13,3
Zr	53,3	33,6	132,9	35	49,5	105,9	47,5	306,3	129,2	58,5	136,9
Y	17,8	16,4	15,0	19,6	16,9	19,6	25,2	36,7	7,0	2,3	2,4
Hf	1,3	1,2	3,2	1,0	1,6	3,3	1,4	7,9	3,5	1,5	3,6
Nb	2,4	1,6	4,8	1,6	2,7	6,5	5,9	9,8	3,8	2,7	2,5
Та	0,2	0,3	0,4	0,3	0,2	0,5	0,6	0,5	0,5	0,3	0,3
Ni	39,8	15,2	88,7	61,1	21,8	20,8	18,2	6,6	87,6	9,5	16,2
U	0,1	0,1	0,5	0,1	0,1	0,2	0,6	8,3	0,4	0,1	0,1
Th	0,2	0,2	1,1	0,4	0,4	1,0	1,3	64,7	1,4	0,2	1,8
Zn	12	0	11	23	22	29	27	1/	26	1/	1/
Ga	14,7	13,6	16,0	14,2	17,9	21,5	17,5	13,3	18,2	19,7	19,4
La	3,2	2,3	18,3	12,5	3,4	6,8	13,3	165,3	17,3	17,9	23,6
Ce Dr	8,4 1,20	5,8	32,1	2,2	9,1	1/,1 2.78	31,4	514	34,7	28,1 274	37,2
rr Na	7.0	4.1	4,55	14	73	12.70	4,22	165.6	16.5	2,74	11.6
Nu Sm	1.90	1.52	3 21	3 1 1	2 56	4 31	3 64	29.04	2 74	1 1 2	1 25
Fu	0.72	0.55	0.95	0.96	0.94	1 48	1 01	6 79	0.87	0.75	0.64
Gd	2 45	2 32	3 10	3 56	3 24	4 33	4 19	22.85	2 13	0.88	0.80
т.	0.44	0.40	0.45	0.58	0.5	0.71	0.75	2.35	0.27	0.10	0.09
Dv	2,96	2,78	2,48	3,92	3,11	4,28	4,41	9,31	1,49	0,52	0,40
Ho	0.61	0.56	0.52	0.73	0.57	0.69	0.95	1.23	0.23	0.07	0.07
Er	1.89	1.80	1.42	2.08	1.55	2.27	2.78	2.75	0.65	0.25	0.26
Tm	0.29	0.25	0.21	0.31	0.22	0.29	0 44	0.3	0.08	0.03	0.03
Vh	1.80	1.82	1.36	2.07	1.51	1.66	2.83	1.94	0.58	0.24	0.23
Lu	0.28	0.24	0.21	0.31	0.2	0.25	0.42	0.21	0.08	0.03	0.05
<u>#</u> Μσ	0.60	0.61	0.60	0.60	0.56	0.36	0.54	0.51	0.62	0.41	0.52
Rh/Sr	0,00	0.05	0.03	0,00 0.14	0.22	0.08	0,04	0.07	0.15	0,41 0.04	0.03
Sr/Ba	1 70	3 20	0.84	0.80	0.41	1 75	1.07	0.33	0.65	0.56	0.65
Sr/V	7 17	4 88	27.80	931	10.08	1,75 11.26	5 89	56.15	35.60	205.65	162.04
Nh/Ta	12.00	5 33	12 00	5 33	13 50	13.00	9.83	19.60	7.60	9.00	8 33
\mathbf{F}_{0} \mathbf{F}_{0} \mathbf{F}_{0}	0.54	0.53	0.54	0.54	0.58	0.76	0.61	0.63	0.52	0.72	0.62
reou/ (FeOt+MaO)	0,54	0,55	0,54	0,54	0,58	0,70	0,01	0,05	0,52	0,72	0,02
K2O/Na2O	0.09	0.17	0.17	0.33	0.38	0.18	0.37	5.72	0.29	0.28	0.22
$(L_a/Vh)n$	1.20	0.85	9.08	4.08	1.52	2.76	3,17	57 51	20.13	50 34	69.26
(La/Sm)n	1,06	0,95	3,59	2,53	0,84	0,99	2,30	3,58	3,98	10.06	11.89
(Ga/Yb)n	1,10	1,03	1,84	1,39	1,73	2,11	1,20	9,52	2,97	2,96	2,81
(En/En*)	1.02	0.89	0.91	0.88	1.00	1.04	0.79	0.78	1.06	2.23	1.83
(1.41 / 1.41 /	-,02	5,07	~,/ +	5,00	1,00	-,0 -	~,//	5,70	1,00	-,	1,00

Tabela 3.4 - Composições químicas das rochas da associação máfico-enderbitica

#Mg = % MgO mol/(% MgO mol + % FeOt mol)



Figura 3.24 - Diagramas de variação para os óxidos de elementos maiores das rochas máficas e félsicas estudadas, em comparação com o Diopsídio-norito Pium (Santos 2012).



Figura 3.25 - Diagramas de variação para os elementos traços das rochas da associação máfico-enderbítica, em comparação com o Diopsídio-norito Pium (Santos 2012).

Os teores de Y distinguem bem as variedades máficas e félsicas, sendo mais elevados (16,4 e 36,7 ppm) nas amostras máficas e significativamente mais baixos (2,3 e 7,0 ppm) nos

enderbitos. Em consequência disso e do fato de os teores de Sr não serem muito contrastantes (Tabela 3.4), as razões Sr/Y são mais baixas nas rochas máficas (4,88-27,80) do que nas félsicas (35,60-205,65). A rocha intermediária destoa das amostras máficas e félsicas por apresentar, conteúdos expressivamente mais elevados de Ba, Sr, Rb, Y e razão Sr/Y (figuras 3.25a,b,c,e; tabela 3.4).

Nos diagramas de variação para as rochas máficas, os elementos Ba, Sr, Rb, Zr, Y e Yb mostram correlação negativa com #Mg, enquanto que para os enderbitos, apenas Ba e Sr tendem a diminuir em relação ao #Mg e Zr, Y e Yb exibem correlação positiva com este índice.

Elementos Terras Raras (ETR)

Os conteúdos de Elementos Terras Raras (ETR) foram normalizados pelos valores dos condritos (Evensen et al., 1978) (figura 3.26). Tal como verificado para os demais elementos, as rochas máficas revelaram teores e padrões distintos para os ETR quando comparadas com os enderbitos.

O conteúdo de ETR das rochas máficas de maneira geral não são muito homogêneos. No norito e na amostra MYF-50 (piroxênio-hornblenda-gabro), o padrão é horizontalizado não havendo fracionamento significativo dos ETR leves em relação aos pesados, o que resulta em baixas razões $(La/Yb)_N$ (0,85 e 1,20, respectivamente) e anomalia de Eu ausente (norito, Eu/Eu*= 1,02) ou ligeiramente negativa (MYF-50, Eu/Eu*= 0,89, Tabela 3.4).

As amostras MYF-62 do piroxênio-hornblenda-gabro apresenta enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados, com razões $(La/Yb)_N$ de 9,08 e discretas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu*= 0,91; Tabela 3.4).

Os hornblenda-gabros exibem ligeiro enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados ((La/Yb)_N =1,52 a 4,08), anomalia negativa de Eu ausente ou discreta (Eu/Eu*= 0,88-1,04, Tabela 3.4). A amostra PFA-44 exibe anomalia negativa de Ce.

O piroxênio-hornblenda-monzonito apresenta significativo enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados, com razões $(La/Yb)_N$ de 57,51e discretas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu^{*}= 0,78; Tabela 3.4).

O Anfibolito apresenta ligeiro enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados, com razão $(La/Yb)_N=3,17$ e discreta anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*= 0,79).

Os enderbitos exibem acentuado enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados, indicativo de fracionamento expressivo dos ETR pesados durante a formação ou diferenciação dos seus magmas. Apresentam altas razões (La/Yb)_N (20,13-69,26) e anomalias positivas ou ausentes de Eu (Eu/Eu*= 1,06-2,23). Exibem, ainda, concavidade no padrão de ETR pesados, o que indica provável influência de fracionamento de anfibólio durante sua evolução.

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

As composições químicas das rochas estudadas foram utilizadas para avaliar as suas afinidades geoquímicas. No diagrama de classificação TAS (Le Bas et al., 1986; Figura 3.27a), que relaciona sílica versus total de álcalis (Na₂O + K₂O) para as rochas vulcânicas, recomendado pela IUGS, fazendo referência com os termos plutônicos as amostras estudadas plotam no campo das rochas subalcalinas, exceto o piroxênio-hornblenda-monzonito que plota no campo alcalino. As rochas máficas de maneira geral são classificadas como gabros, a exceção da amostra MYF-62 que plota no campo dos dioritos, a rocha intermediária incide no campo dos sieno-dioritos, enquanto que as rochas félsicas incidem no campo dos quartzo-dioritos.

O índice de Shand (Tabela 3.4; Figura 3.27b) revela que todas as rochas estudadas são metaluminosas, sendo que os enderbitos incidem próximo ao limite entre os campos metaluminoso e peraluminoso.

No diagrama R1-R2 (La Roche *et al.*, 1980; figura 3.27c) as rochas máficas plotam no campo dos gabros, gabro-norito e gabro-diorito, a rocha intermediária incide no campo dos monzo-gabros e as rochas félsicas no campo dos granodioritos e tonalitos.



Figura 3.26- Padrão dos ETR das rochas estudadas, normalizados em relação ao condrito (Evensen, 1978).



Figura 3.27- Caracterização geoquímica das rochas estudadas em comparação com o Diopsídio-norito Pium (Santos 2012). A) Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986); b) Diagrama [Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)]mol vs. [Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)]mol (Maniar e Piccoli 1989); c) Diagrama R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980) d) Diagrama AFM (A= Na₂O+K₂O; F= FeO+0,9*Fe2O3; M= MgO; campos de Irvine & Baragar 1971); e) Diagrama MgO-CaO-Al₂O₃ com as linhas continuas indicando o controle exercido pelo fracionamento de Olivina (Ol), Ortopiroxênio (Opx) e Clinopiroxênio (Cpx).

No diagrama AFM (figura 3.27d), as amostras das rochas máficas se situam no campo toleítico, com exceção das amostras MYF-62. O piroxênio-hornblenda-monzonito e os enderbitos mostram tendência cálcico-alcalina (Irvine e Baragar 1971).

O diagrama ternário MgO-CaO-Al₂O₃ (figura 3.27e) corrobora um controle exercido por minerais ricos em MgO e fases ricas em CaO como os tholeitos. Nesse diagrama os piroxênio-hornblenda-gabros e piroxênio-hornblenda-monzonito seguem o controle exercido pelo fracionamento de olivina e ortopiroxênio, enquanto que os hornblenda-noritos, hornblenda-gabros, anfibolitos e enderbitos seguem o fracionamento do clinopiroxênio.

DISCUSSÕES

Comparação petrográfica das rochas da Associação máfico-enderbítica com o Diopisídio-Norito Pium

Como discutido anteriormente, há muita controvérsia na literatura sobre o caráter ígneo ou metamórfico da unidade anteriormente designada como Complexo Pium. Neste sentido, as rochas estudadas serão comparadas com o Diopsídio-norito Pium conforme descrito por Ricci e Carvalho (2006) e Santos (2012).

Ricci e Carvalho (2006) descrevem na área próxima ao Rio Pium, diopsídio-noritos, hiperstênio-noritos e gabros maciços com texturas ígneas primárias muito bem preservadas, caracterizadas por texturas granulares hipidiomórficas, cristais de plagioclásio bem zonados e tabulares e cristais de piroxênio com ou sem geminação.

Santos (2012) descreve o Diopsídio-Norito Pium como uma associação de noritos, gabronoritos, hornblenda-gabronoritos, hornblenda-gabros, quartzo-gabros, enderbitos e rochas cumuláticas, com textura gabróica e características ígneas primárias bem preservadas, com cristais de plagioclásio subédricos e zonados, com maclamento albita e albita-carlsbad e indícios de deformação revelada pela presença de cristais recristalizados formando agregados poligonais.

Os estudos petrográficos das amostras da associação máfico-enderbítica permitiram caracterizar uma variedade de rochas, em função da proporção de seus constituintes essenciais e varietais. Foram identificados: hornblenda noritos, piroxênio-hornblenda gabros, hornblenda piroxênio-hornblenda monzonitos, enderbitos e. anfibolitos, gabros. ainda, portanto variedades muito similares às que ocorrem na área tipo do Diopsídio-norito Pium. Porém, diferentemente do que ocorre naquela área, às rochas estudadas mostram-se mais intensamente deformadas e recristalizadas, com as texturas ígneas sendo preservadas apenas parcialmente e muito localmente. Em algumas variedades, como é o caso dos anfibolitos, o grau de deformação foi mais intenso e se apresentam totalmente modificadas. A textura principal observada nas rochas é a granoblástica com a presença marcante de agregados em mosaico com pontos tríplices, ao que tudo indica provenientes de recristalização. A textura nematoblástica foi observada somente em anfibolitos.

As reações de substituição mineral relacionadas com a desestabilização de determinadas fases e geração de outras, geralmente associadas com simplectitos, comuns nos anfibolitos e nos hornblenda-gabros, também sugerem que a deformação e as transformações nas amostras estudadas foram mais intensas que as observadas na área tipo Pium.

As evidências texturais indicam que a recristalização das rochas da associação máficoenderbítica se deu a temperaturas relativamente elevadas, iguais ou superiores a 600° C (Passchier & Trouw, 2005, Fraga, 2002, Vernon, 2004), e que foi um processo penetrativo na escala do corpo da associação. Portanto, as evidências disponíveis indicam que, contrariamente ao descrito na área tipo do Diopsídio-norito Pium, as rochas estudadas possuem características metamórficas. Elas resultam muito provavelmente de processos de recristalização retrometamórficos em presença de água de rochas de série norítica-charnockítica primitiva ou, simplesmente, da transformação de rochas máficas de origem ígnea associadas com outras variedades de rochas não necessariamente cogenéticas.

Rochas charnockíticas de origem metamórfica são geradas em reações minerais no estado subsolidus em condições de fácies granulito (T=700-950 °C, P=5-11 Kbar, Bohlen 1991), e a principal reação de charnockitização, segundo Perchuk e Gerya (1992) é:

biotita + quartzo = ortopiroxênio + K-feldspato + H_2O

Os dados obtidos sugerem uma possível correlação entre as rochas estudadas e o Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez et al., 2008), no entanto, essa correlação é fragilizada pela ausência de dados geocronológicos.

Algumas considerações sobre a origem das rochas estudadas e comparação geoquímica

destas com o Diopisídio-Norito Pium

As características geoquímicas das rochas estudadas sugerem que parte das rochas máficas (hornblenda-norito, hornblenda-gabros e anfibolitos) são rochas subalcalinas toleíticas, enquanto que os enderbitos, piroxênio-hornblenda-gabro e piroxênio-hornblenda-monzonito teriam assinatura cálcico-alcalina. Portanto, as evidências geoquímicas não favorecem a hipótese de que os enderbitos possam ter sido derivados a partir do magma formador das rochas máficas por diferenciação magmática resultante de processos de cristalização fracionada.

As rochas máficas e os enderbitos estudados se comportam claramente como um magmatismo bimodal em diagramas como o TAS (Figura 3.27a), ao passo que o Diopsídionorito Pium se comporta geoquimicamente como uma série que se situa entre os dois conjuntos estudados tanto no diagrama TAS, quanto no diagrama R1-R2 (La Roche *et al.*, 1980; figura 3.27c). Além disso, constata-se que as rochas do Pium apresentam teores mais elevados de Y e Nb.

Em relação aos ETR, ao comparar às variedades máficas do Diopsídio-norito Pium, com as amostras máficas e intermediárias analisadas, nota-se que o Pium é mais enriquecido em ETRL (Figura 3.28a), em relação às máficas, enquanto que a rocha intermediária estudada possui conteúdo de ETR significativamente mais elevado que o Pium. No que diz respeito às rochas félsicas, os enderbitos estudados mostram conteúdos acentuadamente mais baixos de ERT em relação aos enderbitos do Pium. bem como comportamentos distintos, não havendo similaridade em termos do fracionamento de ETR pesados, do comportamento do Eu e também pela presença de padrão côncavo no segmento dos ETR pesados, indicativo do fracionamento de anfibólio durante a evolução destes magmas (Figura 3.28b).

Santos (2012) sugere para o Diopsídio-norito Pium uma evolução a partir dos noritos, passando pelos quartzo-gabros, até os enderbitos. Esta evolução teria sido comandada por processo de diferenciação magmática, enriquecendo o líquido em SiO₂, K₂O, P₂O₅, TiO₂, Ba, Sr, Rb, Zr, Nb e Y, e empobrecendo-o em Mg, Fe, Ca e Al. Os dados disponíveis sobre a associação máfico-enderbítica não indicam que este mecanismo também seja válido para a mesma.

