



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 415

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DA
ASSOCIAÇÃO TONALITO-TRONDHJEMITO-
GRANODIORITO (TTG) DO EXTREMO LESTE DO
SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO, PROVÍNCIA CARAJÁS**

Dissertação apresentada por:

PATRICK ARAUJO DOS SANTOS

Orientador: Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol (UFPA)

**BELÉM
2013**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Sistema de Bibliotecas da UFPA

S237g Santos, Patrick Araujo dos

Geologia, petrografia e geoquímica da associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de transição, Província Carajás / Patrick Araujo dos Santos; Orientador: Roberto Dall'Agnol – 2013
xviii, 111 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. Associação TTG. 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 DA
ASSOCIAÇÃO TONALITO-TRONDHJEMITO-
GRANODIORITO (TTG) DO EXTREMO LESTE DO
SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO, PROVÍNCIA CARAJÁS**


DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

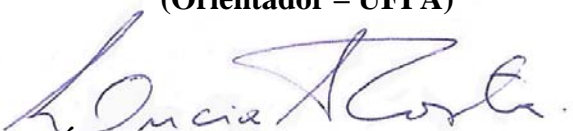
PATRICK ARAUJO DOS SANTOS


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

Data da Aprovação: 31 / 07 / 2013

Banca Examinadora:


Prof. ROBERTO DALL'AGNOL
(Orientador – UFPA)


Dr.^a LÚCIA TRAVASSOS DA ROSA-COSTA
(Membro – CPRM)


Dr. HILTON TÚLIO COSTI
(Membro – MPEG)

*aos meus pais: Jaime Amaral dos Santos
e Rossicléa Araujo dos Santos.*

AGRADECIMENTOS

Registro meus sinceros e profundos agradecimentos às pessoas e entidades que direta ou indiretamente prestaram sua contribuição para que este trabalho fosse concluído com êxito, em especial:

- À Universidade Federal do Pará (UFPA), através do Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, pelo fornecimento de infraestrutura necessária à realização deste trabalho.

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

- 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.

- Ao prof. Roberto Dall'Agnol, por sua orientação, confiança, paciência, motivação e amizade demonstrados ao longo deste trabalho.

- Aos professores Hilton Tulio Costi, Davis Carvalho de Oliveira e Fernando Jacques Althoff, pela imensa ajuda e troca de informações nas discussões referentes ao tema da pesquisa. Ao professor Claudio Nery Lamarão e Ana Paula pelo apoio nos estudos de microscopia eletrônica de varredura.

- Aos meus avaliadores, Hilton Tulio Costi (MPEG) e Lúcia Travassos da Rosa-Costa (CPRM), pelas críticas e sugestões afim de enriquecer este trabalho.

- Aos colegas do GPPG (Max, PH, Macris, Adriel, Ingrid, Ana Claudia, Alice, Mayara, Fabriciana e os demais) pelo companheirismo, críticas e sugestões, além de me proporcionarem um agradável ambiente de trabalho.

- À doutoranda Fabriciana Vieira Guimarães,

- Aos amigos da família Geologia, pela fiel amizade estabelecida ao longo da minha formação acadêmica (Eduardo Souza, Diodo Côrrea, João Marinho, Livio, Jeremias Feitosa, Kamila Borges, Ana Flávia Brittes, Débora Faria, Pablo Leite e os demais).

- Aos geólogos Jeremias Feitosa e Mayara Teixeira, pelas valiosas discussões, incentivo e companheirismo.

- À família Araujo dos Santos, pelo imenso apoio e incentivo para a realização deste sonho. Agradeço ainda a compreensão pelos momentos que estive ausente.

- À Hellen Vivianne Lima de Barros (minha noiva), por todo o carinho, apoio, força, incentivo, paciência e amizade.

- À Sr^a Rossi Araujo (minha mãe). Uma grande mulher, que me proporcionou educação de base e sabedoria. Sempre me deu amor, carinho e coragem para que eu pudesse enfrentar as dificuldades, conquistar meus objetivos e construir os meus próprios caminhos.

*“A base de toda conquista é o professor.
A fonte da sabedoria, um bom professor.
Em cada descoberta, cada invenção.
Todo bom começo tem um bom professor.*

*No trilho de uma ferrovia, um bom professor.
No bisturi da cirurgia, um bom professor.
No tijolo da olaria, no arranque do motor.
Tudo que se cria tem um bom professor.*

*No sonho que se realiza, um bom professor.
Cada nova ideia tem um professor.
O que se aprende e o que se ensina, um professor.
Uma lição de vida, uma lição de amor.*

*Na nota de uma partitura.
No projeto de arquitetura.
Em toda teoria.
Em tudo que se inicia.
Todo bom começo tem um bom professor.”*

Movimento “Todos Pela Educação” – Ministério da Educação (MEC).
Produzida pela DM9DDB, agência do grupo ABC.

RESUMO

Os estudos geológicos realizados no extremo leste do Subdomínio de Transição da Província Carajás demonstraram que a área estudada é composta predominantemente por associações tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG). De modo subordinado, ocorrem rochas monzograníticas deformadas, associadas aos granitos tipo Planalto, e gabros inseridos na associação máfico-enderbítica. Granitos isotrópicos e diversos diques máficos desprovidos de deformação expressiva seccionam os litotipos arqueanos mapeados. A associação TTG aflora na forma de blocos ou lajedos, geralmente em áreas de relevo arrasado. São rochas de cor cinza e granulação média, mostrando bandamento composicional ou, por vezes, aspecto homogêneo, frequentemente englobando enclaves quartzo-dioríticos. Apresentam-se intensamente deformadas, com foliação dominante segundo E-W e mergulhos fortemente inclinados a subverticais. Localmente apresentam estruturas NE-SW, transpostas por cisalhamentos E-W. Em algumas ocorrências, exibem feições miloníticas a protomiloníticas, registradas nas formas ovaladas dos porfiroblastos de plagioclásio ou de veios leucograníticos boudinados. São reconhecidas duas variedades petrográficas para esta associação: Biotita-trondhjemito e, subordinados, biotita-granodioritos, ambos com conteúdos modais variáveis de muscovita e epidoto. Essas variedades possuem aspectos texturais similares e mostram trama ígnea pouco preservada, mascarada por intensa recristalização, acompanhada do desenvolvimento de foliação milonítica incipiente a marcante.

Análises por EDS efetuadas em microscópio eletrônico de varredura revelaram que o plagioclásio possui composição de oligoclásio cálcico (An_{27-19}), com teores de Or variando de 0,6 a 2,3%. As biotitas são ferromagnesianas, com ligeira dominância de Fe sobre Mg ($Fe/[Fe+Mg]$ variando de 0,54 a 0,59) e os epidotos analisados apresentam teores de pistacita que variam de 23 a 27,6%, situados em sua maioria no intervalo de epidotos magmáticos.

Estudos litogeoquímicos identificaram duas composições distintas: uma de afinidade trondhjemítica (dominante) e outra granodiorítica e cálcico-alcálica. A primeira apresenta características típicas das suítes TTG arqueanas. A última apresenta enriquecimento em LILE, especificamente K_2O , Rb e Ba, quando comparada com os trondhjemitos dominantes, mas ainda preserva alguns aspectos afins das associações TTG arqueanas. Diferentes mecanismos são propostos para explicar a origem e evolução desses dois litotipos. Os dados geoquímicos são inconsistentes com as hipóteses de diferenciação desses dois grupos de rochas por meio de processos de cristalização fracionada a partir de magma tonalítico/trondhjemítico ou derivação dos granodioritos por anatexia das rochas TTG dominantes. Os tonalitos e trondhjemitos exibem afinidade com os grupos de TTG de alta razão La/Yb e Sr/Y da Província Carajás, sugerindo que foram derivados de fontes à base de granada anfíbolitos em

altas pressões (ca. 1,5 GPa), ou no mínimo apresentam uma evolução magmática controlada pelo fracionamento de granada, fato normalmente admitido para os TTG arqueanos. O estudo comparativo apontou maiores similaridades entre os TTG estudados e o Tonalito Mariazinha e o Trondhjemito Mogno, do Domínio Rio Maria, e com o Trondhjemito Colorado e, em menor grau, Trondhjemito Rio Verde, do Domínio Carajás. As características geoquímicas particulares das rochas granodioríticas podem ser devidas à contaminação de magmas ou rochas TTG a partir de metassomatismo litosférico ou à assimilação de sedimentos oriundos da crosta oceânica em subducção durante a gênese do líquido trondhjemítico. Em ambas as hipóteses, haveria a preservação de parte das características de associações TTG. As associações arqueanas identificadas neste trabalho implicam existência expressiva de rochas TTG no Subdomínio de Transição. Esse fato tende a fortalecer a hipótese de que o Subdomínio de Transição representa uma extensão do Domínio Rio Maria, mas afetado por eventos de retrabalhamento crustal durante o Neoarqueano.

Na porção leste da área ocorrem pequenos corpos monzograníticos alongados segundo E-W, claramente condicionados por cisalhamentos. Suas rochas apresentam texturas miloníticas, caracterizadas por porfiroclastos de feldspatos com formas amendoadas, contornados principalmente por micas e quartzo recristalizados. Apresentam assinaturas geoquímicas de granitos tipo-A reduzidos e são similares aos granitos da Suíte Planalto, da área de Canaã dos Carajás.

Rochas máficas afloram restritamente na porção centro-norte da área na forma de blocos. São rochas com textura predominantemente granoblástica, com arranjos em mosaico, constituídas basicamente por anfibólio e plagioclásio, com quartzo e biotita subordinados.

Na porção norte da área mapeada foi identificado um corpo de granito isotrópico, sem deformação expressiva, com texturas rapakivi localizadas. Apresenta relevo de colinas suaves, com padrão morfológico distinto dos granitóides arqueanos. Este corpo granítico foi correlacionado aos granitos tipo-A paleoproterozoicos, representados no Domínio Carajás pela Suíte Serra dos Carajás e pelo Granito Rio Branco. Esses granitos não são objeto desta pesquisa e, portanto, não foram estudados em maior detalhe.

Palavras chave: Trondhjemito, Granodiorito, TTG, Arqueano, Subdomínio de Transição

ABSTRACT

The eastern border of the Transition Subdomain of the Carajás Province is constituted dominantly of Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG). Deformed monzogranites, similar to the Planalto granite suite, and metagabbros inserted in association mafic-enderbitic also occur. Paleoproterozoic isotropic granites and mafic dykes devoid of significant deformation crosscut the Archean lithologies. The TTGs are exposed as blocks or as flat outcrops in areas of low relief and commonly include quartz-diorite enclaves. The TTG rocks display gray colour and are generally medium-grained, showing compositional banding or, sometimes, homogeneous aspect. They show commonly a NW-SW to E-W trending foliation with vertical to subvertical dips and were submitted to NE-SW stress. Locally, it was identified a NE-SW foliation transposed to E-W along shear zones. In some instances, they exhibit mylonitic to protomylonitic features, registered in the oval form of plagioclase porphyroclasts or boudinated leucogranitic veins. Two petrographic varieties are recognized for this association: biotite-trondhjemite and subordinate biotite-granodiorites, both have similar mineralogical and textural aspects and are characterized by a poorly preserved igneous texture, partially overwritten by an intense recrystallization.

EDS analyses revealed that the plagioclase is a calcic oligoclase (An_{27-19}), with Or ranging from 0.6 - 2.3%. The biotites are ferromagnesian, with dominance of Fe over Mg ($Fe / [Fe + Mg]$ ranging from 0.54 to 0.59) and the analyzed epidote presents pistacite contents ranging from 23 to 27.6 % and plot mostly in the range of magmatic epidotes.

The trondhjemite shows all typical characteristics of Archean TTG suites. They have high La/Yb and Sr/Y ratios, suggesting they were derived from the partial melting of garnet amphibolite sources at high pressures (ca. 1.5 GPa) or, at least, that their magmatic evolution was controlled by the fractionation of garnet and possibly amphibole, without significant influence of plagioclase. The studied TTGs show similarities with Mariázinha tonalite and Mogno trondhjemite, of the Rio Maria Domain, Colorado trondhjemite and, in at a lesser degree, to the Rio Verde trondhjemite, of the Carajás Domain.

The granodiorites display a calc-alkaline signature and shows LILE enrichment, specifically K_2O , Rb and Ba, when compared to the trondhjemites, but still preserving some geochemical features of the TTG. The geochemical data indicate that the trondhjemite and granodiorite are not related by fractional crystallization. An origin of the granodiorite by partial melting of the TTG rocks is also discarded. The granodiorite could, however, result of contamination of TTG magmas by lithosphere metasomatism or assimilation of sediments from subducted oceanic crust along trondhjemite liquid genesis.

In the eastern portion of the mapped area, it was identified a small, E-W trending granite stock clearly controlled by shear zones. The rocks have mylonitic textures, characterized by ovoid-shaped feldspar porphyroclasts, wrapped by recrystallized quartz and mica. These granitic rocks have geochemical signatures of reduced A-type granites and are similar to the Planalto granite suite.

Boulders of mafic rocks crop out locally in the northern portion of the area. These rocks show a dominant granoblastic texture, and are mainly composed of amphibole and plagioclase, with subordinate biotite and quartz.

In the northern part of the mapped area, it was identified a body of isotropic granite without significant deformation and showing locally rapakivi textures. This granitic pluton was correlated to the Paleoproterozoic A-type granites, represented in the Carajás Domain by the Serra dos Carajás suite and Rio Branco Granite. These granites were not studied in detail.

The geological and geochemical aspects shown by the Archean granitoids identified in the eastern part of the Transition Subdomain implies in the existence of significant TTG rocks in the Transition Subdomain. This reinforces the hypothesis that the Transition Subdomain could represent an extension of the Rio Maria Domain, but affected by crustal reworking events in the Neoproterozoic.

Keywords: Trondhjemite, Granodiorite, TTG, Archean, Transition Subdomain.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

- Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo. A) Mapa do estado do Pará com a localização das cidades de Belém (capital do estado) e Sapucaia (na área de estudo). B) Mapa rodoviário do sudeste do Pará, localizando a área de estudo. O polígono enegrecido representa a área de estudo. 3
- Figura 1.2- Mapa geológico da Província Carajás (PC). A) Craton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004). B) Mapa geológico simplificado da PC, destacando os domínios Rio Maria, Subdomínio de Transição e Bacia Carajás (modificado de Feio *et al.* 2013, com dados adicionais de Silva 2012, e Gabriel 2012). 6
- Figura 1.3 – Mapa geológico simplificado do Subdomínio de Transição, fundido com imagem de radar SRTM (baseado em Oliveira *et al.* 2010, Gabriel 2012, Silva 2012, Feio *et al.* 2013). O retângulo azulado destaca a área estudada por Teixeira (2013) e o polígono amarelo destaca a área estudada neste trabalho. No entanto, o artigo científico produzido neste trabalho contempla unidades geológicas aflorantes nas duas áreas em destaque. DRM = Domínio Rio Maria. 12
- Figura 1.4 - Mapa de amostragem. Os polígonos coloridos representam as áreas de estudo. . 17

CAPÍTULO II

- Figura 1 – A) Craton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004); B) mapa geológico simplificado da Província Carajás (modificado de Almeida *et al.*, 2011; Feio *et al.*, 2013, Gabriel & Oliveira, este volume; Silva *et al.*, este volume); C) mapa geológico do extremo leste do Subdomínio de Transição. 30
- Figura 2 – Aspectos de campo da associação TTG da porção extremo leste do Subdomínio de Transição. A) Bandamento composicional; B) enclave quartzo-diorítico; C) bandamento dobrado; D) veios leucograníticos dobrados; E) cisalhamento sinistral causando deslocamento da foliação; F) Porfiroclastos oclares de feldspato rotacionados(cinemática); G) diagrama de pólos de foliação para as rochas estudadas (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)... 32
- Figura 3 – Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M' (Streckeisen, 1976) para a associação tonalito-trondhjemito-granodiorito da região oriental do Subdomínio de Transição. 33
- Figura 4 – Aspectos mineralógicos e texturais das rochas estudadas. A) Porfiroclastos ovalados de plagioclásio imersos em matriz granular fina, proveniente da cominuição e recristalização de cristais primitivos; B) Foliação milonítica, com arranjo granolepidoblástico; C) cristal subédrico de plagioclásio com resíduos de zoneamento normal; D) imagem de MEV

dos plagioclásios tipo 1 e 3 mostrando os pontos analisados por EDS (válido também para as figuras F e H); E) Agregados de biotita; F) imagem de MEV de biotitas; G) Associação de cristais de epidoto automorfos, parcialmente corroídos, e biotita; H) imagem de MEV de epidoto tipo 1 associado com biotita. Símbolos minerais segundo Kretz (1983).	36
Figura 5 – A) Diagrama Ab-Or-An com destaque para a aresta Ab-An para a classificação dos plagioclásios estudados a partir de análises químicas semi-quantitativas; B) diagrama (FeO+MnO)-(10*TiO ₂)-MgO de Nachit <i>et al.</i> (2005) para classificação de biotitas; C) diagrama Al _t vs Mg (Nachit <i>et al.</i> , 1985) para discriminar diferentes famílias magmáticas; D) Diagrama de classificação de biotitas baseado na razão Fe/(Fe+Mg) vs Al ^{IV} (Anderson & Smith, 1995), mostrando as possíveis condições de fugacidade de oxigênio durante a cristalização das rochas estudadas; E) histograma do conteúdo de pistacita (% mol) em epidoto 1 das rochas estudadas. A relação entre variação composicional e origem dos epidotos expressa no diagrama se baseia em Tulloch (1979).....	39
Figura 6 – Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores da associação TTG estudada, em comparação com as associações TTGs da Província Carajás. Fontes dos dados das suítes TTG: Domínio Rio Maria (Almeida <i>et al.</i> , 2011); Trondhjemito Rio Verde (Feio <i>et al.</i> , 2013); Trondhjemito Colorado (Silva <i>et al.</i> , este volume).	44
Figura 7 - Diagramas de Harker para os elementos-traço da associação TTG estudada, em comparação com as associações TTGs da Província Carajás. Fontes dos dados das suítes TTG: Domínio Rio Maria (Almeida <i>et al.</i> , 2011); Trondhjemito Rio Verde (Feio <i>et al.</i> , 2013); Trondhjemito Colorado (Silva <i>et al.</i> , este volume).....	45
Figura 8 – A e C) Padrões de elementos terras raras da associação TTG do setor leste do Subdomínio de Transição, normalizados em relação ao condrito (Evensen <i>et al.</i> , 1978); B e D) Diagrama de multielementos normalizados em relação ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985).	46
Figura 9 - Caracterização geoquímica da associação TTG do setor leste do Subdomínio de Transição: A) Diagrama AFM (A= Na ₂ O+K ₂ O; F= FeO+0,9*Fe ₂ O ₃ ; M= MgO; campos de Irvine & Baragar, 1971); B) Diagrama [Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)]mol vs. [Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O)]mol (Maniar & Piccoli, 1989); C) Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1965, com campos de Barker, 1979); D) Diagrama K-Na-Ca (trends CA=cálcio-alcalino e TDH=trondhjemítico, segundo Barker & Arth, 1976; campo Thd, conforme Martin, 1994); E) Diagrama P-Q (Debon & Le Fort, 1983).....	48

Figura 10 - Diagramas geoquímicos de comparação das associações TTG do leste do Subdomínio de Transição com outras associações TTG da Província Carajás e outros crátons arqueanos do mundo. 50

Figura 11 - Padrões de ETR da associação TTG do setor leste do Subdomínio de Transição comparados com associações TTG da Província Carajás..... 52

CAPÍTULO III

Figura 3.1 – A) Craton Amazônico (Tassinari & Macambira 2004); B) Mapa geológico do Subdomínio de Transição (Modificado de Feio 2011; Gabriel 2012; Silva 2012). O retângulo azulado representa a área estudada por Teixeira, 2013. O polígono amarelado representa a área estudada neste trabalho; C) Mapa geológico integrado do extremo leste do subdomínio de transição (Teixeira, 2013; Santos, este trabalho). O retângulo tracejado em azul representa a porção estudada por Teixeira, 2013. O polígono tracejado em amarelo representa a área estudada neste trabalho. 65

Figura 3.2 – Principais aspectos geológicos dos granitos do extremo leste do Subdomínio de Transição. A) afloramento tipo blocos dos granitos correlacionados à Suíte Planalto; B) feição macroscópica do Granito Planalto. Destaque para a orientação preferencial da fase máfica, descrevendo a foliação da rocha; C e D) Textura milonítica da rocha; E) morfologia do granito anorogênico; F) Aspecto macroscópico do granito anorogênico com textura rapakivi localizada. 66

Figura 3.3 – Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M' (Streckeisen 1976) para os granitos do extremo leste do Subdomínio de Transição. Fontes dos campos das suítes neoarqueanas: Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.* 2006); Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012, Cunha 2013); Complexo Granítico Estrela (Barros 1999); Granitoides associados à Suíte Vila Jussara (Silva 2012) ... 68

Figura 3.4 – Fotomicrografias em nicóis cruzados, mostrando aspectos mineralógicos e texturais do Granito Planalto, do setor leste do SDT. Simbologia: Kretz (1983). 70

Figura 3.5 – Fotomicrografias em nicóis cruzados, mostrando aspectos mineralógicos e texturais do granito anorogênico do setor leste do SDT. A) Textura granular hipidiomórfica com cristal de quartzo bipiramidado de alta temperatura, sem deformação expressiva; B) Feldspato alcalino perítico com textura de exsolução modificada; C) cristal subédrico de plagioclásio com contatos retos e fortemente alterado; D) Agregado máfico à base de biotita, com inclusões de zircão, anfibólio e opacos associados com quartzo e plagioclásio; E) Agregado máfico contendo também epidoto; F) cristal euédrico de allanita. Simbologia: Kretz (1983). 71

Figura 3.6 – Diagramas de Harker para os óxidos (% em peso) dos granitos arqueanos do setor leste do Subdomínio de Transição. Os triângulos preenchidos são de amostras provenientes do *stock* granítico tipo Planalto e o triângulo vazado representa o granodiorito da porção norte da área (PFA-39). Fontes dos dados das suítes neoarqueanas: Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012); Associação Vila Jussara (Silva 2012). 75

Figura 3.7 – Diagramas de Harker para os elementos-traço dos granitos arqueanos do leste do Subdomínio de Transição. Os triângulos preenchidos são de amostras provenientes do *stock* granítico tipo Planalto e o triângulo vazado representa o granodiorito da porção norte da área (PFA-39). Fontes das suítes neoarqueanas: Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012); Associação Vila Jussara (Silva 2012). 76

Figura 3.8 – Padrão de ETR dos granitos arqueanos do extremo leste do Subdomínio de Transição. A) Amostras do corpo granítico do limite com Cinturão Araguaia, comparadas com padrão da Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012); B) granodiorito da porção centro-norte da área, comparado com padrões de granodioritos e tonalitos da Associação Vila Jussara (Silva 2012). 77

Figura 3.9 – Diagramas de caracterização e tipologia de granitos, mostrando a distribuição de granitos e granodiorito do leste do Subdomínio de Transição em comparação com as suítes subalcalinas neoarqueanas do Domínio Carajás. 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 discriminante de ambiente tectônico (Pearce *et al.* 1984); C) diagrama discriminante de granitos tipo-A de Whalen *et al.* (1987); D) Diagrama Y-Nb-Ce (Eby 1992), mostrando a distribuição dos granitos estudados; E) Diagrama $FeO/(FeO+MgO)$ versus sílica (Frost *et al.* 2001); F) Diagrama $FeO/(FeO+MgO)$ versus Al_2O_3 (Dall’Agnol & Oliveira 2007). Dados da Suíte Planalto com base em Feio *et al.* (2012) e Associação Vila Jussara com base em Silva (2012). 79

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO II

Tabela 1 – Composições modais da associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) do setor leste do Subdomínio de Transição	35
Tabela 2 – Análises químicas semiquantitativas por EDS em plagioclásios da associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) do setor leste do Subdomínio de Transição.	37
Tabela 3 – Análises químicas semiquantitativas por EDS em biotita da associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) do setor leste do Subdomínio de Transição.....	38
Tabela 4 – Análises semi-quantitativas por EDS de epidoto da associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito do setor leste do Subdomínio de Transição.	40
Tabela 5 – Composições químicas da associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito do setor leste do Subdomínio de Transição.	41

CAPÍTULO III

Tabela 3.1 – Composições modais dos granitos do extremo leste do Subdomínio de Transição (SDT).	68
Tabela 3.2 – Composições químicas de amostras dos granitos arqueanos.....	73

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA

AGRADECIMENTOS

RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xv
CAPÍTULO I	1
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	2
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	3
1.4 GEOLOGIA DA PROVÍNCIA CARAJÁS	4
<i>Breve histórico</i>	4
<i>Síntese da geologia regional da Província Carajás</i>	4
<i>O estado de conhecimento do Subdomínio de Transição</i>	6
1.5 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	12
1.6 OBJETIVOS DO TRABALHO	14
1.7 MATERIAIS E MÉTODOS	14
<i>Pesquisa bibliográfica</i>	15
<i>Mapeamento geológico e amostragem</i>	15
<i>Petrografia</i>	15
<i>Microscopia eletrônica de varredura</i>	16
<i>Geoquímica</i>	16
1.8 ALGUMAS CONSIDERAÇÕES ADICIONAIS SOBRE AS ASSOCIAÇÕES TONALITO-TRONDHJEMITO-GRANODIORITO (TTG)	17
CAPÍTULO II	20

<i>ARTIGO CIENTÍFICO: GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DA ASSOCIAÇÃO TONALITO-TRONDHJEMITO-GRANODIORITO (TTG) DO EXTREMO LESTE DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO, PROVÍNCIA CARAJÁS.</i>	20
Resumo:	23
Abstract	24
INTRODUÇÃO.....	25
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	26
ASSOCIAÇÕES TTG DA PROVÍNCIA CARAJÁS	27
GEOLOGIA DO EXTREMO LESTE DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO.....	28
PRINCIPAIS ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ASSOCIAÇÃO TTG.....	29
PETROGRAFIA	31
Composições modais e classificação	31
Aspectos mineralógicos e texturais.....	33
GEOQUÍMICA	40
Caracterização da série magmática	46
DISCUSSÕES	49
Comparações com as associações TTG da Província Carajás.....	49
Processos de formação dos granodioritos.....	51
<i>CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA A PARTIR DO LÍQUIDO RESIDUAL DO MAGMA TRONDHJEMÍTICO</i>	51
<i>ORIGEM A PARTIR DA FUSÃO PARCIAL DE CROSTA TONALÍTICO-TRONDHJEMÍTICA</i>	51
<i>ORIGEM A PARTIR DA FUSÃO DE ROCHAS MÁFICAS OU INTERMEDIÁRIAS OU DE FONTES HÍBRIDAS</i>	53
<i>GERAÇÃO DOS GRANODIORITOS POR PROCESSOS METASSOMÁTICOS AFETANDO CROSTA TTG</i>	54
Fontes e pressão de origem dos magmas trondhjemíticos.....	55
CONCLUSÕES.....	56
AGRADECIMENTOS	57

REFERÊNCIAS	57
CAPÍTULO III	63
3 OUTROS GRANITOIDES DO LESTE DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO	63
3.1 INTRODUÇÃO	63
3.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS DOS GRANITOS NEOARQUEANOS.....	64
3.3 PETROGRAFIA	67
<i>Granitos tipo Planalto e Associação Vila Jussara</i>	67
<i>Granito anorogênico</i>	69
3.4 GEOQUÍMICA	72
<i>Granitos tipo Planalto e Associação Vila Jussara</i>	72
3.5 COMPARAÇÕES ENTRE OS GRANITOS ARQUEANOS DO EXTREMO LESTE DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO E AS SUÍTES NEOARQUEANAS DA PROVÍNCIA CARAJÁS.	78
<i>Suíte Planalto versus Associação Granítica Vila Jussara</i>	81
CAPÍTULO IV	83
CONCLUSÕES	83
REFERÊNCIAS	86
ANEXOS	94

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Os núcleos arqueanos preservados de vários locais do mundo são constituídos fundamentalmente por associações granitoides dominadas por tonalitos, trondhjemitos e granodioritos, que formam as clássicas associações TTG, e por *greenstone-belts* (Goodwin 1991, Condie 1993, Martin 1994). Além desses, associações sanukitóides (Stern *et al.*, 1989, Smithies & Champion 2000, Moyen *et al.* 2003, Halla 2005, Lobach-Zhuchenko *et al.* 2005, Oliveira *et al.* 2009, Heilimo *et al.* 2010) e diferentes variedades de granitos potássicos (Sylvester 1994, Davis *et al.* 1994, Champion & Sheraton 1997, Frost *et al.* 1998, Moyen *et al.* 2003, Käpyaho *et al.* 2006, Jayananda *et al.* 2006, Champion & Smithies 2007, Almeida *et al.* 2011) também são reconhecidos como importantes componentes de terrenos arqueanos. Condie (1993) considera que as suítes TTG perfazem 35 a 50% das rochas expostas em crátons arqueanos, superando o magmatismo potássico que constitui cerca de 20% e as rochas toleíticas (~10%).

A Província Carajás (PC), situada no norte do Brasil, é o mais importante segmento arqueano do Cráton Amazônico. Atualmente compreende dois domínios tectônicos: (1) Domínio Rio Maria (DRM) e (2) Domínio Carajás (Souza *et al.* 1996, Dall’Agnol *et al.* 2006, Vasquez *et al.* 2008). A evolução do magmatismo presente no DRM acha-se melhor definida (Macambira & Lafon 1995, Macambira & Lancelot 1992, Althoff *et al.* 2000, Souza *et al.* 2001, Leite *et al.* 2004, Oliveira *et al.* 2009, 2010, Almeida *et al.* 2010, 2011, 2013), do que a do Domínio Carajás (DC). O último apresenta dois subdomínios distintos: ao norte, a Bacia Carajás (BC), formada principalmente por unidades supracrustais neoarqueanas (Gibbs *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Teixeira & Egger 1994, Nogueira *et al.* 1995, Lobato *et al.* 2005, Dall’Agnol *et al.* 2006), e ao sul, o Subdomínio de Transição (Feio 2011), dominado por granitoides arqueanos com rochas granulíticas ou charnoquíticas subordinadas (Vasquez *et al.* 2008, Oliveira *et al.* 2010, Feio 2011, Feio *et al.* 2013, Gabriel 2012, Silva 2012, Santos 2013).