Vale a pena ressaltar, porém, que a associação máfico-enderbítica analisada neste trabalho aflora nas proximidades de rochas graníticas neoarqueanas. Essa associação é observada também na área tipo do Diopsídio-norito Pium. Feio et al. (2012) e Santos (2012) discutem a possível relação de contemporaneidade entre essas unidades. As idades de cristalização obtidas para as rochas do Diopsídio-Norito Pium (2,73-2,74 Ga; Santos 2012, Feito et al. 2013) sugerem que estas tenham sido formadas um pouco antes dos granitos tipo Planalto (2,73-2,71 Ga; Feio at al. 2012).

Feio et al. (2012) consideram que as rochas charnockíticas neoarqueanas podem ter sido derivadas de fusão parcial de crosta granulitica máfica similar em composição aos noritos Pium e que as similaridades geoquímicas entre as rochas charnockíticas e os granitos Planalto implicaria uma possível ligação genética entre estes.

Dados geocronológicos não foram gerados até o momento, mas se encontram em fase de obtenção (Guimarães, em preparação). A determinação das idades das rochas da associação máfico-enderbítica é um elemento essencial para uma possível correlação entre as mesmas e o Ortogranulito Chicrim-Cateté ou com o Diopsídio-norito Pium. Sem dispor dessa informação, qualquer tentativa de correlação seria prematura. Entretanto, os dados geoquímicos disponíveis e as fortes evidências de metamorfismo na associação máficoenderbítica não a aproximam do Diopsídio-norito Pium, a menos que se admita para o mesmo um caráter ainda mais abrangente do que o registrado em sua área tipo.



Figura 3.28- Padrão dos ETR das rochas estudadas, normalizados em relação ao condrito (Evensen, 1978). A) Comparação das rochas máficas e intermediárias estudadas com as variedades máficas do Diopsídio-norito Pium (Santos 2012); b) Comparação dos enderbitos estudados, com os enderbitos do Diopsídio-norito Pium (Santos 2012).

Implicações genéticas

Diversos autores acreditam que charnoquitos são formados durante o metamorfismo de fácies granulito em condições de baixa fugacidade do oxigênio, e altas pressões, em presença de fluidos ricos em dióxido de carbono. Nestas condições se daria a quebra de fases máficas hidratadas e a geração de ortopiroxênio (Janardhan et al., 1979; Newton et al., 1980; Friend 1981; Hansen et al., 1984, 1987, 1995). Dadas as características do metamorfismo que atuou na associação máfico-enderbítica estudada, assim como as paragêneses minerais, e os dados geoquímicos discutidos, acredita-se que essas rochas podem ter sido geradas em ambientes crustais profundos (base de crosta). Uma hipótese alternativa seria admitir que as rochas estudadas são formadas em altas pressões, porém de origem ígnea, e que teriam sido afetadas por eventos metamórficos na fácies anfibolito durante o Neoarqueano.

Independente da origem metamórfica ou ígnea das rochas portadoras de hiperstênio estudadas, deve-se considerar que geotectonicamente, a região de Carajás faz parte do cinturão de cisalhamento dúctil Itacaiúnas (Araújo et al., 1988), caracterizado por um sistema imbricado de marcantes zonas de cisalhamento. Tais zonas podem ter proporcionado soerguimento de rochas catazonais para níveis crustais mais rasos e lenticularização generalizada dos diferentes conjuntos litológicos (Araújo e Maia, 1991; Costa et al., 1995). Com base naquele modelo, a associação máfico-enderbítica estudada poderia representar mega-xenólitos da base da crosta, possivelmente soerguidos durante os eventos relacionados à geração do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas no Neoarqueano.

CONCLUSÕES

A associação máfico-enderbitica estudada é resultado muito provavelmente de processos de recristalização retrometamórficos em presença de água de rochas de série norítica-charnockítica primitiva ou, da transformação de rochas máficas de origem ígnea associadas com outras variedades de rochas não necessariamente cogenéticas.

O comportamento geoquímico dessas rochas sugere que parte das rochas máficas (hornblenda-norito, hornblenda-gabros e anfibolitos) são rochas subalcalinas toleíticas, enquanto que os enderbitos, piroxênio-hornblenda-gabro e piroxênio-hornblenda-monzonito teriam assinatura cálcico-alcalina. O leve ou ausente enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados e a disc reta anomalia negativa de Eu, nas rochas máficas é reflexo de um baixo grau de fracionamento dessas rochas, enquanto que o forte enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados observado nos enderbitos é indicativo de fracionamento expressivo dos ETR pesados durante a formação ou diferenciação dos seus magmas, e a concavidade no padrão de ETR pesados, indica provável influência de fracionamento de anfibólio durante sua evolução.

De modo geral, essas rochas não possuem boa correlação com o Diopisídio-norito Pium, estudado por Santos (2012) em sua área tipo. Petrograficamente os dados obtidos neste trabalho mostram que diferentemente do que ocorre na área tipo Pium, às rochas estudadas mostram-se mais intensamente deformadas e recristalizadas, com as texturas ígneas sendo preservadas apenas parcialmente e muito localmente. Em termos geoquímicos a associação máfico-enderbítica estudada apresenta um magmatismo bimodal, diferente do que ocorre para o Pium, onde se têm uma evolução noritos, até os enderbitos, além do comportamento de alguns elementos traços e dos ETR. Entretanto, a determinação das idades das rochas da associação máfico-enderbítica é um elemento essencial para uma possível correlação entre as mesmas e o Ortogranulito Chicrim-Cateté ou com o Diopsídio-norito Pium.

Essa associação poderia representar mega-xenólitos da base da crosta, possivelmente soerguidos durante os eventos relacionados à geração do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas no Neoarqueano, ou são formadas em altas pressões, porém de origem ígnea, afetadas por eventos metamórficos na fácies anfibolito durante o Neoarqueano.

AGRADECIMENTOS

Aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG-IG-UFPA) pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho; ao Instituto de Geociências (IG-UFPA) pelo suporte técnico; à CAPES pela concessão de bolsas de estudo (Mestrado – UFPA – MFBT, PAS), doutorado (FVG) e produtividade em pesquisa (RD) e por apoio financeiro (Processo nº 484524/07-0). Este trabalho é uma contribuição para o projeto INCT de Geociências da Amazônia (GEOCIAM; CNPq/MCT/FAPESPA – Processo nº 573733/2008-2) e para o projeto IGCP-SIDA-599.

REFERÊNCIAS

Almeida J. A. C., Dall'Agnol R., Oliveira M. A., Macambira M J. B., Pimentel M. M., Rämö O. T., Guimarães F. V., Leite A. A. S. (2011). Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, 187: 201-221.

Altoff, F. J., Barbey, P., Boullier, A. M. (2000). 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, 104: 187-206.

Araújo, O. J. B., Maia, R. G. N., Jorge João, X. S., COSTA, J. B. S. (1988). A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. 7º *Congresso Latino-Americano de Geologia*: 324-338. Belém: SBG.

Araújo, O. J. B., Maia, R. G. N. (1991). Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo: 1-164. DNPM/CPRM, Brasília.

Avelar, V. G., Lafon, J. M., Correia JR, F. C., Macambira, E. M. B. (1999). O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 454-460.

Barros, C. E. M., Macambira, M. J. B., Barbey, P., Scheller, T. (2004). Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 34: 531-538.

Bohlen, S. R., (1991). On the formation of granulites. J. Met. Geol. 9: 223-230

Costa, J.B.S., Araújo, O.J.B., Santos, A., Jorge João, X.S., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 199-235 (in Portuguese)

Dall'Agnol, R., Oliveira, M. A., Almeida, J. A. C., Althoff, F. J., Leite, A. A. S., Oliveira, D. C., Barros, C. E. M. (2006). Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenetic Province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol, R., Rosa-Costa, L. T., Klein, E. L. (eds.). *Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian craton*. Abstracts volume and field trips guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 99-150.

De La Roche, A., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elment analyses its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.

Docegeo., (1988). Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. 35° Congresso Brasileiro de Geologia: 10-54: SBG.

Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. B., Gomes, A. C. B., Sardinha, A. S., Santos, P. A. (2012). Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151: 57-73.

Feio, G. R. L, Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Santos, J. O. S., Althoff, F. J., Soares, J. E. B. (2013). Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 227: 157-185.

Fraga, L. M., (2002). A Associação Anortosito-Mangerito - Granito Rapakivi (AMG) e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia. Tese (Doutorado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

Friend, C.R.L., (1981). Charnockite and granite formation and influx of CO2 at Kabbaldurga. *Nature*, 294: 550-553.

Gabriel, E. O. (2012). *Geologia, geoquímica e petrologia magnética da porção nordeste de Água azul do norte, Provincia Carajás*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

Galarza M. A, Oliveira, D. C., Santos, R. D., Martins, A. C., Santos, A. N. & Santos, P. J. L. (2012). Geocronologia do Diopsídio-Norito Pium e Granitóides Associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás. 46° Congresso Brasileiro de Geologia: CDrom, Santos: SBG.

Gomes, A. C. B. (2003). *Geologia, Petrografia e Geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

Gomes, A. C. B., Dall'Agnol, R. (2007). Nova associação tonalítica-trondhjemítica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, 37: 182-193.

Guimarães, F. V. G. (em preparação). Associações TTG e granitóides arqueanos da porção leste do Subdomínio de Transição: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese (Doutorado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

Hansen, E.C., Janardhan, A.S., Newton, R.C., 1984. Fluid inclusions in rocks from the amphibolite-facies to charnockite progression in G.H. Grantham et al. / Geoscience Frontiers 3(6) (2012) 755e771 769 southern Karnataka, India: direct evidence concerning the fluids of granulite metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 2: 249-264.

Hansen, E.C., Janardhan, A.S., Newton, R.C., Prame, W.K.B.N., Ravindra, G.R., 1987. Arrested charnockite formation in southern India and Sri Lanka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 225-244.

Hansen, E.C., Newton, R.C., Janardhan, A.S., Lindebburg, S., 1995. Differentiation of late Archaean crust in the eastern Dharwar Craton, Krishnagiri-SalemArea, south India. *Journal of Geology*, 103: 629-651.

Hirata, W. K., Rigon, J. C., Kadekaru, K., Cordeiro, A. A. C., Meireles, E. M. (1982). Geologia regional da Província Mineral de Carajás: 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, v. 1, 100-110. Belém: SBG.

Huhn S.B., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6: 463-466.

Irvine, T. N., Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, 8: 523-547.

Janardhan, A.S., Newton, R.C., Smith, J.V., 1979. Ancient crustal meta-morphism at low pH2O and charnockite formation at Kabbaldurga, South India. *Nature* 278: 511-514

Le Maitre, R. W. (2002). A classification of igneous rocks and glossary of terms. (2 ed.) London.

Lebas, M. J., Lemaitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.

Macambira, E. M. B., Vale, A. G. (1997). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. DNPM/CPRM. Brasília. 384p.

Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T. E., Lindenmayer, D. (1991). U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49: 329-354.

Maniar, P. D., Piccolli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *The Geological Society of America Bulletin* 97: 635-643.

Moreto, C. P. N., Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Amaral, W. S., Santos, T. J. S., Juliani, C., Souza Filho, C. R. (2011). Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 46:789–811.

Newton, R.C., Smith, J.V., Windley, B.F., 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288: 45-50

Oliveira, D. C., Santos, P. J. L., Gabriel, E. O., Rodrigues, D. S., Faresin, A. C., Silva, M. L. T., Sousa, S. D., Santos, R. V., Silva, A. C., Souza, M. C., Santos, R. D., Macambira, M. J. B. (2010). Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. 45° Congresso Brasileiro de Geologia. CDrom, Belém: SBG.

Oliveira, M. A. (2003). Caracterização petrográfica, estudo de susceptibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA.

Trabalho de Conclusão de Curso. Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005). Microtectonics (2 Ed.). Springer.

Perchuk, L. L., Gerya, T. V. (1992). The fluid regime of metamorphism and the charnockite reaction in granulites: a review. *Int. Geol. Rev.* 34:1-58.

Pidgeon, R. T., Macambira, M. J. B., Lafon, J. M. (2000). Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166:159-171.

Ricci, P. S. F., Carvalho, M. A. (2006). Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deep seated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. 8° Simpósio de Geologia da Amazônia. CDrom: SBG.

Santos, J. S. O., Hartmann, L. A., Faria, M. S., Riker, S. R., Souza, M. M., Almeida, M. E., Mcnaughton, N. J., (2006). A compartimentação do CrátonAmazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. 9° Simpósio de Geologia da Amazônia. CDrom, Belém: SBG.

Santos, R. D., Oliveira, D. C., Borges, R. M. K. (2008). Geologia e Petrografia das rochas máficas e ultramáficas do complexo Pium-Província Mineral de Carajás. 44° Congresso Brasileiro de Geologia. CDrom, Curitiba: SBG.

Santos, R. D., Oliveira, D. C. (2010). Geologia, petrografia e caracterização geoquímica das rochas máficas do complexo pium - Província Mineral de Carajás. 45° Congresso Brasileiro de Geologia. CDrom, Belém: SBG.

Santos R. D. (2012). *Geologia, geoquímica e geocronologia do diopsídio-norito pium, Canaã dos Carajás, Província Carajás.* Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

Santos, P. A., Teixeira, M. F. B., Dall'Agnol, R., Guimarães, F. V. (2013). Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás - Pará. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

Sardinha, A. S., Dall'Agnol, R., Gomes, A. C. B., Macambira, M. J. B., Galarza, M. A., (2004). Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. 42° Congresso Brasileiro de Geologia. CDrom, Araxá: SBG.

Sardinha, A. S., Barros, C. E. M., Krymsky, R., (2006). Geology, Geochemistry, and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 20: 327–339.

Shand, S. J., (1950). *Eruptive Rocks, their Genesis, Composition, Classification and their Relation to Ore Deposit* (4 ed.). London.

Silva, A. C. 2012. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos da àrea de Vila Jussara, Província Carajás.* Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

Souza, S. Z., Dall'Agnol, R., Althoff, F. J., Leite, A. A. S., Barros, C. E. M. (1996). Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF SOUTH AMERICA PLATFORM, Brasília, 1996, Extended abstracts. SBG. p. 31-32.

Streckeisen, A. L., (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12: 1-33.

Teixeira, M. F. B. (2013). *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de Sapucaia - Província Carajás.* Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

Vasquez, L. V., Rosa-Costa, L. R., Silva, C. G., Ricci, P. F., Barbosa, J. O., Klein, E. L., Lopes, E. S., Macambira, E. B., Chaves, C. L., Carvalho, J. M., Oliveira, J. G., Anjos, G. C., Silva, H. R. (2008). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG*: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, 328p.

Vernon, R.H., (2004). A practical guide to rock microstructure. (3 ed.) Cambridge University press: Cambridge.

CAPÍTULO - 4

CARACTERIZAÇÃODOSDEMAISGRANITÓIDESARQUEANOSQUEOCORREMNAPORÇÃOLESTEDOSUBDOMÍNIODETRANSIÇÃO,PROVÍNCIACARAJÁS

4 CARACTERIZAÇÃO DOS DEMAIS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 INTRODUÇÃO

Como já mencionado anteriormente, o Subdomínio de Transição é um importante segmento crustal dentro da Província Carajás, e apesar dos diversos estudos já realizados ainda não se dispõe de informações geológicas suficientes para uma discussão mais avançada no que concerne à evolução tectono-magmática do mesmo. Nesse sentido, a pesquisa desenvolvida nesta dissertação revelou que na porção leste do Subdomínio de Transição afloram rochas arqueanas variadas que até o presente estudo eram desconhecidas. Essa diversidade de rochas sugere uma complexidade evolutiva que só pode ser esclarecida com base em estudos detalhados dos diferentes litotipos identificados.

Neste capítulo será realizada a apresentação dos dados geológicos, petrográficos e geoquímicos das diferentes unidades identificadas, a fim de caracteriza-las e chegar a um melhor entendimento dessas associações. As unidades discutidas nos artigos que compõem os capítulos 2 e 3, não serão abordadas aqui. Os estudos das associações TTG foram realizados em colaboração com P. A. Santos e são apresentados em sua dissertação (Santos *et al.* em preparação).

4.2 GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

Durante as etapas de mapeamento realizadas na área de estudo, foram reconhecidas diversas associações granitoides arqueanas, que permitiram elaborar um mapa geológico (figura 4.29) com diversas modificações, em relação aos propostos anteriormente na literatura. O trabalho efetuado forneceu subsídios para uma melhor individualização dessas unidades e permitiu o seu desmembramento do Complexo Xingu.

A área é caracterizada por um relevo peneplanizado, típico da associação TTG dominante, havendo pequenos morros constituídos por *stocks* graníticos na porção sul e nordeste. As feições estruturais evidenciam grandes zonas de cisalhamento dúcteis de direção NW-SE, concordantes com o trend regional, e subordinadamente NE-SW, todas seccionadas por uma falha rúptil de direção NE-SW. A descrição das relações de campo, área de ocorrência, feições texturais e estruturais de cada unidade partindo daquelas tentativamente admitidas como mais antigas para as mais jovens é apresentada a seguir:

Greenstone Belt Sapucaia

Esta unidade é, muito provavelmente, a mais antiga da área estudada e não será discutida em detalhe, porque não constitui alvo desta pesquisa. Foram identificadas rochas

meta-ultramáficas, fortemente deformadas e foliadas, que afloram em leito de estrada e em forma de blocos no extremo sul da área mapeada em pequeno corpo isolado do cinturão principal (figura 4.30a).

Tonalito São Carlos

Rochas tonalíticas, associadas neste trabalho ao *Tonalito São Carlos* (Silva 2012), ocorrem na porção nordeste da área, onde configuram um *stock* alongado na direção NW-SE (figura 4.29), com foliações na mesma direção, com variações para N-S, e no norte, em contato com a Associação Vila Jussara, onde formam stock alongado segundo E-W e com rochas foliadas nessa mesma direção. Afloram na forma de blocos e lajedos de tamanhos métricos, nas proximidades dos granitoides subalcalinos, no entanto, não foram observadas relações de contato entre estas unidades e as demais que afloram na área. É constituído por rochas de cor cinza, granulação média, fortemente orientadas, e bandadas ou, localmente, homogêneas (figura 4.30b). Dados geocronológicos preliminares (Guimarães em preparação) forneceram idade de ~ 2,93 Ga (Pb-Pb em zircão por evaporação) para amostra representativa desse granitoide na área tipo (Silva 2012).

Trondhjemito Colorado

Essa é a unidade com maior distribuição na área e corresponde a uma típica associação tonalito-trondhjemito-granodiorito arqueana (Santos et al. em preparação). Aflora na forma de blocos ou lajedos (figura 4.30c), geralmente em áreas de relevo arrasado. São rochas de cor cinza e granulação média, mostrando bandamento composicional ou, por vezes, aspecto homogêneo. De modo geral, essas rochas apresentam-se intensamente deformadas, com foliação orientada segundo a direção NW-SE a E-W, com mergulhos fortemente inclinados a subverticais. Feições miloníticas são registradas principalmente nas formas ovaladas dos porfiroclastos de feldspatos, observadas principalmente próximo às zonas de cisalhamento. Localmente são cortadas por monzogranitos. Estudos geocronológicos não foram desenvolvidos neste trabalho, no entanto, Silva *et al.* (2010) obteve idade de cristalização de 2,87 Ga (Pb por evaporação em zircão) para essas rochas.

Granitóides subalcalinos

Esses granitoides afloram como *stocks* alinhados segundo as direções NW-SE e E-W nas porções centro-norte e nordeste da área de pesquisa (figura 4.29) os quais fornecem anomalias radiométricas positivas moderadas a fortes no canal do Th, distintas do padrão

observado para as associações TTG, no qual, são intrusivos (figura 4.31). São constituídos por rochas tonaliticas, granodioríticas e graníticas.

Os tonalitos e granodioritos afloram apenas na porção norte da área, na forma de blocos e grandes lajedos. Possuem coloração cinza escura e granulação média e se encontram deformados e, geralmente, foliados ou com bandamento composicional (figura 4.30d). As foliações presentes nessas rochas se orientam geralmente segundo as direções NW-SE a E-W.

Os granitos estão expostos a norte e a leste da região estudada. A norte estão associados aos granitoides Vila Jussara, configurando um pequeno corpo alongado na direção E-W, limitado a sul por uma zona de cisalhamento de mesma direção. A leste ocorre como um *stock* limitado por zonas de cisalhamento E-W. De modo geral, são rochas intensamente deformadas. Exibem foliações penetrativas comumente acompanhadas de lineação mineral de alto ângulo (figura 4.30e). Texturas miloníticas caracterizadas pelos porfiroclastos amendoados dos feldspatos, contornados por micas e quartzo recristalizados, também são frequentemente observados nestas rochas.

Esses litotipos fortemente deformados e possivelmente contemporâneos à instalação de zonas de cisalhamento, muito provavelmente de idade neoarqueana possuem características geológicas que permitem uma correlação com as intrusões graníticas neoarqueanas do Domínio Carajás, representadas no Subdomínio de Transição pelos granitos subalcalinos da Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012) e Suíte Vila Jussara (Silva 2012). Em imagem aerogamaespectrométrica do canal do Th os granitoides estudados fornecem configurações e respostas muito similares a Suíte Vila Jussara (figura 4.3).

Biotita Monzogranitos

Esse litotipo ocorre na porção central e centro-norte da área e não foi possível definir na escala de mapeamento adotada um corpo no mapa geológico. Afloram na forma de blocos ou em lajedos, por vezes seccionando os TTG (figura 4.30f). São rochas foliadas na direção E-W, localmente com aspecto homogêneo, possuem cor rosada e granulação variando de fina a grossa.



Figura 4.29- A) Mapa do estado do Pará destacando a Província Carajás (Vazques et al. 2008); B) Mapa geológico do Subdomínio de Transição (Modificado de Feio 2011; Gabriel 2012; Silva 2012). O retângulo amarelo representa a área estudada por Santos, em preparação. O polígono azul representa a área estudada neste trabalho; C) Mapa geológico integrado do extremo leste do subdomínio de transição (Teixeira, este trabalho; Santos, em preparação). O retângulo tracejado em azul representa a porção estudada neste trabalho. O polígono tracejado em amarelo representa a área estudada por Santos em preparação.



Figura 4.30- Aspectos geológicos dos litotipos identificados na área de estudo. a) Afloramento na forma de bloco de rocha meta-ultramáfica do *Greenstone* de Sapucaia; b) Afloramento na forma de lajedo do Tonalito São Carlos; c) afloramento em forma de lajedo do Trondhjemito Colorado; d) Aspecto da foliação em bloco do tonalito Vila Jussara; e) foliação dos granitos tipo Planalto; f) Afloramento de biotita monzogranito seccionando o Trondhjemito Colorado.



Figura 4.31- Imagem aerogamaespectométrica (canal do Th) mostrando anomalia positiva moderada dos granitoides subalcalinos estudados, contornados por linha continua, comparados com a principal ocorrência da Suíte Vila Jussara da área tipo (Silva 2012), contornada por linha tracejada. O alto radiométrico no centro do corpo Vila Jussara deve-se a presença de maior volume de granitos. Os baixos radiométricos (em tons de azul) correspondem essencialmente aos domínios do Trondhjemito Colorado e Tonalito São Carlos.

4.3 TONALITO SÃO CARLOS

4.3.1 PETROGRAFIA

Composições modais e classificação

Foram realizadas 5 análises modais em amostras do Tonalito São Carlos (tabela 4.5) cujos resultados foram lançados nos diagramas Q-A-P (Streckeisen 1976) e Q-A+P-M' (Figura 4.32), no qual todas as amostras se situam no campo tonalito/trondhjemito. Conforme Le Maitre (2002), o Tonalito São Carlos é constituído por biotita-hornblenda tonalitos e, subordinadamente, por hornblenda-biotita tonalitos (Tabela 4.5, Figura 4.32). Os minerais máficos variam entre 11,1 a 19,2% (média de 14,72 %). Em relação aos minerais félsicos essenciais, as percentagens de plagioclásio variam entre 57,6 e 65,4%, o quartzo entre 19,8 e 27,2%, e feldspato alcalino varia de 0,2 a 0,7%. Biotita e anfibólio são os principais minerais férromagnesianos. Epidoto, opacos, allanita, titanita, zircão e apatita são as fases acessórias.



Figura 4.32- Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976) para as rochas associadas ao Tonalito São Carlos. *Trends* das séries granitoides conforme Bowden *et al.* (1984).

Unidades	Tonalito São Carlos							
Litologia]	Bt-Hb Tonali	Hb-Bt Tonalito					
Amostra/ Mineral	MYF-44*	MYF-47*	PFA-07*	MYF-45	PFA-67*			
Plagioclásio	60,3	57,6	60,2	65,4	60,2			
Quartzo	27,2	26,4	25,6	19,8	19,8			
Feldspato Potássico	0,7	0,4	0,2	0,2	0,4			
Biotita	5,2	6,6	5,9	7,6	11			
Hornblenda	5,4	7,4	7,6	6,3	7,3			
Epidoto (p)	0,2	Tr	0,1	Tr	0,6			
Allanita	Tr	Tr	Tr	Tr	0,2			
Opacos	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1			
Titanita	Tr	0,8	Tr	0,2	Tr			
Apatita	Tr	0,1	Tr	Tr	Tr			
Zircão	Tr	Tr	0,1	Tr	0,2			
Epidoto (s)	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr			
A+P	61	58	60,4	65,6	60,6			
Máficos	11,1	15,1	13,9	14,3	19,2			
N° de Pontos			1800					

Tabela 4.5- Composições modais dos tonalitos estudados, associados ao Tonalito São Carlos.

* = amostra com análise química; (p) = mineral primário; (s) = mineral secundário; - = mineral não observado na amostra; Tr = mineral presente na rocha, mas não registrado na contagem modal. Foram contados 1800 pontos por lâmina delgada e foi feita análise de apenas uma lâmina de cada amostra

Aspectos Texturais

Petrograficamente essa unidade é constituída por tonalitos de granulação fina a média, textura inequigranular a granoblástica, com fenocristais de plagioclásio e matriz fina fortemente recristalizada (figura 4.33a), foliadas, por vezes, mostrando orientação preferencial incipiente dos minerais máficos, em alternância com os níveis félsicos, formando um microbandamento composicional. A recristalização é intensa, mas localmente ainda se acham preservadas texturas magmáticas, granulares hipidiomórficas.

O *plagioclásio* ocorre como cristais hipidiomórficos, de granulação média ou como fenocristais de contornos irregulares envoltos por finos cristais recristalizados de plagioclásio e quartzo, e de biotita e anfibólio (figura 4.33b). Forma ainda cristais finos compondo a matriz e exibindo assim como o quartzo, texturas em mosaico.

O *quartzo* ocorre principalmente na forma de agregados recristalizados de granulação média a fina, formando mosaicos inequigranulares com contatos retilíneos entre si. Em algumas ocorrências apresentam-se estirados na mesma direção de foliação da rocha.

O *feldspato alcalino* mostra disposição intersticial e foi afetado pela deformação imposta a essas rochas. São cristais xenomórficos, com granulação fina ou raramente média, dispersos na rocha.

Os cristais de *biotita* e *anfibólio* são hipidiomórficos, de granulação média a fina, e ocorrem frequentemente associados, entre si e formado agregados máficos com a titanita alanita e opacos. Localmente exibem orientação conforme a foliação da rocha (figura 4.33c).

O *epidoto* forma cristais subédricos de granulação fina que geralmente se desenvolvem como coroas em torno de cristais subédricos de alanita (figura 4.33d).

A *titanita* ocorre como cristais hipidiomórficos a automórficos, de granulação fina, muitas vezes associados a opacos ou formando coroas que envolvem os cristais dos mesmos. Minerais opacos são hipidiomórficos, finos e estão associados à titanita e anfibólio. *Apatita*, *zircão* aparecem como diminutos cristais inclusos em plagioclásio, anfibólio e biotita.



Figura 4.33 - Aspectos texturais (fotomicrografias em nicóis cruzados) do Tonalito São Carlos. a) Aspectos texturais da rocha mostrando a forte recristalização; b) porfiroclasto de plagioclásio envolto por cristais finos recristalizados de quartzo, plagioclásio (Plg), e ainda lamelas finas de biotita (Bt); c) cristais finos de anfibólio (Hb) seguindo a orientação da rocha; d) cristais de allanita (Aln) envolta por epidoto.

4.3.2 GEOQUÍMICA

Foram selecionadas para análises químicas 4 amostras representativas deste granitoide (Tabela 4.6). As análises foram realizadas no Laboratório ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTDA. Os elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES e os elementos-traço, incluindo os elementos terras raras, foram analisados por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry). Os pacotes analíticos utilizados foram 4A e 4B, sendo os métodos empregados e os limites de detecção informados no site **www.acmelab.com**.

Elementos maiores e traços

Essas rochas apresentam conteúdos de SiO₂ variando entre 65,48 e 69,87% (Tabela 4.6). Nos diagramas de Harker para os elementos maiores (figura 4.34), TiO₂, Al₂O₃, FeOt, MgO e CaO diminuem paralelamente ao aumento de SiO₂, demonstrando correlação negativa com a mesma, enquanto que os valores de Na₂O mostram pouca variação e os de K₂O e da razão K₂O/Na₂O variam de modo irregular e não definem um trend de correlação (Figuras 4.34 f, h). De modo geral, apresentam altos teores de Al₂O₃ (15,74-16,27%), moderados de FeOt (2,68-4,22%) e baixas razões K₂O/Na₂O (0,24-0,39). A somatória dos ferromagnesianos (Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ +MnO = 5,79; média) e os valores de #Mg (0,40-0,47%) são elevados e as razões FeOt/(FeOt +MgO) são baixas (0,67 a 0,73).

No que diz respeito ao comportamento dos elementos traços, essas rochas mostram conteúdos moderados de Ba e Sr (346-719 ppm e 377,9-477,7 ppm, respectivamente) e baixos de Rb (47,2-81,3 ppm). Em virtude disso possuem baixas razões Rb/Sr (0,12-0,17) e moderadas razões Sr/Ba (0,64-1,09). Os conteúdos de Zr são baixos a moderados (64,1 a 120,8 ppm com um valor isolado de 203,6 ppm), os de Y baixos (3,4 a 10,5 ppm com uma amostra apresentando 28,6 ppm) e as razões Sr/Y mostram ampla variação (15,99 a 140,50). Os diagramas de Harker para os elementos traços (figura 4.35) mostram que Ba, Sr, Rb e Zr e a razão Rb/Sr variam de modo muito irregular e não definem tendências claras, enquanto que Y, Yb e a razão Sr/Ba diminuem com o aumento da SiO₂ (figuras 4.35 d, e, f, h).

Unidade	Tonalito São Carlos						
Litologia	Bt-Hb Tonalito Hb-Bt Tonalito						
Amostras	MYF-47	MYF-44	PFA-07	PFA-67			
Óxidos/Elementos							
SiO2	65,48	69,87	67,90	67,59			
TiO2	0,51	0,32	0,36	0,41			
Al2O3	16,27	15,74	15,86	16,10			
Fe2O3t	4.69	2.98	3.65	3,90			
FeOt	4,22	2,68	3,28	3,51			
MnO	0,11	0,04	0,06	0,04			
MgO	1.75	0.99	1.62	1.73			
CaO	4,19	3,37	3,61	3,24			
Na2O	4,88	4,77	4,40	4,57			
K2O	1,19	1,14	1,73	1,69			
P2O5	0,13	0,07	0,07	0,09			
PF	0,60	0,60	0,50	0,40			
Total	99,77	99,86	99,78	99,77			
Ba	536	346	719	574			
Sr	457,4	377,9	459,6	477,7			
Rb	61,5	47,2	78	81,3			
Zr	203,6	120,8	88,3	64,1			
Y	28.6	7.8	10.5	3.4			
Hf	5,7	3,3	2,6	1,6			
Nb	12.5	48	5	5.6			
Та	2.0	-,0 0.8	0.6	0.7			
Ni	12.3	7.1	19.8	30.3			
U	2.4	0.5	1.2	0.2			
Th	5,5	2	7,4	8,8			
Zn	57	45	56	76			
Ga	20.8	19.7	18.9	20.6			
<u>0</u> 1.9	23	11.8	26.2	49.5			
Ce	51.4	21.5	51.4	82.4			
Dr.	6.5	2.5	5 63	8 25			
Nd	27.7	94	21.1	25.5			
Sm	6.71	1,00	21,1	2.02			
5m Tu	0,/1	1,99	3,20	3,02			
Eu Gd	6.8	1.85	2 58	2.2			
Th	1.02	0.23	0.33	0.17			
Dv	6.29	1,46	1,55	0.9			
Ho	1,05	0,24	0,34	0,1			
Er	2,9	0,78	1,01	0,26			
Tm	0,41	0,11	0,16	0,03			
Yb	2,67	0,67	1,15	0,2			
Lu	0,32	0,09	0,18	0,02			
A/CNK	0,96	1,03	1,01	1,06			
#Mg	0,42	0,40	0,47	0,47			
Rb/Sr	0.13	0,12	0,17	0.17			
Sr/Ba	0,85	1,09	0,64	0,83			
Sr/Y	15.99	48.45	43.77	140.50			
Nh/Ta	6.25	6,00	8,33	8.00			
	0.51	0.55	0.45	0.57			
FeOt/	0,71	0,73	0,67	0,67			
(FeOt+MgO)							
K ₂ O/Na ₂ O	0,24	0,24	0,39	0,37			
(La/Yb)n	5,81	11,89	15,38	167,06			
(La/Sm)n	2,16	3,73	5,06	10,32			
(Ga/Yb)n	2,06	2,23	1,81	8,89			
(Eu/Eu*)	0,52	0,85	0,84	0,75			

Tabela 4.6- Composições químicas dos tonalitos correlacionados ao Tonalito São Carlos.