A área selecionada para estudo nesta dissertação está inserida na porção extremo oriental do Subdomínio de Transição (SDT). É uma região geologicamente pouco estudada, havendo sobre ela somente levantamentos em escala regional. Informações fundamentais a respeito das diferentes rochas granitoides expostas ainda não foram disponibilizadas, pois se

dispõe apenas de mapeamento geológico na escala 1:250.000, que permite uma visão dos grandes traços da geologia regional, mas é insuficiente para a compreensão de aspectos mais detalhados da geologia local. Por conta disso, grande parte dos granitoides ocorrentes nesta área estava inserida no Complexo Xingu ou na Suíte Plaqué. Nesse contexto, este trabalho visa caracterizar as rochas arqueanas expostas na porção extremo leste do SDT, ainda inteiramente desprovida de estudos de detalhe, mas de grande relevância para a compreensão de sua evolução geológica.

Esta dissertação está vinculada às atividades do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides e do INCT de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) e se articula a outros projetos em desenvolvimento na região, em particular à tese de doutorado de Fabriciana Vieira Guimarães e à dissertação de mestrado de Mayara Fraeda Barbosa Teixeira.

1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação foi elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), sob a orientação do Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol. Ela foi redigida seguindo o modelo de integração de artigo científico e tem seu conteúdo assim organizado:

CAPÍTULO I – Apresenta um texto integrador com os aspectos introdutórios deste trabalho. Aborda a apresentação da pesquisa, localização da área de estudo, problemática, objetivos traçados, materiais e métodos usados para alcançar tais objetivos, bem como o contexto geológico regional e uma síntese a respeito de granitoides arqueanos, com ênfase em associações TTG.

CAPÍTULO II – Constitui o corpo central da dissertação. Inclui um artigo científico a ser submetido a periódico nacional. Discute, sobretudo, a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica da associação TTG identificada na área de estudo.

CAPÍTULO III – Concentra uma breve caracterização dos demais granitoides identificados na área estudada, discutindo suas principais feições geológicas, petrográficas e geoquímicas.

CAPÍTULO IV – Representa o capítulo final da dissertação. Abrange discussão integrada dos resultados obtidos e conclusões alcançadas no desenvolvimento da dissertação como um todo.

ANEXO A – Apresenta os dados de análises químicas semi-quantitativas obtidas no estudo de microscopia eletrônica de varredura para avaliação mineralógica.

ANEXO B – Apresenta relação das amostras estudadas, com suas respectivas coordenadas UTM, classificação petrográfica, unidades geológicas a que pertencem e os estudos a que foram submetidas.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

Este trabalho foi desenvolvido no sudeste do estado do Pará, a sul da cidade de Canaã dos Carajás e a norte do município de Sapucaia (Figura 1.1). Partindo de Belém, o acesso se faz por malha rodoviária, utilizando a PA-150 (atual BR-222), ou por via aérea até a cidade de Marabá. A partir de então, o trajeto é realizado em malha rodoviária, seguindo até Sapucaia pela estrada federal BR-222. O acesso ao interior da área é facilitado por vias não pavimentadas ou caminhos trafegáveis.

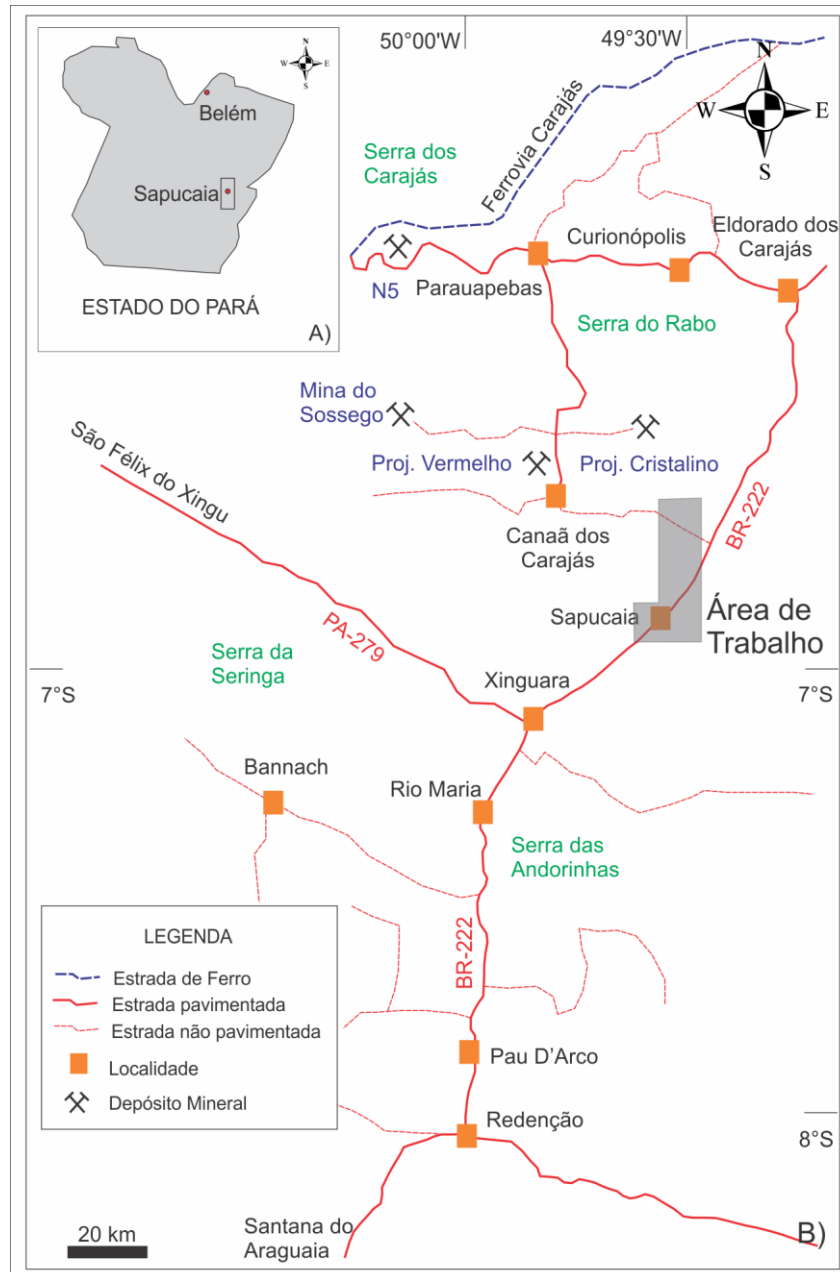


Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo. A) Mapa do estado do Pará com a localização das cidades de Belém (capital do estado) e Sapucaia (na área de estudo). B) Mapa rodoviário do sudeste do Pará, localizando a área de estudo. O polígono enegrecido representa a área de estudo.

1.4 GEOLOGIA DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Breve histórico

Os primeiros trabalhos desenvolvidos na região de Carajás apresentavam interesse meramente prospectivo e abordavam principalmente descrição litológica (Barbosa *et al.* 1966, Ramos 1967). Os trabalhos de cunho regional, enfatizando a caracterização de rochas e a individualização de unidades geológicas, apareceram na literatura na década de 70 (Puty *et al.* 1972, Beisiegel *et al.* 1973, Silva *et al.* 1974), sendo complementados com estudos geocronológicos pioneiros (Basei 1974, Gomes *et al.* 1975, Amaral & Halpern 1975). A seguir, ganharam destaque os estudos envolvendo a caracterização das principais unidades estratigráficas, acompanhados de tentativas de definição de colunas litoestratigráficas, ampliação das datações geocronológicas e dos primeiros trabalhos sobre granitos (Lindenmayer 1981, Hirata *et al.* 1982, Figueiras & Villas 1984, Gibbs *et al.* 1986, Huhn *et al.* 1987, DOCEGEO 1988, Costa *et al.* 1995, Araujo & Maia 1991, Machado *et al.* 1991). No final dos anos 90, os estudos na Província Carajás enfocavam principalmente petrologia, metalogênese, geologia regional e estrutural, geocronologia e evolução crustal (Althoff *et al.* 2000, Souza *et al.* 2001, Leite 2001, Barros *et al.* 2001, Macambira *et al.* 2001). Mais recentemente, os trabalhos realizados buscam, entre outros enfoques, as relações existentes entre os diferentes terrenos arqueanos expostos na região de Carajás (Viegas 2007, Silva 2012, Gabriel 2012, Feio *et al.* 2013) e a origem e idade do magmatismo granítico associado (Oliveira *et al.* 2009, 2010, Almeida *et al.* 2010, 2011, 2013, Feio & Dall'Agnol 2012, Feio *et al.* 2012).

Síntese da geologia regional da Província Carajás

A Província Carajás (Figura 1.2B) está localizada na porção sul-oriental do Cráton Amazônico e compreende essencialmente terrenos arqueanos, afetados por eventos magmáticos durante o Proterozóico. Para Costa & Hasui (1997), a estruturação do Cráton Amazônico resultou da articulação de blocos crustais que teriam se unido através de colisões no Arqueano/Proterozóico Inferior, compondo parte de um megacontinente. Além das colisões, teriam ocorrido eventos extensionais, acompanhados por intenso magmatismo e formação de bacias, cuja geometria foi controlada por estruturas pré-existentes. Entretanto, Cordani & Sato (1999), Tassinari & Macambira (2004), Santos *et al.* (2000) consideram que o Cráton Amazônico é dividido em províncias geocronológicas, formadas por um núcleo arqueano alongado na direção NW/SE, denominado Província Amazônia Central (Teixeira *et*

al. 1989). As províncias proterozoicas seriam produto de retrabalhamento e/ou acreção crustal ao longo de cinturões móveis.

Souza *et al.* (1996) subdividiram a Província Carajás em dois blocos distintos, denominados de (1) Domínio Rio Maria e (2) Domínio Carajás. Esta proposta tem sido fortalecida ao longo do tempo (Dall'Agnol *et al.* 2006), sendo assumida a existência desses dois blocos no recente mapa geológico do estado do Pará (Vasquez *et al.* 2008). Em tempos paleoproterozoicos, diversos granitos anorogênicos seccionaram as unidades arqueanas em toda a PC (Dall'Agnol *et al.* 2005).

O Domínio Rio Maria é formado por *greenstone belts* (Supergrupo Andorinhas) e por cinco grupos de granitoides arqueanos, a saber: (1) Série TTG mais antiga (2,96 – 2,93 ± 0,02 Ga), constituída por Tonalito Arco Verde e Trondhjemitó Mogno, seguidos pelo Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha; (2) granitóides com alto Mg e idade de ~2,87 Ga (Suíte Rio Maria, formada pelo Granodiorito Rio Maria e rochas de afinidade sanukitoide associadas); (3) leocogranodioritos ou leocomonzogranitos cálcico-alcálicos de 2,87 Ga (Suíte Guarantã e granitos correlatos); (4) Trondhjemitó Água Fria (2,86 Ga), que corresponde aos TTGs mais jovens; (5) leocogranitos potássicos de 2,86 Ga, representados pelos granitos Xinguara, Mata Surrão e similares (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995, Leite *et al.* 2004, Dall'Agnol *et al.* 2006, Oliveira *et al.* 2009, Guimarães *et al.* 2010, Almeida *et al.* 2011, 2013).

O Domínio Carajás apresenta dois subdomínios distintos: ao norte, a Bacia Carajás, e ao sul, o Subdomínio de Transição, redefinido por Feio (2011).

A Bacia Carajás é constituída por seqüências metavulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (2,76 Ga; Machado *et al.* 1991) e granitoides com idades de 2,76 a 2,56 Ga (Complexo Granítico Estrela e granitos Serra do Rabo, Old Salobo e Igarapé Gelado – Machado *et al.* 1991, Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2006, Barros *et al.* 2009). O seu provável embasamento seria formado por gnaisses quartzo-feldspáticos do Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), com 2,85 Ga (Machado *et al.* 1991) e por granulitos máficos relacionados ao Complexo Pium, com 3,00 Ga (Pidgeon *et al.* 2000). Porém o significado e idades destas unidades têm sido revistos (ver a seguir).

No Subdomínio de Transição os dados disponíveis na literatura relatam a ocorrência de *greenstone-belts*, de granitoides de idade mesoarqueana e neoarqueana, do Complexo granulítico ou charnockítico Pium, mesoarqueano (Pidgeon *et al.* 2000) ou neoarqueano, (Galarza *et al.* 2012, Santos 2013), e de seqüências metavulcano-sedimentares localizadas (Hirata *et al.* 1982, Machado *et al.* 1991, Macambira & Vale 1997, Avelar *et al.* 1999, Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2004, Gomes & Dall'Agnol 2007, Santos *et al.* 2008, Vasquez *et*

al. 2008, Ricci & Carvalho 2006, Santos 2012). O quadro estratigráfico deste subdomínio vem sendo progressivamente refinado em trabalhos mais recentes. Como a área estudada se situa no Subdomínio de Transição, este será discutido em maior detalhe a seguir.

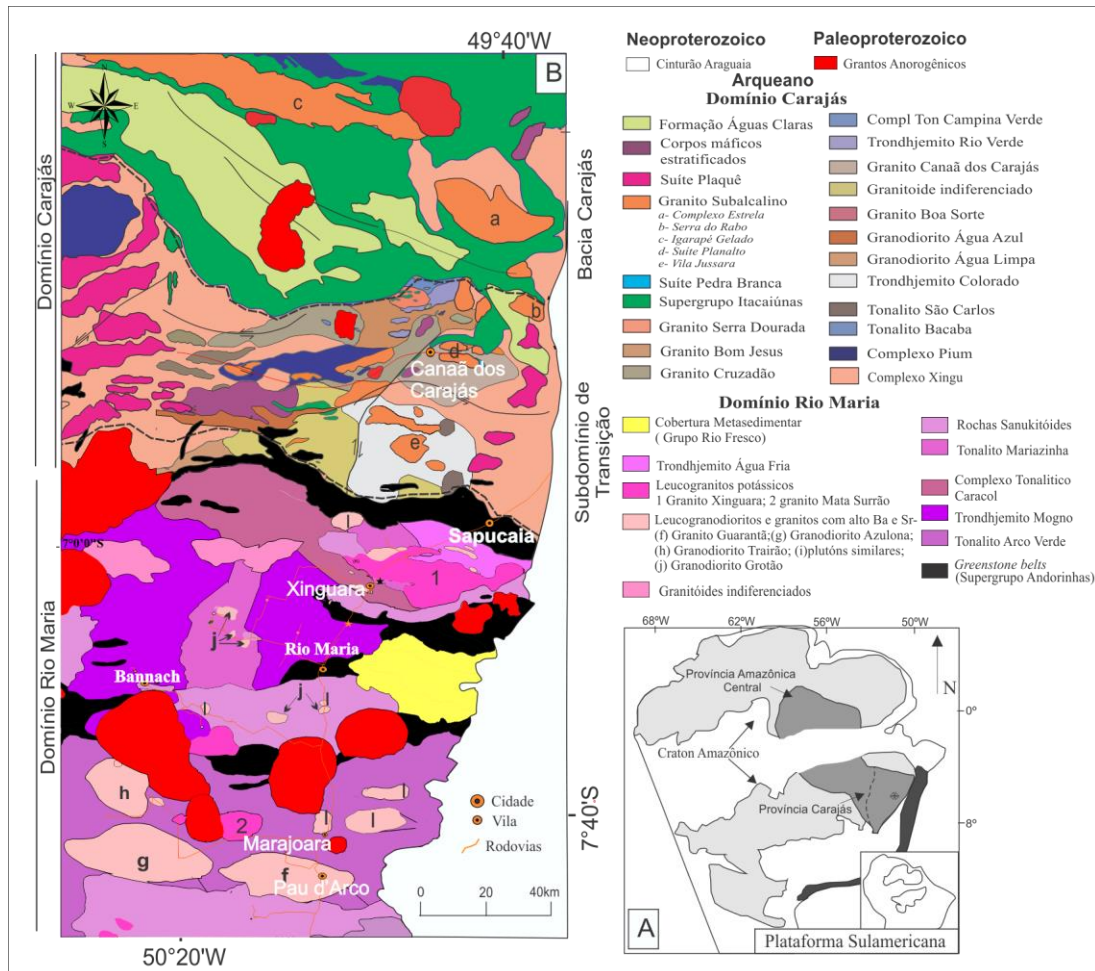


Figura 1.2- Mapa geológico da Província Carajás (PC). A) Craton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004). B) Mapa geológico simplificado da PC, destacando os domínios Rio Maria, Subdomínio de Transição e Bacia Carajás (modificado de Feio *et al.* 2013, com dados adicionais de Silva 2012, e Gabriel 2012).

O estado de conhecimento do Subdomínio de Transição

O Subdomínio de Transição (SDT) concentra importantes depósitos de ferro-cobalto (IOCG) exemplificados pela mina do Sossego e similares (Moreto *et al.* 2011). Dall’Agnol *et al.* (2006) denominaram informalmente o terreno compreendido entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e a Bacia Carajás de Domínio de Transição. Tal domínio havia sido muito pouco estudado até então e foi interpretado como um terreno originalmente similar ao TGGRM, mas intensamente afetado pelos eventos tectono-magmáticos neoarqueanos registrados na Bacia Carajás. Mais recentemente, Feio (2011), em razão da proposta de denominação de Domínio Rio Maria e Domínio Carajás (Vasquez *et al.* 2008) propôs que aquele terreno fosse chamado de Subdomínio de Transição (Figura 1.2B).

Geologicamente, esse subdomínio é constituído por gnaisses, anfibolitos, granitoides arqueanos indiferenciados, *greenstone belts*, e complexos granulíticos, inicialmente incluídos indistintamente no Complexo Xingu. Dados aerogeofísicos sugerem a existência de uma marcante descontinuidade disposta segundo a direção E-W imediatamente a norte da faixa do *greenstone* de Sapucaia (Figura 1.2B) que pode corresponder ao limite geológico entre os domínios Rio Maria e Carajás.

O Complexo Xingu foi primeiramente reportado por Silva *et al.* (1974) durante a execução do projeto RADAMBRASIL, sendo considerado como embasamento regional da Província Carajás, composto por rochas de alto grau metamórfico. Esta unidade litológica se estenderia desde o rio Xingu, no Domínio Bacajá, até o sudeste do estado do Pará, no Domínio Rio Maria. Hunh *et al.* (1988), na tentativa de individualizar unidades litológicas dentro deste complexo, restringiram os litotipos presentes a gnaisses de composição tonalítica-trondhjemitica. Na mesma direção, Araújo & Maia (1991) caracterizaram as rochas inseridas no Complexo Xingu, no Domínio Carajás, como ortognaisses com composição de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos, os quais formariam o embasamento das rochas supracrustais (*greenstone belts*) do Grupo Sapucaia e dos granitos estratoides da Suíte Plaqué. Nesse sentido, o avanço do conhecimento geológico permitiu demonstrar que o Complexo Xingu é na realidade um conjunto de unidades arqueanas passíveis de individualização, tal como foi realizado no Complexo Bacajá (Macambira *et al.* 2001, Vasquez *et al.* 2008) e Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011) e levou ao abandono do termo Complexo Xingu nestas regiões. Atualmente, o Complexo Xingu encontra-se restrito apenas ao Domínio Carajás (Vasquez *et al.* 2008). Entretanto, em trabalhos concluídos mais recentemente (Oliveira *et al.* 2010, Moreto *et al.* 2011, Gabriel 2012, Silva 2012, Feio *et al.* 2013) ou ainda em fase de execução, novas unidades granitoides arqueanas estão sendo gradualmente individualizadas no Subdomínio de Transição, as quais devem reduzir gradualmente a extensão do Complexo Xingu nesta região.

O SDT corresponde à porção sul do Domínio Carajás, compreendida entre o norte da cidade de Xinguara (~30 km no sentido norte) e a borda sul da Bacia Carajás (Figura 1.3), no contato com a porção meridional do Supergrupo Itacaiúnas. Estende-se lateralmente no sentido oeste até Tucumã e São Felix do Xingu. É constituído pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.* 2008), Diopsídio-Norito Pium (Hirata *et al.* 1982, Pidgeon *et al.* 2000, Santos *et al.* 2008, Santos 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.* 2013) e pelos plutons das suítes Plaqué e Planalto (Avelar *et al.* 1999, Huhn

et al. 1999, Gomes 2003, Sardinha *et al.* 2004, Vasquez *et al.* 2008, Feio *et al.* 2012). Além desses, em estudos mais detalhados na região de Canaã dos Carajás, Feio & Dall'Agnol (2012) e Feio *et al.* (2013), baseados em mapeamento geológico sistemático, aliado a estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, individualizaram rochas granitoides mesoarqueanas, representadas pelo Trondhjemitó Rio Verde, Complexo Tonalítico Campina Verde e granitos Canaã dos Carajás, Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada, e neoarqueanas, correspondendo às suítes Pedra Branca e Planalto, além de rochas charnoquíticas associadas ao então denominado Complexo Pium. Da mesma forma, Oliveira *et al.* (2010) trabalharam na porção central e sul do SDT, entre as cidades de Canaã dos Carajás e Água Azul do Norte, e distinguiram diversas unidades litoestratigráficas com idades mesoarqueanas a neoarqueanas. Gabriel (2012) individualizou os granodioritos Água Azul e Água Limpa na região de Água Azul do Norte, ambos de idade mesoarqueana e afinidade sanukitoide, enquanto Silva (2012), estudando a região de Vila Jussara, discriminou rochas tonalíticas com alto alumínio (Tonalito São Carlos; ca. 2,94 Ga; F.V. Guimarães, dados inéditos), uma associação TTG (Trondhjemitó Colorado) e um conjunto de tonalitos e granodioritos neoarqueanos agrupados na associação granítica tipo A de Vila Jussara. As principais unidades estratigráficas do Subdomínio de Transição encontram-se descritas de modo sumarizado a seguir e suas áreas de ocorrência podem ser visualizadas na figura 1.3.

Ortogramulito Chicrim-Cateté: Vasquez *et al.* (2008) individualizaram nesta unidade os ortogramulitos, enderbítos e charnockitos que ocorrem ao longo do rio Cateté, nas proximidades da aldeia indígena Chicrim. Esses autores desvincularam essas rochas do Complexo Pium (Araujo & Maia 1991) e assumiram que esta associação é a única representante do embasamento granulítico do Domínio Carajás.

Diopsídio-norito Pium: Segundo Vasquez *et al.* (2008), essa unidade compreende gabros e dioritos, com quartzo-gabros e quartzo-dioritos associados. Podem ser maciços ou foliados, comumente apresentando enclaves granulíticos, charnockíticos ou enderbíticos, provavelmente pertencentes à unidade Ortogramulito Chicrim-Cateté (Ricci & Carvalho, 2006). Mais recentemente, Santos & Oliveira (2010) associaram a esta unidade rochas ultramáficas descritas na região de Vila Feitosa, em Canaã dos Carajás. Além desses, Gabriel *et al.* (2010) identificaram na região de Canaã dos Carajás, nas proximidades de Vila Cedera III, rochas charnockíticas associadas ao antigo Complexo Pium. Há controvérsias a respeito da idade e origem do Ortogramulito Chicrim-Cateté e do Diopsídio-Norito Pium. Dados recentes 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 (2732 ± 1 Ma e 2747 ± 1 Ma; Galarza *et al.* 2012, Santos 2012).

Tonalito Bacaba: Moreto *et al.* (2011) estudaram esta unidade principalmente em amostras obtidas em furos de sondagem. Corresponde a uma rocha tonalítica foliada de granulação fina, contendo hornblenda e biotita. Observaram ainda pequenas intrusões de gabro nesta unidade. Estudos geocronológicos apontaram idades próximas de 3,0 Ga (U–Pb LA-MC-ICPMS em zircão).

Tonalito São Carlos: É formado essencialmente por anfibólio-biotita-tonalitos. Possui comportamento geoquímico particular que não permite associá-lo com as associações TTG, tampouco com as suítes sanukitoides da Província Carajás. Apesar das limitações dos dados disponíveis, há evidências que indicam sua semelhança com as variedades portadoras de anfibólio do Complexo Campina Verde, descrito em Canaã dos Carajás (Silva 2012). Foi obtida idade de $\sim 2,94$ Ga para esse granitoide (Guimarães, em preparação, dados inéditos).

Complexo Xingu: Esta unidade é composta predominantemente por corpos gnáissico-migmatíticos, correspondentes às rochas ortoderivadas de composição tonalítico-trondhjemitica, com variedades granodioríticas, podendo ocorrer ainda rochas granulíticas e granitoides diversos (Machado *et al.* 1991). No entanto, estudos mais recentes indicam que este complexo é formado por rochas granitoides passíveis de individualização. Com o avanço do conhecimento, tudo indica que o Complexo Xingu será completamente substituído por novas unidades litoestratigráficas, tal como observado no Domínio Rio Maria.

Granito Canaã dos Carajás: Trata-se de granito deformado que apresenta estruturação E-W e mergulhos verticais. Mostra sinais de dobramento, milonitização e localmente apresenta enclaves métricos de anfibolitos. Feio & Dall’Agnol (2012) e Feio *et al.* (2013) discutem as principais características dessas rochas, destacando, sobretudo, suas baixas a moderadas razões La/Yb, bem como sua idade de cristalização, estabelecida em 2959 ± 6 Ma.

Trondhjemitito Colorado: É formado por trondhjemitos com tonalitos e granodioritos subordinados. Suas características petrogeoquímicas permitem associá-lo às típicas suítes TTG arqueanas. Sua assinatura geoquímica indica similaridades com o grupo de TTGs portadores de altas razões $(La/Yb)_n$ e Sr/Y do Domínio Rio Maria e com o Trondhjemitito Rio Verde, de Canaã dos Carajás (Silva 2012). Estudos geocronológicos apontaram idade de 2872 ± 2 Ma para essas rochas (Silva *et al.* 2010).

Granodioritos Água Azul e Água Limpa: São granodioritos com textura porfirítica, tendo anfibólio, biotita e epidoto como principais fases ferromagnesianas. São intrusivos nas sequências supracrustais do Grupo Sapucaia e formam dois corpos intensamente deformados,

alongados na direção E-W. São predominantemente metaluminosos e apresentam altos conteúdos de #Mg, Cr e Ni. Forneceram idades de 2,88 a 2,87 Ga. Suas características petrográficas e geoquímicas, bem como suas idades, sugerem que essas rochas possuem afinidades com as suítes sanukitoides do Domínio Rio Maria (Gabriel 2012).

Complexo Tonalítico Campina Verde: Feio *et al.* (2013) identificaram duas variedades petrográficas nesta unidade: (1) biotita-tonalito a granodiorito, com dioritos e monzogranitos subordinados; (2) biotita-hornblenda-tonalito com monzogranitos subordinados. Essas rochas exibem foliação magmática com direção E-W ou, mais localmente, N-S e NE-SW. Esta unidade apresenta idades entre 2,87 e 2,85 Ga.

Trondhjemito Rio Verde: Feio *et al.* (2013) consideram que esta unidade é similar às típicas associações TTG do Arqueano. São 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. Dados geocronológicos indicam idade de 2868 ± 4 Ma para sua cristalização (Feio *et al.* 2013).

Granito Bom Jesus: De acordo com Feio & Dall’Agnol (2012) e Feio *et al.* (2013), o Granito Bom Jesus é composto por rochas monzograníticas a sienograníticas, frequentemente englobando enclaves anfibolíticos. Apresentam foliações NE-SW com mergulhos de alto ângulo e caimento para SE. Geoquimicamente essas rochas são similares aos granitos cálcico-alcalinos arqueanos do tipo 2 (Sylvester 1994), exibindo elevadas razões $(La/Yb)_N$. Dados geocronológicos revelam grande dispersão de idades entre 3,0 e 2,83 Ga e sugerem idade mínima de 2833 ± 6 Ma para a cristalização do granito. Por outro lado, relações de campo observadas entre o Granito Bom Jesus e o Trondhjemito Rio Verde sugerem contemporaneidade entre essas unidades. Portanto, fazem-se necessários estudos geocronológicos complementares para esclarecer inteiramente a evolução desse granito.

Granito Cruzadão: Este granito é formado por rochas monzograníticas a sienograníticas, com biotita predominante entre os minerais máficos, muito similar em termos macroscópicos ao Granito Bom Jesus. A assinatura geoquímica destas rochas mostra, porém, variações de cálcico-alcalina para moderadamente alcalina, exibindo, respectivamente, razões $(Ln/Yb)_N$ alta ou moderada a baixa (Feio & Dall’Agnol 2012). Datações pelo método U-Pb em zircão, realizadas em amostra coletada próximo à cidade de Canaã dos Carajás, apontaram idade de ~ 2850 Ma para a cristalização deste granito (Feio *et al.* 2013).

Granito Serra Dourada: É composto por leucomonzogranitos com biotita predominante. Apresenta poucos sinais de deformação e está frequentemente associado com veios pegmatíticos e aplíticos de composição monzogranítica. Mostra relações de intrusão no Complexo Tonalítico Campina Verde (Feio *et al.* 2013). Uma idade de 2831 ± 6 Ma foi

assumida como a idade de cristalização desta unidade (Feio *et al.* 2013). Moreto *et al.* (2011) também apresentaram dados geocronológicos para o Granito Serra Dourada e propuseram idade de 2860 ± 22 Ma para o mesmo.

Suíte Pedra Branca: Gomes & Dall’Agnol (2007) agruparam nesta unidade principalmente tonalitos e trondjhemitos. São rochas bandadas, com alternância de níveis máficos e félsicos, enriquecidas em Ti, Zr e Y, e, portanto, distintas das típicas associações TTG arqueanas. Uma idade de 2750 ± 5 Ma, obtida pelo método U-Pb em zircão (ICPMS-LA), foi interpretada como a idade de cristalização dos granitoides Pedra Branca (Feio *et al.* 2013).

Suíte Planalto: Compreende sienogranitos, monzogranitos e álcali feldspato-granitos, com anfibólio e biotita representando as principais fases máficas. Apresentam características de granitos tipo-A com afinidade subalcalina, metaluminosos ou muito subordinadamente peraluminosos (Hunh *et al.* 1999, Gomes 2003, Sardinha *et al.* 2004, Santos & Oliveira 2010). Feio *et al.* (2012) aventaram a hipótese de a Suíte Planalto corresponder a granitos hidratados, associados a séries charnockíticas. Estudos geocronológicos apontaram idades neoarqueanas para esta unidade, variando entre 2,75 e 2,73 Ga (Hunh *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2004, Feio *et al.* 2012).