#Mg = % MgO mol/(%MgO mol + %FeOt mol)



Figura 4.34- Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores dos tonalitos correlacionados ao Tonalito São Carlos, em comparação com o Tonalito São Carlos (Silva 2012) e o Trondhjemito Colorado (Silva 2012) de área adjacente a que foi estudada.

Elementos Terras Raras

Os resultados das análises dos Elementos Terras Raras (ETR) foram normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.* 1978). Os padrões de ETR (figura 4.36) revelam que essas rochas mostram baixo a moderado fracionamento de ETR pesados em relação aos leves [5,81 \leq (La/Yb)n \leq 15,34; Tabela 4.6, figura 4.36a)], com exceção da amostra PFA-67 que apresenta alta razão La/Yb (167,06). De modo geral, exibem anomalias negativas de Eu discretas (0,75 \leq Eu/Eu* \leq 0,85) ou, eventualmente, moderada (amostra MYF-47; Eu/Eu*= 0,52).

Caracterização da Série Magmática

As rochas estudadas possuem valores de ACNK variando entre 0,96 e 1,06 (Tabela 4.6) e, portanto, possuem caráter metaluminoso a ligeiramente peraluminoso, conforme ratificado no diagrama baseado no índice de Shand proposto por Maniar & Piccoli (1989) (figura 4.37a). No entanto, todas as amostras analisadas revelam conteúdos modais expressivos de hornblenda (tabela 4.5) e isso indica que deveriam ter caráter metaluminoso e não peraluminoso como os dados químicos revelam. É difícil de explicar as razões dessa aparente contradição, exceto admitindo erro na determinação da composição modal (o que foi verificado e pode ser descartado) ou na análise química. Neste caso as fontes de erros são mais complexas e podem envolver desde problemas na preparação da amostra, inclusive troca de amostras, até problemas analíticos propriamente ditos. A hipótese de ter havido erros na preparação ou troca de amostras é improvável, porque as demais características geoquímicas desse grupo de amostras são coerentes e indicam grande semelhança com o Tonalito São Carlos, cujas amostras são tipicamente metaluminosas.

No diagrama AFM (figura 4.37b), as amostras se situam no campo das séries cálcico-alcalinas (Irvine & Baragar 1971) e no diagrama normativo An-Ab-Or (figura 4.9c), as amostras se concentram no limite entres os campos de tonalitos e granodioritos e no campo dos granodioritos. No diagrama P-Q (Debon & Le Fort, 1983 – figura 4.37d), se distribuem exclusivamente no campo dos tonalitos.



Figura 4.35- Diagramas de Harker para os elementos traços dos tonalitos correlacionados ao Tonalito São Carlos em comparação com o Tonalito São Carlos (Silva 2012) e do Trondhjemito Colorado (Silva 2012) de área adjacente a que foi estudada.



Figura 4.36 - Padrões de Elementos Terras Raras do tonalito estudado (a), comparados com o Tonalito São Carlos (Silva 2012) (b), e Trondhjemito Colorado (Santos em preparação) (c).



Figure 4.37 - Caracterização geoquímica dos tonalitos. a) Diagrama $[Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)]mol$ vs. $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]mol$ (Maniar & Piccoli 1989); b) Diagrama AFM (A= Na2O+K2O; F= FeO+0,9*Fe2O3; M= MgO; campos de Irvine & Baragar 1971); c) Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor 1969, com campos de Barker 1979); d)Diagrama P-Q (Debon & Le Fort 1983). Fontes dos dados utilizados para comparação: Tonalito São Carlos e Trondhjemito Colorado (Silva 2012).

4.3.3 BREVE COMPARAÇÃO

A comparação dos tonalitos estudados com o Tonalito São Carlos e o Trondhjemito Colorado será feita com base nos dados de Silva (2012) e Santos em preparação. O Trondhjemito Colorado foi selecionado para comparação por se tratar da associação dominante na área de estudo.

Segundo Silva (2012), o Tonalito São Carlos (~2,93 Ga, Guimarães em preparação) apresenta particularidades quando comparado com as demais rochas de composição tonalitica que ocorrem na Província Carajás. A presença de anfibólio e as características geoquímicas dessa unidade fazem com que se distinga claramente das típicas associações TTG arqueanas,

em especial das que afloram no Domínio Rio Maria e no Domínio Carajás. Foram registradas, no entanto, por Silva (2012) semelhanças entre o Tonalito São Carlos e o Complexo Campina Verde (Feio *et al.* 2013) descrito na área de Canaã dos Carajás. Por sua vez, o Trondhjemito Colorado (~2,87 Ga) apresenta todas as características geoquímicas das típicas suítes TTGs arqueanas (Silva 2012, Santos em preparação). É possível que os corpo do Tonalito São Carlos representem fragmentos de crosta mesoarqueana mais antiga que foram parcialmente preservados durante o intenso evento deformacional neoarqueano que forneceu a configuração atual do Subdomínio de Transição (Silva 2012).

Nos diferentes diagramas geoquímicos (figuras 4.34, 4.35), as amostras de tonalitos analisadas estão concentradas sistematicamente no campo delimitado pelo Tonalito São Carlos, com exceção apenas da amostra MYF-44 que apresenta conteúdos de sílica ligeiramente superiores e, por isso, tende a plotar no campo dos trondhjemitos, mas que se alinha segundo o *trend* definido pelo Tonalito São Carlos. As amostras PFA-67 e PFA-07 são enriquecidas em K_2O (1,69-1,73 %, respectivamente; tabela 2.6) relativamente às demais e tendem a destoar do conjunto nos diagramas K_2O vs SiO₂ e K_2O/Na_2O vs SiO₂ (Figuras 4.34g, h).

Em relação ao comportamento dos elementos traços, observa-se que as amostras PFA-07 e PFA-67 exibem valores mais elevados de Rb e mais baixos de Zr do que o Tonalito São Carlos.

O padrão de ETR fornecido pelos tonalitos é similar ao identificado no Tonalito São Carlos em sua área tipo (figura 4.36b) e indica que não houve fracionamento expressivo de fases enriquecidas em ETR pesados, como, por exemplo, anfibólio e granada durante sua evolução magmática.

Já em relação ao Trondhjemito Colorado, os tonalitos estudados exibem para os elementos maiores enriquecimento em TiO₂, MgO e CaO, que não parece devido exclusivamente ao menor conteúdo de sílica de suas amostras. Para os traços, as principais diferenças são os teores mais baixos de Sr e similares de Rb para amostras com menores teores de sílica, que se refletem em razões Rb/Sr mais elevadas e razões Sr/Ba mais baixas nos tonalitos (Figuras 4.35a, b, h). Em termos dos ETR, as principais diferenças consistem na ausência de concavidade no segmento de ETR pesados nos tonalitos, no seu menor grau de fracionamento de ETR pesados e na presença de anomalia negativa de Eu significativa.

De modo geral, as informações de campo, petrográficas e geoquímicas indicam grande semelhança entre os tonalitos estudados e o Tonalito São Carlos, mostrando que essas rochas foram muito provavelmente geradas pelos mesmos processos e fontes. A correlação temporal entre essas rochas não pode ainda ser efetuada porque até o momento não se dispõe da idade dos tonalitos estudados (F. V. Guimarães, em preparação).

4.4 GRANITÓIDES SUBALCALINOS

4.4.1 PETROGRAFIA

Composições modais e classificação

Foram realizadas 6 análises modais desses granitoides (tabela 4.7) e os resultados foram lançados nos diagramas Q-A-P (Streckeisen 1976) e Q-A+P-M' (figura 4.38), tendo 4 amostras fornecido composição de tonalito e 2 de monzogranito (Le Maitre 2002). Os tonalitos são classificados como biotita-hornblenda tonalitos e os granitos como hornblendabiotita monzogranitos (Tabela 4.7, Figura 4.38). Os conteúdos modais dos minerais máficos variam entre 13,4 a 27,4% nos tonalitos e de 19 a 24,2% nos granitos. Em relação aos minerais félsicos essenciais, nos tonalitos as percentagens de plagioclásio variam entre 45,5 e 64% e as de quartzo entre 21,8 e 26,6%. O feldspato alcalino é um constituinte acessório (<1,3%). Nos granitos, além dos minerais essenciais, plagioclásio (31 a 37%), quartzo (19,2 a 23,1%) e feldspato alcalino (21 a 24,4%), biotita e anfibólio são os principais minerais ferromagnesianos e epidoto, opacos, allanita, titanita, zircão e apatita são as fases acessórias. Nos granitos (tabela 4.7).



Figura 4.38- Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976) para os granitoides subalcalinos estudados. *Trends* das séries granitoides conforme Bowden *et al.* (1984).

			Bt-Hb					
Litologia	E	Biotita-Horn	Monzogranito					
Amostra/ Mineral	MYF-40*	PFA-62*	MYF-64*	MYF-42	PFA-77*	PFA-78		
Plagioclásio	54,3	48,4	45,5	64	37	31		
Quartzo	26,6	23,8	26	21,8	19,2	23,1		
Feldspato Potássico	1,3	0,3	0,6	0,2	24,4	21		
Biotita	7,3	9	4,6	9,8	7,6	9,4		
Hornblenda	8,7	17,7	21	3,2	8,6	12,2		
Epidoto (p)	0,4	Tr	Tr	Tr	1,1	1		
Allanita		Tr	Tr	0,2	Tr	Tr		
Opacos	0,2	0,3	1,2	0,2	0,2	0,2		
Titanita	0,2	0,2	0,3	Tr	1,5	1,3		
Apatita	0,2	Tr	0,3	0,4	Tr	Tr		
Zircão	Tr	Tr	Tr	0,2	0,1	0,1		
Escapolita	-	-	-	-	Tr	1,8		
Epidoto (s)	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr		
A+P	55,6	48,7	46,1	64,2	61,4	52		
Máficos	16,6	27,2	27,4	13,4	19	24,2		
Nº de Pontos	1800							

Tabela 4.7- Composições modais dos granitoides subalcalinos estudados.

* = amostra com análise química; (s) = mineral secundário; (p) = mineral primário; - = mineral não observado na amostra; Tr = mineral presente na rocha, mas não registrado na contagem modal. Foram contados 1800 pontos por lâmina delgada analisada e foi feita análise de apenas uma lâmina de cada amostra.
Aspectos texturais dos Tonalitos

No geral, são rochas com textura granular hipidiomórfica a granoblástica, com fenocristais ou porfiroclastos de plagioclásio com bordas recristalizadas, em uma matriz fina a média também recristalizada. Localmente é possível observar a orientação e estiramento dos cristais, principalmente dos minerais máficos, como a biotita e o anfibólio (figura 4.39a).

O *Plagioclásio* exibe cristais subédricos de granulação média que, por vezes, preservam maclamento albita, e cristais mais deformados com extinção ondulante produto da deformação da rocha. Acham-se, em geral, pouco alterados, mas há cristais em que o processo de saussuritização é intenso. Seus contatos são retos entre si e com as demais fases minerais, porém nos cristais mais deformados, cujas bordas estão recristalizadas e apresentam formas mais ovaladas, os contatos são irregulares. Podem apresentar inclusões de biotita, quartzo e zircão e minerais opacos. Localmente, há manchas finas e irregulares de feldspato potássico no plagioclásio (figura 4.39b).

Os cristais de *quartzo* apresentam granulação média e se encontram intensamente deformados, com extinção ondulante e formação de subgrãos. Ocorrem ainda formando agregados de cristais de granulação fina, com contornos regulares, contatos retos a poligonais entre si caracterizando textura granoblástica (figura 4.39c).

O *feldspato alcalino* forma cristais finos, xenomórficos que exibem maclamento albita-periclina e se dispõem de modo intersticial entre os grãos de plagioclásio e quartzo.

As lamelas de *biotita* são de granulação fina a média e coloração marrom. Foram afetadas por deformação, pois estão contorcidas, dobradas e, localmente, orientadas. Ocorre associada aos cristais de anfibólio e a minerais acessórios, como opacos, apatita e zircão. Os cristais de hornblenda são subédricos, de granulação fina a média e cor verde e, assim como a biotita, estão orientados (figura 4.39d).

Os cristais de *titanita* são subédricos a euédricos, de granulação fina e estão comumente associados a opacos, podendo, por vezes, formar texturas em coroa em torno dos mesmos.

O *Epidoto* forma cristais subédricos de granulação fina e costuma envolver cristais subédricos de *allanita*; *minerais opacos* são subédricos, finos e estão frequentemente associados com titanita e anfibólio; *Apatita* e *zircão* aparecem como finos cristais inclusos em plagioclásio, anfibólio e biotita.

Aspectos texturais dos Granitos

Essas rochas possuem fenocristais de feldspatos de granulação média a grossa, em uma matriz fina e intensamente recristalizada (figura 4.40a). Exibem textura granular a granoblástica ou localmente porfirítica, caracterizada pela presença de fenocristais ou porfiroclastos de microclina e, subordinadamente, plagioclásio. A orientação dessa rocha é marcada principalmente pelos cristais de biotita e hornblenda.

Os cristais de *plagioclásio* compõem tanto a matriz, sendo neste caso de granulação fina, recristalizados e com contatos poligonais, como formam cristais de granulação média, subédricos e, por vezes, intensamente saussuritizados (figura 4.40b). Podem estar orientados, alongados segundo a foliação da rocha, e mostrar extinção ondulante.



Figura 4.39- Aspectos texturais (fotomicrografias em nicóis cruzados) dos tonalitos. a) Lamelas orientadas de biotita (Bt) associadas com plagioclásio (Plg) de aspecto límpido e quartzo (Qz) recristalizado; (b) manchas finas e irregulares de feldspato potássico no plagioclásio; c) cristais de quartzo recristalizados em contato com cristais subédricos de plagioclásio (Plg) e hornblenda (Hb0; d) cristais subédricos médios de hornblenda (Hb) seguindo a orientação preferencial da rocha.

Os cristais de *quartzo* também compõem a matriz, como cristais de granulação fina, recristalizados, que mostram contatos poligonais e definem textura em mosaico. Se apresentam, ainda, como cristais de granulação média com forte extinção ondulante e

desenvolvimento de subgrãos e novos grãos. Nas zonas de contato entre plagioclásio e feldspato potássico, o quartzo forma intercrescimentos mirmequíticos com o plagioclásio.

O *feldspato potássico* é do tipo microclina e ocorre tanto na matriz, com granulação fina, como formando fenocristais/porfiroclastos de granulação média bordejados por cristais de quartzo recristalizados e por cristais finos de biotita orientada.

A *biotita* forma lamelas subédricas de granulação fina a média que definem a foliação da rocha ou formam agregados com os demais minerais máficos.

O *anfibólio* se apresenta como cristais subédricos, de granulação média, por vezes com textura simplequitítica e associado com plagioclásio, quartzo, biotita e opacos (figura 4.40c).

O *epidoto* é encontrado em duas variedades texturais distintas: (1) em cristais subédricos, comumente associados à biotita e ao anfibólio, interpretados como sendo de origem magmática; (2) em cristais anédricos muito finos, produto de alteração de plagioclásio.

A titanita forma cristais de granulação fina subédricos geralmente associados com biotita e ao anfibólio (figura 4.40d). A *alanita* exibe cristais subédricos, finos e os *minerais opacos* cristais finos, subédricos a anédricos. *Apatita* e *zircão* formam cristais diminutos inclusos em plagioclásio e biotita.



Figura 4.40- Aspectos texturais (fotomicrografias em nicóis cruzados) dos monzogranitos. a) Matriz fina e recristalizada da rocha a base de quartzo (Qz) e feldspatos (Fk); (b) fenocristais de plagioclásio (Plg) saussuritizados associados com quartzo e anfibólio (Hb); c) cristais subédricos de anfibólio (Hb) associados com epidoto (Ep) e biotita (Bt); d) cristais subédricos de titanita (Tit) associados a anfibólio (Hb) e biotita (Bt).

4.4.2 GEOQUÍMICA

Foram selecionadas para análises químicas 3 amostras representativas dos hornblendabiotita tonalitos e 2 amostras dos biotita-hornblenda granitos (Tabela 4.8).

Elementos maiores e traços

Os tonalitos apresentam conteúdo de SiO_2 variando entre 64,36 e 67,12%, enquanto que o granitos mostram valores de sílica bem mais elevados e em um intervalo bastante restrito (75,02 a 76,21%).

Os diagramas de Harker mostram que nos tonalitos, os conteúdos de TiO₂, FeOt, MgO e CaO diminuem paralelamente a SiO₂, enquanto que os valores de K₂O e da razão K₂O/Na₂O aumentam (figura 4.41). Para os granitos, as tendências de evolução são menos evidentes devido ao número reduzido de amostras e os teores de sílica muito próximos, nota-se, entretanto, que Al_2O_3 , MgO, CaO e Na₂O tendem a apresentar correlação negativa com a SiO₂, enquanto que para K₂O e a razão K₂O/Na₂O a correlação é positiva e FeO não mostra variação significativa.

Os teores de Al₂O₃ (Tabela 4.8) são baixos a moderados nos tonalitos (12,9 a 14,67%) e baixos nos granitos (11,3 a 12,19%). A somatória dos elementos ferromagnesianos é alta nos tonalitos (Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ + MnO = 9,1% em média) e granitos (Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ + MnO = 3,5% em média). Os valores de #Mg são moderados nos tonalitos (0,24 a 0,36) e baixos a moderados nos granitos (0,06 a 0,26). As razões K₂O/Na₂O são moderadas nos tonalitos e altas nos granitos (0,32-0,79 e 1,59-2,42, respectivamente). As razões FeOt/(FeOt + MgO) são moderadas a altas nos tonalitos (0,76 a 0,85) e altas a extremamente altas nos granitos (0,84 a 0,97).

No que diz respeito aos elementos traços (figura 4.42), os tonalitos possuem altos conteúdos de Ba (1349 a 2067 ppm), moderados de Sr (300,2 a 363 ppm) e baixos de Rb (18,2 a 80 ppm), enquanto que os granitos apresentam teores moderados de Ba (397 a 829 ppm), baixos de Sr (57,1 a 59,2) e significativamente mais altos de Rb (84,1 a 242,6 ppm). A razão Rb/Sr é baixa nos tonalitos e alta nos granitos (0,05 a 0,27 e 1,42 a 4,25, respectivamente), enquanto que as razões Sr/Ba são baixas nas duas variedades (<0,24; Tabela 4.8). As razões Sr/Y são também muito baixas, tanto nos tonalitos (7,94 a 18,81), quanto nos granitos (3,59 a 4,88), e as razões Nb/Ta são moderadas e similares nessas duas variedades (10,47 a 17,33; tabela 4.8).

1 3 1		0				
Unidades	Su	Suíte Vila Jussara Bt-Hb Tonalito			Planalto	
					b Granito	
A	DEA 62	MVE 40	MVE 64	DEA 77	MVE 59	
<u>Amostras</u> óxidos/Flementos	FTA-02	WI I I'-40	IVI I I -04	FIA-//	WIT-38	
SiO2	64,36	65,7	67,12	75,02	76,21	
TiO2	1.09	0.92	0.78	0.21	0.21	
Al2O3	12,90	14,67	14,49	12,19	11,3	
Fe2O3t	9,33	5,74	5,25	2,99	3,25	
FeOt	8,39	5,16	4,72	2,69	2,92	
MnO	0,12	0,07	0,06	0,03	0,05	
MgO	1,50	1,62	0,86	0,19	0,1	
CaO	4,46	3,65	3,61	0,94	0,88	
Na2O	3,89	3,65	3,81	3,02	2,15	
K20	1,24	2,89	2,72	4,49	5,21	
P2O5	0,30	0,25	0,17	0,03	0,02	
PF Tetel	0,50	0,40	0,70	0,70	0,4	
	99,00	1349	2067	99,80 307	99,78	
Ba Sr	363.0	300.2	336.8	57.1	59.2	
Rb	18,2	80,0	49.3	242,6	84,1	
Zr	235,9	420,3	757,2	209,6	474,5	
Y	19,3	37,8	23,5	48,0	16,5	
Hf	4,8	10,4	16,4	7,2	11,4	
Nb	5,3	17,2	10,4	25,7	7,4	
la N:	0,4	1,2	0,0	2,0	0,5	
INI TI	9,5	0.7	0.3	4,7	5,6	
U Th	1.6	26.9	1.6	53.3	5.1	
Zn	42	54	50	22	46	
Ga	18,2	17,9	17,7	19,1	13.6	
La	36,9	160,9	46,1	151,0	63	
Ce	60,4	266,9	77,5	286,7	115	
Pr	8,21	26,36	10,09	30,33	12,93	
Nd	29,7	87,1	38,9	99,5	44,5	
Sm	5,64	11,26	6,89	13,97	6,92	
Eu	1,98	1,66	2,37	0,67	1,22	
Gd	5,26	8,69	6,29	10,41	5,56	
Ть	0,65	1,14	0,81	1,45	0,7	
Dy	3,81	6,58	4,14	7,63	4,17	
Но	0,71	1,16	0,79	1,56	0,68	
Er	1.90	3.38	2.14	4.72	1.71	
Tm	0.32	0.51	0.34	0.76	0.25	
Yh	1 02	2 20	2.06	4 40	1 65	
La	0.30	0.46	0.31	4,49 0.74	0.27	
	0.81	0.93	0.92	1.03	1.05	
#Mg	0.24	0.26	0.24	0.11	0.06	
"-15 Db/S -	0,24	0,30	0,24	0,11	0,00	
KU/ST	0,05	0,15	0,05	4,25	1,42	
Sr/Ba	0,24	0,16	0,24	0,14	0,07	
Sr/Y	18,81	14,33	18,81	1,19	3,59	
Nb/Ta	13,25	17,33	13,25	12,85	14,80	
FeOt/	0,85	0,76	0,85	0,93	0,97	
(FeOt+MgO)						
K2O/Na2O	0,32	0,79	0,71	1,49	2,42	
(I a/Vh)n	12.91	32 04	15 11	22 70	25 77	
(La/Ly)	112,71	0.00	10,11	6.91	5 72	
(La/Sm)n	4,12	9,00	4,21	0,61	5,15	
(Ga/Yb)n	2,20	2,07	2,47	1,87	2,72	
(Eu/Eu*)	1,09	0,49	1,08	0,16	0,58	

Tabela 4.8 - Composições químicas dos granitoides subalcalinos estudados.

Mg=% MgO mol/(%MgO mol + %FeOt mol)



Figura 4.41- Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores dos granitoides estudados, em comparação com a Suíte Vila Jussara (Silva 2012), Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012) e Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.* 2006) do Domínio Carajás.

Nos diagramas de Harker para os elementos traços (figura 4.42), Rb, Y e Yb revelam incompatibilidade com a SiO₂, tanto para os tonalitos quanto para os granitos. Para o Sr essa relação é inversa nos tonalitos, para os quais esse elemento apresenta correlação positiva com a sílica, enquanto que nos granitos não há variações expressivas. A razão Rb/Sr varia pouco nos tonalitos e mostra grande dispersão nos granitos, ao passo que a razão Sr/Ba apresenta valores pouco variáveis em cada uma das variedades.

Elementos Terras Raras

Os conteúdos de Elementos Terras Raras (ETR) foram normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.* 1978) e os padrões de ETR obtidos são bastante semelhantes (figura 4.43). Os tonalitos possuem de maneira geral comportamento dos ETR bastante homogêneo, com baixas razões La/Ybn (12,91-32,04), indicando baixo fracionamento de ETR pesados em relação aos leves. Apresentam anomalias Eu (Eu/Eu*= 0,49-1,09) negativas a ligeiramente positivas (Tabela 4.8). Os granitos, por sua vez, são mais enriquecidos em ETR (436,25), mas, assim como os tonalitos, não revelam fracionamento significativo dos ETR pesados em relação aos ETR leves (La/Ybn = 19,54-25,77). Apresentam, porém, anomalias negativas acentuadas a moderadas de Eu (Eu/Eu*=0,25-0,58).

Os padrões de ETR indicam ausência de fracionamento expressivo de fases enriquecidas em ETR pesados, como, por exemplo, hornblenda e granada, e, nas amostras com anomalia negativa de európio, participação de plagioclásio como fase retida no resíduo ou fracionada durante a evolução do magma.



Figura 4.42 - Diagramas de Harker para os elementos traços dos granitoides estudados, comparados com a Suíte Vila Jussara (a), Suíte Planalto (b) e Granito Serra do Rabo (c) do Domínio Carajás. Fontes dos dados: Suíte Vila Jussara (Silva 2012); Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012); Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.* 2006).



Figura 4.43- Padrões de Elementos Terras Raras dos tonalitos (linhas pretas) e granitos (linhas vermelhas) (a), comparados com a Suíte Vila Jussara (b), Suíte Planalto (c), e granito Serra do Rabo (d) do Domínio Carajás. Fontes dos dados: Suíte Vila Jussara (Silva 2012); Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012); Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.* 2006).

Caracterização da Série Magmática

As composições químicas das rochas estudadas permitem discriminar as duas variedades de granitoides nos diversos diagramas de classificação geoquímica. No diagrama (FeOt/MgO vs Zr+Nb+Ce+Y), utilizado para discriminação de tipos de granitos (Whalen *et al* 1987), tanto os tonalitos quanto os granitos plotam no campo dos granitos tipo-A (figura 4.44a). O diagrama FeOt/(FeOt+MgO) vs Al₂O₃, proposto para diferenciar granitos tipo-A oxidados e reduzidos, entre si, bem como de associações cálcico-alcalinas (Dall'Agnol & Oliveira 2007), mostra que os tonalitos plotam no campo dos granitos tipo-A oxidados, enquanto que os granitos plotam no campo dos granitos tipo-A valados, enquanto que os granitos plotam no campo dos granitos tipo-A reduzidos (figura 4.44b).

No diagrama normativo Ab-An-Or (figura 4.44c; O'Connor 1965, com campos de Barker 1979), as amostras do tonalito plotam nos campos de tonalitos e granodioritos, já os granitos se situam coerentemente no campo dos granitos. Os tonalitos são metaluminosos, enquanto que os granitos plotam no campo peraluminoso (diagrama $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)]_{Mol}$, baseado no índice de Shand) (figura 4.16d). Os tonalitos se situam nos campos de tonalitos e granodioritos no diagrama Q-P (Debon & Le Fort, 1983; figura 4.44e) e o granitos se situam no campo dos sienogranitos.



Figura 4.44 - Caracterização geoquímica dos granitoides estudados: a) Diagrama (Zr+Nb+Ce+Y vs. FeO/MgO) (Whalen *et al.* 1987); b) Diagrama FeOt/(FeOt + MgO) vs. Al₂O₃ mostrando os campos dos granitos tipo-A oxidados e reduzidos, bem como de granitos cálcico-alcalinos (Dall'Agnol & Oliveira 2007); c) Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor 1969, com campos de Barker 1979); d) Diagrama [Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)]mol vs. [Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)]mol (Maniar & Piccoli 1989); e) Diagrama P-Q (Debon & Le Fort, 1983).

4.4.3 COMPARAÇÕES ENTRE O TONALITOS E GRANITOS ESTUDADOS COM OS GRANITOS SUBALCALINOS DO DOMÍNIO CARAJÁS

Em função das características geoquímicas dos granitoides analisados, optou-se por estabelecer comparações entre os mesmos e o magmatismo granítico subalcalino do tipo-A que se desenvolveu no Domínio Carajás (SDT e Bacia Carajás) durante o Neoarqueano.

Para isso, os dados geoquímicos das rochas estudadas foram comparados com: Suíte Planalto (~2,73 Ga; Feio *et al.* 2012, 2013), formada por sienogranitos e monzogranitos com conteúdos variados de biotita e hornblenda, aflorantes na área de Canaã dos Carajás na porção norte do SDT; Suíte Vila Jussara (2,75 a 2,72 Ga - Pb-Pb por evaporação em zircão; Guimarães em preparação), constituída de granitos, granodioritos e tonalitos que afloram na porção leste do SDT; Granito Serra do Rabo (~2,74 Ga; Sardinha *et al.* 2006), que compreende dois *stocks* graníticos constituídos por álcali-feldspato granitos e sienogranitos com hornblenda e biotita, que afloram na Bacia Carajás.

O diagrama FeOt/(FeOt+MgO) versus Al_2O_3 (Figura 4.44b) revela que os tonalitos e granitos pertencem a duas séries distintas. As amostras do tonalitos assim como a Suíte Vila Jussara incidem no campo dos granitos tipo-A oxidados. Já os granitos, assim como a Suíte Planalto e o Granito Serra do Rabo, se concentram no campo dos granitos tipo-A reduzidos.

Nos diferentes diagramas geoquímicos (figuras 4.41 e 4.42), as amostras dos tonalitos estão concentradas nos campos delimitados pelas rochas que compõem a Suíte Vila Jussara, com exceção apenas do Ba, no qual os tonalitos tendem a ser mais enriquecidos (figura 4.42a). Já os granitos, tendem a se concentrar nos campos representativos da Suíte Planalto, exceto pelo enriquecimento em Rb verificado na amostra PFA-77 (figura 4.42c).

Com relação aos Elementos Terras Raras, os padrões da amostra de tonalito que mostra anomalia negativa de Eu e os dos granitos são muito similares entre si e também com os dos granitos subalcalinos (figura 4.43). Já os padrões das duas amostras de tonalitos que exibem discreta anomalia positiva de Eu se distinguem dos demais por essa feição particular. Constata-se, ainda, que, embora a disposição geral do padrão seja similar, em relação ao conteúdo de ETR, os granitoides estudados apresentam conteúdos mais baixos quando comparados ao Granito Serra do Rabo (figura 4.43d).

De modo geral, as informações de campo, petrográficas e geoquímicas indicam fortes semelhanças entre os granitos e tonalitos estudados com os granitos subalcalinos. Além disso, os dados obtidos sugerem que os tonalitos apresentam assinatura geoquímica de granitos tipo-A oxidados e, neste sentido e em diversos outros aspectos, possuem maior afinidade com a Suíte Vila Jussara e divergem dos granitos das demais unidades. Por sua vez, os granitos possuem assinatura de granitos tipo-A reduzidos e se assemelham mais a Suíte Planalto em termos de sua assinatura geoquímica. Admite-se, com base nisso, que tanto os tonalitos, quanto os granitos estudados foram gerados no mesmo evento magmático e tectônico que afetou o Domínio Carajás no Neoarqueano e foi responsável pela geração de diversas suítes de granitos tipo-A ou ferrosos.

4.5 BIOTITA MONZOGRANITOS

4.5.1 PETROGRAFIA

Composições modais e classificação

Foram realizadas 4 análises modais nesses granitos (tabela 4.9). Os resultados foram lançados nos diagramas Q-A-P (Streckeisen 1976) e Q-A+P-M' (Figura 4.45) e todas as amostras se situam no campo dos monzogranitos. Os conteúdos modais dos minerais máficos variam entre 2,2 a 13,4%. As percentagens de plagioclásio variam entre 32,3 e 39,2%, de quartzo entre 21,4 e 25,9% e de feldspato alcalino de 29,9 a 39,4%. Biotita é o principal mineral ferromagnesiano e muscovita, opacos, allanita, titanita, zircão e apatita são as fases acessórias.



Figura 4.45- Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976) para os biotita monzogranitos estudados. *Trends* das séries granitoides conforme Bowden *et al.* (1984).

Unidades	Biotita monzogranitos			
Amostra/ Mineral	MYF-34*	MYF-48A*	PFA-72*	PFA-75A*
Plagioclásio	36,3	39,2	35,8	32,3
Quartzo	21,8	24,4	25,9	21,4
Feldspato Potássico	39,4	33,6	29,9	32,8
Biotita	1,6	2,9	7,8	13,1
Muscovita (p)	Tr	0,7	Tr	Tr
Allanita	0,1	Tr	0,1	Tr
Opacos	0,5	0,3	0,1	0,3
Titanita	Tr	Tr	Tr	Tr
Apatita	Tr	Tr	0,1	Tr
Zircão	0,1	Tr	Tr	Tr
Epidoto (s)	Tr	Tr	Tr	Tr
A+P	75,7	72,8	65,7	65,1
Máficos	2,2	3,2	8	13,4
Nº de Pontos	1800			

Tabela 4.9- Composições modais dos Biotita monzogranitos.

* = amostra com análise química; (s) = mineral secundário; (p) = mineral primário; Tr = mineral presente na rocha, mas não registrado na contagem modal. Foram contados 1800 pontos por lâmina delgada analisada e foi feita análise de apenas uma lâmina de cada amostra.