Suíte Plaquê: Esta suíte foi definida por Araújo & Maia (1991) como sendo formada por granitos estratoides, interpretados como corpos sintectônicos, associados à evolução do Cinturão Itacaiúnas. São basicamente rochas leucograníticas foliadas, intrusivas no Complexo Xingu, com assinaturas geoquímicas metaluminosas a peraluminosas. Apresentam idades próximas a 2,73 Ga (Avelar *et al.* 1999).

Suíte Vila Jussara Essa suíte é formada por granitoides que afloram em cinco corpos alinhados segundo E-W, nas proximidades de Vila Jussara. É constituída por granitos, granodioritos e tonalitos, que apresentam assinatura geoquímica de tendência alcalina, com caráter ferroso, baixo conteúdo de Al_2O_3 e enriquecimento em Zr, Y e Nb, indicando afinidade com granitos tipo-A. Datações geocronológicas preliminares pelo método Pb por evaporação em zircão em biotita-anfibólio-granodioritos/tonalitos forneceram idades variáveis entre 2.720 Ma e 2.750 Ma (Guimarães, em preparação) e confirmam idades obtidas em variedades graníticas dessa unidade (2.754 ± 2 Ma, Silva *et al.* 2010; 2734 ± 2 Ma, Oliveira *et al.* 2010).

Suíte Intrusiva Cateté: É composta por gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos. São corpos máfico-ultramáficos, dispostos segundo a orientação E-W ou N-S, caracterizados pela ausência de metamorfismo e deformação (Macambira & Vale 1997). Inclui, entre outros, os corpos Onça, Puma e Vermelho, com expressivas mineralizações de

níquel. Sua idade é controversa, porém é mais provavelmente neoarqueana (2766 ± 6 Ma; U-Pb SHRIMP, Lafon *et al.* 2000).

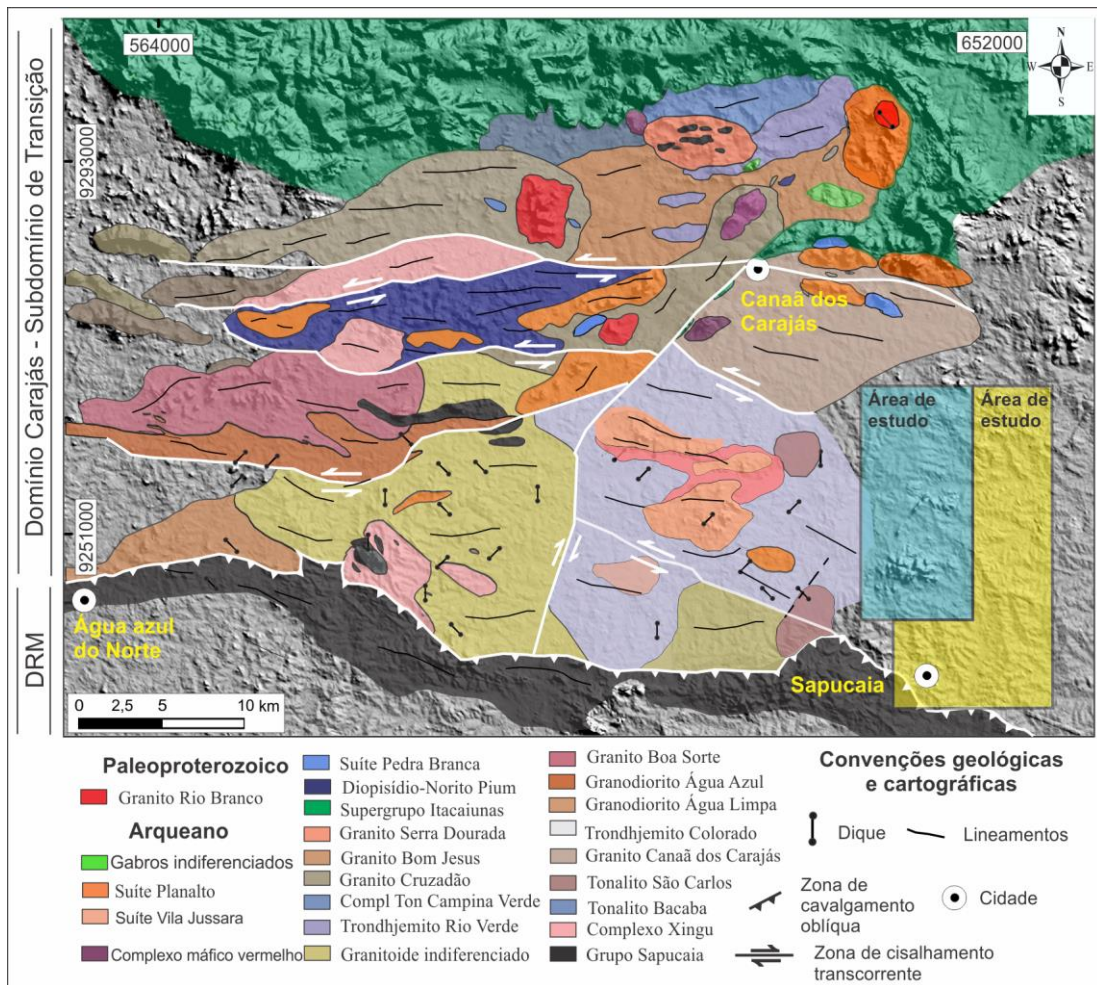


Figura 1.3 – Mapa geológico simplificado do Subdomínio de Transição, fundido com imagem de radar SRTM (baseado em Oliveira *et al.* 2010, Gabriel 2012, Silva 2012, Feio *et al.* 2013). O retângulo azulado destaca a área estudada por Teixeira (2013) e o polígono amarelo destaca a área estudada neste trabalho. No entanto, o artigo científico produzido neste trabalho contempla unidades geológicas aflorantes nas duas áreas em destaque. DRM = Domínio Rio Maria.

1.5 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

O SDT constitui um segmento da Província Carajás cujo quadro estratigráfico vem sendo progressivamente melhor definido (Oliveira *et al.* 2010, Feio 2011, Feio *et al.* 2013, Moreto *et al.* 2011, Gabriel 2012, Silva 2012, Santos 2012) e novas unidades granitoides arqueanas estão sendo gradualmente individualizadas, as quais tendem a levar a substituir inteiramente o Complexo Xingu nesta região. Até o presente momento, foram caracterizados em maior detalhe os granitoides da região de Canaã dos Carajás (Gomes 2003, Sardinha *et al.* 2006, Oliveira *et al.* 2005, Feio & Dall’Agnol 2012, Feio *et al.* 2012, 2013) e o Granito Planalto em sua área-tipo (Huhn *et al.* 1999, Feio *et al.* 2012). Além desses, cabe destacar os

estudos efetuados no Complexo Pium (Pidgeon *et al.* 2000, Ricci & Carvalho 2006, Vasquez *et al.* 2008, Santos *et al.* 2008, Gallarza *et al.* 2012, Santos 2013) e também os trabalhos de caracterização das rochas aflorantes nas porções central e oeste do SDT (Oliveira *et al.* 2010, Gabriel 2012, Silva 2012). Contrastando com as áreas mencionadas, o extremo leste do Subdomínio de Transição era, até o desenvolvimento deste trabalho, completamente desprovido de estudos geológicos de detalhe e a grande maioria das rochas aflorantes estava inserida no Complexo Xingu ou na Suíte Plaquê. A falta de uma caracterização adequada dos diferentes granitoides desta área dificulta o progresso na compreensão do contexto geológico do Subdomínio de Transição e de suas relações com o Domínio Rio Maria e a Bacia Carajás. Desse modo, as unidades arqueanas do extremo leste do SDT estavam carecendo de caracterização geológica, petrográfica e geoquímica, de modo similar ao que foi feito com os granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás e outras porções do SDT, bem como no Domínio Rio Maria (Althoff *et al.* 2000, Leite 2001, Souza *et al.* 2001, Leite *et al.* 2004, Guimarães *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2009, Almeida *et al.* 2011, 2013), a fim de contribuir para o avanço do conhecimento da Província Carajás.

Em levantamentos geológicos preliminares, foram reconhecidas diversas variedades de granitoides no setor leste do SDT, mas com dominância de associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito e subordinados granitos *strictu senso* e associações máficas. Com base nesse reconhecimento preliminar, foram levantadas algumas questões importantes sobre esse magmatismo:

- A que séries magmáticas pertencem as rochas arqueanas aflorantes no leste do SDT?
- As rochas dominantes correspondem às típicas associações TTGs arqueanas descritas na literatura internacional?
- Existe afinidade dessas rochas com alguma unidade TTG arqueana já identificada na Província Carajás?
- Qual a natureza do magmatismo granítico *strictu senso* atuante? É semelhante ao identificado na região de Canaã dos Carajás ou nas demais porções do SDT?
- As associações máficas mostram correlações com outras rochas máficas já descritas no SDT, como, por exemplo, o Complexo Pium?
- Quais as relações geológicas e temporais existentes entre os diferentes granitoides identificados no leste do SDT?
- Quais as implicações do magmatismo granitoide arqueano para a evolução do Subdomínio de Transição?

Os estudos em escalas maiores dos granitoides arqueanos aflorantes nesta área, sobretudo das associações TTG, devem permitir a definição das suas principais características

e uma avaliação mais criteriosa de sua afinidade com as associações presentes nos demais terrenos arqueanos da Província Carajás. Tais estudos deverão levar a avanços expressivos no conhecimento destas rochas e permitir compará-las às associações TTG e demais associações granitóides já estudadas no Domínio Rio Maria e na região de Canaã dos Carajás, bem como com as novas unidades granitóides arqueanas que estão sendo gradualmente individualizadas no SDT.

1.6 OBJETIVOS DO TRABALHO

Tendo como referência a problemática apresentada, o presente trabalho visa contribuir para a ampliação do conhecimento dos granitoides arqueanos do Subdomínio de Transição. Para atingir tal objetivo, foi efetuado um estudo detalhado das rochas granitoides arqueanas expostas no extremo leste deste subdomínio, no limite com o Cinturão Araguaia. Os estudos realizados buscaram atingir os seguintes objetivos específicos:

- 1) Individualizar os principais granitoides arqueanos presentes na porção extremo leste do Subdomínio de Transição e procurar definir o seu posicionamento estratigráfico (objetivo a ser complementado pelos estudos geocronológicos ainda em desenvolvimento no contexto da tese de doutorado de F. V. Guimarães), estudando suas relações de contato com outras unidades e o arranjo espacial das suas estruturas planares e lineares;
- 2) Efetuar a caracterização mineralógica e textural dos principais granitoides arqueanos, com ênfase nas associações TTG que ocorrem na área em questão, definindo as suas variedades, composições modais, história de cristalização, transformações pós-magmáticas e feições deformacionais microscópicas;
- 3) Definir as características geoquímicas destas rochas e suas séries magmáticas, bem como buscar uma compreensão preliminar da sua evolução petrogenética e ambientes de formação;
- 4) Comparar as características geológicas, petrográficas e geoquímicas das rochas estudadas com as que ocorrem no Domínio Rio Maria, em outras porções do Domínio de Transição e em outros terrenos arqueanos.

1.7 MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos, foram utilizadas diversas técnicas e métodos de investigação. Segue abaixo o enunciado das principais atividades realizadas.

Pesquisa bibliográfica

Foi efetuado levantamento bibliográfico, com ênfase na geologia da Província Carajás, principalmente no que concerne à geologia e aos granitoides de terrenos arqueanos, o qual foi permanentemente atualizado ao longo do período de desenvolvimento da dissertação. Em termos teóricos foram pesquisados artigos relacionados aos diferentes tipos de granitoides arqueanos, sua petrografia, geoquímica, geocronologia, comportamento magnético, ambiente de formação e origem. Também foram pesquisados artigos e livros referentes à geologia de terrenos arqueanos, com ênfase em evolução crustal, geoquímica, geologia estrutural e geocronologia.

Mapeamento geológico e amostragem

O mapeamento geológico envolveu trabalhos de cartografia geológica na escala 1:50.000 da área selecionada para estudo. Foi precedido pelo exame analógico e digital de imagens de satélite (Landsat 7 e TM – Universidade Maryland, 2009), mosaicos de RADAR (SRTM – *Shuttle RADAR Topography Mission* – Universidade Maryland, 2009) e de cartas aero-radiométricas, com a finalidade de se obter dados estruturais preliminares em escala regional. Dessas imagens foram também extraídas informações logísticas, tais como estradas, limites de fazendas e drenagens para elaboração de mapas geológicos pré-campo. Em campo, foram realizados perfis em estradas principais, vicinais, em caminhos de fazendas e sítios, com a descrição de afloramentos, com ênfase nos aspectos litológicos e estruturais das rochas expostas, acompanhados da coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos e geoquímicos. A distribuição geográfica dos pontos estudados pode ser visualizada na figura 1.4 e a relação de amostras coletadas e a localização em coordenadas geográficas dos pontos amostrados constam do anexo B.

Petrografia

Os estudos petrográficos foram iniciados pelo exame e descrição macroscópica da totalidade das amostras coletadas, o que permitiu visualizar as suas características dominantes e, associado aos dados de campo, efetuar um agrupamento preliminar das principais variedades litológicas e selecionar amostras para a confecção de lâminas delgadas e estudos microscópicos. Estes foram desenvolvidos por meio de microscopia ótica, envolvendo: identificação dos minerais (Kerr 1959, Deer *et al.* 1997); descrição sistemática; 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

(Chayes 1956, Hutchison 1974) com contador automático de pontos da marca *Swift* (mínimo de 1500 pontos por lâmina) e classificação petrográfica das rochas conforme estabelecido pela Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da IUGS (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002). Após a classificação das amostras e individualização dos diferentes grupos litológicos e de suas respectivas fácies, estas foram lançadas no mapa geológico, para estimativa da distribuição espacial dos diferentes grupos e de suas fácies ou variedades petrográficas.

Microscopia eletrônica de varredura

Os estudos mineralógicos efetuados em microscópico eletrônico de varredura visaram a identificação de fases que não puderam ser determinadas com precisão por meio de microscopia ótica, bem como a observação em detalhe das relações texturais dos principais minerais formadores de rocha e acessórios. Além disso, foram realizadas por meio de EDS (Espectroscopia de Raios-X por Dispersão de Energia) análises químicas semiquantitativas em biotita, epidoto e plagioclásio de amostras representativas da associação TTG. Esses estudos foram desenvolvidos no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Pará, sob a supervisão do professor Cláudio Nery Lamarão.

Geoquímica

Após prévia seleção com base nos estudos petrográficos, foram realizadas análises químicas em rocha total de amostras representativas das unidades granitóides individualizadas. As amostras analisadas foram trituradas, pulverizadas, homogeneizadas e quarteadas visando obter uma boa representatividade do material. Esta etapa foi realizada na Oficina de Preparação de Amostras (OPA), pertencente ao Instituto de Geociências (UFPA).

As análises químicas em rocha total foram realizadas no Laboratório *Acme Analytical Laboratories Ltda* (Vancouver, Canadá), por ICP-ES, no caso de elementos maiores e menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) e por ICP-MS para os elementos-traço (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V), inclusive os elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu).

Os dados obtidos permitiram discriminar e classificar as rochas com maior segurança, bem como compará-las com outros granitóides. Para tanto, foram utilizados diagramas de variação do tipo Harker (1965), além de outros diagramas binários, contrapondo elementos ou razões de elementos incompatíveis, tais como K, Rb, Ba, Sr, U, Th, Nb, Y, Zr, K/Rb, Sr/Ba, Rb/Sr, Nb/Y, Rb/Zr. Também foram confeccionados padrões de variação de elementos terras

raras para avaliar a assinatura geoquímica das rochas estudadas. A caracterização geoquímica destas rochas teve como base os princípios gerais discutidos em Rollinson (1993).

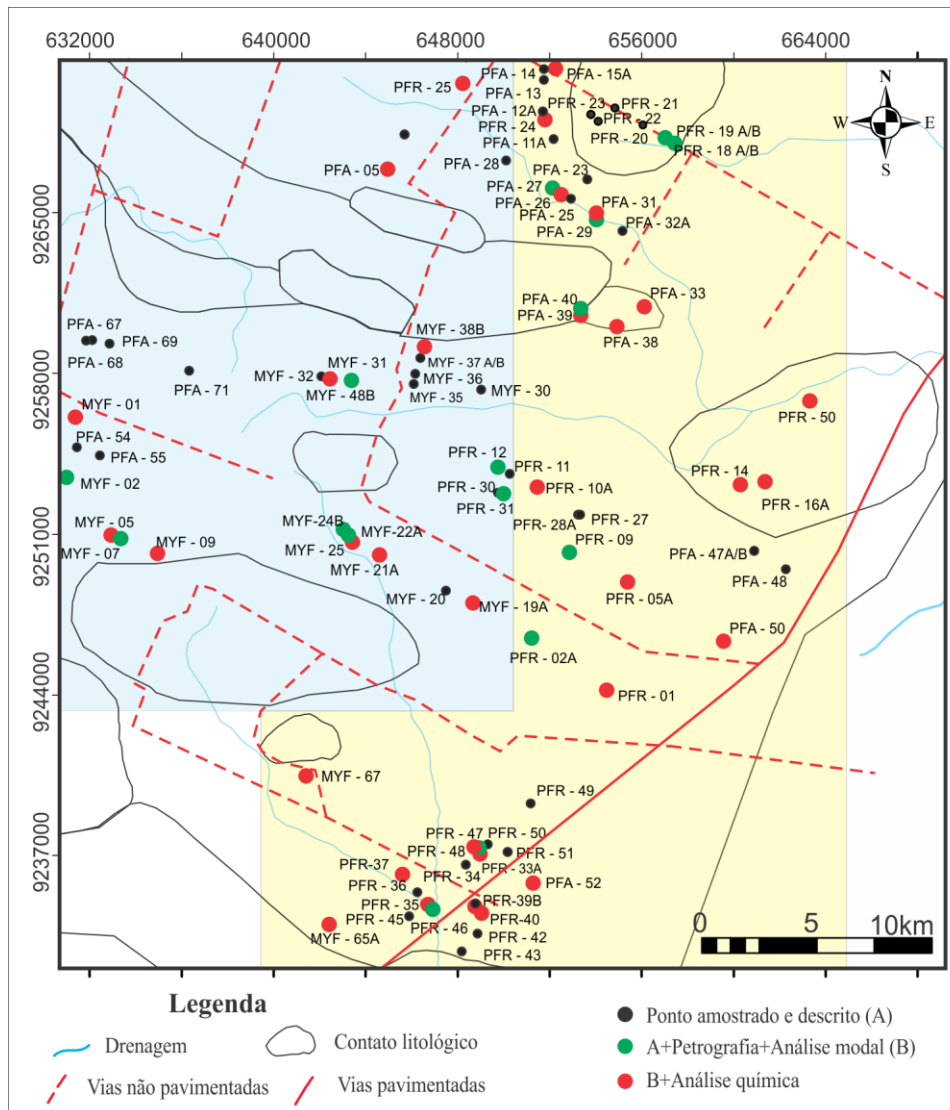


Figura 1.4 - Mapa de amostragem. Os polígonos coloridos representam as áreas de estudo.

1.8 ALGUMAS CONSIDERAÇÕES ADICIONAIS SOBRE AS ASSOCIAÇÕES TONALITO-TRONDHJEMITO-GRANODIORITO (TTG)

As associações Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) são os componentes mais importantes dos crátons arqueanos. Formam conjuntos litológicos geralmente acompanhados por seqüências supracrustais metamáficas (*greenstone belts*) e rochas graníticas *stricto sensu* (Choukroune *et al.* 1995, 1997, Sylvester 1994). Segundo Moyen & Martin (2012), são rochas plutônicas descritas genericamente como gnaisses cinza, variavelmente deformadas, podendo ocorrer como plútons preservados ou como ortognaisses ou complexos de gnaisses bandados, muitas vezes migmatizados e seccionados por diques máficos ou félsicos. Apresentam uma

assembleia mineral composta por quartzo + oligoclásio + biotita, com raras ocorrências de microclina. As principais fases acessórias são allanita, pistacita, apatita, zircão e magnetita. Suas composições modais incidem no campo dos tonalitos no diagrama QAP, mas como possuem muitas vezes conteúdo modal de máficos inferior a 10% podem ser classificados também como trondhjemitos (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002). Definem uma série magmática denominada de cálcico-alcálica pobre em potássio (Lameyre & Bowden 1982). Geoquimicamente exibem caráter félsico a intermediário, expressivo conteúdo de sílica ($\text{SiO}_2 > 65\%$), baixas razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (< 0.5) e teores relativamente baixos de elementos ferromagnesianos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5\%$). Costumam exibir expressivo fracionamento de elementos terras raras pesados em relação aos leves, resultando em altas razões La/Yb (cabe assinalar, no entanto, que há muitas rochas com características gerais de TTG e pertencentes a tais associações que mostram baixas razões La/Yb; cf. Almeida *et al.* 2011). Não costumam exibir anomalias significativas de Eu e revelam anomalias negativas de Nb, Ta e Ti em diagramas multielementos.

De acordo com Barker & Arth (1976), as rochas tonalíticas e trondhjemiticas (sódicas) podem ser divididas em dois grupos com base em seu conteúdo de alumina: 1) grupo com alta alumina ($> 15\%$ de Al_2O_3 para $\sim 70\%$ de SiO_2), caracterizado pelo elevado conteúdo de Sr e Eu, forte fracionamento dos elementos terras raras (baixo conteúdo de elementos terras raras pesados) e altas razões Sr/Y; 2) grupo com baixa alumina, caracterizado por conter teores comparativamente baixos de Sr e Eu, fracionamento pouco acentuado de elementos terras raras pesados em relação aos leves e baixas razões Sr/Y. Martin (1994) afirma que os TTGs de alta alumina são dominantes nos crátons arqueanos e Moyen & Martin (2012), em sua reavaliação sobre os TTGs, propõem que os TTGs *stricto sensu* seriam restritos às rochas com mais de 15% de alumina ($\sim 70\%$ de sílica), descartando as rochas TTG com baixa alumina e baixas razões La/Yb do conjunto de verdadeiros TTGs. Embora a experiência desses autores sobre o tema lhes forneça uma inquestionável autoridade, essa opção parece bastante discutível, porque ela implica descartar do conjunto de TTGs rochas formadas a menores pressões e que podem ser produto de fusão de pilhas espessas de metavulcânicas máficas e, portanto, não ter relação com subducção. Como em determinadas associações TTG, como é o caso do Tonalito Arco Verde, do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011), rochas com essas características ocorrem associadas com TTGs de alta alumina e elevada razão La/Yb, e ambas apresentando idades similares, parece difícil de justificar o porquê delas serem excluídas da definição de TTG.

Em termos genéticos, Martin (1993) discute os principais modelos propostos para a origem das séries TTGs. Baseado em estudos geoquímicos e experimentais, esse autor propôs

um modelo em três estágios para a origem dos TTG: 1) fusão parcial do manto, gerando grande quantidade de magma toleítico; 2) a rocha cristalizada a partir do magma toleítico, previamente transformada em granada-anfibolito, é parcialmente fundida, gerando o magma parental dos TTGs, e deixando um resíduo de hornblenda + granada + clinopiroxênio + plagioclásio; 3) os magmas TTG evoluem por cristalização fracionada, com separação principalmente de hornblenda + plagioclásio, gerando a suíte diferenciada TTG.

Champion & Smithies (2003) introduziram na literatura o termo TTG transicional para descrever um grupo de rochas cuja composição é dominada por granitos e granodioritos, mas com diversas características geoquímicas similares àquelas apresentadas pelas típicas suítes TTG. Essas rochas apresentam forte fracionamento de elementos terras raras pesados e ausência de anomalias expressivas de Eu. Porém, quando comparadas com os TTG verdadeiros, exibem alto conteúdo de LILE e enriquecimento em K₂O e Rb com a diferenciação magmática. Esses granitoides são muito comuns em diversos terrenos arqueanos. Sua colocação se deu tanto contemporânea quanto posteriormente à das típicas suítes TTG. No caso do Domínio Rio Maria, as rochas da Suíte Guarantã exibem características geoquímicas muito similares às dos TTG transicionais do Cráton Yilgarn (Almeida *et al.* 2010).

ARTIGO CIENTÍFICO: GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DA ASSOCIAÇÃO TONALITO-TRONDHJEMITO-GRANODIORITO (TTG) DO EXTREMO LESTE DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO, PROVÍNCIA CARAJÁS.

Patrick Araujo dos Santos

Mayara Fraeda Teixeira

Roberto Dall’Agnol

Fabriciana Vieira Guimarães

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

Belém, 23 de maio de 2013

Ao

Editor Científico do Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi

Prezado Senhor

Estamos submetendo ao Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências Naturais, o artigo intitulado **Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemitóide-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás – Pará**, para apreciação e avaliação por parte do seu Conselho Científico.

AUTORES:

Patrick Araujo dos Santos*^{I,II} (patrick.santos86@gmail.com), Mayara Fraeda Barbosa Teixeira^{II} (mayfraeda@gmail.com), Roberto Dall'Agnol^{II,III} (robdal@ufpa.br), Fabriciana Vieira Guimarães^{III} (fabricia@ufpa.br)

^IGrupo 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), Belém - PA, Brasil.

*Autor correspondente

CORRESPONDÊNCIAS PARA:

Patrick Araujo dos Santos

Instituto de Geociências-Universidade Federal do Pará (IG-UFPA)

Av. Augusto Corrêa, 1.

66075-110 - Belém PA.

(91) 81150200/81220842

Patrick Araujo dos Santos

Patrick Araujo dos Santos

Mayara Fraeda Barbosa Teixeira

Mayara Fraeda Barbosa Teixeira

Roberto Dall'Agnol

Roberto Dall'Agnol

Fabriciana Vieira Guimarães

Fabriciana Vieira Guimarães

de: Boletim MPEG Ciências Naturais <boletim.naturais@museu-goeldi.br>
para: Patrick Araujo dos Santos <patrick.santos86@gmail.com>
cc: Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi <boletim@museu-goeldi.br>
data: 27 de maio de 2013 11:10
assunto: Re: Submissão de artigo científico
enviado por: museu-goeldi.br

Prezado sr. Patrick Araujo dos Santos,

Recebemos, via email, os documentos de submissão do artigo intitulado "Geologia, Petrografia e Geoquímica da Associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiotito (TTG) do Extremo Leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás - Pará", de sua autoria, em coautoria com Mayara Fraeda Teixeira, Roberto Dall'Agnol e Fabriciana Vieira Guimarães, 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

Núcleo Editorial Boletim
Museu Paraense Emílio Goeldi/MCTI
Av. Magalhães Barata, 376
São Braz - 66040-170
Belém, PA, Brasil Tel: [++55911 3182-3246](tel:+559113182-3246)

Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás - Pará.

Geology, petrography and geochemistry of the association Trondhjemite-Tonalite-Granodiorite (TTG) of the eastern end of the subdomain Transition, Carajás Province – Pará

Patrick Araujo dos Santos^{I,II*}, Mayara Fraeda Teixeira^{I,II}, Roberto Dall’Agnol^{I,II,III},
Fabriciana Vieira Guimarães^{I,II}

I - Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) e INCT de Geociências na Amazônia (GEOCIAM), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém (PA), Brasil.

II - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), IG-UFPA, Belém (PA), Brasil.

III – Instituto Tecnológico Vale (ITV), Belém (PA), Brasil

e-mail: patrick.santos86@gmail.com, mayfraeda@gmail.com, robdal@ufpa.br, fabricia@ufpa.br

*Autor correspondente.

RESUMO: O extremo leste do Subdomínio de Transição da Província Carajás é dominado por uma associação tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG). Essas rochas mostram foliações dominantes de direção NW-SE a E-W que sugerem a atuação de esforços transpressivos (σ_1) orientados próximo da direção NE-SW. A associação é formada essencialmente por tonalitos e trondhjemitos, com granodioritos subordinados, todos apresentando biotita e epidoto como principais minerais máficos. As diversas variedades possuem aspectos mineralógicos e texturais similares, caracterizados por uma trama ígnea pouco preservada, mascarada por intensa recristalização. Os tonalitos e trondhjemitos apresentam as características das típicas das suítes TTG arqueanas, enquanto que os granodioritos tendem a se alinhar segundo *trend* cálcico-alcalino e apresentam enriquecimento em K_2O , Rb e, sobretudo, Ba, quando comparados com os trondhjemitos dominantes, mas ainda preservam alguns aspectos afins das associações TTG arqueanas. Os dados geoquímicos são inconsistentes com uma vinculação entre esses dois grupos de rochas, não havendo evidências de que os granodioritos derivem dos trondhjemitos por processos de cristalização fracionada, nem tampouco por fusão parcial de rochas TTG. As características geoquímicas particulares dos granodioritos podem ser devidas à contaminação de magmas ou associações TTGs por fluidos causadores de metassomatismo litosférico ou à assimilação de sedimentos oriundos da crosta oceânica em subducção durante a gênese do líquido trondhjemítico. Em ambas as hipóteses, haveria a preservação de grande parte da assinatura geoquímica dos TTGs nos granodioritos. Os tonalitos e trondhjemitos exibem afinidades com

os TTGs de altas razões La/Yb e Sr/Y da Província Carajás, sugerindo que foram derivadas de fontes à base de granada-anfibolitos em altas pressões (ca. 1,5 GPa) e tiveram sua evolução magmática controlada pelo fracionamento de granada e, possivelmente, anfibólio, tal como normalmente admitido para os TTGs arqueanos. Os tonalitos e trondhjemitos do setor oriental do Subdomínio de Transição possuem similaridades geoquímicas com as unidades Tonalito Mariazinha e Trondhjemito Mogno, do Domínio Rio Maria, e Trondhjemito Colorado e, em menor grau, Trondhjemito Rio Verde, do Domínio Carajás. A ampla distribuição da associação TTG na área estudada implica na existência expressiva de rochas tipo TTG no Subdomínio de Transição. Esse fato pode 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.

Palavras-chave: Trondhjemito, Granodiorito, TTG, Arqueano, Subdomínio de Transição

ABSTRACT: A tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) suite is the main unit exposed in the easternmost area of the Transition Subdomain of the Carajás Province, southeastern Pará state, Brazil. These TTG show commonly a NW-SW to E-W oriented foliation and were submitted to NE-SW stress. Trondhjemites are the dominant lithology, with subordinate tonalites and granodiorites. All these rock varieties contain biotite and magmatic epidote as main mafic minerals and show similar textural aspects, with a poorly preserved igneous texture, intensely modified by deformation and recrystallization. The trondhjemites and tonalites have the typical petrographic and geochemical characteristics of their counterparts of TTG suites. The granodiorites preserve most of the geochemical features of the trondhjemites but follow the calc-alkaline trend in K-Na-Ca diagrams and are enriched in K₂O, Rb and, especially in Ba compared to the latter. Geochemical data apparently rule out a link between trondhjemites and granodiorites by fractional crystallisation or by anatectic processes involving partial melting of the former. Some peculiar features of the granodiorites could be explained by contamination of TTG magmas or suites by fluids responsible for lithospheric metassomatism or by the assimilation of sediments associated with subducting oceanic crust during the genesis of the trondhjemite magma. In both cases, most of the geochemical signature inherited from TTG would be preserved in the granodiorites. The tonalites and trondhjemites have affinities with the high La/Yb and high Sr/Y group of the Carajás province. This suggests a garnet amphibolite source, formation of the magma at high pressure (ca. 1,5 GPa) and magmatic evolution controlled by the fractionation of garnet and possibly amphibole. Plagioclase was probably absent in the source and was not a relevant fractionating phase. The trondhjemites of the easternmost area of the Transition Subdomain are similar to

the Mariazinha Tonalito and Mogno Trondhjemite of the Rio Maria domain, and to the Colorado Trondhjemite and, in minor degree, Rio Verde Trondhjemite of the Carajás domain. The wide occurrence of TTGs in the mapped area implies that these rocks are abundant in the Transition Subdomain and this is a similar picture to that observed in the Rio Maria domain. This fact reinforces the hypothesis that the Transition Subdomain could represent an extension of the Rio Maria domain reworked during the Neoproterozoic.

Key words: Trondhjemite, Granodiorite, TTG, Archean, Transition Subdomain.

INTRODUÇÃO

O Subdomínio de Transição (Feio *et al.* 2013), porção sul do Domínio Carajás (Vasquez *et al.*, 2008), corresponde a uma faixa que se estende na direção E-W compreendida entre as cidades de Sapucaia e Canaã dos Carajás, dominada por granitoides arqueanos indiferenciados (Complexo Xingu; Silva *et al.*, 1974; Vasquez *et al.*, 2008) e associações máficas a félsicas de rochas com hiperstênio, interpretadas ora como granulitos, ora como charnockitos (Complexo Pium; Pidgeon *et al.*, 2000; Ricci & Carvalho, 2006; Vasquez *et al.*, 2008; Santos & Oliveira 2010; Galarza *et al.*, 2012) e corpos graníticos da Suíte Plaqué. Com o avanço do conhecimento, o quadro estratigráfico deste subdomínio vem sendo progressivamente melhor definido (Oliveira *et al.*, 2010; Gabriel & Oliveira, este volume; Silva *et al.*, este volume; Feio *et al.*, 2013) e novas unidades granitoides arqueanas estão sendo gradualmente individualizadas e tendem a substituir o Complexo Xingu nesta região. Os dados atualmente disponíveis na literatura relatam uma ocorrência variada de granitoides arqueanos neste subdomínio, cujas idades, origem e evolução devem ser esclarecidas de modo a permitir sua comparação com os granitoides já caracterizados em outras porções da Província Carajás (PC). Por outro lado, o significado tectônico do Subdomínio de Transição (SDT) permanece controverso, pois pode corresponder a uma extensão do Domínio Rio Maria retrabalhada intensamente durante os eventos neoproterozoicos que afetaram a Bacia de Carajás, ao norte (Dall’Agnol *et al.*, 2006), ou representar um bloco tectônico distinto de Rio Maria, como sugerem dados recentemente obtidos na área de Canaã dos Carajás no extremo norte do SDT (Feio *et al.*, 2013). Deste modo, uma melhor compreensão da evolução do SDT é fundamental para o entendimento da compartimentação e evolução da PC.

Estudos efetuados nas proximidades de Sapucaia/PA, no extremo leste do SDT, revelaram que dominam naquela área associações tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) com características compatíveis com as típicas suítes TTG arqueanas (Moyen & Martin, 2012). Até o desenvolvimento do presente trabalho, esta associação TTG não havia sido devidamente caracterizada e era inteiramente desprovida de estudos de detalhe, apesar de sua

grande relevância para a compreensão da evolução geológica do Subdomínio de Transição. As informações de campo, juntamente com estudos petrográficos e geoquímicos proporcionaram avanços expressivos no conhecimento destas rochas. Tais dados são apresentados e discutidos neste artigo e permitiram, ainda, compará-las com associações granitoides similares já estudadas na Província Carajás, bem como com as novas unidades granitoides arqueanas que estão sendo gradualmente individualizadas no SDT. Esse trabalho representa uma contribuição para os avanços na compreensão das associações TTG e da evolução magmática e tectônica do Subdomínio de Transição e de suas relações com os domínios da PC.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás (Figura 1A e B), proposta por Santos (2003) e redefinida por Vasquez *et al.* (2008), integra a porção sul-oriental da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 2004), no sudeste do Cráton Amazônico. Compreende basicamente dois domínios distintos, assumidos no recente mapa geológico do estado Pará (Vasquez *et al.*, 2008): ao sul, o Domínio Rio Maria, de idade mesoarqueana, constituído por *greenstone belts* (Supergrupo Andorinhas), suítes TTGs formadas entre 2,98 e 2,86 Ga (Tonalito Arco Verde, Trondhjemitó Mogno, Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e Trondhjemitó Água Fria), granitoides com alto Mg predominantemente granodioríticos com idade de 2,87 Ga (Granodiorito Rio Maria e demais rochas de afinidade sanukitoide englobadas na Suíte Rio Maria), leucogranodioritos e leucomonzogranitos cálcico-alcálicos também formados em 2,87 Ga (Suíte Garantã e granitos correlatos) e pelos leucogranitos potássicos de 2,86 Ga, representados pelos granitos Xingara, Mata Surrão e similares (Pimentel & Machado, 1994; Macambira & Lafon, 1995; Dall'Agnol *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2009; Almeida *et al.*, 2010, 2011; Guimarães *et al.*, 2010); ao norte, o Domínio Carajás, subdividido em dois subdomínios distintos (Dall'Agnol *et al.*, 2006): (1) a Bacia Carajás, tendo por provável embasamento gnaisses quartzo-feldspáticos do Complexo Xingu e sendo formada essencialmente por sequências metavulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (2,76 Ga; Machado *et al.*, 1991), seccionadas por granitoides subalcalinos de 2,76 a 2,56 Ga (Complexo Granítico Estrela, granitos Serra do Rabo, Igarapé Gelado e Old Salobo – Machado *et al.*, 1991; Sardinha *et al.*, 2006; Barros *et al.*, 2009); (2) o Subdomínio de Transição, composto pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.*, 2008), Tonalito Bacaba (~3,0 Ga, Moreto *et al.*, 2011), granitoides e gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu (2,97 a 2,86 Ga; Machado *et al.*, 1991; Avelar *et al.*, 1999), Diopsídio-Norito Pium, com idade e origem, magmática ou metamórfica, ainda controversas (3,0 – 2,85 Ga; Pidgeon *et al.*, 2000; Santos *et*

al., 2008; ca. 2,75-2,73 Ga, Galarza *et al.*, 2012), Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale, 1997) com idades de 2,76 Ga (Lafon *et al.*, 2000), Suíte Pedra Branca (~2,75 Ga, Sardinha *et al.*, 2004; Gomes & Dall'Agnol, 2007; Feio *et al.*, 2013) e pelos plutons das suítes Plaqué e Planalto, com idades entre 2,74 e 2,72 Ga (Avelar *et al.*, 1999; Huhn *et al.*, 1999;; Gomes, 2003; Sardinha *et al.*, 2004; Vasquez *et al.*, 2008; Feio *et al.*, 2012, 2013).

Em estudos mais detalhados na porção norte do SDT, Feio *et al.* (2013) individualizaram rochas granitoides mesoarqueanas, representadas pelo 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), e granitos Bom Jesus (3,0 a 2,83 Ga), Cruzadão (2,85 Ga) e Serra Dourada (2,83 Ga). Do mesmo modo, Silva *et al.*, (este volume) discriminou na porção centro-sul do SDT, imediatamente a oeste da área estudada, rochas tonalíticas com idade de 2,94 Ga (Guimarães, em preparação), denominadas de Tonalito São Carlos, uma associação TTG com idade de ~2,87 Ga, que recebeu a designação de Trondhjemito Colorado (Silva *et al.*, 2010) e diversos tonalitos e granodioritos agrupados na associação granitóide Vila Jussara, com idades entre 2,75 e 2,72 Ga (Guimarães, em preparação; Oliveira *et al.*, 2010). Um pouco mais a oeste, ainda em área do SDT, Gabriel & Oliveira (este volume) identificaram granodioritos com alto Mg, denominados de Água Limpa e Água Azul, ambos intensamente deformados e com idade de ~2,87 Ga.

ASSOCIAÇÕES TTG DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Os granitoides das associações TTG (Moyen & Martin, 2012) possuem ampla distribuição na Província Carajás. No Domínio Carajás, especificamente no SDT, o Trondhjemito Rio Verde (Feio *et al.*, 2013) e o Trondhjemito Colorado (Silva *et al.*, este volume) foram reconhecidos como unidades similares às típicas associações TTG. O Trondhjemito Rio Verde (~2,87 a 2,85 Ga, Feio *et al.*, 2013) foi identificado apenas na área de Canaã dos Carajás, na porção norte do Subdomínio de Transição. São trondhjemitos com textura granular hipidiomórfica, variando para rochas bandadas, com alternância de níveis trondhjemíticos e tonalíticos. Em termos geoquímicos, exibem altas razões La/Yb e ausência de anomalias de Eu. O Trondhjemito Colorado (~2,87 Ma, Silva *et al.*, 2010) ocorre nas proximidades de Vila Jussara, centro-sul do Subdomínio de Transição. Mostra composições predominantemente trondhjemíticas, com granodioritos subordinados. São rochas bandadas, intensamente deformadas, comumente englobando enclaves máficos. Suas características geoquímicas são compatíveis com aquelas dos TTGs arqueanos (Silva *et al.*, este volume).

Na porção sul da Província, no Domínio Rio Maria (DRM), as associações TTG possuem ampla distribuição e são representadas por Tonalito Arco Verde, Trondhjemito

Mogno, Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e Trondhjemitos Água Fria (Althoff *et al.*, 2000; Leite *et al.*, 2004; Dall'Agnol *et al.*, 2006; Guimarães *et al.*, 2010). As rochas dessas unidades podem apresentar bandamento composicional e são deformadas, mas ainda exibem texturas ígneas bem preservadas. Geralmente englobam enclaves máficos ou quartzo-dioríticos e mostram estruturação segundo o trend regional NW-SE, com exceção do Tonalito Mariazinha, orientado predominantemente em direções NE-SW a N-S, discordantes do trend regional.

Todas essas unidades são formadas por biotita-tonalitos e trondhjemitos, com raros granodioritos associados. Apenas no Trondhjemitos Água Fria se tem uma maior proporção de granodioritos. Em estudos recentes, Almeida *et al.* (2011) refinaram a caracterização dessas rochas, distinguindo pelo menos três eventos magmáticos de composição TTG no DRM: O primeiro evento é representado pelo Trondhjemitos Mogno, juntamente com as rochas mais antigas do Tonalito Arco Verde, com idades de 2,96 Ga. O Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e fases mais tardias do Tonalito Arco Verde constituem a segunda geração, com idades de 2,93 Ga. O último período de magmatismo TTG registrado neste domínio é datado em 2,86 Ga e engloba as rochas do Trondhjemitos Água Fria. Os mesmos autores agruparam as suítes TTGs do Domínio Rio Maria em três grupos geoquímicos, os quais não apresentam relação direta com os três episódios de geração de magmas mencionados, pois as diferentes unidades TTG apresentam rochas em vários grupos: (1) grupo com altas razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta, que concentra rochas do Trondhjemitos Mogno e Tonalito Mariazinha; (2) grupo com moderadas razões La/Yb, que reúne grande parte do Complexo Tonalítico Caracol e Trondhjemitos Água Fria, mas também engloba rochas das demais unidades; e (3) grupo com baixas razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta, onde dominam as rochas do Tonalito Arco Verde.

GEOLOGIA DO EXTREMO LESTE DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO

O mapeamento geológico na escala 1:50.000 no extremo leste do Subdomínio de Transição (Figura 1C), no entorno do município de Sapucaia, sudeste do Pará, demonstrou que a área estudada é dominada por rochas de associação tonalito-trondhjemitos-granodiorito (TTG), incluída no Trondhjemitos Colorado (Silva *et al.* este volume). De modo subordinado, foram identificadas rochas metaultramáficas correlacionadas ao *greenstone* de Sapucaia e tonalitos portadores de anfibólios, distintos dos TTGs dominantes e similares ao Tonalito São Carlos, descrito originalmente a oeste (Silva *et al.*, este volume). No centro-sul da área, destaca-se uma pequena serra de morfologia saliente no relevo local, alongada na direção E-

W, dominada por leucogranodioritos porfíricos, denominado Leucogranodiorito Pantanal (Teixeira *et al.*, este volume).

Próximo ao limite com o Cinturão Araguaia (extremo leste do SDT), afloram monzogranitos deformados, correlacionados, com base em suas características geoquímicas, aos granitos da Suíte Planalto. Formam um pequeno corpo alongado segundo EW, concordante com o padrão regional. Na porção norte da área, há, ainda, um conjunto de tonalitos e granodioritos similares aos descritos na associação granitoide Vila Jussara (Guimarães, em preparação) e rochas máficas (metagabros) inseridos na Associação máfico-enderbítica (Teixeira, 2013). Um corpo de granito isotrópico, texturalmente similar aos granitos anorogênicos paleoproterozoicos, além de diversos diques máficos desprovidos de deformação expressiva, seccionam os litotipos arqueanos mapeados. O presente trabalho se atém à associação TTG identificada e não irá efetuar abordagem mais profunda dos demais granitoides mapeados.

PRINCIPAIS ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ASSOCIAÇÃO TTG

A associação TTG aflora na forma de blocos ou lajedos (Figura 2A), geralmente em áreas de relevo arrasado, com respostas radiométricas muito baixas (3,3 – 5,2 $\mu\text{R/h}$) em mapas aero-radiométricos. Nesta associação dominam rochas tonalíticas/trondhjemiticas. Os granodioritos ocorrem em pequeno volume, entremeados aos tonalitos/trondhjemitos e não formam na área estudada corpos mapeáveis. As suas relações de contato com os demais litotipos identificados não foram observadas no campo. São rochas de cor cinza e granulação média, mostrando bandamento composicional (Figura 2A) ou, mais raramente, textura granular. Frequentemente englobam enclaves quartzo-dioríticos ou anfibolíticos, alongados segundo a foliação da rocha ou subconcordantes à estruturação existente (Figura 2B). Por vezes, os enclaves mostram sinais de assimilação, sugerindo um baixo contraste de viscosidade entre eles e a encaixante. Em algumas ocorrências, foram observadas intercalações de rochas trondhjemiticas e graníticas, evidenciando injeções de líquidos graníticos ao longo dos planos de foliação, cuja origem necessita ser investigada em estudos de maior detalhe.

De modo geral, essas rochas apresentam-se intensamente deformadas, estruturadas segundo a direção NW-SE a E-W (Figura 2G), com mergulhos fortemente inclinados a verticais. A foliação, marcada pelo bandamento composicional, é a principal feição estrutural.

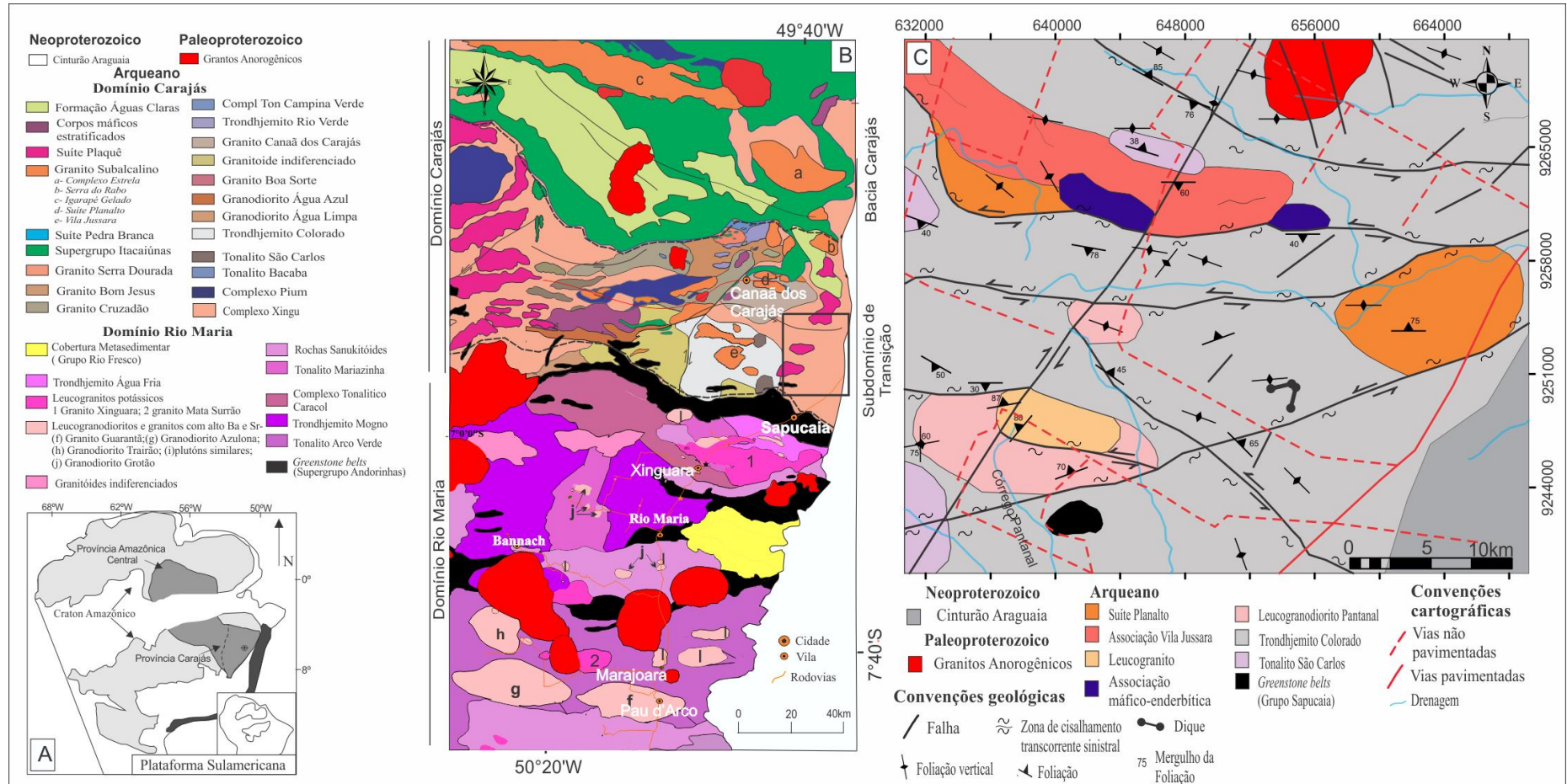


Figura 1 – A) Craton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004); B) mapa geológico simplificado da Província Carajás (modificado de Almeida *et al.*, 2011; Feio *et al.*, 2013, Gabriel & Oliveira, este volume; Silva *et al.*, este volume); C) mapa geológico do extremo leste do Subdomínio de Transição.

Por vezes o bandamento está dobrado (Figura 2C), com eixos de dobras na direção NW-SE. Essas rochas comumente possuem veios leucograníticos associados, também dobrados (Figura 2D). A deformação responsável pelos dobramentos nos veios e nos bandamentos composicionais dos TTGs se desenvolveu em condições dúcteis. Localmente as rochas apresentam foliação NE-SW, mas afetada por zona de cisalhamento sinistral E-W que causa transposição (Figura 2E). A transposição inicia com um leve dobramento do bandamento e veios associados; com o progresso da deformação, as dobras ficam mais apertadas, gerando uma foliação de plano axial, paralela à foliação regional; por fim, as charneiras das dobras são rompidas, dando lugar a um bandamento E-W.

Diferentes locais da área estudada encontram-se afetados por zonas de cisalhamento transcorrente sinistral. Esse cisalhamento afeta as principais rochas, causando foliações miloníticas e lineação de estiramento mineral. A foliação possui direção preferencial N70E, com mergulhos de 65° para SE. Esta foliação milonítica é revelada principalmente pelas formas ovaladas de porfiroclastos assimétricos rotacionados de feldspatos (Figura 2F), contornados por *ribbons* de quartzo e níveis de biotita. A lineação é quase horizontal, com mergulhos em torno de 5° para S70W. A relação observada entre a foliação milonítica e lineação mineral, somada aos critérios cinemáticos oferecidos pelos cristais oclares de feldspatos com sombra de pressão, indica um movimento lateral esquerdo, com esforço dominante em direção NNE-SSW.

Após a instalação de zonas de cisalhamento dúcteis, esta região foi submetida a falhamentos rúpteis, registrado principalmente na ocorrência de um grande lineamento estrutural de direção NE-SW, marcado em campo por zonas silicificadas, que secciona o leste do Subdomínio de Transição, além de diques máficos e uma segunda geração de veios leucograníticos não deformados que também cortam as rochas arqueanas na mesma direção. Essa fase estrutural provocou o faturamento das rochas aflorantes e, eventualmente, falhamento de rejeito direcional decimétrico.

PETROGRAFIA

COMPOSIÇÕES MODAIS E CLASSIFICAÇÃO

A associação TTG estudada é formada por rochas de cor cinza, com textura granular média e feições anisotrópicas. A tabela 1 apresenta as composições modais, em percentagem em volume, obtidas para estas rochas. Os diagramas Q-A-P e Q-A+P-M' apontaram composições predominantemente trondhjemíticas a tonalíticas, com granodioritos subordinados (Figura 3).

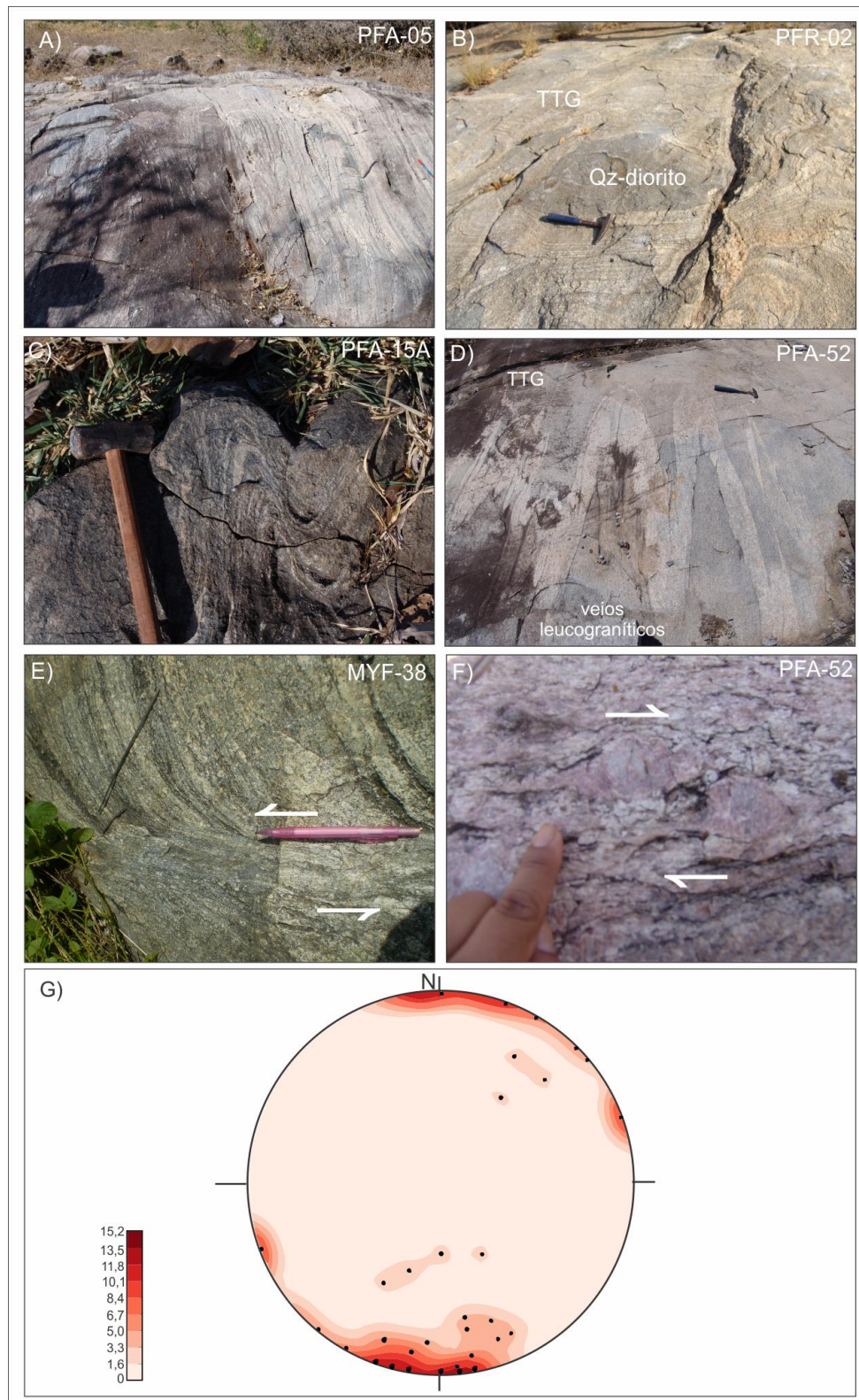


Figura 2 – Aspectos de campo da associação TTG da porção extremo leste do Subdomínio de Transição. A) Bandamento composicional; B) enclave quartzo-diorítico; C) bandamento dobrado; D) veios leucograníticos dobrados; E) cisalhamento sinistral causando deslocamento da foliação; F) Porfiroclastos ocelares de feldspato rotacionados (cinemática); G) diagrama de pólos de foliação para as rochas estudadas (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

A classificação petrográfica da maioria das rochas estudadas, obtidas a partir da composição modal, mostrou equivalência com os dados geoquímicos, excetuando as amostras PFR-1, PFR-10A, PFR-24, MYF-1 e MYF-48B, classificadas como trondhjemitos nos estudos petrográficos e apresentam composições químicas que levam a classificá-las como granodioritos (ver adiante). De modo geral, as amostras analisadas são compostas essencialmente por plagioclásio e quartzo, com proporções modais variáveis de 51 a 70,6% e 15,5 a 36,0% e médias de 66,0 e 25,2%, respectivamente (Tabela 1). A microclina é um constituinte acessório nos trondhjemitos e tonalitos (0,1 a 6,2% modal), passando a ser significativa nas variedades granodioríticas (6,8 a 16,8% modal). A biotita é a principal fase máfica (média de 7% modal) e o anfibólio está presente em apenas duas amostras (PFR-40 e PFA-50). Opacos, epidoto, muscovita, allanita, apatita, titanita e zircão (em conjunto, média de 1,9% modal) constituem as principais fases acessórias. Os enclaves mostram composições quartzo-dioríticas.

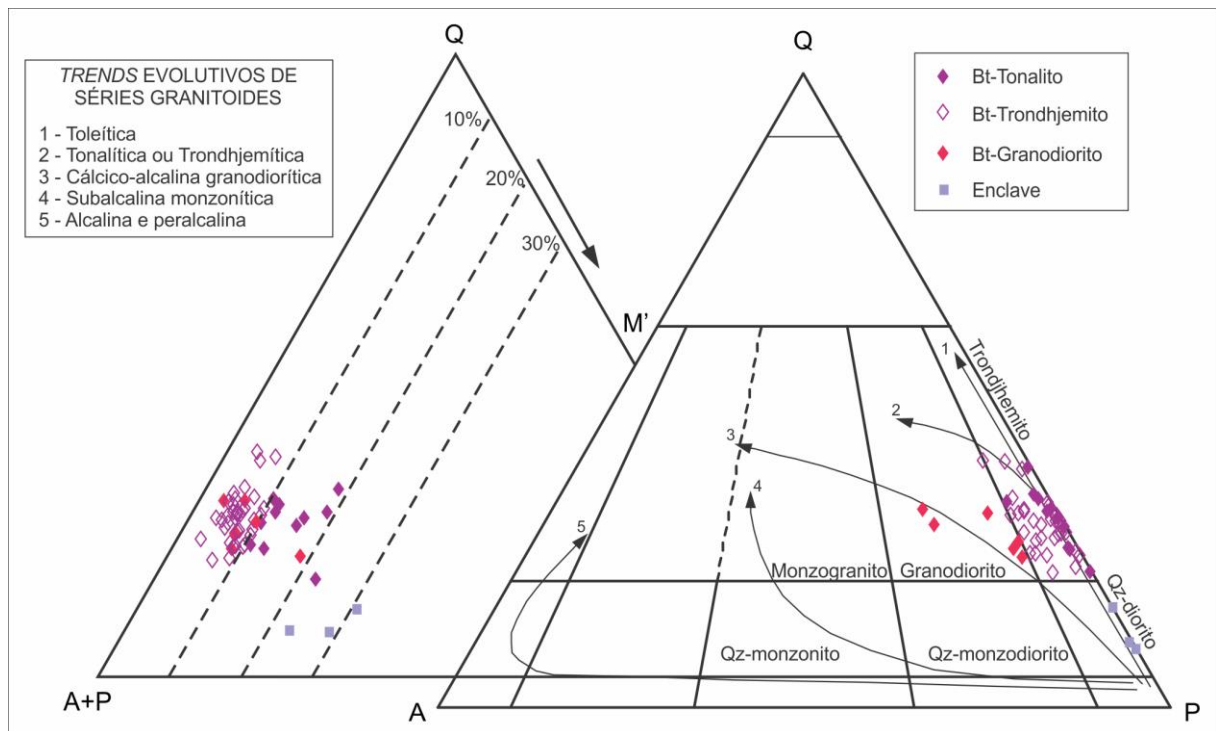


Figura 3 – Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M' (Streckeisen, 1976) para a associação tonalito-trondhjemito-granodiorito da região oriental do Subdomínio de Transição.

ASPECTOS MINERALÓGICOS E TEXTURAIS

As variedades petrográficas identificadas possuem aspectos mineralógicos e texturais similares, motivo pelo qual serão tratadas conjuntamente. Apresentam trama ígnea pouco preservada, intensamente recristalizada. Comumente exibem porfiroclastos ovalados de plagioclásio imersos em uma matriz granular fina a muito fina (<0,1 mm), proveniente da

cominuição e recristalização de cristais primitivos (Figura 4A). Por vezes mostram foliação milonítica, com arranjo grano-lepidoblástico (Figura 4B).