Aspectos texturais

Em geral, são rochas com granulação fina a média, textura granular hipidiomórfica a granoblástica, recristalizadas (figura 4.46a) e orientadas. A orientação é definida principalmente pelos minerais máficos que tendem a se dispor em níveis preferenciais.

O *plagioclásio* forma cristais tabulares subédricos, por vezes com as bordas irregulares e bordejados por cristais finos de quartzo recristalizados (figura 4.46b). Mostram contatos retilíneos ou curvos entre si e com os demais minerais. Exibem maclamento do tipo albita e estão moderadamente alterados para argilominerais, sericita e epidoto. Em rochas mais deformadas, os cristais são de granulação fina e se apresentam em agregados recristalizados compondo a matriz da rocha.

O *quartzo* ocorre como cristais de granulação média, com extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos. Forma também agregados recristalizados de granulação fina dispostos em mosaicos de grãos anédricos com contatos poligonais entre si. O quartzo forma intercrescimentos mirmequíticos com o plagioclásio quando este último acha-se em contato com feldspato potássico.

O *feldspato alcalino* é do tipo microclina e microclima pertítica, subédrico e de granulação média. Seus cristais se encontram, por vezes, bordejados por cristais de quartzo e

plagioclásio recristalizados e formam também agregados policristalinos de granulação fina compondo a matriz recristalizada da rocha.

A *biotita* ocorre em lamelas subédricas de granulação média a fina, comumente definindo a foliação da rocha.

A *muscovita* exibe lamelas de granulação fina a média. Ocorre geralmente associada à biotita. Possui contato reto ou subordinadamente irregular com a biotita.

Entre os minerais acessórios, a *allanita*, exibe cristais subédricos, finos, por vezes zonados; os minerais opacos mostram cristais finos subédricos a anédricos; a *titanita* forma cristais de granulação fina, geralmente associada a biotita ou como inclusões na mesma. *Apatita* e *zircão* formam cristais diminutos inclusos em plagioclásio e biotita.



Figura 4.46- Aspectos texturais (fotomicrografias em nicóis cruzados) dos biotita monzogranitos (a) Aspecto textural, mostrando a matriz recristalizada; b) cristal subédrico de plagioclásio (Plg) envolto por matriz de granulação fina; c) cristais finos de quartzo (Qtz) e plagioclásio mostrando contatos lobados; d) Cristais de feldspato alcalino do tipo microclina (Fk).

Foram selecionadas para análises químicas 4 amostras deste conjunto de amostras de granito (Tabela 4.10).

Os dados geoquímicos revelam que as amostras estudadas possuem contrastes composicionais expressivos e não podem ser consideradas cogenéticas. Na realidade, há dois conjuntos de amostras que apresentam grande similaridade entre si e destoam um do outro. Eles são formados pelas amostras MYF-34 e PFA-72 de um lado e PFA-75A e MYF-48A de outro (Tabela 4.10).

Os conteúdos de SiO₂ (73,93-77,69%) e mostram pouca variação nessas rochas (tabela 4.47). Porém os conteúdos de Al₂O₃ são superiores a 14% num conjunto e variam entre 13,41 e 12,15 % no outro. No primeiro os conteúdos de K₂O são relativamente baixos e a razão K₂O/Na₂O é inferior à unidade, ocorrendo o inverso com o segundo grupo. Os valores de #Mg são mais elevados no primeiro grupo (0,31 a 0,35) do que no segundo (0,27 a 0,26). As razões FeOt/(FeOt+MgO) são relativamente baixas nos dois conjuntos (0,77 a 0,80 no primeiro e 0,83 a 0,84 no segundo; Tabela 4.10).

Os diagramas de Harker são pouco esclarecedores sobre a evolução dessas rochas, devido ao seu caráter heterogêneo e ao reduzido número de amostras analisadas. Eles são mostrados, apesar disso, porque podem ser úteis para comparações com outros granitoides arqueanos (Figuras. 4.47 e 4.48). Os contrastes composicionais mencionados podem ser visualizados nesses diagramas.

De modo geral (cf. Tabela 4.10), essas rochas possuem altos conteúdos de Ba (1069 a 3662 ppm), exceto a amostra PFA- 75A que mostra valores baixos (691 ppm). Os conteúdos de Sr variam de 119,5 a 229,9, com a amostra MYF-34 exibindo teores mais elevados (629,3 ppm). As razões Rb/Sr e Sr/Ba são baixas (0,09-0,47 e 0,05-0,38, respectivamente). Os teores de Zr, Hf, Nb, Y, Th, U, são muito baixos no primeiro grupo e tendem a crescer no segundo, onde são moderados. Observa-se, igualmente, acentuado contraste em termos das razões Sr/Y (85,69 e 370,18 no primeiro grupo; 6,78 a 9,93 no segundo), (La/Yb)n (37,93 a 55,93 no primeiro e 9,91 a 19,50 no segundo) e (Eu/Eu*) (0,88 a 1,09 no primeiro e 0,56 a 0,70 no segundo).

As análises de elementos Terras Raras (ETR) foram normalizadas pelos valores dos condritos conforme Evensen et al. (1978). As amostras analisadas mostram padrões de ETR distintos para os dois conjuntos de monzogranitos (figura 4.43).

		Biotita Monz	zogranitos	
Amostras	MYF-34	PFA-72	PFA-75 ^a	MYF-48A
Elementos				
SiO2	73,93	74,09	74,49	77,69
TiO2	0,09	0,13	0,22	0,14
A12O3	14,55	14,34	13,41	12,15
Fe2O3	1,03	1,29	1,52	0,86
MnO	0,01	0,01	0,02	0,01
MgO	0,23	0,35	0,27	0,16
	1,62	1,72	1,08	0,84
Na2O K2O	4,60	4,21	5,27	3,43
R20 P205	3,10	3,41	5,2	4,02
	0,03	0,03	0,01	0,02
	0,93	1,10	1,37	0,77
Total	99.69	99 79	0,3 99.81	0,20 99 51
Ba	1636	1069	691	3662
Sr	629.3	229.9	119.5	171.8
Rb	53.7	91.2	235	78.6
Zr	87.2	69.9	169.2	76.1
Y	1.7	3.5	24,5	17.3
Hf	2.6	2.4	5.4	2.3
Nb	1.8	3.1	15.7	4.3
Та	0,5	0,5	1,5	0,6
Ni	2,5	4,4	4,5	2,6
U	0,7	1,1	4,1	1,0
Th	1,8	5,5	32,7	17,1
Zn	23	21	32	18
Ga	16,8	14,4	15,1	11
La	11,6	11,8	60,5	33,8
Ce	21,1	29,5	119,2	70,2
Pr Nd	2,33	2,41	12,93	8,04
INU Sm	/,4	8	43,3	27,6
5111 Ev	1,28	1,31	6,89	4,57
Eu	0,32	0,43	0,3 5.04	0,93
т.	0,85	0.12	0.75	0.48
Dv	0,08	0,72	4.25	2.85
Ho	0.05	0.09	0.81	0.55
Er	0,05	0.19	2.45	1.61
Tm	0,01	0,02	0,36	0,21
Yb	0,14	0,21	2,09	1,17
Lu	0,01	0,04	0,28	0,18
A/CNK	1,05	1,04	1,03	1,05
#Mg	0,31	0,35	0,26	0,27
Rb/Sr	0,09	0,40	1,97	0,46
Sr/Ba	0,38	0,22	0,16	0,05
Sr/Y	370,18	65,69	6,78	9,93
Nb/Ta	3,60	6,20	12,18	7,17
FeOt/	0,80	0,77	0,84	0,83
(FeOt+MgO)	-			
K2O/Na2O	0,67	0,81	1,04	1,17
(La/Yb)n	55,93	37,93	9,91	19,50
(La/Sm)n	5,71	5,67	3,35	4,66
(Ga/Yh)n	4.91	4.46	2.00	2.45
(Eu/Eu*)	0,88	1,09	0,56	0,70

Tabela 4.10 - Composições químicas dos Biotita monzogranitos estudados.



Figura 4.47 - Diagramas de Harker para os óxidos (% em peso) de elementos maiores para os biotita monzogranitos.



Figura 4.48- Diagramas de Harker para elementos traços dos biotita monzogranitos.

O primeiro grupo exibe um acentuado fracionamento de ETR pesados em relação aos leves, com anomalias de Eu discretas ou ausentes e padrões de ETR pesados côncavos, indicando que anfibólio foi fase importante durante o fracionamento dessas rochas. O segundo grupo mostra maior enriquecimento de ETR, fraco enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados, e apresenta anomalias negativas moderadas de Eu, fracionamento pouco expressivo dos ETR pesados. Os padrões do segundo grupo indicam ausência de fracionamento expressivo de fases enriquecidas em ETR pesados, como, por exemplo, hornblenda e granada, e participação de plagioclásio como fase retida no resíduo ou fracionada durante a evolução do magma.

As variações geoquímicas observadas nessas rochas indicam claramente que as mesmas não são derivadas de um único líquido magmático, mas sim de líquidos distintos em sua origem. Essa conclusão é fortalecida pelo fato de as amostras dessa variedade se acharem dispersas na área estudada e não formarem corpos mapeáveis na escala adotada.



Figura 4.49- Padrão dos ETR dos biotita monzogranitos, normalizados em relação ao condrito (Evensen 1978).

Apesar da limitação dos dados disponíveis, é importante procurar comparar os monzogranitos estudados com diferentes granitos arqueanos já descritos no Subdomínio de Transição. Para isso, serão utilizados alguns diagramas geoquímicos de uso comum na literatura e estabelecida comparação com os diferentes granitos descritos por Feio & Dall'Agnol 2012).

No diagrama (FeOt/MgO vs Zr+Nb+Ce+Y), utilizado para discriminação de tipologia de granitos (Whalen *et al.* 1987), as amostras dos dois conjuntos plotam no campo dos granitos tipo I e S fracionados (Figura 4.50a). No diagrama $(100*(MgO+FeO+TiO_2)/SiO_2 vs. (Al_2O_3+CaO)/(FeO+K_2O +Na_2O)$ (Sylvester 1989), as amostras do primeiro grupo demonstram afinidade com rochas cálcico-alcalinas ou peraluminosas fortemente fracionadas e as do segundo grupo indicam uma maior alcalinidade (figura 4.50b). No diagrama FeO_t (FeO_t + MgO) vs SiO₂ para discriminar granitos ferrosos de granitos magnesianos, plotam no campo dos granitos magnesianos (figura 4.50c).

De modo geral, são rochas peraluminosas, (diagrama $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$ vs. $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)]_{Mol}$, baseado no índice de Shand; figura 4.22d), e no diagrama normativo Ab-An-Or (figura 4.50e; O'Connor, 1965, com campos de Barker, 1979), se concentram exclusivamente no campo dos granitos. No diagrama AFM (Figura 4.50f), as amostras analisadas se situam no campo das séries cálcico-alcalinas.

Uma comparação preliminar entre os dois conjuntos de monzogranitos estudados e os granitos arqueanos identificados por Feio & Dall'Agnol (2012) na área de Canaã dos Carajás revela que o primeiro grupo com altas razões Sr/Y e (La/Yb)n possui maior afinidade com o Granito Bom Jesus, enquanto que as amostras do segundo grupo se aproximam mais do Granito Serra Dourada e das amostras do Granito Cruzadão com mais baixa razão (La/Yb)n. Evidentemente, essa comparação deverá ser aprofundada quando se dispor de maior volume de dados geoquímicos e uma possível correlação poderá ser testada quando se dispuser das idades desses granitos.



Figura 4.50- Caracterização geoquímica dos biotita monzogranitos: a) Diagrama (Zr+Nb+Ce+Y vs. FeO/MgO) (Whalen *et al.* 1987); b) Diagrama de discriminação de granitos (Sylvester 1989); c) Diagrama AFM (A= Na2O+K2O; F= FeO+0,9*Fe2O3; M= MgO; campos de Irvine & Baragar 1971); d) Diagrama [Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)]mol vs. [Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)]mol (Maniar & Piccoli 1989); e) Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1969, com campos de Barker 1979); e); f) Diagrama SiO₂ vs. FeOt/(FeOt + MgO) de Frost *et al.* (2001).

CAPÍTULO - 5

CONCLUSÕES

CONCLUSÕES

A pesquisa desenvolvida na porção leste do Subdomínio de Transição, envolvendo trabalhos de mapeamento geológico em detalhe, aliado a estudos petrográficos e geoquímicos permitiu a individualização e caracterização de uma série de associações de rochas arqueanas. Foram identificadas sequências de rochas ultramáficas *Greenstone belt* do Grupo Sapucaia, anfibólio tonalitos diferente das típicas associaçãoes TTG arqueanas, correlacionados ao Tonalito São Carlos (Silva 2012), rochas de afinidade TTG correspondentes ao Trodhjemito Colorado (Silva 2012, Santos em preparação), leucogranodioritos porfiríticos denominados Leucogranodiorito Pantanal, associação máfico-enderbitica, granitoides subalcalinos diversos correlacionados a Suíte Planalto (Feio et al. 2012), associação granítica Vila Jussara (Silva 2012) e bitotita monzogranitos cálcico-alcalinos.

Os anfibólios tonalitos ocorrem nas porções norte, noroeste e sudoeste da área de estudo, e se distinguem das típicas associações TTG arqueanas, e, em particular, do Trondhjemito Colorado, e se assemelham ao Tonalito São Carlos (~2,92 Ga; Guimarães em preparação). Em distinção ao Trondhjemito Colorado, apresentam enriquecimento em TiO₂, MgO e CaO, baixos teores de Sr e similares de Rb para amostras com menores teores de sílica, que se refletem em razões Rb/Sr mais elevadas e razões Sr/Ba mais baixas nos tonalitos. Em termos dos ETR, as principais diferenças consistem na ausência de concavidade no segmento de ETR pesados nos tonalitos, no seu menor grau de fracionamento de ETR pesados e na presença de anomalia negativa de Eu significativa.

O Tronhdjemito Colorado (~2,87 Ga; Silva 2012) é a unidade dominante na área, e trata-se de uma típica associação tonalito-trondhjemito-granodiorito arqueana, que aflora em grandes lajedos, ou blocos com bandamento composicional evidente.

Na parte sul da área de estudo, afloram rochas de composição leucogranodiorítica com textura porfirítica, denominado Leucogranodiorito Pantanal, intrusivos na associação TTG, porção oeste, por leucogranitos deformados seccionado, em sua de composição monzogranítica. 0 Leucogranodiorito Pantanal apresenta afinidade cálcico-alcalina peraluminosa, enriquecimento em Ba e Sr, bem como padrões de ETR desprovidos de anomalias expressivas de Eu e com acentuado fracionamento de ETRP (altas razões La/Yb), similares aos padrões de típicos TTG arqueanos. As altas razões La/Yb sugerem que essas rochas foram derivadas a partir de magmas gerados em condições equivalentes ao campo de estabilidade da granada em elevadas pressões (1,0 a 1,5 GPa). Essas características geoquímicas são semelhantes às da Suíte Guarantã (~2,87 Ga) do Domínio Rio Maria. Sua origem pode estar relacionada à fusão discreta de rochas TTG e/ou interação destas com fluidos enriquecidos em K, Sr e Ba, derivados do manto metassomatizado. Os leucogranitos revelam assinatura geoquímica de granitos tipo-A reduzidos, os quais, possivelmente, foram originados a partir da fusão desidratadas de rochas cálcico-alcalinas durante o Neoarqueano.

Ainda correlacionáveis ao magmatismo subalcalino, que atuou no Domínio Carajás entre 2,74 e 2,76 Ga, na porção norte da área, ocorrem dois *stocks* graniticos. São tonalitos a granodioritos que apresentam assinatura geoquímica de granitos tipo-A oxidados e, neste sentido e em diversos outros aspectos, possuem maior afinidade com a Suíte Vila Jussara. E monzogranitos com assinatura de granitos tipo-A reduzidos que se assemelham mais a Suíte Planalto em termos de sua assinatura geoquímica.

Na porção central e centro-norte da área foi possível identificar biotita-monzogranitos peraluminosos, de assinatura cálcico-alcalina, com padrões de ETR distintos. O primeiro mostra maior enriquecimento de ETR, fraco enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados, e apresentam anomalias negativas moderadas de Eu, indicando ausência de fracionamento expressivo de fases enriquecidas em ETR pesados. O segundo padrão exibe um acentuado fracionamento de ETR pesados em relação aos leves, com anomalias de Eu discretas ou ausentes, e padrões de ETR pesados côncavos indicando que anfibólio foi fase importante durante o fracionamento dessas rochas. Essas variações geoquímicas observadas indicam claramente que os mesmos não são derivados de um único líquido magmático, mas sim de líquidos distintos em sua origem. Uma comparação preliminar entre os dois conjuntos de monzogranitos estudados e os granitos arqueanos identificados por Feio & Dall'Agnol (2012) na área de Canaã dos Carajás revela que o primeiro grupo com altas razões Sr/Y e (La/Yb)n possui maior afinidade com o Granito Bom Jesus, enquanto que as amostras do segundo grupo se aproximam mais do Granito Serra Dourada e das amostras do Granito Cruzadão com mais baixa razão (La/Yb)n. Evidentemente, essa comparação deverá ser aprofundada quando se dispor de maior volume de dados geoquímicos e uma possível correlação poderá ser testada quando se dispuser das idades desses granitos.