O plagioclásio é o principal constituinte destas rochas e ocorre em três diferentes tipos texturais: O **plagioclásio 1** é relativamente raro e forma cristais subédricos de granulação média, por vezes dispostos em agregados que sugerem relações de *synneusis* (Vance, 1969). Exibem alteração mais intensa no núcleo dos cristais, indicando a presença de zoneamento normal (Figura 4C). Esses cristais são admitidos como fases magmáticas, pouco afetadas pelos processos de recristalização dominante nestas rochas. O **plagioclásio 2** se apresenta como porfiroclastos subarredondados ou oclares de granulação média, envoltos por uma matriz microcristalina recristalizada. Apresenta maclas pouco marcantes e seus cristais possuem aspecto límpido, evidenciando ausência de alteração. O **plagioclásio 3** forma cristais finos a muito finos, dispostos em agregados de grãos com contatos retos ou poligonais entre si e com os demais minerais da trama. São provenientes da cominuição e recristalização de cristais primitivos e podem ou não apresentar maclamentos. Comumente constituem texturas em mosaico na matriz das rochas que evidenciam processos intensos de recristalização em condições estáticas. Análises semiquantitativas por EDS (Energy Dispersive Spectroscopy) efetuadas em microscópio eletrônico de varredura (Tabela 2 – Figura 4D) revelaram que os plagioclásios analisados possuem composição de oligoclásio cálcico (An_{27-19} – Figura 5A), com teores de Or variando de 0,68 a 2,2%. Foram observadas variações composicionais consideráveis entre borda e núcleo de um mesmo cristal (Plagioclásio 1), indicando a presença de zoneamento normal. Os cristais finos neoformados de plagioclásio (Plagioclásio 3) presentes na matriz ou desenvolvidos em torno dos fenocristais possuem igualmente composição de oligoclásio (An_{22-17} – Tabela 2), similar às das bordas dos cristais de Plagioclásio 1 ou ligeiramente mais sódicas (Figura 5A).

O quartzo é encontrado em cristais anédricos, inequigranulares, quase sempre recristalizados. Forma agregados policristalinos com contatos retos em junção tríplice, definindo texturas em mosaico. Geralmente definem cordões ou *ribbons* de grãos recristalizados alongados de acordo com a foliação da rocha, contornando porfiroclastos de plagioclásio em uma trama milonítica. As feições deformacionais mais frequentes são extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos.

A microclina aparece sempre na matriz em raros cristais finos a muito finos anédricos, geralmente intersticiais, exibindo límpido maclamento albita periclina. Nas variedades granodioríticas são de ocorrência mais expressiva e podem formar cristais de granulação média subarredondados, incipientemente pertíticos, bordejados por matriz félsica recristalizada

Tabela 1 – Composições modais da associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) do setor leste do Subdomínio de Transição

UNIDADE	ASSOCIAÇÃO TONALITO-TRONDHJEMITO-GRANODIORITO (TTG)																										
LITOLOGIA	Bt-Tonalito											Bt-Trondhjemitó															
AMOSTRA MINERAL	PFR 12	PFR 25	PFR 35	PFR 36	PFR 46	PFA 27	PFA 50	PFA 54	MYF 25	MYF 66	MYF 81B	PFR 1	PFR 2	PFR 05A	PFR 9	PFR 10A	PFR 24	PFR 31	PFR 39A	PFR 47	PFR 48	PFA 5	PFA 13	PFA 14	PFA 15A	PFA 26	PFA 29
Plagioclásio	53,2	59,4	59,6	65,6	51,0	65,1	61,2	58,9	64,2	53,8	57,7	69,8	62	59,4	56,6	69,6	66,4	60,8	60,5	51,4	62,0	70,6	58,4	70,2	64,6	66,4	65,2
Quartzo	26,3	28,4	25,8	21,0	30,0	20,4	15,5	24	24,6	27,0	25,4	22,0	20,6	30,2	36,0	18,7	26,2	27,6	27,3	35,0	24,8	20,9	26,7	19,0	23,3	26,4	21,4
Microclina	1,4	1,2	1,1	1,1	0,1	0,8	0,0	0,1	0,3	5,2	0,0	4,5	6,2	4,5	2,8	4,8	0,8	6,2	5,0	5,6	2,7	-	3,8	1,4	3,8	0,5	5,6
Biotita	17,8	7,8	9,8	7,7	15,8	12,0	12,8	14,4	9,6	7,1	14,4	3,2	8,7	5,2	4,0	6,7	6,2	4,2	3,8	6,0	7,1	7,2	8,3	7,6	6,4	5,2	3,3
Anfibólio	-	-	-	-	-	-	7,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita	-	0,4	2,0	1,4	-	-	-	1,1	-	2,8	Tr	0,1	1,2	-	0,2	-	Tr	-	Tr	0,6	0,8	-	0,8	Tr	Tr	Tr	0,2
Epidoto1	0,8	2,2	1,5	2,8	2,6	Tr	1,4	0,6	0,3	4,0	0,9	0,1	1	Tr	0,2	Tr	Tr	0,1	2,6	0,5	1,4	1,1	0,2	0,6	0,6	Tr	3,2
Titanita	0,2	Tr	Tr	Tr	0,2	0,4	0,3	Tr	Tr	Tr	0,2	-	-	0,1	Tr	Tr	-	Tr	0,2	-	0,2	Tr	0,2	0,2	0,2	Tr	0,1
Opacos	Tr	0,1	Tr	Tr	Tr	0,4	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,2	0,8	0,2	0,6	0,6	0,2	0,9	0,4	0,6	0,8	1,0	
Acessórios*	Tr	0,2	Tr	Tr	Tr	Tr	0,4	0,6	0,5	Tr	0,9	0,1	Tr	0,6	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr	Tr	0,1	Tr	0,3	0,3	0,2	0,3	0,8
Total	99,7	99,7	99,8	99,6	99,7	99,1	99,4	99,7	99,6	99,9	99,5	99,8	99,7	100	99,8	99,8	99,9	99,7	99,6	99,7	99,7	100	99,6	99,7	99,7	99,6	101
Σ Máficos	18,8	10,1	11,3	10,5	18,6	13	22,4	15,4	10,2	11,1	15,9	3,3	9,7	5,4	4,2	6,7	6,4	5,1	6,8	7,1	9,3	8,5	9,6	8,8	7,8	6,2	7,6

UNIDADE	ASSOCIAÇÃO TONALITO-TRONDHJEMITO-GRANODIORITO (TTG)																							ENCLAVE			
LITOLOGIA	Bt-Trondhjemitó															Bt-Granodiorito							Qz-diorito				
AMOSTRA MINERAL	PFA 51	MYF 1	MYF 2	MYF 5	MYF 7	MYF 8	MYF 9	MYF 19B	MYF 19A	MYF 21B	MYF 22A	MYF 24A	MYF 26	MYF 31	MYF 37B	MYF 38B	MYF 48B	MYF 65	PFR 33A	PFR 37	PFR 40	MYF 21A	MYF 67	PFA 52	PFR 39B	PFA 31	PFA 06C
Plagioclásio	58,4	58,4	68,1	68,8	63,6	70,1	68,8	67,6	62,9	67,9	62,8	65,6	63	66,4	66,8	67,2	62,0	61,5	62,0	47,7	54,3	58,7	61,1	48,3	63,4	69,0	57,6
Quartzo	34,6	22,8	24,4	26	28,4	25,3	25,0	25,5	28,6	21,0	26,1	26,6	25,6	23,4	26,2	27,7	28,3	22,2	20,2	28,0	19,3	28,3	22,6	24,6	7,4	7,6	10,6
Microclina	1,2	5,2	1,3	0,2	0,4	0,2	0,8	0,1	0,3	0,4	3,4	0,4	1,0	2,2	Tr	0,2	4,1	4,1	7,4	16,8	7,3	9,1	6,8	15,8	0,3	0,0	0,0
Biotita	4,7	8,6	5,3	5,0	4,0	3,5	4,4	6,6	7,0	8,9	6,9	6,0	9,3	5,1	4,2	3,2	4,6	6,7	6,7	5,4	6,4	3,2	6,2	7,8	9,8	19,9	12,3
Anfibólio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,6	-	-	-	13,2	0,4	17,5
Muscovita	Tr	1,8	-	-	-	Tr	0,1	Tr	0,3	-	-	-	-	1,5	1,3	0,6	0,6	2,2	1,8	0,8	-	Tr	1,8	1,7	-	-	-
Epidoto1	0,2	0,3	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	0,4	Tr	0,7	0,4	0,5	0,6	0,6	-	2,4	1,3	0,7	2,6	Tr	1,2	1,6	3,5	2,7	0,2
Titanita	0,2	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-	0,4	-	-	-	Tr	0,2	-	-	0,4	0,3	Tr	1,7	0,1	-	Tr	1,2	-	Tr
Opacos	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	Tr	0,3	Tr	0,1	0,2	Tr	Tr	0,6	0,1	0,2	0,4	Tr	0,4	1,2	0,2	0,2	Tr	0,8	0,3	0,2
Acessórios*	0,3	0,5	0,4	0,3	0,1	0,2	0,3	Tr	0,4	0,5	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,4	0,3	0,1	Tr	Tr	0,2	Tr	Tr	Tr	0,2	Tr	0,4
Total	99,7	97,8	99,8	101	96,7	99,5	99,6	99,8	99,8	99,5	99,7	100	99,7	99,7	100	100	100	100	99,7	99,8	99,6	99,6	99,9	99,8	99,8	99,9	98,8
Σ Máficos	5,2	9,4	5,8	5,2	4,2	3,8	4,7	6,6	7,4	9,8	7	6,9	9,7	5,9	6	4,1	5	9,9	8,3	6,5	18,5	3,5	7,6	9,4	28,5	23,3	30,2

*zircão+apatita+allanita; -: fase mineral ausente; Tr: fase mineral presente em teores <0,1% na análise modal; Bt: Biotita; Qz: Quartzo.

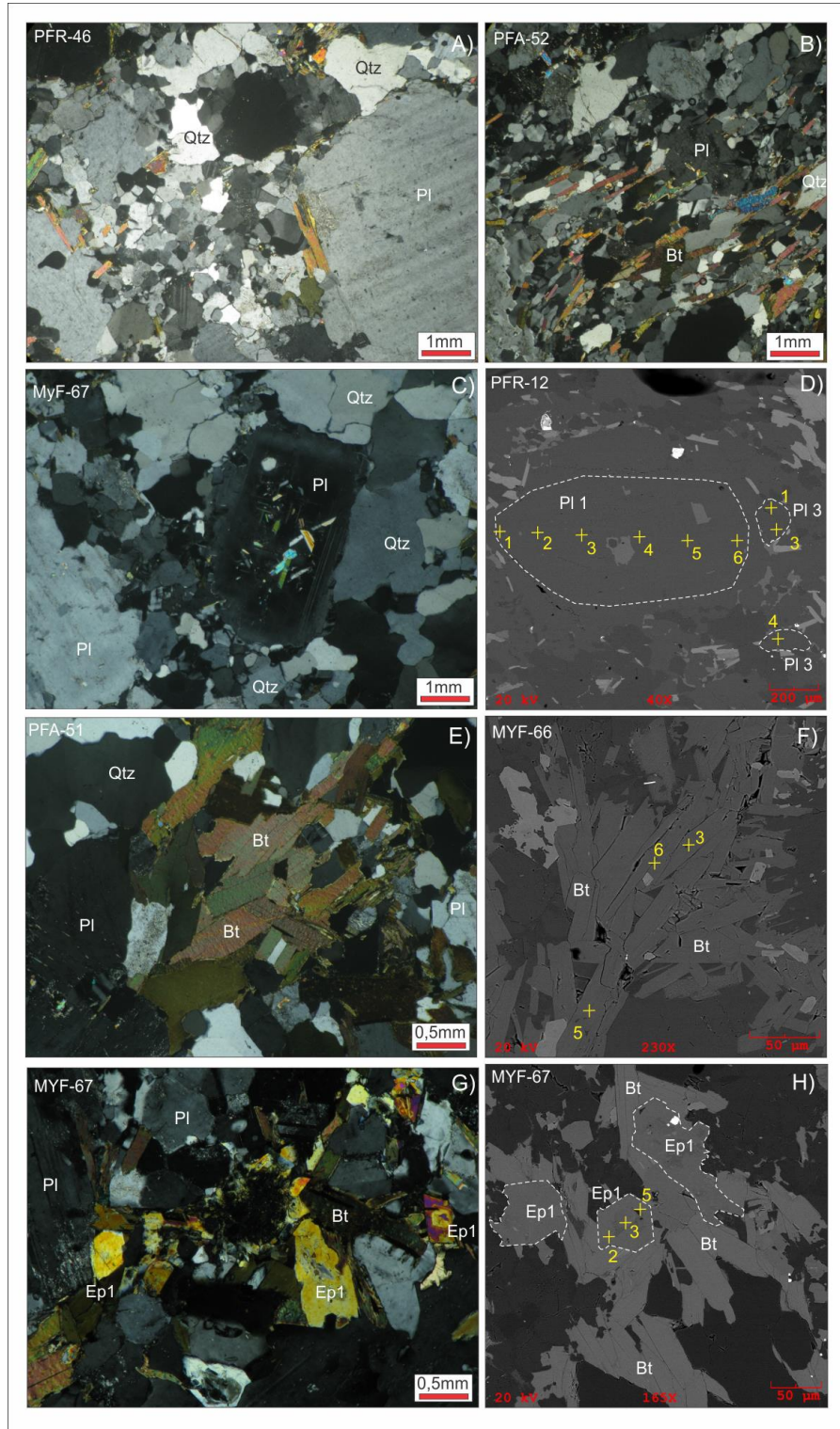


Figura 4 – Aspectos mineralógicos e texturais das rochas estudadas. A) Porfiroclastos ovalados de plagioclásio imersos em matriz granular fina, proveniente da cominuição e recristalização de cristais primitivos; B) Foliação milonítica, com arranjo granolepidoblástico; C) cristal subédrico de plagioclásio com resíduos de zoneamento normal; D) imagem de MEV dos plagioclásios tipo 1 e 3 mostrando os pontos analisados por EDS (válido também para as figuras F e H); E) Agregados de biotita; F) imagem de MEV de biotitas; G) Associação de cristais de epidoto automorfos, parcialmente corroídos, e biotita; H) imagem de MEV de epidoto tipo 1 associado com biotita. Símbolos minerais segundo Kretz (1983).

Tabela 2 – Análises químicas semiquantitativas por EDS em plagioclásios da associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) do setor leste do Subdomínio de Transição.

Litologia	Bt-Tonalito									Bt-Granodiorito									
	PFR 12	PFR 12	PFR 12	PFR 12	PFR 12	PFR 12	PFR 12	PFR 12	PFR 12	MYF 67	MYF 67	MYF 67	MYF 67	MYF 67	MYF 67	MYF 67	MYF 67	MYF 67	
Mineral	PL-1	PL-1	PL-1	PL-1	PL-1	PL-1	PL-3	PL-3	PL-3	PL-1	PL-1	PL-1	PL-1	PL-1	PL-1	PL-3	PL-3	PL-3	
Análise	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C2-1	C2-3	C2-4	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C22-3	C32-3	C32-5	
	B	B	B	N	N	B	R	R	R	B	B	N	N	B	B	R	R	R	
SiO ₂	68,73	67,26	67,01	67,29	66,90	68,48	68,29	68,81	67,75	69,10	68,51	66,96	67,90	67,18	69,88	69,57	69,99	69,43	
Al ₂ O ₃	24,77	25,02	25,07	25,45	25,29	24,55	24,46	24,40	23,80	24,30	24,80	26,35	25,54	25,19	24,31	24,29	24,51	24,30	
Fe ₂ O ₃	0,06	0,14	0,15	0,17	0,12	0,12	0,15	0,23	0,08	0,21	0,14	0,12	0,17	0,12	0,08	0,11	0,15	0,10	
CaO	4,53	5,01	5,18	5,10	5,50	4,61	4,15	4,15	3,57	4,04	4,61	6,22	5,17	4,72	3,99	4,03	4,07	4,54	
Na ₂ O	8,49	8,03	8,08	7,85	7,78	8,47	8,63	8,35	8,93	8,75	8,35	7,32	8,08	8,16	8,52	8,69	8,37	8,33	
K ₂ O	0,26	0,32	0,30	0,29	0,30	0,39	0,14	0,11	0,22	0,12	0,24	0,12	0,12	0,13	0,16	0,21	0,19	0,21	
TOTAL	106,8	105,8	105,8	106,2	105,9	106,6	105,8	106,0	104,3	106,5	106,6	107,1	107,0	105,5	106,9	106,9	107,3	106,9	
Fórmula química calculada à base de 32 oxigênio																			
Si	11,31	11,20	11,17	11,16	11,14	11,31	11,33	11,38	11,40	11,39	11,29	11,02	11,17	11,20	11,44	11,42	11,43	11,40	
Al	4,80	4,91	4,93	4,98	4,96	4,78	4,79	4,76	4,72	4,72	4,82	5,11	4,95	4,95	4,69	4,70	4,72	4,70	
Fe	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	
Ca	0,79	0,88	0,91	0,89	0,97	0,80	0,73	0,73	0,63	0,70	0,80	1,08	0,90	0,83	0,69	0,70	0,70	0,79	
Na	2,71	2,59	2,61	2,53	2,51	2,71	2,78	2,68	2,91	2,80	2,67	2,34	2,58	2,64	2,70	2,77	2,65	2,65	
K	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,08	0,03	0,02	0,05	0,02	0,05	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	
cátions	19,67	19,67	19,70	19,64	19,67	19,70	19,68	19,59	19,72	19,66	19,66	19,60	19,65	19,66	19,58	19,64	19,56	19,60	
sítio T	16,12	16,13	16,12	16,16	16,12	16,10	16,14	16,17	16,13	16,14	16,13	16,15	16,15	16,16	16,15	16,13	16,17	16,11	
sítio M	3,55	3,54	3,59	3,48	3,55	3,60	3,54	3,43	3,59	3,52	3,52	3,45	3,50	3,50	3,43	3,51	3,39	3,48	
Anortita	22,19	24,93	25,45	25,69	27,31	22,36	20,63	21,18	17,66	19,97	22,82	31,43	25,71	23,78	20,17	19,94	20,72	22,65	
Albita	76,27	73,16	72,80	72,52	70,88	75,38	78,51	78,14	81,05	79,34	75,77	67,85	73,56	75,40	78,88	78,79	78,11	76,11	
Ortoclásio	1,54	1,91	1,76	1,79	1,82	2,26	0,87	0,68	1,29	0,69	1,42	0,72	0,74	0,81	0,95	1,26	1,17	1,24	

PL1= plagioclásio1; PL3= plagioclásio3; B= borda; N= núcleo; R= recristalizado; Bt= biotita

A biotita forma lamelas subédricas (Figura 4E) de granulação fina a média, com pleocroísmo variando de castanho pálido a marrom. Suas lamelas possuem orientação preferencial, definindo a foliação da rocha. Formam agregados com os demais minerais máficos e se associam comumente com muscovita e epidoto. Em análises químicas semiquantitativas (Tabela 3), também obtidas por EDS em MEV (Figura 4F), as composições obtidas indicam que se tratam de biotitas ferromagnesianas (Foster, 1960), com ligeira dominância de Fe sobre Mg ($Fe/[Fe+Mg]$ variando de 0,54 a 0,59). De acordo com os critérios de Nachit *et al.* (2005), suas composições se situam preferencialmente no campo de biotitas magmáticas primárias, passando para o das reequilibradas (Figura 5B). Apresentam afinidades com biotitas de rochas cálcico-alcalinas (Nachit *et al.*, 1985 – Figura 5C) e suas razões $Fe/(Fe+Mg)$ sugerem condições de fugacidade de oxigênio moderadas a altas durante a cristalização dessas rochas (Anderson & Smith, 1995 – Figura 5D).

A muscovita exibe lamelas subédricas de granulação média a fina, dispostas paralelamente à orientação da biotita. Seus contatos são retos com este mineral, sugerindo equilíbrio entre essas fases.

O epidoto apresenta dois aspectos texturais distintos: **epidoto1**: forma cristais euédricos a subédricos com faces bem definidas (Figura 4G), por vezes envolvendo núcleos de allanita. Estão comumente associados à biotita e mostram contatos perfeitamente

automorfos com as lamelas da mesma, ao passo que costumam exibir contornos irregulares quando em contato com quartzo e feldspatos.

Os cristais de Epidoto1 analisados por EDS no MEV (Figura 4H) são todos representativos dessa variedade de epidoto (Tabela 2.4) e apresentam teores de pistacita que variam de 23,8 a 27,6%, situados em sua maioria no intervalo registrado em epidotos de origem magmática (Tulloch, 1979 – Figura 5E). **epidoto2:** se apresenta como cristais anédricos muito finos, produto de alteração de plagioclásio. Entretanto, como o fechamento das análises de epidoto1 por EDS não foi o ideal, provavelmente pela presença de voláteis, (Tabela 4), os conteúdos de pistacita no epidoto1 aqui obtidos devem ser vistos com reservas, devendo ser verificados por meio de análises mais precisas com microsonda eletrônica no futuro. Outro aspecto a ser considerado é que foram analisados cristais de epidoto1 de apenas uma amostra de trondhjemitos e duas de granodiorito. Seria indispensável, portanto, um número mais elevado de análises desse mineral em amostras de tonalitos e trondhjemitos para permitir conclusões mais seguras a respeito da origem do epidoto1 nessas variedades.

Tabela 3 – Análises químicas semiquantitativas por EDS em biotita da associação tonalito-trondhjemitos-granodiorito (TTG) do setor leste do Subdomínio de Transição.

Litologia	Bt-Tonalito									Bt-Trondhjemitos		
	PFR	PFR	PFR	MYF	MYF	MYF	PRF	PRF	PRF	PFA	PFA	PFA
Amostra	12	12	12	66	66	66	36	36	36	14	14	14
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
Análise	C2-1	C2-2	C2-4	C1-3	C1-5	C1-6	C2-1	C2-2	C2-3	C2-1	C2-3	C2-4
SiO ₂	40,59	41,47	40,74	40,11	41,27	40,21	40,88	40,42	39,82	40,02	40,03	39,98
TiO ₂	2,61	2,67	3,05	1,76	1,93	2,49	2,64	2,88	2,69	2,58	2,42	2,75
Al ₂ O ₃	16,96	17,45	16,75	17,08	17,64	17,57	17,60	17,46	17,53	16,60	16,64	16,18
FeO	20,11	18,14	19,88	21,73	20,50	21,31	20,35	21,09	20,24	20,12	20,36	20,20
MgO	8,15	8,37	8,20	8,73	8,09	8,40	8,66	8,37	8,20	8,93	9,54	9,29
MnO	0,56	0,48	0,38	0,49	0,70	0,53	0,46	0,26	0,41	0,56	0,33	0,60
CaO	0,22	0,38	0,20	0,18	0,12	0,16	0,17	0,19	0,19	0,17	0,10	0,16
K ₂ O	10,45	9,63	10,07	10,48	9,84	10,51	10,44	10,62	10,07	10,06	10,15	10,13
Total	99,6	98,6	99,3	100,6	100,1	101,2	101,2	101,3	99,2	99,0	99,6	99,3
Fórmula química calculada à base de 22 oxigênios												
Si	5,90	5,99	5,92	5,82	5,94	5,79	5,84	5,80	5,81	5,85	5,82	5,84
^{IV} Al	2,10	2,01	2,08	2,18	2,06	2,21	2,16	2,20	2,19	2,15	2,18	2,16
Sítio tet.	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
^{VI} Al	0,80	0,95	0,78	0,74	0,93	0,77	0,80	0,75	0,82	0,71	0,68	0,63
Ti	0,28	0,29	0,33	0,19	0,21	0,27	0,28	0,31	0,29	0,28	0,26	0,30
Fe	2,44	2,19	2,41	2,64	2,47	2,56	2,43	2,53	2,47	2,46	2,48	2,47
Mn	0,07	0,06	0,05	0,06	0,09	0,07	0,06	0,03	0,05	0,07	0,04	0,07
Mg	1,77	1,80	1,78	1,89	1,74	1,80	1,84	1,79	1,78	1,95	2,07	2,02
Sítio oct.	5,36	5,29	5,35	5,53	5,43	5,47	5,42	5,41	5,42	5,47	5,53	5,50
Ca	0,03	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
K	1,94	1,77	1,87	1,94	1,81	1,93	1,90	1,94	1,87	1,88	1,88	1,89
Sítio A												

Bt= biotita.

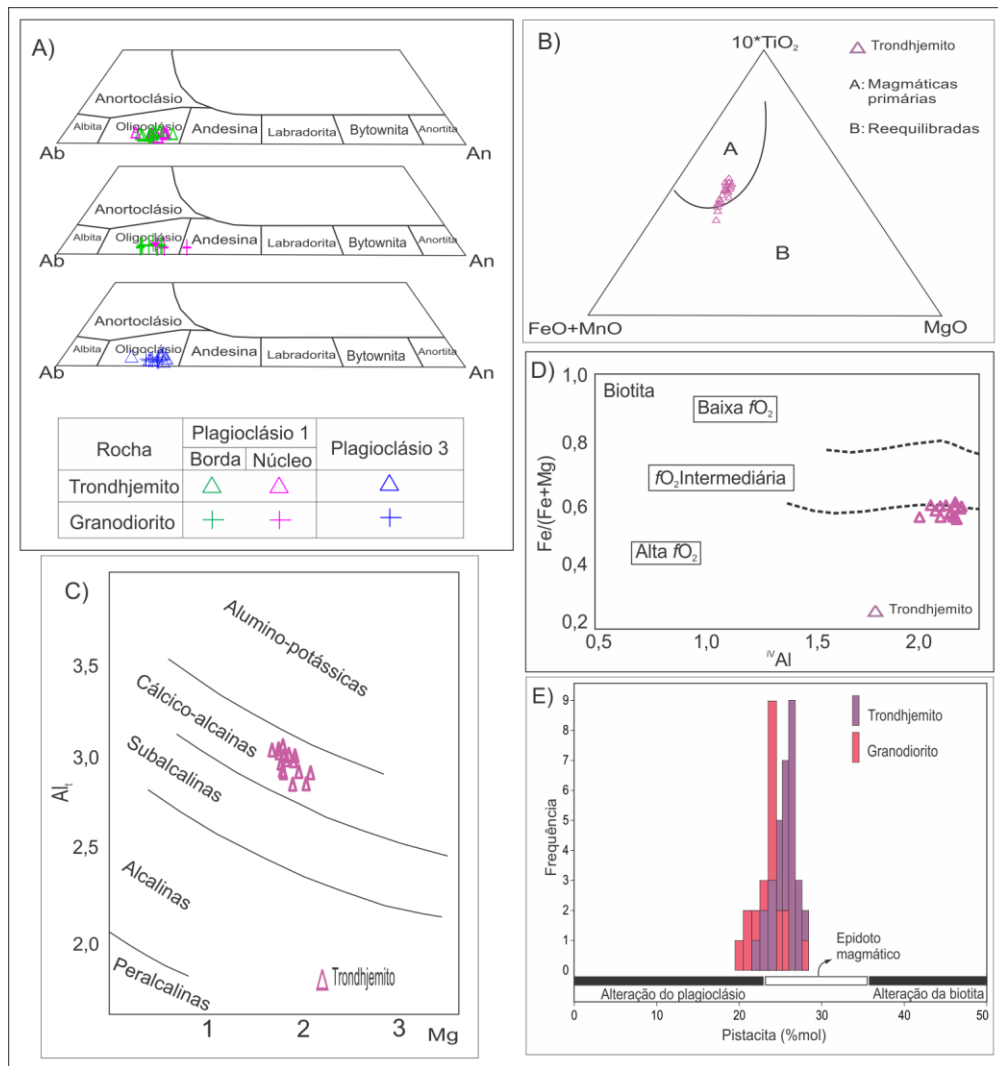


Figura 5 – A) Diagrama Ab-Or-An com destaque para a aresta Ab-An para a classificação dos plagioclásios estudados a partir de análises químicas semi-quantitativas; B) diagrama (FeO+MnO)-(10*TiO₂)-MgO de Nachit *et al.* (2005) para classificação de biotitas; C) diagrama Al_I vs Mg (Nachit *et al.*, 1985) para discriminar diferentes famílias magmáticas; D) Diagrama de classificação de biotitas baseado na razão Fe/(Fe+Mg) vs Al^{IV} (Anderson & Smith, 1995), mostrando as possíveis condições de fugacidade de oxigênio durante a cristalização das rochas estudadas; E) histograma do conteúdo de pistacita (% mol) em epidoto 1 das rochas estudadas. A relação entre variação composicional e origem dos epidotos expressa no diagrama se baseia em Tulloch (1979).

Os minerais acessórios são: allanita em cristais subédricos, finos, por vezes zonada; opacos em cristais finos subédricos a anédricos, os quais podem apresentar coroas de titanita e epidoto; a titanita em agregados máficos; apatita e zircão, em cristais subédricos de granulacão muito fina, inclusos em plagioclásio, biotita e quartzo.

Tabela 4 – Análises semi-quantitativas por EDS de epidoto da associação tonalito-trondhjemitó-granodiorito do setor leste do Subdomínio de Transição.

Litologia	Bt-Trondhjemitó					Bt-Granodiorito										
	PFA	PFA	PFA	PFA	PFA	MYF	MYF	MYF	PFR	PFR	PFR	PFR	PFR	PFR	PFR	
Amostra	14	14	14	14	14	67	67	67	33A	33A	33A	33A	33A	33A	33A	
Mineral	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	Ep1	
Análise	C2-1	C2-3	C2-4	C2-5	C2-6	C1-2	C1-3	C1-5	C2-1	C2-2	C2-3	C2-4	C2-5	C2-6	C2-7	
SiO ₂	41,96	42,02	41,70	41,39	41,59	42,49	42,38	42,41	44,51	44,00	44,48	44,53	44,88	44,77	44,40	
TiO ₂	0,22	0,09	0,08	0,21	0,22	0,13	0,18	0,23	0,24	0,25	0,10	0,15	0,19	0,21	0,23	
Al ₂ O ₃	24,29	24,58	24,88	24,98	24,19	24,83	24,47	24,97	25,04	26,00	26,09	25,74	25,61	25,71	25,70	
Fe ₂ O ₃	13,41	13,73	12,26	12,47	13,56	12,59	13,38	12,30	14,95	14,81	15,13	14,67	15,29	14,69	14,60	
MgO	0,05	0,12	0,02	0,03	0,05	0,04	0,05	0,01	0,06	0,07	0,16	0,16	0,11	0,13	0,04	
MnO	0,37	0,23	0,37	0,35	0,29	0,67	0,27	0,73	0,38	0,46	0,44	0,50	0,28	0,40	0,48	
CaO	22,63	23,19	23,59	23,52	23,36	22,97	23,05	22,86	26,08	25,97	26,03	26,16	25,86	26,48	25,95	
TOTAL	102,9	104,0	102,9	102,9	103,3	103,7	103,8	103,5	111,3	111,6	112,4	111,9	112,2	112,4	111,4	
Fórmula química calculada à base de 13 oxigénios																
Si	3,27	3,25	3,25	3,23	3,24	3,28	3,28	3,28	3,24	3,19	3,20	3,22	3,23	3,22	3,22	
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Al	2,23	2,24	2,29	2,30	2,22	2,26	2,23	2,28	2,15	2,23	2,21	2,19	2,18	2,18	2,20	
Fe ⁺³	0,79	0,80	0,72	0,73	0,80	0,73	0,78	0,72	0,82	0,81	0,82	0,80	0,83	0,80	0,80	
Mg	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	
Mn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,05	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	
Ca	1,87	1,90	1,95	1,94	1,93	1,88	1,89	1,87	2,01	1,99	1,98	2,00	1,97	2,02	1,99	
PS	26,08	26,29	23,93	24,18	26,37	24,47	25,89	23,94	27,61	26,69	27,03	26,69	27,61	26,74	26,62	

Ep1- epidoto1; PS- pistacita; PS= $(\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+3}+\text{Al}) \times 100$.

GEOQUÍMICA

As análises químicas dos elementos maiores, menores e traço de amostras representativas das diferentes variedades petrográficas da associação TTG estudada foram realizadas na *ACME Analytical laboratories* e são apresentadas na tabela 5. 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 www.acmelab.com.

Tabela 5 – Composições químicas da associação tonalito-trondhjemito-granodiorito do setor leste do Subdomínio de Transição.

Litologia	Enclave - Qz-diorito			Bt-Tonalito					Bt-Trondhjemito										Bt-Granodiorito											
	PFA 06C	PFR 39B	PFA 31	MYF 25	PFR 25	MYF 81B	PFR 35	PFA 50	MYF 19A	PFA 15A	PFR 05A	PFA 5	MYF 65	PFR 48	PFA 51	MYF 9	MYF 5	PFA 26	MYF 38B	PFR 40	PFR 1	PFA 52	PFR 10A	PFR 24	MYF 1	MYF 67	PFR 33A	PFR 37	MYF 21A	MYF 48B
SiO ₂ (%peso)	59,3	65	65,2	69,7	70,1	70,3	71,1	72	69,3	70,1	71,1	71,5	71,6	71,7	72,1	72,5	73,1	73,3	73,4	66,9	70,1	70,6	70,9	72,64	72,8	73	72,8	73,3	74,3	74,4
TiO ₂	1,23	0,6	0,76	0,26	0,23	0,39	0,21	0,23	0,3	0,34	0,18	0,21	0,25	0,21	0,24	0,21	0,21	0,16	0,16	0,46	0,26	0,18	0,26	0,12	0,24	0,2	0,18	0,15	0,14	0,29
Al ₂ O ₃	15,7	16	15,6	16,4	16,2	15,1	15,7	15,1	16,2	15,6	16,4	15,9	15,4	15,7	15,3	15	14,5	14,9	15,2	15,7	15,7	15,7	15,9	14,76	14,1	15	14,9	14,5	14,1	13,6
Fe ₂ O ₃	8,5	4,4	5,67	2,47	2,39	3,43	2,18	2,61	3,1	2,77	1,36	1,84	2,14	2,05	2,12	2,19	2,53	1,7	1,48	3,75	2,44	1,84	1,69	1,23	2,26	1,7	1,66	1,55	1,42	2,09
MgO	2,93	1,8	2,1	0,87	0,66	1,11	0,61	0,76	0,77	1,01	0,42	0,57	0,6	0,54	0,6	0,5	0,43	0,35	0,39	1,39	0,75	0,58	0,7	0,3	0,55	0,4	0,44	0,37	0,3	0,56
MnO	0,09	0,1	0,07	0,04	0,04	0,06	0,02	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03
CaO	5,5	4,7	4,22	3,04	2,88	3	2,93	2,9	2,85	3,01	2,59	3,54	2,41	2,93	2,89	2,37	2,67	2,31	2,63	3,42	2,64	2,09	2,11	1,8	1,64	2,3	2,19	1,93	1,7	1,9
Na ₂ O	3,34	4,4	3,04	5,24	5,48	4,47	5,25	4,88	5,2	5,08	5,78	4,92	5,08	5,32	5,04	4,82	4,92	4,8	5,59	4,75	4,58	4,74	5,2	4,37	3,75	4,9	4,89	4,67	4,41	3,97
K ₂ O	2,05	1,3	1,95	1,32	1,09	1,35	1,11	1,14	1,5	1,41	1,57	0,7	2	1,03	1,16	1,85	0,94	1,98	0,76	2,66	2,53	3,52	2,74	3,38	3,64	2,2	2,3	2,82	2,98	2,32
P ₂ O ₅	0,45	0,1	0,19	0,11	0,1	0,1	0,07	0,08	0,09	0,09	0,06	0,03	0,08	0,07	0,06	0,01	0,07	0,03	0,05	0,19	0,11	0,08	0,05	0,04	0,08	0	0,03	0,03	0,08	0,07
PF	0,7	0,9	1	0,4	0,7	0,6	0,7	0,1	0,4	0,4	0,3	0,6	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,3	0,2	0,4	0,6	0,5	0,2	1,1	0,7	0,3	0,4	0,5	0,3	0,4
Total	99,8	99	98,7	99,8	99,2	99,8	99,2	99,8	99,8	99,4	99,5	99,9	99,5	99,6	99,6	99,7	99,8	99,5	99,8	99,3	99,2	99,4	99,5	98,66	99,7	100	99,4	99,8	99,8	99,6
Ba (ppm)	988	272	654	282	192	281	365	346	334	471	907	310	664	212	362	893	147	860	615	1019	1193	894	1204	1776	1865	584	586	556	2331	
Rb	65,3	48	80,3	45	43,3	80,6	29,4	39,3	47	39	35,5	25	60	30,1	34,9	35,1	23,3	48,5	27,4	96,4	55	104	68,2	55,5	85,8	61	42,5	55,2	56,7	58,7
Sr	484	388	512	447	445	336	486	426	435	459	815	301	437	442	439	484	261	460	736	762	445	346	665	408,2	326	285	363	281	244	380
Zr	163	151	130	152	131	127	115	128	178	122	117	126	111	102	109	133	140	91,2	104	131	128	101	128	90,9	200	97	91,9	87,5	80,2	182
Y	18,6	12	11,9	3,7	3,9	12,2	2,5	3,1	5,3	2,2	2,2	2,3	2,2	3,9	3,3	1,5	3,2	4,1	1,7	8,2	4,1	1,4	2,2	1,7	7	3,8	2,1	4,9	2,7	8,2
Hf	4,2	3,4	3,2	4,3	3,2	3,4	3,1	3,9	4,7	2,6	3,1	3,3	3,2	2,9	3	4,3	3,6	2,7	2,9	3,5	3,1	3	3,9	2,7	5,3	3,3	2,9	2,8	2,5	5,3
Nb	6,4	5	6,2	3,8	6,3	6,2	1,5	3,5	6,5	3,9	2,6	2,9	1,9	2,1	3	4,2	3,1	4,5	3	5,4	4,5	2	6,5	1,8	4,5	6,2	3,7	4,4	2,7	5,6
Ta	0,7	0,8	0,7	0,4	0,6	0,8	0,7	0,6	0,6	0,5	0,2	0,4	0,2	0,6	0,4	0,4	0,7	0,6	0,7	0,8	0,4	0,3	0,5	0,4	0,7	0,7	0,4	0,7	0,4	0,7
Ga	16,8	20	18,3	18,3	19,3	17,5	17,9	19,6	19,6	17,6	19,3	16,3	18,3	17,9	15,7	16,9	17	16,3	15,5	20,6	18,1	16,9	19,5	15,5	15,2	17	17,5	17,7	15,9	13,8
Cs	2	3	6,3	1,1	0,6	1,4	1,3	1	0,4	0,5	0,4	0,5	2,3	0,9	0,8	0,6	0,7	0,8	0,3	2,4	1,2	1	1,1	0,4	1,2	1,7	1	0,7	0,9	0,6
Th	3,5	3	5,3	9,9	3,9	6,8	2,7	2,8	6,7	3,7	3,8	0,6	4,8	3,5	4,9	3,9	7	9	4,5	10,9	9,2	7,5	7,7	3,9	24,2	6,2	3,8	7,2	6,8	13,5
U	1,1	1,1	1,3	0,4	0,5	2,1	0,5	0,6	0,3	0,2	0,5	5,2	0,4	0,8	0,3	0,2	0,6	0,5	0,2	2,4	0,3	0,8	1,1	0,5	2,2	1	0,4	2,3	0,4	0,8
V	144	81	109	20	27	42	30	36	25	30	20	16	28	29	17	10	18	16	17	58	37	20	23	18	14	19	20	16	<8	20
La	32,1	19	27,7	37,5	17,8	24,8	13,2	17,2	25,3	19,4	16	11,5	21,7	10,6	43,3	17,6	25,9	37,5	15,1	42,7	40,5	25,4	27,4	19,4	66,5	20	13,7	15,2	17,1	63,9
Ce	72	40	56,5	69,6	30,3	40	23,9	30,5	46,6	34,7	27,8	18,2	35,5	20,4	65	30,7	44,9	61,2	28,5	84,1	70,8	40,8	50,1	33,3	109	36	25,3	27,9	30,8	112
Pr	8,98	4,7	6,48	6,9	3,28	5,11	2,49	3,18	4,95	3,65	3,3	1,9	4,06	2,19	7,24	3	4,9	6,62	3,02	9,63	7,47	3,98	5,29	3,43	11,8	3,7	2,73	2,94	3,3	12,7
Nd	35,9	17	22,6	20,7	11,4	19,7	9,2	10	16,8	11,4	12,4	6,7	13,9	7,6	22,8	8,7	16,3	23,1	9,9	34,1	23,4	10,2	17,8	10,5	38,8	12	9,5	9,6	13,1	39,2
Sm	6,42	3,1	3,71	3,23	1,62	2,98	1,3	1,68	2,58	1,71	1,64	1,13	2,02	1,32	2,58	1,58	2,54	2,52	1,67	5,27	3,34	1,17	2,61	1,4	4,89	1,9	1,53	1,76	1,94	4,92
Eu	1,67	1,2	0,9	0,62	0,46	0,69	0,52	0,51	0,63	0,52	0,51	0,52	0,45	0,48	0,6	0,51	0,59	0,63	0,52	1,33	0,68	0,31	0,63	0,5	0,59	0,5	0,45	0,43	0,39	1,22
Gd	5,28	2,6	3,02	1,98	1,11	2,46	0,83	1,06	1,85	0,99	0,98	0,84	1,23	1,01	1,22	0,96	1,66	1,42	1,12	3,13	2,21	0,43	1,45	0,78	3,09	1,3	0,99	1,36	1,25	3,12
Tb	0,68	0,3	0,39	0,21	0,13	0,34	0,1	0,12	0,24	0,12	0,1	0,08	0,12	0,13	0,15	0,09	0,17	0,15	0,1	0,34	0,23	0,04	0,15	0,08	0,29	0,2	0,11	0,16	0,12	0,31
Dy	3,67	2	2,22	0,93	0,73	1,91	0,58	0,62	1,24	0,41	0,41	0,49	0,44	0,66	0,72	0,29	0,91	0,75	0,47	1,82	0,98	0,16	0,66	0,39	1,35	0,9	0,42	0,76	0,36	1,67
Ho	0,68	0,4	0,4	0,12	0,11	0,38	0,08	0,1	0,2	0,07	0,06	0,06	0,08	0,13	0,1	0,06	0,08	0,11	0,07	0,26	0,12	0,03	0,09	0,06	0,18	0,2	0,05	0,15	0,06	0,28
Er	1,9	1,1	1,13	0,33	0,33	0,88	0,2	0,31	0,47	0,22	0,15	0,16	0,2	0,38	0,18	0,26	0,31	0,31	0,15	0,64	0,34	0,08	0,23	0,14	0,5	0,4	0,21	0,39	0,2	0,64
Tm	0,29	0,2	0,17	0,03	0,05	0,13	0,03	0,03	0,07	0,03	0,02	0,01	0,03	0,05	0,02	0,03	0,06	0,04	0,02	0,1	0,05	0,02	0,03	0,03	0,08	0,1	0,03	0,06	0,02	0,1
Yb	1,84	1,1	1,15	0,4	0,39	0,76	0,25	0,27	0,42	0,25	0,16	0,18	0,2	0,32	0,22	0,23	0,2	0,3	0,21	0,65	0,23	0,15	0,13	0,11	0,61	0,3	0,21	0,34	0,1	0,73
Lu	0,26	0,2	0,17	0,03	0,05	0,12	0,03	0,04	0,06	0,02	0,01	0,02	0,03	0,05	0,02	0,02	0,04	0,04	0,03	0,08	0,03	0,03	0,02	0,02	0,07	0,1	0,02	0,05	0,02	0,1
Σ ETR	172	92,55	126,5	142,58	67,76	100,2	52,71	65,62	101,41	73,49	63,54	41,79	79,96	45,32	144,15	64,03	98,56	134,69	60,88	184,15	150,38	82,80	106	70,14	238,2	77,34	55,25	61,10	68,76	241,2
(La/Yb) _n	11,78	11,92	16,26	63,28	30,81	22,03	35,64	43,00	40,66	52,38	67,50	43,12	73,24	22,36	132,85	51,65	87,41	84,37	48,53	44,34	118,86	114,3	142	119,04	73,58	43,55	44,03	30,18	115,42	59,08
(La/Sm) _n	3,15	3,84	4,70	7,31	6,92	5,24	6,39	6,45	6,17	7,14	6,14	6,41	6,76	5,06	10,57	7,01	6,42	9,37	5,69	5,10	7,63	13,67	6,61	8,72	8,56	6,66	5,64	5,44	5,55	8,18
(Dy/Yb) _n	1,30	1,20	1,25	1,51	1,22	1,63	1,51	1,49	1,92	1,07	1,66	1,77	1,43	1,34	2,13	0,82	2,96	1,62	1,45	1,82	2,77	0,69	3,30	2,30	1,44	1,89	1,30	1,45	2,34	1,49

As rochas estudadas possuem conteúdos de sílica variando de 59,3 a 74,35%, com os enclaves mostrando os menores valores. Com exceção dos enclaves, todas as amostras analisadas apresentaram conteúdo de elementos ferromagnesianos relativamente baixos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5\%$) e valores de #Mg moderados (0,27 – 0,47). A alumina é alta na maioria das amostras ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$) e tende a decrescer nas variedades mais ricas em sílica. Tais valores permitem classificar as rochas estudadas como trondhjemitos portadores de alto Al_2O_3 (Barker, 1979). O conteúdo de álcalis mostra variações significativas nas variedades petrográficas analisadas. Tomando por base os critérios de Moyen & Martin (2012) para classificação de TTGs arqueanos e, dentre outros fatores, as variações dos conteúdos de K_2O e das razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, foi possível discriminar duas composições distintas entre as rochas analisadas. Aquelas com $0,5 < \text{K}_2\text{O} < 2\%$ são classificadas como tonalitos e trondhjemitos, enquanto que as rochas com $\text{K}_2\text{O} > 2\%$ são granodioritos. Esta discriminação geoquímica é, de modo geral, coincidente com a classificação petrográfica feita com base em composições modais, segundo as regras da Subcomissão de Nomenclatura de Rochas ígneas do IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002) para a maioria das amostras estudadas. No entanto, os resultados geoquímicos apontaram afinidades granodioríticas para algumas amostras (PFR-1, PFR-10A, MYF-48B, PFR-24, MYF-1), para as quais os dados modais indicavam composições trondhjemiticas. Cabe, no entanto, ressaltar que no diagrama QAP (Figura 2) tais amostras se situam em geral muito próximas do limite entre os campos dos granodioritos e trondhjemitos, sendo admissível que nas análises modais realizadas nessas amostras, o conteúdo modal de microclina tenha sido ligeiramente subestimado. A classificação petrográfica pôde ser testada ainda com a aplicação do diagrama P-Q (Figura 9E), discutido adiante.

Nos tonalitos e trondhjemitos, K_2O varia de 0,7 a 2,0% e Na_2O é superior a 5% na maioria das amostras, enquanto que nos granodioritos K_2O varia de 2,2 a 3,64% e Na_2O se situa geralmente entre 4 e 5%. Os tonalitos/trondhjemitos têm baixas razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (média de 0,26), as quais são acompanhadas por teores relativamente elevados de CaO (média de 2,81%), quando comparados com os granodioritos, que apresentam razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ média de 0,63 e conteúdo médio de CaO de 2,16% (Tabela 5). As características geoquímicas mencionadas são inteiramente compatíveis com aquelas propostas em recente definição de TTGs (Moyen & Martin, 2012).

As amostras da associação TTG exibem em diagramas de Harker para Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO, CaO e P_2O_5 correlação negativa com a sílica (Figuras 6A-F). Por outro lado, Na_2O e K_2O exibem variações acentuadas em amostras com teores de sílica similares, embora para o Na_2O e para as amostras de tonalitos e trondhjemitos também haja evidência de correlação negativa com a sílica (Figura 6G e 6H). No entanto, em termos do K_2O , os

granodioritos fogem inteiramente a essa tendência, pois possuem valores muito elevados de K_2O para teores de sílica similares, quando comparados com os tonalitos e trondhjemitos.

Na associação TTG estudada, o comportamento dos principais elementos traço mostra-se muito irregular (Figura 7), com variações acentuadas nos seus conteúdos em amostras com teores semelhantes de SiO_2 , o que impede a definição de tendências evolutivas. Em termos dos elementos litófilos, os tonalitos/trondhjemitos diferem dos granodioritos por serem empobrecidos em Rb e Ba, bem como por apresentarem razões Rb/Sr relativamente mais baixas. O Rb mostra comportamento análogo ao do K_2O , com correlação negativa em relação à sílica para tonalitos e trondhjemitos e ampla dispersão de valores nos granodioritos (Figura 7A). O Ba também mostra distribuição contrastante para tonalitos/trondhjemitos e granodioritos, notando-se notável enriquecimento neste elemento em diversas amostras dos granodioritos (Figura 7C). No caso do Sr, os conteúdos nas variedades de rochas tendem a se superpor (Figura 7B). Em razão do exposto, as razões Sr/Ba (Figura 7D) são mais elevadas nos tonalitos e trondhjemitos (média de 1,24) do que nos granodioritos (média de 0,42), ao passo que ocorre o inverso com a razão Rb/Sr (Figura 7E) com valores médios de 0,09 e 0,18, respectivamente nos tonalitos/trondhjemitos e granodioritos. De modo geral, Y e Yb apresentam teores relativamente pouco variáveis para as diferentes amostras (Figuras 7G e 7H). O Zr apresenta certa dispersão, mas tende a definir correlação negativa com a sílica (Figura 7F).

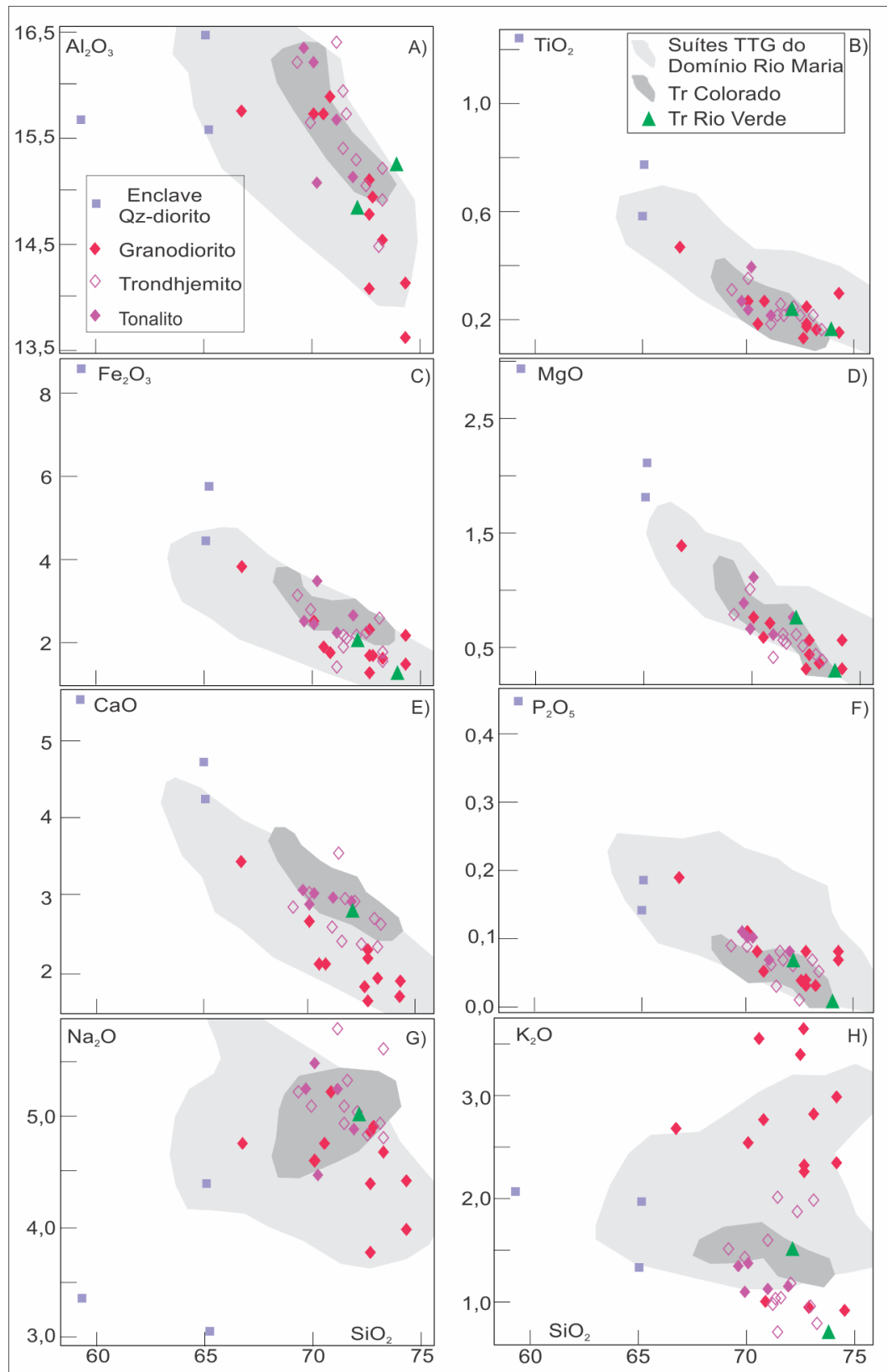


Figura 6 – Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores da associação TTG estudada, em comparação com as associações TTGs da Província Carajás. Fontes dos dados das suítes TTG: Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2011); Trondhjemito Rio Verde (Feio *et al.*, 2013); Trondhjemito Colorado (Silva *et al.*, este volume).

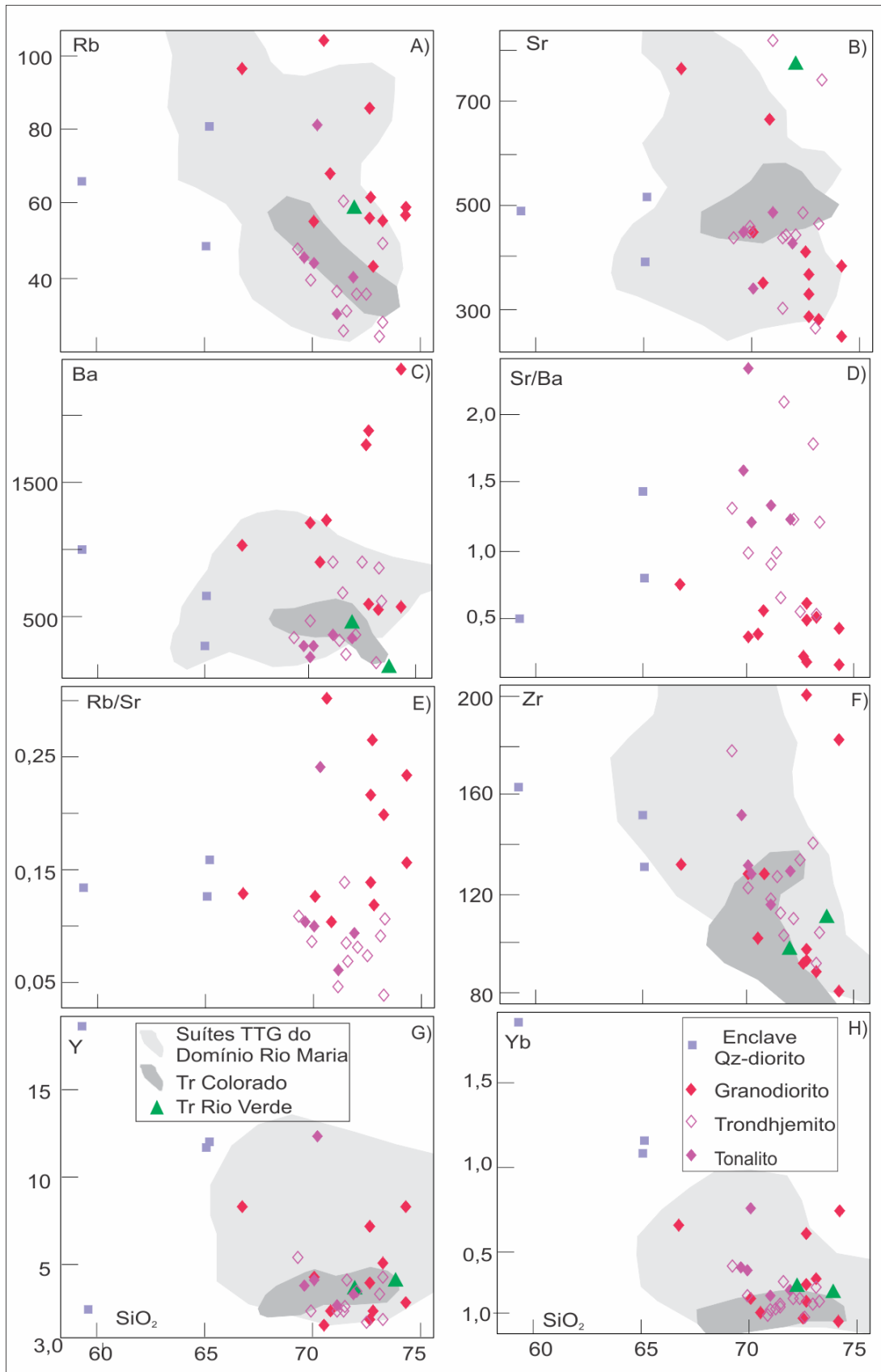


Figura 7 - Diagramas de Harker para os elementos-traço da associação TTG estudada, em comparação com as associações TTGs da Província Carajás. Fontes dos dados das suítes TTG: Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2011); Trondhjemito Rio Verde (Feio *et al.*, 2013); Trondhjemito Colorado (Silva *et al.*, este volume).

Os padrões de elementos terras raras (ETR; Figura 8) normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.*, 1978) revelam que os trondhjemitos exibem um acentuado fracionamento de ETR pesados em relação aos leves ($22,03 < [La/Yb_N] < 132,85$; Tabela 5), com anomalias de Eu discretas ou ausentes (Eu/Eu^* variando geralmente entre 0,8 e 1,2; Tabela 5), feições estas coincidentes com as reconhecidas nos típicos TTGs arqueanos (Moyen & Martin, 2012). Os granodioritos apresentam padrões de elementos terras raras muito similares aos dos trondhjemitos, mas com algumas amostras exibindo conteúdo de ΣETR levemente mais elevado e padrões de ETR pesados ligeiramente côncavos.

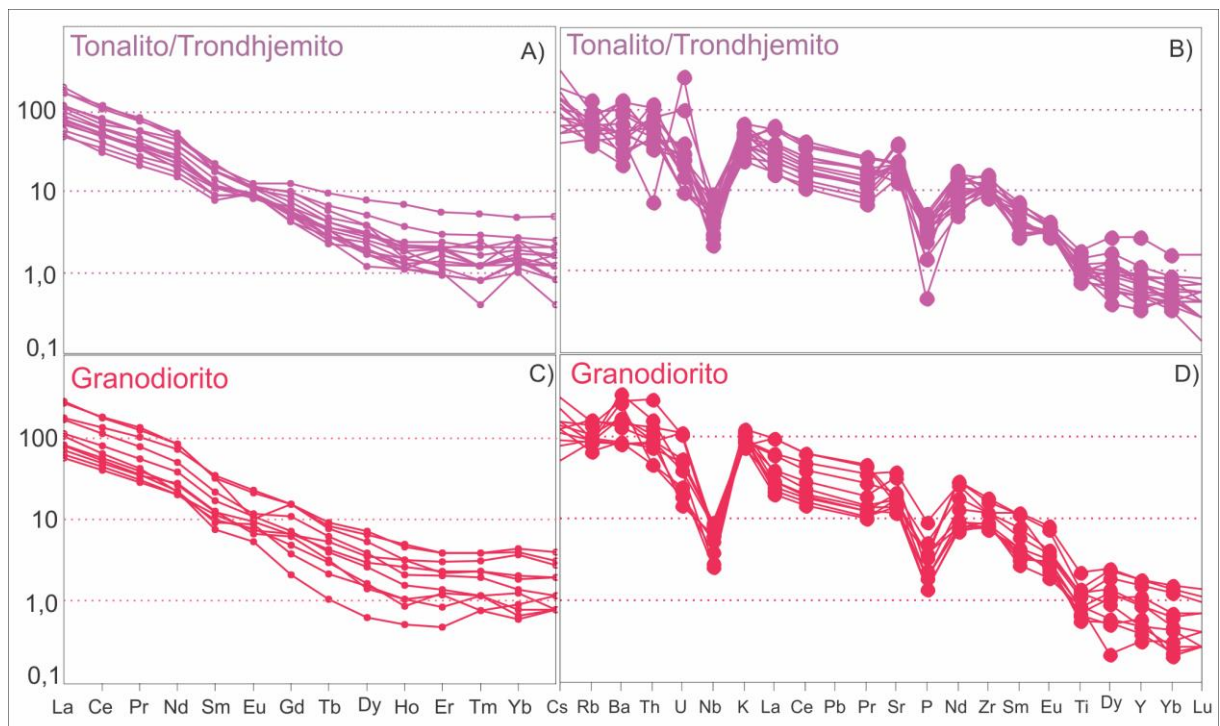


Figura 8 – A e C) Padrões de elementos terras raras da associação TTG do setor leste do Subdomínio de Transição, normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.*, 1978); B e D) Diagrama de multielementos normalizados em relação ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985).