Além do magmatismo granítico atuante na área, a associação máfico-enderbitica estudada é resultado muito provavelmente de processos de recristalização retrometamórficos em presença de água de rochas de série norítica-charnockítica primitiva ou, da transformação de rochas máficas de origem ígnea associadas com outras variedades de rochas não necessariamente cogenéticas.

O comportamento geoquímico dessas rochas sugere que parte das rochas máficas (hornblenda-norito, hornblenda-gabros e anfibolitos) são rochas subalcalinas toleíticas, enquanto que os enderbitos, piroxênio-hornblenda-gabro e piroxênio-hornblenda-monzonito teriam assinatura cálcico-alcalina. O leve ou ausente enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados e a disc reta anomalia negativa de Eu, nas rochas máficas é reflexo de um baixo grau de fracionamento dessas rochas, enquanto que o forte enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados observado nos enderbitos é indicativo de fracionamento expressivo dos ETR pesados durante a formação ou diferenciação dos seus magmas, e a concavidade no padrão de ETR pesados, indica provável influência de fracionamento de anfibólio durante sua evolução.

Essas rochas não possuem boa correlação com o Diopisídio-norito Pium, estudado por Santos (2012) em sua área tipo. As rochas estudadas mostram-se mais intensamente deformadas e recristalizadas, em relação ao Pium, com as texturas ígneas sendo preservadas apenas parcialmente e muito localmente. Em termos geoquímicos essa associação apresenta um magmatismo bimodal, diferentemente do que ocorre para o Pium, onde se têm uma evolução noritos, até os enderbitos, além do comportamento de alguns elementos traços e dos ETR. Entretanto, a determinação das idades das rochas da associação máfico-enderbítica é um elemento essencial para uma possível correlação entre as mesmas e o Ortogranulito Chicrim-Cateté ou com o Diopsídio-norito Pium.

Essa associação poderia representar mega-xenólitos da base da crosta, possivelmente soerguidos durante os eventos relacionados à geração do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas no Neoarqueano, ou são formadas em altas pressões, porém de origem ígnea, afetadas por eventos metamórficos na fácies anfibolito durante o Neoarqueano.

Os dados geológicos obtidos na porção leste do Subdomínio de Transição demonstram a presença de granitoides arqueanos com características geoquímicas semelhantes às daqueles que ocorrem apenas no Domínio Rio Maria, assim com associações TTG que são dominantes neste terreno, e pouco expressivos na área de Canaã do Carajás, onde dominam granitos *strictu sensu*. Contudo, a presença de granitóides subalcalinos correlacionáveis ao magmatismo neoarqueano que afetou apenas o Domínio Carajás, tendem a fortalecer a hipótese de que o Subdomínio de Transição represente uma extensão do Domínio Rio Maria, mas afetado por eventos de retrabalhamento crustal durante o Neoarqueano (Dall'Agnol *et al.*, 2006).

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. de, Hasui Y, Poncano W.L., Dantas A.S.L., Carneiro C.D.R., Melo M.S. de, Bistrichi C.A. 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000 - Nota Explicativa. Institute de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 126p.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos.* 120: 235-257.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*. 187: 201-221.
- Almeida J. A. C, Dall'Agnol R. & Leite A. A. S., 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 103-126.
- Altoff F. J., Barbey P., Boullier A. M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research* 104: 187-206.
- Anderson, J. L., 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *Geological Society of America* **161**: 133 154.
- Araújo, O. J. B., Maia, R. G. N., Jorge João, X. S., COSTA, J. B. S. (1988). A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. 70 Congresso Latino-Americano de Geologia: 324-338. Belém: SBG.
- Araújo O.J.B., & Maia R.G.N., 1991. Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande 146 Carajás; Subprojeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás - Estado do Pará. DNPM/CPRM, Brasilia, 136p.
- Avelar, V.G. 1996. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental. Dissertação de Mestrado. Belém, Universidade Federal do Pará. 199 p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia JR F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*. 29(2): 454-460.
- Bard J.P. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. D. Reidel Publishing Company. Tokyo. 1980. 246p.
- Barker F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. *In*: Trondhjemites, Dacites and Related Rocks (F. Barker, ed.), *Elsevier*, Amsterdam, pp. 1-12.
- Barros C.E.M. Evolução petrológica e estrutural do Gnaisse Estrela, Curionópolis, PA. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Belém. 1991. 134p.
- Barros C.E.M. & Dall'Agnol R. 1994. Deformação de rochas granitóides em regime dúctil: o exemplo do Gnaisse Estrela, região de Carajás. Revista Brasileira de Geociências. 23:315-332.
- Barros C.E.M ., Dall'Agnol R., Barbey., Boullier A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Grantite Complex, Carajás Region, Brazil: an example of an Archaean type granitoid. Journal of South-American Earth Sciences. 10(3-4): 321-330.Barros C. E. M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Mineral de Carajás. . In: Simpósio de Geologia da Amazonia, 7., Belém, SBG-NO. CD-ROM.

- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P., Scheller, T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 34: 531-538.
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B., 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil, *Canadian Mineralogist*, 47: 1423-1440.
- Bohlen, S. R., (1991). On the formation of granulites. J. Met. Geol. 9:223-230
- Bowden, P., Batchelor R. A., Chapell, B. W., Didier J., Lameyre J., 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. Physics. *Earth Planet Sciences* **35**:1-11.
- Cassidy, K. F, Barley M. E., Groves D. I., Perring C. S., Hallberg J. A., 1991. An overview of the nature, distribution and inferred tectonic setting of granitoids in the late-Archaean Norseman-Wiluna Belt. *Precambrian Research* **51**: 51-83.
- Champion, D. C & Smithies R. H., 1999. Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia: secular changes. In: BARBARIN, B. (Eds): The Origin of Granites and Related Rocks – Abstracts 4th Hutton Symposium: 1-137. França.
- Champion D.C. & Sheraton J.W. 1997. Geochemistry and Nd isotope systematics of Archean granites of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia: implications for crustal growth processes. *Precambrian Research.* 83: 109–132.
- Champion, D.C., Smithies, R.H., 2007. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V.C. (Eds.), Geochemistry of Paleoarchean Granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: Implications for Early Archean Crustal Growth: Earth's Oldest Rocks, Developments in *Precambrian Geology*, vol. 15. Elsevier, Amsterdam, pp. 369–410.
- Champion, D. C. & Smithies R. H, 2001. Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia. In: Cassidy, K. F, Dunphy J. M., Van Kranendonk M. J. (Eds): Extended abstracts 4th International Archaean Symposium 2002: 134-136. Australia.
- Champion, D. C. & Smithies R. H., 2003. Archaean granites. In: Blevin, P. L., Chappel B. W. L., Jones M. (Eds.), Magmas to Mineralisation: The Ishihara Symposium 2003: 19-24. Australia.
- Chappell, B.W., 1996. Compositional variation within granite suites of the Lachlan Fold Belt: its causes and implications for the physical state of granite magma. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: *Earth Sciences* **87**, 159–170
- Collins, W. J, Beam S. D., White J. R., Chappell B. W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **80**: 189–200.
- Condie, K. C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shale. *Chemical Geology* **104**: 1–37.
- Condie, K. C & Hunter D. R., 1976. Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton Region, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters* **29**: 389 400.
- Costa, J.B.S., Araújo, O.J.B., Santos, A., Jorge João, X.S., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* **7**: 199-235 (in Portuguese)
- Creaser, R. A, Price R. C., Wormald R. J., 1991 A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* **19**:163-166.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Fraga L.M., Scandolara J., Barros C.E.M. 2000. The Precambrian Evolution of the Amazonian Craton: one of the lastUnknown Precambrian Terranes in the

World. In: International Geological Congress, 31. Rio de Janeiro. Abstracts...Rio de Janeiro: CPRM. (CDROM).

- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenetic Province, eastern Amazonian craton. *In*: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian craton. Abstracts volume and field trips guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 99-150.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93:215–233.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C.O. 2005. Petrogenesis of the paleoproterozoic rapakivi A-type granite of the Archean Carajás Metallogenetic Province, Brazil. *Lithos.* 80:101-129.
- Davis W. J., Fryer B. J., King J. E. 1994. Geochemistry and evolution of late Archean plutonism and its significance to the tectonic development of the Slave Craton. *Precambrian Research*. **67**: 207-241.
- Debon, F., Le Fort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common lutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, *Earth Sciences* 73, 135–149.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1997. Rock-forming minerals. London, Second Edition Longmans (eds.). 696 p.
- De La Roche, A., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elment analysese its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29: 183-210.
- De Wit, M. J., 1998. On Archaean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian Research* **91**: 181–226.
- Dias S. B. 2009. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de granitos Arqueanos da Folha Marajoara, terreno granito-greenstone de Rio Maria, sudeste do Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 129 p.
- Docegeo, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Anais...SBG. p. 10-54. (anexo).
- Duarte, K. D. & Dall'agnol R., 1996. Gelogia e Geoquímica do Leucogranito Arqueano potássico Mata Surrão, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Boletim IG-USP*, *publicação especial* 18: 113-115.
- Duarte, K. D, Pereira E. D., Dall'agnol R. & Lafon J. M., (1991). Geologia e geocronologia do granito Mata Surrão-Sudoeste de Rio Maria (P A). In: Anais do 30 Simpósio de Geologia da Amazônia: 7-20, Belém.
- Drummond, M. S & Defant M. J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting. Archaeano modern comparisons: *Journal of Geophysical Research* **95B**: 21503-21521.
- Evensen N.M., Hamilton P.T., O'nions R.K., 1979. Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochemical and Cosmochimica. *Acta*, **39**: 55.64.
- Fraga, L. M., (2002). A Associação Anortosito–Mangerito Granito Rapakivi (AMG) e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia. Tese (Doutorado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.
- Feio G.R.L. 2011. Magmatismo granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 190p.

- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151: 57-73.
- Feio G.R.L & Dall'Agnol R., 2012. Geochemistry and petrogenesis of the granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás province, Brazil: implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, 154: 33-52.
- Feio G.R.L, Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research.* 227: 157-185.
- Ferreira Filho C.F. et al. 2007. Mineralizações estratiformes de PGE-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. In: Rosa-Costa L. T., Klein E.L., Viglio E.P. (Ed.). Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: SBG-Núcleo Norte, v. 5, p. 1-14.
- Friend, C.R.L., (1981). Charnockite and granite formation and influx of CO2 at Kabbaldurga. *Nature* **294**: 550-553.
- Frost, C. D, Frost B. R., Chamberlain K. R., Hulsebosch T. P., 1998. The Late Archean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the Wind River Range, Wyoming. *Precambrian Research* 89: 145-173.
- Frost, C. D & Frost B. R., 2011. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology* **32**: 39–53.
- Gabriel, E. O. (2012). Geologia, geoquímica e petrologia magnética da porção nordeste de Água azul do norte, Provincia Carajás. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará
- Gabriel, E. O & Oliveira D. C., (submetido para publicação). Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides Arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte Província Carajás (Pa).
- Gabriel, E. O, Oliveira D. C., Galarza M. A., 2010. Petrografia e Geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás, In: Anais do 45° Congresso Brasileiro de Geologia: CDrom. SBG, Belém.
- Galarza M. A, Oliveira D. C., Santos R. D., Martins A. C., Santos A. N. & Santos P. J. L., 2012. Geocronologia do Diopsídio-Norito Pium e Granitóides Associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás. In: Anais do 460 Congresso Brasileiro de Geologia: CDrom. SBG, Santos.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., Olszewski Jr., W.J., 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. Revista Brasileira de Geociências 16, 201–211.
- Gomes, A. C. B. (2003). Geologia, Petrografia e Geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências -Universidade Federal do Pará.
- Gomes, A. C. B., Dall'Agnol, R. (2007). Nova associação tonalítica-trondhjemítica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**: 182-193.
- Guimarães, F. V. G. (em preparação). Associações TTG e granitóides arqueanos da porção leste do Subdomínio de Transição: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese (Doutorado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

- Guimarães, F. V. G, Dall'agnol R., Oliveira D. C., Silva A. C., Teixeira M. F. B., Santos P. A., 2012. Geologia preliminar da porção leste do Subdomínio de Transição da Província Carajás-Pa. In: Anais do 46º Congresso Brasileiro de Geologia: CDrom. SBG, Santos.
- Guimarães, F. V. G, Dall'agnol R., Almeida J. A. C., Oliveira M. A., 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do trondhjemito Mogno e tonalito Mariazinha, terreno granito-greenstone de Rio Maria Pará. *Revista Brasileira de Geociências* **40**(2): 196–211.
- Guimarães, F. V. G, Dall'agnol R., Oliveira M. A., Almeida J. A. C., Galarza M. A. T., (inédito). Geologia, petrografia e geoquímica do quartzo-diorito Parazônia e granodiorito Grotão, Domínio Rio Maria, Provincia Carajás - Pará.
- Hanson, G. N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rock of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters* **38**: 26-43.
- Hansen, E.C., Janardhan, A.S., Newton, R.C., 1984. Fluid inclusions in rocks from the amphibolite-facies to charnockite progression in G.H. Grantham et al. / Geoscience Frontiers 3(6) (2012) 755e771 769 southern Karnataka, India: direct evidence concerning the fluids of granulite metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology* 2: 249-264.
- Hansen, E.C., Janardhan, A.S., Newton, R.C., Prame, W.K.B.N., Ravindra, G.R., 1987. Arrested charnockite formation in southern India and Sri Lanka. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96: 225-244.
- Hansen, E.C., Newton, R.C., Janardhan, A.S., Lindebburg, S., 1995. Differentiation of late Archaean crust in the eastern Dharwar Craton, Krishnagiri-SalemArea, south India. *Journal of Geology* 103: 629-651.
- Hibbard M. J. 1995. Petrografy to Petrogenesis. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 587p.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In*: Simp. Geol. Amaz., 1., Belém. *Anais...* SBG. v.1, p. 100- 110.
- Huhn S.B., Santos A. B. S., Amaral A. F., Ledshan E. J., GOUVEIA, J. L.; MARTINS, L. I. B.; MONTALVÃO, R. M. G.; COSTA, V. G., 1987. O terreno "granito greenstone" da região de Rio Maria-Sul do Pará. CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 35. Anais. Belém, 1988. Belém, SBG, 3: 1438-1452.
- Huhn S.B., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6: 463-466.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, **8**: 523-547.
- Janardhan, A.S., Newton, R.C., Smith, J.V., 1979. Ancient crustal meta-morphism at lowpH2Oand charnockite formation at Kabbaldurga, South India. *Nature*, **278**: 511-514
- Jayananda, M., Chardon D., Peucat J.-J., Capdevila R., 2006. 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: tectonic, geochronologic and geochemical constraints, *Precambrian Research*, **150**: 1–26.
- Kerr P. 1959. Optical Mineralogy. McGraw-Hill Book Co., New York, Third Edition, 492 p.
- Kroner, A., Byerly G. R., Lowe D. R., 1991. Chronology of early Archaean granite greenstone evolution in the Barberton Moun-tainland, South Africa, based on precise dating by single zircon evaporation. *Earth and Planetary Science Letters* **103**: 41–54.
- Kröner, A & Layer P., 1992. Crust formation and plate motion in the early Archean. *Science* **256**: 1405.
- Lafon, J. M., Rodrigues E., Duarte K. D., 1994. Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjemitiques-

granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie Orientale, Brésil). *Sciences de la terre et des planètes* **318(2):** 642-649.

- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoarchean magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In*: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. *Abstracts*. CD-ROM.
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-186.
- Leite A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 330p.
- Leite, A. A. S, Dall'agnol R., Althoff F. J., 1999. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, terreno granito-greenstone de Rio Maria e Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências* 23(3): 429-436.
- Leite, A.A.S., Dall'Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J., 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicac, ões na evoluc, ão do terreno granito-greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências* 34: 447–458.
- Le bas, M. J., Lemaitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* **27(3)**: 745-750.
- Le Maitre R. W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition, London, 193 p.
- Loiselle, M. C & Wones D., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America. Abstracts with Programs 11: 1-468.
- López, S., Castro, A., García-Casco, A., 2005. Production of granodiorite melt by interaction between hydrous mafic magma and tonalitic crust. Experimental constraints and implications for the generation of Archaean TTG complexes. *Lithos* **79**, 229–250.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, Belém, **7**: 263-287.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas, delimitante da estratigrafia de Carajás, Estado do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. Resumos Expandidos. São Paulo: SBG. v.2, p. 188-189.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. DNPM/CPRM. Brasília. 384p.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T. E., Lindenmayer, D. (1991). U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. Atlas de Igneous Rocks and Their Textures. Harlow Essex, England: Longman Group Ltd. 148p.
- Maniar P.D. & Piccolli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bul.*, **97**:635-643.
- Martin H. 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, **28**: 921-953.
- Martin H. 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: Condie, K. C. (ed.) *Developments in Precambrian Geology* 11. Archean crustal evolution, Amsterdam, Elsevier. p. 205-259.

- Martin, H., Peucat, J.J., Sabaté, J.C., Cunha, J.C., 1997. Crustal evolution in the early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research* **82**, 35–62.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* **46**: 411-429.
- Medeiros Filho C.A., Meirelles E.M. 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área Luanga. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém. Anais... Belém: SBG-Núcleo Norte, v. 3, p. 90-96.
- Medeiros, H & Dall'agnol R., 1988. Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: Anais 350 Congresso Brasileiro Geologia: 3: 1488-149. SBG, Belém.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S. Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, 46:789–811.
- Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M., 2001. Multi-elements geochemical modeling during Late Archaean crustal growth: the Closepet Granite (South India). *Precambrian Research* 112, 87–105.
- Moyen, J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, **127**: 103-123.
- Moyen, J. -F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature". *Lithos* **112**: 556–574
- Moyen, J. –F & G. STEVENS, 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. In: Benn, K, Mareschal J. –C., Condie K.C., (Eds.): Archean Geodynamics and Environments 164: 149–175.
- Newton, R.C., Smith, J.V., Windley, B.F., 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature* 288: 45-50
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro, R.V.L., 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi* **7**, 177-277.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar rations. US Geological Survey Profissional Papers **525B**, 79–84.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDROM.
- Oliveira M.A. 2003. Caracterização petrográfica, estudo de susceptibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA. Trabalho de Conclusão de Curso, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 47p.
- Oliveira, M. A, Dall'agnol R., Althoff F. J., 2006. Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e comparações com asdemais ocorrências no terreno Granito-Greenstone de Rio Maria-Pará. Revista Brasileira de Geociências 36 (2): 313-326
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:146-160.
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Scaillet, B. 2010. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51:2121-2148.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. 1996. Microtectonics. Berlin, Springer-Verlag. 289p.

- Perchuk, L. L., Gerya, T. V. (1992). The fluid regime of metamorphism and the charnockite reaction in granulites: a review. *Int. Geol. Rev.* **34**:1-58.
- Patinõ-Douce, A. E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* **25**: 743–746.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159-171.
- Pimentel M.M., Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, 1988, Boletim de Resumos Expandidos... Camboriú: SBG, p. 390-391.
- Rapp, R. P & Watson E. B., 1995. Dehydratation melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36: 891-931.
- Ricci P. S. F. & Carvalho M. A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil A Deep seated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: VIII Simpósio de Geologia da Amazônia, CDroom (in Portuguese).
- Ridley, J. R., 1992. The thermal causes and effects of voluminous, Late Archean monzogranite plutonism. *The University of Western Australia* **22**: 275-285.
- Rolando, A. P & Macambira M. J. B., 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, basead on zircon ages and Nd isotopes. In: Expanded Abstracts 40 South American Symposium On Isotope Geology: CDrom. Salvador.
- Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation, New York, Longman, 352f.
- Santos J.S.O., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., Mcnaughton N.J., 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: Simpósio de geologia da Amazônia, vol. 9. Belém. Resumos Expandidos, Belém, SBG (CD-ROM).
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., GrovesD.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: BIZZI, L. A., SCHOBBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H. (eds). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Companhia de Recursos Minerais/CPRM, p. 169-226.
- Santos P.J.L., Oliveira, D.C., Galarza M.A., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitóides do Complexo Xingu da região de Nova Canadá, município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. . In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45. CDROM.
- Santos R.D., Oliveira D.C., Borges R.M.K. 2008. Geologia e Petrografia das rochas máficas e ultramáficas do complexo Pium-Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba. Anais, SBGeo, p. 535.
- Santos R.D. & Oliveira D.C. 2010. Geologia, petrografia e caracterização geoquímica das rochas máficas do complexo pium - Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45. CDROM.
- Santos R.D., 2012. Geologia, geoquímica e geocronologia do diopsídio-norito pium, Canaã dos Carajás, Província Carajás. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociencias. 82p

- Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A., 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42.
- Sardinha, A.S., Barros, C.E.M., Krymsky, R., 2006. Geology, Geochemistry, and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **20**, 327–339.
- Sen, C & Dunn T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **117**: 394–409.
- Shand, S.J., 1950. Eruptive Rocks, their Genesis, Composition, Classification and their Relation to Ore Deposit. 4th ed., London, 488 pp.
- Silva, A. C. 2012. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos da àrea de Vila Jussara, Província Carajás. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências -Universidade Federal do Pará.
- Silva G. G., Lima M. I. C., Andrade A. R. F., Issler R. S. & Guimarães G. 1974. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins; Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da Terra. Rio de Janeiro. Capítulo l, p.1-143. 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- Silva A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Individualização e geocronologia de granitóides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, município de Água Azul do Norte - PA, Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45. CDROM.
- Souza, S. Z., Dall'Agnol, R., Althoff, F. J., Leite, A. A. S.; Barros, C. E. M. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF SOUTH AMERICA PLATFORM, Brasília, 1996, Extended abstracts. SBG. p. 31-32.
- Souza Z.S., Potrel H., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall'Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajas Province, Brazil): Implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*,109: 293–315.
- Souza, M. C, Oliveira D. C., Macambira M. J. B., Galarza M. A. T., 2010. Geologia, petrografia e geocronologia do granito de alto K da região de Velha Canadá, município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. In Anais do 450 Congresso Brasileiro de Geologia: CDrom. SBG, Belém.
- Smith, J. V., 1974. Feldspar mineralogy. 1-627. Springer-Verlag, New York.
- Streckeisen A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**: 1-33.
- Sylvester, P. J., 1989. Post-collisional alkaline granites. Journal of Geology 97:261-280
- Sylvester P. J., 1994. Archean granite plutons. In: Condie, K. (Ed.), Archean Crustal Evolution. *Elsevier* 261–314.
- Tallarico, F. H. B, Figueiredo B. R., Groves D. I., Kositcin N., Mcnaughton N. J., Fletcher I. R., Rego J. L., 2005. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia Deposit, Carajás Copper-Gold Belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of Iron-Oxide Cu-Au-(U-REE) *Mineralization. Economic Geology* 100 (1):7-28.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito Neves B. B. de. (Org.). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida. São Paulo: BECA, p. 471-486.

- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Scientific, 321 p.
- TrendalL, A. F, Basei M. A. S., De Laeter J. R., Nelson D. R., 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **11(3)**: 265-277.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.T. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, 328p.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, 328p.
- Vernon R.H., 2004. A practical guide to rock microstructure, third ed., Cambridge University press, Cambridge, 954p.WHALEN, J. B, K. L. CURRIE & B. W. CHAPPEL, 1987. Atype granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions* to Mineralogy and Petrology 95: 407–419
- Whalen J.W., Currie K.L., Chappel B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogical Petrology*, **95**:407-419
- Winther, K. T., 1996. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chemical Geology* **127**: 43–59.
- Wolf, M. B & Wyllie P. J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **115**: 369-383.


Amostra Lat (utm) Long (utm)		Long (utm)	Unidade	Litologia	Petrografia		Geoquímica
		•			Análise	Análise	
MYF-18	9234926	632479	Greenstone Belts	meta-ultramáfica	textural	modal	
MYF-68 A	9241190	640429	Greenstone Belts	meta-ultramáfica	Х		
MYF-68 B	9241190	640429	Greenstone Belts	meta-ultramáfica	Х		
MYF-68C	9241190	640429	Greenstone Belts	meta-ultramáfica	Х		
MYF-68D	9241190	640429	Greenstone Belts	meta-ultramáfica	Х		
MYF-68E	9241190	640429	Greenstone Belts	meta-ultramáfica	Х		
MYF-69	9242908	641318	Greenstone Belts	meta-ultramáfica	Х		
MYF-44	9263844	647069	Tonalito São Carlos	Bt-Hb tonalito		х	Х
MYF-45	9264026	646780	Tonalito São Carlos	Hb-Bt tonalito	Х	Х	
MYF-47	9264870	645310	Tonalito São Carlos	Bt-Hb tonalito	Х	х	х
PFA-07	9265726	643632	Tonalito São Carlos	Bt-Hb tonalito	Х	х	х
PFA-67	9260120	631443	Tonalito São Carlos	Hb-Bt tonalito	Х	Х	х
MYF-01	9256684	630950	Trondhjemito Colorado	Bt-tonalito	Х	Х	х
MYF-02	9255314	631030	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х	Х	
MYF-03	9253956	630000	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-05	9251376	632558	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х	Х	х
MYF-07	9251206	633000	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х	х	
MYF-08	9250546	634652	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х	Х	
MYF-09	9250136	635679	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х	х	х
MYF-10	9249228	636882	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-17 B	9245000	640930	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
MYF-19A	9248314	648854	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х	х	х
MYF-19B	9248314	648854	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х	х	
MYF-20	9248852	647656	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-21A	9250482	644653	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х	х	Х
MYF-21B	9250482	644653	Trondhjemito Colorado	Bt-tonalito	х	Х	

ANEXO - Pontos amostrados, suas coordenadas (UTM), unidades a que pertencem e estudos aos quais às rochas coletadas foram submetidas.

MYF-22 A	9251048	643445	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х	Х	
MYF-24A	9251370	643252	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х	Х	
MYF-25	9251480	643133	Trondhjemito	Colorado	Bt-tonalito	Х	Х	х
MYF-26	9251630	643014	Trondhjemito	Colorado	Bt-tonalito	Х	Х	
MYF-27	9252860	642249	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-30	9257926	649224	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
MYF-31	9258394	642424	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х	Х	
MYF-32	9258518	642031	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-35	9258182	646205	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-36	9258624	646256	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-37B	9259346	646504	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х	Х	
MYF-38B	9259860	646681	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х	Х	х
MYF-39	9261622	647286	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-41	9262556	648089	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-46	9264818	645401	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-48 B	9265024	645031	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х	Х	х
MYF-49A	9258336	643385	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-49B	9258336	643385	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-57	9261012	642724	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
MYF-59A	9260872	642878	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
MYF-65 A	9233832	643249	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			х
MYF-65 B	9233832	643249	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-66	9234980	641815	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-67	9240510	641355	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			х
MYF-80A	9245432	631297	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
PFA-04	9269416	645778	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
PFA-05	9267858	645023	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х	Х	
PFA-06 B	9266228	644760	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
PFA-08B	9266052	642354	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
PFA-09	9265668	642867	Trondhjemito	Colorado	Bt-trondhjemito			

PFA-54	9255088	632808	Trondhjemito Colorado	Bt-tonalito	Х	Х	
PFA-55	9254958	632065	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
PFA-56B	9254950	632175	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito			
PFA-58A	9266540	633000	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
PFA-59C	9266770	633010	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
PFA-60A	9267084	633205	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito			
PFA-68	9260160	631701	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
PFA-69	9259998	632494	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito	Х		
PFA-71	9258770	636074	Trondhjemito Colorado	Bt-trondhjemito			
MYF-81B	9246612	631673	Trondhjemito Colorado	Bt-tonalito	Х	Х	Х
MYF-11	9249228	636810	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х	х	х
MYF-12	9248300	637334	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito			
MYF-14A	9247680	637737	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х	х	х
MYF-15 A	9249976	637747	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х		
MYF-16	9245780	639460	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito			
MYF-17 A	9245000	640930	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х	х	х
MYF-23	9251238	643382	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito			
MYF-24B	9251370	643252	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х	х	х
MYF-28	9253680	642186	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х		
MYF-29 C	9254372	641842	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito			
MYF-70	9244332	642140	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito			
MYF-71	9245266	641976	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х	х	
MYF-72	9245548	642143	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х	х	х
MYF-73	9245382	642627	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х	х	
MYF-74	9245712	643081	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х	х	х
MYF-75	9245936	643840	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х	х	
MYF-76	9246104	643840	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito			
MYF-81A	9246612	631673	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito			
MYF-82	9246616	631745	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito			
MYF-83	9246108	636583	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	х		

MYF-84	9245662	635897	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х		
MYF-85	9245744	634450	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito			
MYF-86	9245542	646050	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito			
MYF-87	9295686	646294	Leucogranodiorito Pantanal	Bt-leucogranodiorito	Х	Х	
MYF-13 A	9248090	637491	Leucogranito	Leucogranito	Х	Х	Х
MYF-13 B	9248090	637491	Leucogranito	Leucogranito	Х	Х	Х
MYF-13 C	9248090	637491	Leucogranito	Leucogranito	Х	Х	х
MYF-14B	9247680	637737	Leucogranito	Leucogranito	Х	Х	х
MYF-15 B	9249976	637747	Leucogranito	Leucogranito	Х	Х	х
MYF-12	9248300	637334	Leucogranito	Leucogranito			
PFA-76	9262530	636558	Planalto	Bt-Hb monzogranito			
PFA-77	9262678	636276	Planalto	Bt-Hb monzogranito	Х	х	х
PFA-78	9262776	635839	Planalto	Bt-Hb monzogranito	Х	Х	х
MYF-58	9260782	642865	Planalto	Bt-Hb monzogranito			
MYF-40	9262500	647586	Vila Jussara	Bt-Hb tonalito	Х	Х	х
MYF-42	9262900	647981	Vila Jussara	Bt-Hb tonalito	Х	Х	
PFA-62	9268486	633710	Vila Jussara	Bt-Hb tonalito	Х	Х	х
MYF-64	9260038	644065	Vila Jussara	Bt-Hb tonalito	Х	Х	х
MYF-77	9246812	643178	Vila Jussara	Bt-Hb tonalito	Х	Х	х
MYF-78	9246810	642932	Vila Jussara	Bt-Hb tonalito			
MYF-79	9246968	642515	Vila Jussara	Bt-Hb tonalito			
MYF-34	9256614	637235	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito			
MYF-48A	9265024	645031	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito	Х	Х	
PFA-06 A	9266228	644760	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito			
PFA-08A	9266052	642354	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito			
PFA-56A	9254950	632175	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito			
PFA-60B	9267084	633205	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito			
PFA-63	9269740	634077	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito			
PFA-66	9271412	642040	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito			
PFA-72	9266882	639443	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito	Х	Х	х

PFA-73	9266604	639377	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito			
PFA-74	9265404	638969	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito			
PFA-75A	9264974	638853	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito	Х	Х	х
PFA-75B	9264974	638853	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito			
PFA-80	9269358	634312	Bt-monzogranito	Bt-monzogranito			
MYF-50	9263950	641237	Associação máfico-enderbítica	Px-Hb gabro	Х	х	Х
MYF-51	9263378	641051	Associação máfico-enderbítica	Anfibolito	Х		
MYF-52	9262138	641066	Associação máfico-enderbítica	Anfibolito	Х	х	х
MYF-54 A	9261742	641942	Associação máfico-enderbítica	enderbito	Х	Х	
MYF-54 B	9261742	641942	Associação máfico-enderbítica	enderbito	Х	Х	Х
MYF-55	9261558	642280	Associação máfico-enderbítica	enderbito	Х	Х	
MYF-56B	9261402	642734	Associação máfico-enderbítica	Anfibolito	Х	Х	Х
MYF-60	9260606	643669	Associação máfico-enderbítica	Hb-norito	Х	Х	х
MYF-61 D	9260498	644374	Associação máfico-enderbítica	enderbito	Х	Х	х
MYF-62	9261764	644577	Associação máfico-enderbítica	Px-Hb gabro	Х	Х	х
MYF-63	9260342	644127	Associação máfico-enderbítica	enderbito	Х	х	х
MYF-04	9251720	631735	Dique	Diabasio			
MYF-06	9251330	632690	Dique	Diabasio			
MYF-33	9258578	638476	Dique	Diabasio			
PFA-57	9250370	630977	Dique	Diabasio	Х	х	
PFA-58 A	9266546	633000	Dique	Diabasio			
PFA-79	9268158	631708	Dique	Diabasio	Х	х	