CARACTERIZAÇÃO DA SÉRIE MAGMÁTICA

Tanto os tonalitos/trondhjemitos quanto os granodioritos incidem no domínio cálcico-alcalino do triângulo AFM (Figura 9A) e possuem composições peraluminosas (Shand, 1950; Figura 9B). A discriminação geoquímica dos grupos petrográficos avaliados aparece claramente no diagrama An-Ab-Or normativo (Figura 9C) de O'Connor (1965), com campos redefinidos por Barker (1979). Os tonalitos/trondhjemitos incidem exclusivamente no campo dos trondhjemitos pobres em K_2O , ao passo que os granodioritos plotam no campo dos trondhjemitos com extensão para o campo dos granitos. No diagrama K-Na-Ca (Figura 9D),

os trondhjemitos se situam no campo dos típicos TTG arqueanos (Moyen & Martin, 2012), enquanto que os granodioritos, embora incidam parcialmente no mesmo campo, apresentam enriquecimento em potássio e sugerem uma assinatura geoquímica aparentemente de afinidade cálcico-alcálica, contrastante com a das típicas suítes TTG. O diagrama P-Q (Figura 9E) distingue nitidamente as rochas analisadas de composições tonalíticas/trondhjemiticas ou granodioríticas. As rochas com composições modais de granodioritos incidem francamente no campo dessas rochas, enquanto que as amostras que plotam próximo do limite entre os campos de tonalitos e granodioritos (PFR-1, PFR-10A, PFR-33A, PFR-40 e MYF-67) são justamente as amostras que apresentavam contradições entre a classificação petrográfica e geoquímica. Elas foram finalmente classificadas como granodioritos por apresentarem moderados conteúdos modais de microclina (Tabela 1), conteúdos de K_2O superiores a 2% (Tabela 5) e por se situarem no campo dos granodioritos ou muito próximas a ele no diagrama P-Q.

Apesar das similaridades observadas entre tonalitos/trondhjemitos e granodioritos, é importante assinalar que nos diagramas de Harker (Figuras 6 e 7) essas duas variedades de rochas não mostram *trends* compatíveis com vinculação por processos de diferenciação magmática. Isso é particularmente marcante nos casos dos álcalis e da grande maioria dos elementos-traço, merecendo destaque Rb e, sobretudo, Ba que exibem teores comparativamente elevados nos granodioritos (Figuras 7A e 7C). Por outro lado, os baixos conteúdos de elementos ferromagnesianos, aliados aos valores moderados de #Mg e aos padrões similares de ETR dos granodioritos e tonalitos/trondhjemitos (Figuras 8A e 8C) aproximam os granodioritos dos típicos TTGs arqueanos. Isso é reforçado pelo que se observa no diagrama de multielementos (Figuras 8B e 8D), normalizado em relação à composição do manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985), no qual o conjunto de amostras apresenta padrões muito similares, com acentuadas anomalias negativas de Nb e P e mais discreta de Ti, coincidentes com os padrões das típicas associações TTG arqueanas (Moyen & Martin, 2012), exceto pelo fato de os granodioritos exibirem anomalias positivas de Ba. Os diagramas P-Q e K-Na-Ca (Figuras 9E e 9D) fornecem, por sua vez, evidências de que os granodioritos evoluíram de forma independente.

Uma evidência adicional da afinidade dos tonalitos e trondhjemitos com as associações TTG é fornecida pela ausência de anomalias expressivas de Sr e Eu, assim como pelos valores de Yb (<1ppm) e da razão Sr/Y compreendidas em sua quase totalidade, com exceção dos enclaves, no intervalo entre 50 e 500 (Tabela 5), admitido como característico dos TTGs (Moyen & Martin, 2012). Conclui-se que o conjunto de tonalitos e trondhjemitos da área estudada apresenta todas as características das típicas associações TTG arqueanas

(Martin, 1994; Almeida *et al.*, 2011; Moyen & Martin, 2012). Por outro lado, embora os granodioritos possuam afinidade com os tonalitos e trondhjemitos em termos de série magmática, muito provavelmente não derivaram diretamente do magma gerador dos mesmos por processos de diferenciação magmática e sua origem necessita ser discutida.

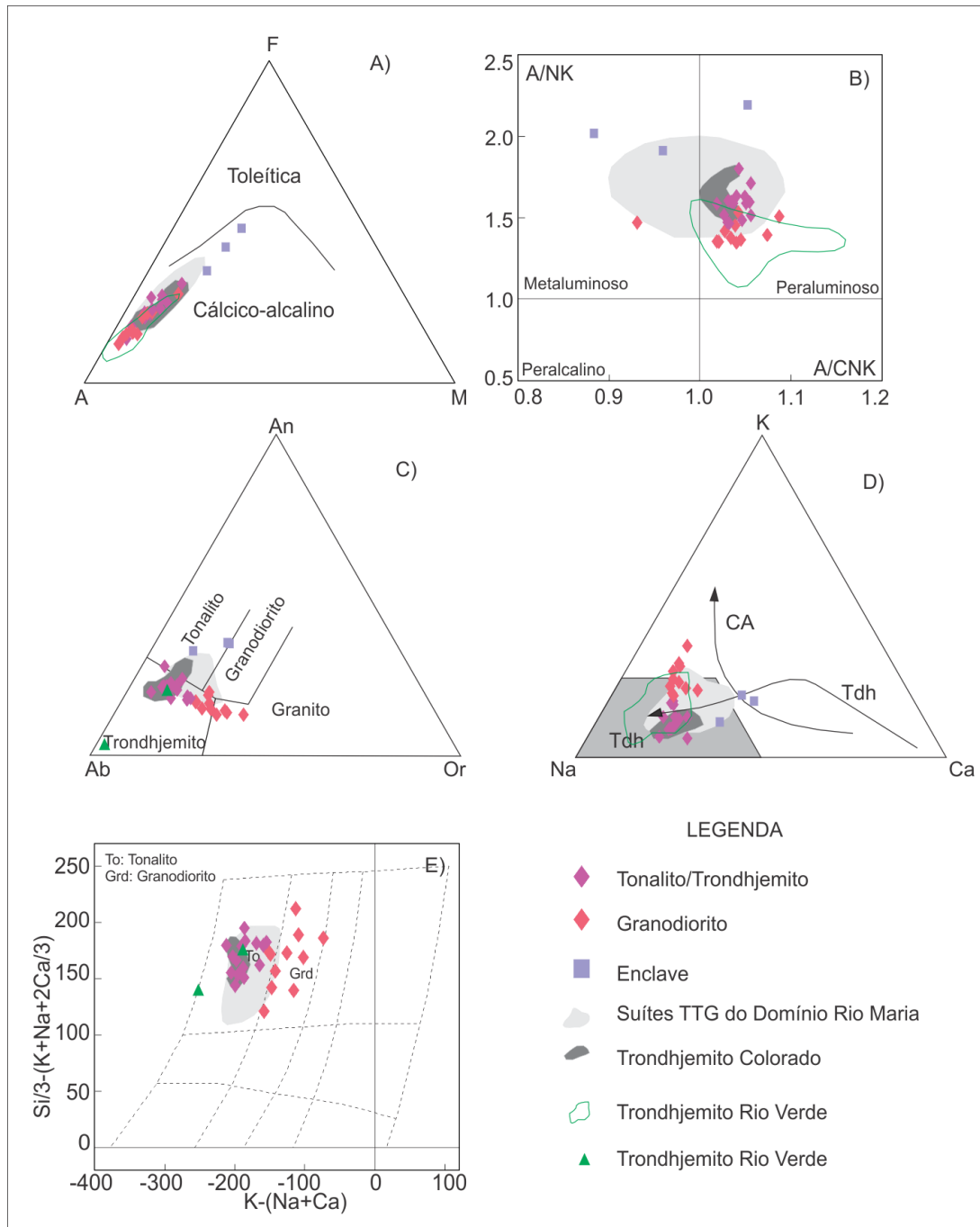


Figura 9 - Caracterização geoquímica da associação TTG do setor leste do Subdomínio de Transição: A) Diagrama AFM (A= $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F= $\text{FeO}+0,9*\text{Fe}_2\text{O}_3$; M= MgO ; campos de Irvine & Baragar, 1971); B) Diagrama $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]\text{mol}$ vs. $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]\text{mol}$ (Maniar & Piccoli, 1989); C) Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1965, com campos de Barker, 1979); D) Diagrama K-Na-Ca (trends CA=cálculo-alcalino e TDH=trondhjemítico, segundo Barker & Arth, 1976; campo Thd, conforme Martin, 1994); E) Diagrama P-Q (Debon & Le Fort, 1983).

DISCUSSÕES

COMPARAÇÕES COM AS ASSOCIAÇÕES TTG DA PROVÍNCIA CARAJÁS

A associação TTG do extremo leste do SDT é muito similar às associações TTG identificadas no Domínio Rio Maria e nos demais setores do Subdomínio de Transição. Em termos petrográficos, as rochas estudadas são formadas por tonalitos e trondhjemitos, com granodioritos subordinados, e contém biotita e epidoto magmático como principais minerais ferromagnesianos, tal como observado em todas as suítes TTG da Província Carajás. Porém, a associação entre membros tonalíticos/trondhjemiticos e granodioritos identificada neste trabalho é rara, tendo sido identificada apenas no Trondhjemito Água Fria, do DRM. Almeida *et al.* (2011) mostraram que os TTGs de Rio Maria pertencem à série alto- Al_2O_3 , possuem caráter cálcico-alcálico, plotam no campo médio-K (diagrama K_2O vs SiO_2 , campos segundo Peccerillo & Taylor, 1976), são pobres em ferromagnesianos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 \leq 5\%$), mostram valores de A/CNK entre 0,9 e 1,1, têm razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ geralmente $< 0,5$, moderado #Mg, e possuem caráter sódico (diagrama K–Na–Ca, Barker e Arth 1976). Todas as características supracitadas são típicas de associações TTG (Martin, 1994; Moyen & Martin, 2012), e se repetem, com poucas exceções, na associação TTG do Domínio Carajás, representadas pelo Trondhjemito Rio Verde (Feio *et al.*, 2013) e Trondhjemito Colorado (Silva *et al.*, este volume). A associação estudada neste trabalho também mostra equivalência geoquímica com as típicas suítes TTG arqueanas e exibe uma nítida afinidade com as demais suítes TTG já identificadas na PC.

Em uma comparação (Figura 10) com os grupos de TTG com alta, média e baixa razão La/Yb do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2011), os quais não apresentam correspondência direta com as diferentes suítes TTG descritas naquele domínio, verificou-se que as rochas aqui estudadas exibem sobreposição com os grupos de altas e médias razões La/Yb e Sr/Y com exceção dos enclaves que possuem razão La/Yb baixa (Figura 10A). Por outro lado, as razões Sr/Y são quase sempre maiores que 50 e fazem com que as amostras dos TTG do leste do Subdomínio de Transição se concentrem no diagrama Sr/Y vs. La/Yb (Figura 10B) num único campo. As comparações revelam que as rochas estudadas possuem maior afinidade geoquímica com as associações TTG do grupo com elevado Sr e altas razões La/Yb e Sr/Y, representadas, principalmente, pelo Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha no Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2011) e pelo Trondhjemito Colorado no Subdomínio de Transição (Silva *et al.*, este volume). Em comparação com o Trondhjemito Rio Verde (Feio *et al.*, 2013) foi observada uma relação um pouco distinta, pois esta unidade

apresenta rochas com razão La/Yb moderada a alta, as quais se dividem em subgrupos devido aos valores de Sr/Y com variações acentuadas de médios a elevados.

Em comparação com outras suítes TTGs descritas na literatura internacional, destacando a associação TTG do Cráton Pilbara (Champion & Smithies, 2007) e os grupos de TTG de alto e baixo Sr distinguidos por Moyen *et al.* (2007), no Terreno-granito-greenstone de Barberton, o diagrama Sr vs SiO₂ (Figura 10C) revela que as rochas estudadas possuem afinidade com a associação de alto Al e alto Sr do Cráton Pilbara, que se superpõe parcialmente com o campo definido para o grupo de baixo Sr de Barberton. Poucas amostras plotam no campo dos TTG com alto Sr de Barberton. Tal comportamento é similar ao observado para a maioria dos TTG do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2011) e para o Trondhjemito Colorado (Silva *et al.*, este volume).

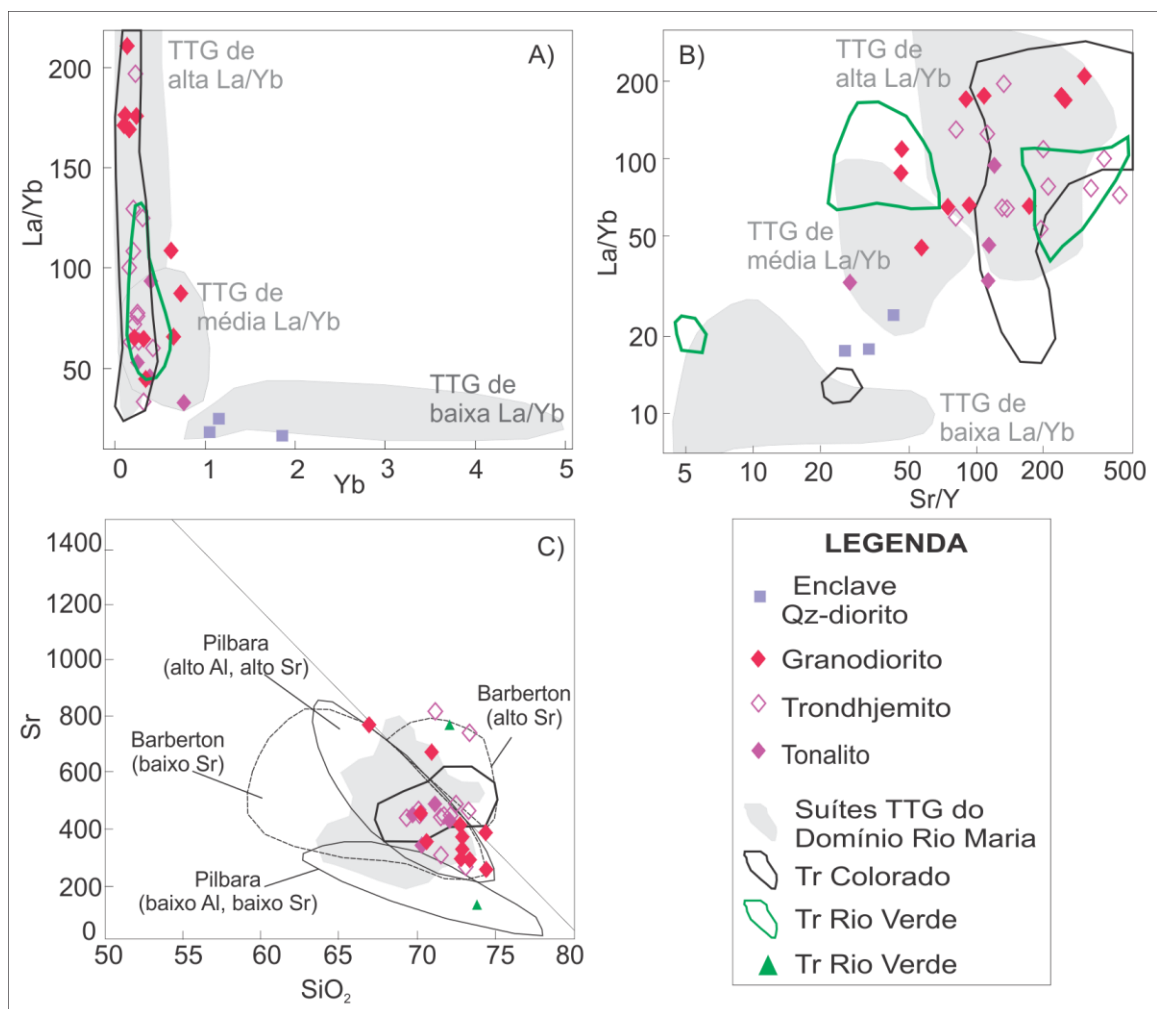


Figura 10 - Diagramas geoquímicos de comparação das associações TTG do leste do Subdomínio de Transição com outras associações TTG da Província Carajás e outros crátons arqueanos do mundo.

O comportamento dos elementos terras raras (ETR), com acentuado fracionamento dos ETR pesados em relação aos leves e ausência de anomalias negativas de Eu, reforça as afinidades petrológicas entre a associação TTG do leste do Subdomínio de Transição e o Trondhjemito Mogno e o Tonalito Mariazinha (Figuras 11A, C, E). Esta similaridade também se estende para o grupo de alta $(La/Yb)_N$ e anomalias negativas de Eu pouco marcadas do Trondhjemito Colorado (Silva *et al.*, este volume), sendo importante destacar que não foram identificados neste trabalho padrões de ETR com anomalias positivas de Eu, tal como observado em algumas amostras deste último (Figuras 11D, F). Nos granodioritos, a sobreposição com o grupo de média La/Yb e as tendências de concavidade observadas nos ETR pesados favorecem uma afinidade com algumas amostras do Tonalito Mariazinha (Figura 11G) e com o Trondhjemito Rio Verde (Figura 11H).

PROCESSOS DE FORMAÇÃO DOS GRANODIORITOS

Cristalização fracionada a partir do líquido residual do magma trondhjemítico

A hipótese de que os granodioritos sejam os termos mais evoluídos da série trondhjemítica e de que os magmas formadores dessas rochas sejam ligados por diferenciação magmática resultante de processos de cristalização fracionada não é corroborada pelos dados geoquímicos, conforme discutido anteriormente. O conjunto de amostras dessas duas variedades mostra ampla superposição nos seus teores de sílica (69,31 a 73,4% para tonalitos/trondhjemitos e 70,1 a 74,35% para os granodioritos), mas com ligeiro enriquecimento nas fases granodioríticas. Caso houvesse diferenciação magmática ela deveria ter ocorrido sem aumento de sílica e com enriquecimento acentuado de K_2O e Ba. Como, de modo geral, os conteúdos de K e Ba nos granodioritos tendem a ser pelo menos duas vezes mais elevados do que nos trondhjemitos, é altamente improvável que os primeiros possam ter sido gerados a partir dos magmas formadores desses trondhjemitos por diferenciação magmática. Outro fator que enfraquece a hipótese de diferenciação por cristalização fracionada é o fato de que magmas ricos em sílica não operam eficientemente o fracionamento de cristais (Martin *et al.*, 1997).

Origem a partir da fusão parcial de crosta tonalítico-trondhjemítica

O fato de os granodioritos apresentarem comportamento geoquímico distinto dos tonalitos/trondhjemitos no diagrama K-Na-Ca (Figura 9D), sugere que ambos foram originados a partir de fontes ou processos diferentes. Modelos petrogenéticos indicam que os TTG são originados a partir de fusão parcial de fontes máficas, seja de crosta oceânica em

ambientes de subducção (Martin, 1987), seja da base de pilhas espessas de sequências metavulcânicas (Bédard *et al.*, 2003; Condie, 2005) ou de fragmentos de crosta máfica que adentram o manto devido a processos de delaminação (Condie & Abbott, 1999; Bédard, 2006), conforme discutido por Moyen & Martin (2012; ver também Moyen & Van Hunen, 2012).

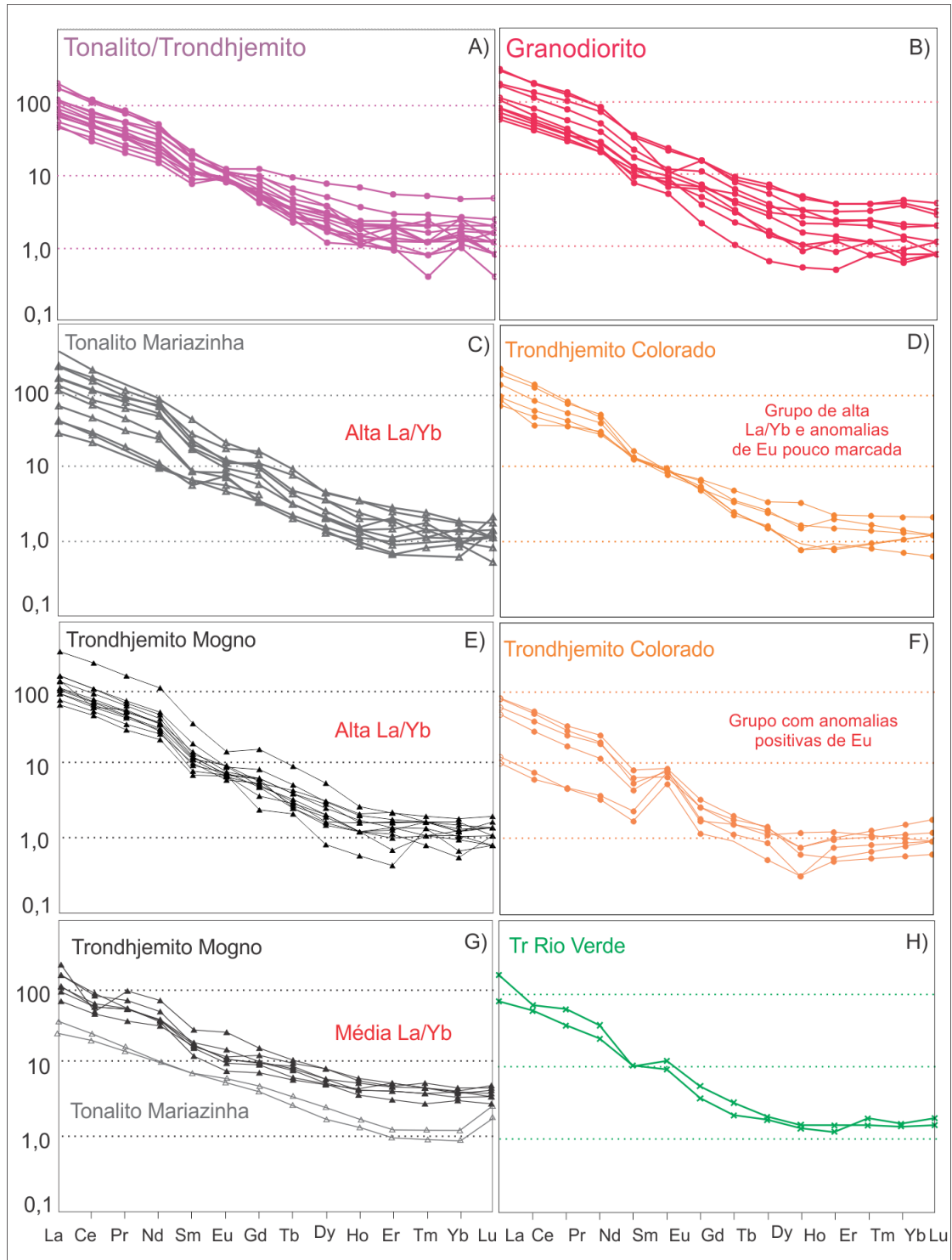


Figura 11 - Padrões de ETR da associação TTG do setor leste do Subdomínio de Transição comparados com associações TTG da Província Carajás.

Tais modelos são certamente adequados para explicar a formação dos magmas geradores dos tonalitos e trondhjemitos. A origem dos granodioritos poderia, por sua vez, estar relacionada a processos de anatexia com baixos graus de fusão de crosta tonalítico-trondhjemítica, seguida de enriquecimento em LILE (Martin *et al.*, 1997). Esta hipótese implicaria diferença de idade significativa entre as fontes e o magma granodiorítico, a qual não foi comprovada até o momento. Os dados geoquímicos obtidos permitem, porém, avaliar essa hipótese. Eles mostram que os granodioritos apresentam comportamento de ETR muito similar ao dos trondhjemitos, indicando que suas origens poderiam estar ligadas a fontes análogas ou mesmo idênticas. Além disso, a ausência de anomalias negativas acentuadas de Eu nos granodioritos não favorece tampouco aquela interpretação, uma vez que rochas derivadas de magmas resultantes da fusão parcial de fontes TTG em ambiente crustal deveriam apresentar anomalias negativas significativas de Eu, devido à elevada probabilidade de retenção de plagioclásio no resíduo da fusão. Conclui-se que este modelo não é adequado para explicar a formação dos granodioritos estudados.

Origem a partir da fusão de rochas máficas ou intermediárias ou de fontes híbridas

Certas características geoquímicas das suítes TTG arqueanas (fracionamento acentuado dos ETR e empobrecimento em ETR pesados; marcante anomalia negativa de Nb; ausência de anomalias expressivas de Eu e Sr; baixos teores de Th e U) também são observadas nos granodioritos e podem ser explicadas pela fusão parcial de uma fonte anfibolítica ou granada-anfibolítica (Tarney & Saunders, 1990; Moyen & Stevens, 2006). Entretanto, os altos conteúdos de K₂O, Rb e Ba presentes nos granodioritos são inconsistentes com a derivação a partir de fontes máficas. Champion & Smithies (2007) demonstraram que rochas ricas em LILE não podem ser produzidas por processos de cristalização fracionada ou pela fusão parcial de precursores basálticos. No entanto, os mesmos autores reportaram diferentes hipóteses para explicar o enriquecimento de LILE em magmas TTG, incluindo principalmente assimilação e contaminação crustal por sedimentos oriundos da crosta oceânica em subducção. Relataram também que rochas vulcânicas intermediárias associadas com *greenstone-belts* podem ser fontes potenciais para a derivação dos TTGs enriquecidos em potássio, tais como os TTGs transicionais do Cráton Pilbara. Moyen *et al.* (2007) assumiram uma hipótese similar para explicar a origem dos granitoides enriquecidos em potássio associados com os TTGs no terreno granito-*greenstone* de Barberton. Halla (2005) também argumenta que sedimentos em zonas de subducção podem desempenhar um papel importante na origem de magmas arqueanos. Almeida *et al.* (2010), estudando as suítes leucogranodioríticas do Domínio Rio Maria, propuseram um modelo alternativo para explicar

a origem de seus magmas. Com base em modelamento geoquímico, esses autores sugerem que os leucogranodioritos são derivados da mistura em diferentes proporções entre um magma granítico evoluído enriquecido em LILE, especificamente Ba e Sr, e líquidos trondhjemíticos. Feio & Dall’Agnol (2012), por sua vez, assumiram uma fonte com composição de andesito basáltico para gerar os magmas dos granitos mesoarqueanos da área de Canaã dos Carajás na porção norte do Subdomínio de Transição.

Conclui-se que o modelo de derivação dos granodioritos a partir de fontes intermediárias não pode ser descartado, embora não possa ser comprovado com os dados disponíveis.

Geração dos granodioritos por processos metassomáticos afetando crosta TTG

López *et al.* (2005) argumentaram que magmas granodioríticos podem ser produzidos pela interação entre magmas máficos hidratados derivados do manto (magmas sanukitoides) e crosta tonalítica. No seu modelo, líquidos derivados do manto, ricos em potássio, liberam $H_2O + K_2O$ para a crosta continental, proporcionando uma reciclagem dos tonalitos em granodioritos. Com a transferência desses elementos, juntamente com outros LILE (por exemplo, Rb e Ba), deveria haver enriquecimento em LILE na crosta tonalítica, resultando em rochas similares aos granodioritos, mas preservando algumas características geoquímicas dos TTGs. Esta proposta é em parte fragilizada porque não há registros de magmas sanukitoides na área estudada capazes de interagir com os TTGs dominantes, embora os primeiros tenham sido identificados mais a oeste, ainda dentro do Subdomínio de Transição (Gabriel & Oliveira, este volume).

Outro mecanismo possivelmente envolvido na gênese dessas rochas é a modificação de componentes crustais a partir de metassomatismo litosférico. Os elementos LILE, por formarem íons de grande raio iônico e possuírem baixa carga iônica, têm maior facilidade de escapar das estruturas minerais, concentrando-se nas fases fluidas liberadas a partir da litosfera oceânica em subducção (Martin, 2012). Tais fluidos seriam teoricamente capazes de contaminar associações TTG recém-formadas. De acordo com Martin (2012), sistemas magmáticos envolvendo ascensão de diápiros são comumente acompanhados de fluidos a base de CO_2+H_2O , resultantes da desgaseificação do manto. Esses fluidos seriam responsáveis pelo metassomatismo da crosta e podem interferir nos processos magmáticos. As limitações inerentes a esta hipótese são a indefinição da composição exata do fluido original e a taxa de contaminação advinda do metassomatismo litosférico. Entretanto, estudos experimentais indicam que fluidos metassomáticos litosféricos podem remobilizar elementos como K, Na, Al, Si e Fe a partir de uma diversidade de rochas, de modo que o protólito se

torne álcali-metassomatizado e a fase transportada se assemelhe a um granito. Os elementos são seletivamente mobilizados. O Al é significativamente menos móvel que Si, Na, K e Ba ($K > Ba > Na > Si > Al$). A eficiência do sistema é proporcional ao aumento da temperatura e pressão (Martin, 2012). Nessas condições, espera-se que a contaminação das rochas originais seja predominantemente ‘granítica’, proporcionando um enriquecimento em álcalis e LILE.

A formação dos granodioritos também pode estar associada a metassomatismo ligado a eventos de retrabalhamento crustal, envolvendo processos de deformação e milonitização. Nesse caso os protolitos podem sofrer modificação na sua assembléia mineral, tal como a substituição de plagioclásio por K-feldspato.

Embora a hipótese de metassomatismo em larga escala seja difícil de admitir, considerando que os granodioritos ocorrem em pequeno volume entremeados aos tonalitos/trondhjemitos e não formam na área estudada corpos mapeáveis, a hipótese de sua geração a partir de metassomatismo dos tonalitos e trondhjemitos não pode ser afastada. Porém, são indispensáveis estudos de maior detalhe para testar essa hipótese de modo mais conclusivo.

FONTES E PRESSÃO DE ORIGEM DOS MAGMAS TRONDHJEMÍTICOS

O comportamento dos ETR nos trondhjemitos, com acentuado fracionamento dos ETR pesados em relação aos leves, remete a fontes do tipo granada-anfibolitos, com o fracionamento de granada e, possivelmente, anfibólio, controlando a evolução magmática, tal como normalmente admitido para TTGs arqueanos (Martin, 1987; Champion & Smithies, 2007; Almeida *et al.*, 2011; Moyen & Martin, 2012). As altas razões La/Yb reforçam a hipótese de derivação dos trondhjemitos a partir de fontes contendo granada e possivelmente anfibólio, minerais esses que ficariam em parte retidos como fases residuais. Além disso, a ausência de anomalias negativas de Eu indica que não houve fracionamento expressivo de plagioclásio. Isso é evidenciado também pelas altas razões Sr/Y, que fornecem forte indício de que estas rochas foram geradas em altas pressões (ca. 1,5 GPa), fora do domínio de estabilidade do plagioclásio. Esse quadro é muito similar ao observado para o grupo de TTG com altas razões La/Yb do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2011) e para a associação com alto Al e alto Sr do Cráton Pilbara (Champion & Smithies, 2007).

CONCLUSÕES

- O extremo leste do SDT é dominado por rochas tonalíticas/trondhjemiticas, com granodioritos subordinados, intensamente deformadas, estruturadas em geral segundo direção NW-SE a E-W. Localmente apresentam estruturas NE-SW, transpostas por cisalhamentos E-W. O quadro estrutural sugere a atuação de uma deformação compressiva, aliada a uma componente de cisalhamento, com movimentação lateral esquerda (sinistral), resultando em esforços transpressivos, com estresse (σ_1) atuando principalmente na direção NE-SW.
- Os tonalitos e trondhjemitos exibem correspondência com as típicas suítes TTG do arqueano (Moyen & Martin, 2012). Os termos granodioríticos mostram enriquecimento em K_2O , Rb e, sobretudo, Ba e tendem a se alinhar com as séries cálcico-alcalinas.
- Os TTGs estudados possuem maior afinidade geoquímica com Tonalito Mariazinha e Trondhjemito Mogno do DRM, Trondhjemito Colorado da porção centro-sul do SDT e, em menor grau, com Trondhjemito Rio Verde, da região de Canaã dos Carajás, porção norte do SDT, todos da Província Carajás, e com a associação TTG com alto Al e alto Sr do Cráton Pilbara.
- Os resultados obtidos demonstram a existência de uma expressiva associação TTG no extremo leste do SDT. Este fato implica notável diferença entre essa porção do SDT e a área de Canaã dos Carajás onde dominam granitos *strictu sensu* e fortalece a hipótese de que o SDT represente uma extensão do Domínio Rio Maria, afetado por eventos de retrabalhamento crustal durante o Neoarqueano.
- Os dados geoquímicos obtidos não favorecem a formação dos granodioritos nem por diferenciação magmática a partir dos trondhjemitos, nem por fusão parcial de crosta TTG mais antiga. Já o modelo de derivação dos granodioritos a partir de fontes intermediárias ou metassedimentares não pode ser descartado, nem tampouco a hipótese de que a origem dos membros granodioríticos esteja relacionada à contaminação de magmas ou associações TTG por fluidos capazes de transportar componentes graníticos extraídos de crosta félsica (metassomatismo litosférico), ou à assimilação de sedimentos oriundos da crosta oceânica em subducção. O metassomatismo, se de fato efetivo, teria atuado na área estudada em pequena escala.
- Os tonalitos e trondhjemitos derivaram da fusão parcial de fontes do tipo granada-anfibolito, em altas pressões (ca. 1,5 GPa), com granada e, possivelmente, anfibólio, sendo retidos como fases residuais. Não houve fracionamento expressivo de plagioclásio durante a evolução magmática.

AGRADECIMENTOS

Aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG-IG-UFGA) pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho; ao Instituto de Geociências (IG-UFGA) pelo suporte técnico; à CAPES e CNPq pela concessão de bolsas de estudo (Mestrado – UFGA - PAS, MFBT), doutorado (FVG) e produtividade em pesquisa (RD). Este trabalho é uma contribuição ao projeto INCT de Geociências da Amazônia (GEOCIAM; CNPq/MCT/FAPESPA – Processo nº 573733/2008-2) e ao 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.
- 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. & D. R. SMITH. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-hornblende barometer. **American Mineralogist** 80: 549 - 559.
- AVELAR V. G., J. M. LAFON, F. C. CORREIA 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.
- BARKER F., 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In: F. BARKER (Eds.): **Trondhjemites, Dacites and Related Rocks**: 1-12. *Elsevier*, Amsterdam.
- BARKER F. & J. G. ARTH. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. **Geology** 4: 596-600.
- 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.
- BÉDARD J. H., 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 70, 1188–1214
- BÉDARD J. H., P. BROUILLETTE, L. MADORE & A. BERCLAZ. 2003. Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonics versus vertical tectonic models. **Precambrian Research** 127, 61–87.

CHAMPION D. C. & R. H. SMITHIES. 2007. In: VAN KRANENDONK, M. J., R. H. SMITHIES & V. C. BENNETT, (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**: 15: 369–410. Elsevier, Amsterdam.

CONDIE K. C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? **Lithos**, v.80(1-4): 33-44.

CONDIE K. C. & D. H. ABBOTT. 1999. Oceanic plateaus and hotspot islands: Identification and role in continental growth. **Lithos**, 46: 1-4

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 Metallogenic 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. Abstracts volume and field trips guide**: 99-150. PRONEX-UFFPA/SBG-NO, Belém.

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.

EVENSEN N. M., P. T. HAMILTON & R. K. O'NIONS. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica and Cosmochimica Acta** 39: 55-64.

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. 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 Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? **Lithos** 151: 57-73.

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.

FOSTER M. D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. **US Geological Survey**, Professional Paper 354, 1-49.

GABRIEL E. O. & D. C. OLIVEIRA. Submetido para este volume. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnesio da região de Água azul do norte, Provincia Carajás. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais**.

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 Granitoides Associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás. In: **Anais do 46º 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 trondhjemitó Mogno e tonalito

Mariazinha, terreno granito-greenstone de Rio Maria – Pará. **Revista Brasileira de Geociências** 40 (2), 196–211.

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.

HALLA J., 2005. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Southern Karelian craton, Eastern Finland. **Lithos**.79: 161–178.

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

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: **Simposio de Geologia da Amazônia** 6: 463-466.

IRVINE T. N. & W. R. A. BARAGAR, 1971. A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of the Earth Sciences** 8: 523-547.

KRETZ R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. **American mineralogist**, v. 68, p.277-279, 1983.

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

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.

LEITE A. A. S., R. DALL'AGNOL & F. J. ALTHOFF. 1997. Geologia e petrografia do maciço granítico Arqueano Xinguara e de suas encaixantes - SE do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciência da Terra** 9: 43-81.

LE MAITRE R.W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd edition, London, 193 p.

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 Archean 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**, Belém, 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. DNPM/CPRM. Brasília. 384p.

- 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., 1987. Petrogenesis of Archean 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. (Eds.). **Developments in Precambrian Geology 11. Archean crustal evolution**, Amsterdam, *Elsevier*. p. 205-259.
- MARTIN H., J. J. PEUCAT, J. C. SABATÉ & J. C. CUNHA. 1997. Crustal evolution in the early Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. **Precambrian Research** 82, 35–62.
- MARTIN R. F., 2012. The petrogenesis of anorogenic felsic magmas and AMCG suites: Insights on element mobility and mutual cryptic contamination from polythermal experiments. **Lithos** 151: 35-45.
- 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. & 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. Monographs**. AGU, pp. 149–178.
- MOYEN J. F., G. STEVENS, A. F. M. KISTERS & R. W. BELCHER. 2007. TTG plutons of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. In: VAN KRANENDONK M. J., R. H. SMITHIES & V. BENNET, (Eds.), **Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology**. Elsevier, pp. 606–668.
- MOYEN J. F. & H. MARTIN. 2012. Forty years of TTG research. **Lithos** 148: 312–336.
- MOYEN J.F. & J. VAN-HUNEN. 2012. Short-term episodicity of Archean plate tectonics. **Geology**. 40: 451-454.
- NACHIT H., N. RAZAFIMAHEFA, J. M. STUSSI & J. P. CARRON. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences**. Paris, 301:813 - 818.
- NACHIT H., A. IBHI, E.H. ABIA, M.B. OHOUD. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. **Comptes Rendus Geoscience**, 337(16):1415-1420.
- O'CONNOR J. T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. **US Geological Survey Professional Papers** 525B, 79–84.

- OLIVEIRA D. C., P. J. L. SANTOS, E. O. GABRIEL, D. S. RODRIGUES, A. C. FAREIN, 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: **SBG, Congresso Brasileiro de Geologia**, 45, CDROM.
- 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.
- 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-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: **SBG, Cong. Bras. Geol., 38. Camboriú, 1988. Boletim de Resumos Expandidos**. Camboriú, SBG. p. 390-391.
- RICCI P. S. F. & M. A. CARVALHO. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deep seated High-T Gabbroic Pluton (Charnokitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: **VIII Simpósio de Geologia da Amazônia**, CDroom (in Portuguese).
- 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: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 44, Curitiba. *Anais*, SBGeo, p. 535.
- SANTOS R.D. & D.C. Oliveira 2010. Geologia, petrografia e caracterização geoquímica das rochas máficas do Complexo Pium - Província Mineral de Carajás. In: **SBG, Congresso Brasileiro de Geologia**, 45. CDROM.
- 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: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 42.
- SARDINHA A. S., C. E. M. BARROS & 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.
- SHAND S. J., 1950. **Eruptive Rocks, their Genesis, Composition, Classification and their Relation to Ore Deposit**. 4th ed., London, 488 pp.
- SILVA G. G., M. I. C. LIMA, A. R. F. ANDRADE, R. S. ISSLER & G. GUIMARÃES. 1974. In: **BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins; Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da Terra**. Rio de Janeiro. Capítulo 1, p.1-143. 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

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: **SBG, Congresso Brasileiro de Geologia**, 45. CDROM.

SILVA A. C., R. DALL'AGNOL, F. V. GUIMARÃES & D. C. OLIVEIRA. Submetido para este volume. Geologia, petrografia e geoquímica das associações tonalíticas e trondhjemíticas arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais**.

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

TARNEY J. & A. SAUNDERS. 1990. Crustal growth mechanisms and mantle evolution. In: **International Archaean Symposium. Extended Abstracts. Perth, Geoconferences (W.A.) Inc.**, p.451-452.

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.

TAYLOR S. R. & S. M. McLENNAN. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. **Oxford: Blackwell Scientific**, 321 p.

TEIXEIRA M. F. B., R. DALL'AGNOL, A.C. SILVA & P. A. SANTOS. Submetido para este volume. Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e Leucogranitos arqueanos da área a norte de Sapucaia, Província Carajás, Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais**.

TULLOCH A. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 69, 105-117.

VANCE J. A. 1969. On synneusis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. 24:7-29.

VASQUEZ M.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**, 328p.

VASQUEZ M. L. V., M. J. B. MACAMBIRA & R. A. ARMSTRONG. 2008a. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. **Precambrian Research**, 161(3-4): p. 279-302.

3 OUTROS GRANITOIDES DO LESTE DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO

3.1 INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico de detalhe no extremo leste do Subdomínio de Transição (SDT) realizado por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) permitiu a individualização de diversos granitoides. Muito embora a área objeto desta dissertação seja dominada por rochas de afinidade TTG (ver capítulo II), lá ocorrem também, de modo subordinado, granitos e associações máficas que são igualmente importantes para o entendimento da evolução deste subdomínio. Os granitos são representados por duas unidades litológicas distintas, sendo uma intensamente deformada, similar aos granitos neoarqueanos descritos na Província Carajás, e outra sem deformação expressiva, correlacionada aos granitos anorogênicos paleoproterozoicos de ocorrência expressiva na mesma província.

A porção oeste da área estudada, representada no mapa geológico da figura 3.1C pelo polígono azulado, é objeto de estudo de outros pesquisadores e, portanto, os granitoides e associações máficas expostos na mesma não serão abordados no presente trabalho. Como a presente dissertação se concentrou no mapeamento dos granitoides expostos na porção leste da área da figura 3.1C, representada pelo polígono amarelado, serão abordados aqui apenas os granitos arqueanos, representados pelo corpo de granito da Suíte Planalto, exposto nas proximidades do Cinturão Araguaia e por ocorrências graníticas entremeadas à associação máfica no centro-norte, correlacionados à associação Via Jussara (Silva 2012). A apresentação do mapa integrado das duas áreas mencionadas foi feita para possibilitar uma visão mais clara do contexto geológico.

Outras ocorrências de granitos também estão sendo estudadas por pesquisadores do GPPG e deverão gerar trabalhos integrados no futuro. Os granitos anorogênicos, por sua vez, fogem da temática central desta dissertação voltada para os granitoides arqueanos. Por essas razões, pretende-se efetuar neste capítulo apenas uma breve caracterização desses granitos, discutindo seus aspectos geológicos e petrográficos, a fim de estabelecer uma avaliação preliminar de suas afinidades e compará-los com ocorrências similares de outras áreas da Província Carajás. Em se tratando de granitos neoarqueanos, este trabalho concentra uma breve caracterização envolvendo os principais aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos. Busca-se, assim, registrar a informação obtida a partir dos levantamentos geológicos efetuados e preservar a memória para futuros estudos do SDT.

3.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS DOS GRANITOS NEOARQUEANOS

A principal exposição de granitos neoarqueanos corresponde a um *stock* com forma elíptica, alongado na direção E-W, situado no limite com o Cinturão Araguaia. Este corpo é intrusivo na associação TTG mapeada na área. O granito se apresenta principalmente em afloramentos de blocos métricos ou pequenos lajedos (Figura 3.2A). Os limites aproximados entre este *stock* granítico, que define um alto radiométrico expressivo, e suas encaixantes (TTGs que definem um baixo radiométrico) são facilmente reconhecidos em imagens aerogamaespectométricas do canal do Th, porém as relações de contato direto entre estas unidades não foram observadas em campo. A amostragem sistemática também contribuiu para a definição de seus domínios. Este corpo é formado por rochas anisotrópicas (Figura 3.2B), intensamente deformadas, claramente condicionadas por zonas de cisalhamento. Exibem foliações comumente acompanhadas de lineação mineral de alto ângulo, verificada principalmente pelo estiramento no plano X-Z de feldspatos. Texturas miloníticas (Figura 3.2C e D) caracterizadas por porfiroblastos amendoados de feldspatos, contornados por micas e quartzo recristalizados, também são frequentemente observadas nestas rochas. De modo geral, esse corpo granítico é constituído por rochas altamente deformadas cuja colocação foi controlada por zonas de cisalhamento, com direção aproximadamente E-W e movimentação transcorrente sinistral. Esses granitos apresentam feições geológicas que favorecem uma correlação com as intrusões graníticas neoarqueanas sintectônicas (Barros *et al.* 2001), representadas no Subdomínio de Transição pelos granitos subalcalinos da Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012) e Suíte Vila Jussara (Silva 2012). Outras rochas graníticas deformadas com aspecto meso e macroscópico muito similar ao daquelas que compõem o *stock* identificado no limite com o Cinturão Araguaia, afloram na porção centro-norte da área. Essas rochas estão entremeadas às rochas máficas inseridas na associação máfico-enderbítica (Teixeira, 2013), muito embora suas relações de contato não tenham sido observadas em campo.

O corpo de granito isotrópico apresenta um relevo formado por colinas suaves, com padrão morfológico completamente distinto dos granitoides arqueanos da área estudada (Figura 3.2E). Este corpo é intrusivo na associação TTG dominante na área e as rochas que o constituem exibem aspectos geológicos semelhantes aos granitos anorogênicos paleoproterozoicos, intrusivos nas unidades arqueanas, representados na Província Carajás pelas suítes Jamon, Serra dos Carajás, Velho Guilherme (Dall’Agnol *et al.* 2005) e Seringa (Paiva Jr. *et al.* 2011, Lima, em preparação), e especificamente no Subdomínio de Transição pelo Granito Rio Branco (Santos *et al.* 2013). Além da ausência de deformação, estes granitos exibem texturas rapakivi localizadas (Figura 3.2F).

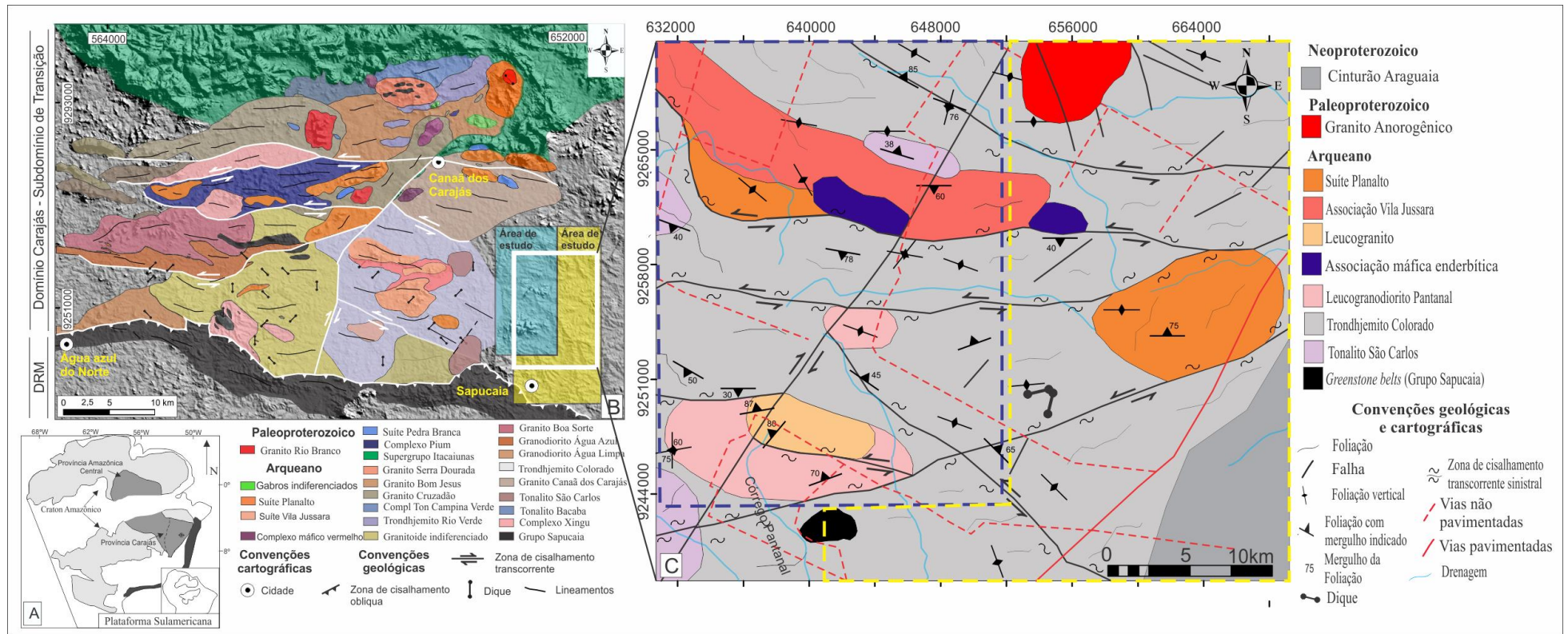


Figura 3.1 – A) Craton Amazônico (Tassinari & Macambira 2004); B) Mapa geológico do Subdomínio de Transição (Modificado de Feio 2011; Gabriel 2012; Silva 2012). O retângulo azulado representa a área estudada por Teixeira, 2013. O polígono amarelado representa a área estudada neste trabalho; C) Mapa geológico integrado do extremo leste do subdomínio de transição (Teixeira, 2013; Santos, este trabalho). O retângulo tracejado em azul representa a porção estudada por Teixeira, 2013. O polígono tracejado em amarelo representa a área estudada neste trabalho.



Figura 3.2 – Principais aspectos geológicos dos granitos do extremo leste do Subdomínio de Transição. A) afloramento tipo blocos dos granitos correlacionados à Suíte Planalto; B) feição macroscópica do Granito Planalto. Destaque para a orientação preferencial da fase máfica, descrevendo a foliação da rocha; C e D) Textura milonítica da rocha; E) morfologia do granito anorogênico; F) Aspecto macroscópico do granito anorogênico com textura rapakivi localizada.

3.3 PETROGRAFIA

Granitos tipo Planalto e Associação Vila Jussara

O corpo estudado é composto por rochas de cor rosa avermelhada, com granulação média, textura inequigranular e caráter anisotrópico. Ao microscópio exibem uma trama mineral com sinais de recristalização, mas ainda preservam evidências da textura magmática. Em geral, são caracterizadas por apresentarem texturas que variam de protomilonítica a milonítica, de acordo com a intensidade da deformação. As rochas mais deformadas mostram evidências de estiramento mineral e recristalização acentuada, acompanhadas de forte redução da granulação. Estudos envolvendo análise modal (Tabela 3.1) e classificação (Figura 3.3) apontaram composições predominantemente monzograníticas para as rochas que compõem o corpo granítico situado no limite com o Cinturão Araguaia, as quais são correlacionadas aos granitos da suíte Planalto. Para os granitos da porção norte, associados ao corpo máfico, os estudos petrográficos apontaram composições modais exclusivamente granodioríticas. Essas rochas são correlacionadas aos granitos da Associação Vila Jussara. Ambas unidades apresentam aspectos mineralógicos e texturais similares e, portanto, serão descritas em conjunto. São compostas essencialmente por microclina, quartzo e plagioclásio e as fases máficas são representadas por anfibólio e biotita. Como acessórios aparecem epidoto, allanita, titanita, apatita, zircão e opacos.

A microclina é perítica e encontrada em porfiroclastos subédricos, dispostos com fraca orientação preferencial. Os cristais apresentam lamelas sódicas do tipo veio ou manchas irregulares, cuja origem está possivelmente ligada aos processos de deformação. O feldspato potássico também aparece em agregados policristalinos de granulação fina (neoblastos), compondo a matriz recristalizada da rocha, os quais são encontrados mais comumente nas bordas dos porfiroclastos (Figura 3.4B e 3.4D).

O quartzo ocorre principalmente na forma de agregados recristalizados de granulação média a fina, formando mosaicos de grãos anédricos, com contatos poligonais entre si, cuja abundância aumenta à medida que a rocha apresenta-se mais intensamente deformada. Exibem comumente extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos e novos grãos. Por vezes são observados cristais estirados na mesma direção de foliação da rocha, formando *ribbons*. Em rochas menos deformadas, são vistos cristais individuais, exibindo hábitos subédricos a anédricos, granulação média e contatos curvos com os demais minerais da trama (Figura 3.4A). Quando em contato com microclina, podem desenvolver texturas mimerquíticas.

Tabela 3.1 – Composições modais dos granitos do extremo leste do Subdomínio de Transição (SDT).

UNIDADE	Granitos						
	Granitos Planalto e Vila Jussara					Granito Anorogênico	
AMOSTRA MINERAL	PFR 14	PFR 16A	PFR 50	PFA 39*	PFA 40*	PFR 18A	PFR 19A
Plagioclásio (P)	41,8	28,2	37,8	43,0	43,7	9,3	18,7
Quartzo (Q)	25,1	33,3	32,0	30,0	33,5	25,3	20,5
Microclina (A)	18,0	26,8	25,0	9,0	9,5	47,0	43,4
Biotita	8,7	4,4	4,3	7,4	5,2	6,7	6,3
Anfibólio	3,6	5,8	-	7,4	5,5	9,3	8,7
Epidoto	0,8	1,3	0,2	0,2	0,4	0,4	0,2
Zircão	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr	0,5	Tr
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	0,2	0,4	0,4
Allanita	0,5	-	Tr	-	-	-	-
Titanita	-	-	0,2	1,7	Tr	Tr	Tr
Opacos	1,1	Tr	0,3	0,8	1,8	1,1	1,8
P (recalculado 100%)	49,23	31,94	39,87	52,44	50,4	11,4	28,69
Q (recalculado 100%)	29,56	37,71	33,76	36,59	38,64	31	18,77
A (recalculado 100%)	21,2	30,35	26,37	10,98	10,96	57,6	52,54
A+P	59,8	55,0	62,8	52,0	53,2	56,3	67,1
M'	14,7	11,5	5,0	17,5	12,9	17,5	18

Tr: mineral presente na rocha, mas não quantificado na análise modal; -: mineral ausente; *: amostras entremeadas com a associação máfica na porção centro-norte da área.

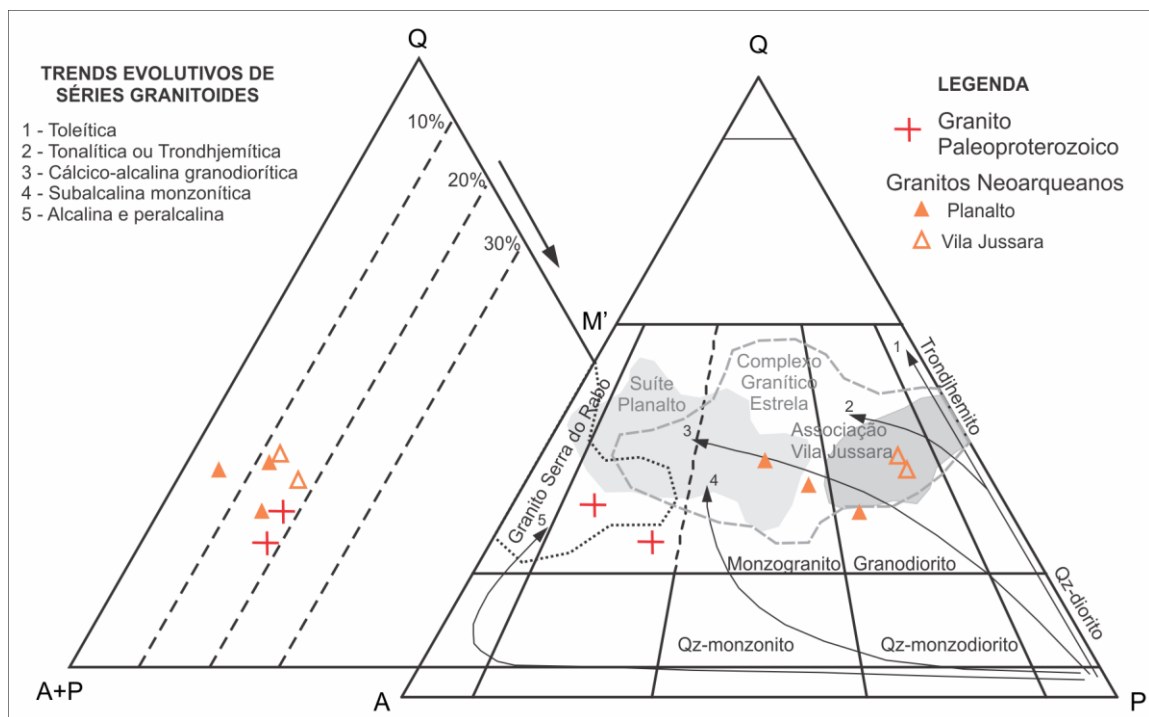


Figura 3.3 – Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M' (Streckeisen 1976) para os granitos do extremo leste do Subdomínio de Transição. Fontes dos campos das suítes neoarqueanas: Granito Serra do Rabo (Sardinha *et al.* 2006); Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012, Cunha 2013); Complexo Granítico Estrela (Barros 1999); Granitoides associados à Suíte Vila Jussara (Silva 2012)

O plagioclásio comumente preserva feições ígneas. Seus cristais mostram-se menos intensamente deformados que os de feldspato potássico e, em geral, se apresentam como cristais subédricos, bordejados por uma trama policristalina recristalizada (Figura 3.4A). Mostram contatos retilíneos ou curvos com minerais adjacentes. Nos contatos com microclina há desenvolvimento de texturas mirmequíticas. Exibem geminações albita ou albita-periclina e alteração para argilominerais e sericita. Em rochas mais intensamente deformadas, os cristais são de granulação fina e se apresentam como agregados recristalizados compondo a matriz da rocha.

A biotita ocorre em lamelas subédricas de granulação média a fina, comumente descrevendo uma orientação preferencial de seus cristais, definindo a foliação da rocha (Figura 3.4B). Esse mineral exhibe pleocroísmo variando de castanho amarelado a marrom escuro. Os cristais mais finos em geral são intersticiais. Os cristais de dimensões maiores aparecem dispostos em agregados com os demais minerais máficos (Figura 3.4C). Ao longo dos seus planos de clivagem, mostra localmente alteração para minerais opacos.

O anfibólio desenvolve cristais prismáticos de granulação média a fina, que exibem pleocroísmo variando de verde pálido a verde azulado. Frequentemente estão associados às lamelas de biotita, com contatos retos, sugerindo formação em equilíbrio para essas duas fases minerais (Figura 3.4C e 3.4D). Em alguns locais mostram sinais de alteração, sendo parcialmente substituídos por minerais opacos e biotita.

Entre os minerais acessórios, o epidoto ocorre em cristais anédricos sempre associado à biotita ou anfibólio, constituindo agregados máficos. A allanita, quando presente, forma cristais subédricos com sinais de intensa metamictização. O zircão é encontrado em cristais prismáticos finos, na maioria das vezes incluso em biotita ou anfibólio. A apatita forma cristais prismáticos alongados, dispersos por toda a rocha. A titanita ocorre em cristais anédricos sempre associados às fases ferromagnesianas. Localmente a titanita envolve minerais opacos.

Granito anorogênico

A tabela 3.1 apresenta as composições modais em percentagem em volume de duas amostras desta unidade. Os diagramas QAP e Q-(A+P)-M[?] (Figura 3.3) revelam que as amostras estudadas plotam exclusivamente no campo dos sienogranitos. As rochas desta unidade são isotrópicas, de coloração rosada, localmente esbranquiçada (Figura 3.2G). São texturalmente hipidiomórficas (Figura 3.5A), com arranjos equigranulares de granulação média a grossa. São formadas essencialmente por feldspato alcalino peritítico e quartzo, com

plagioclásio subordinado, possuem conteúdo modal expressivo de biotita e anfibólio, e apresentam allanita, apatita, zircão e opacos como minerais acessórios.

O feldspato alcalino é pertítico e se apresenta em cristais euédricos a subédricos de granulação média (1-5 mm) ou, localmente, grossa (< 13 mm). Seus contatos com os demais minerais essenciais são retilíneos, embora ocorram localmente contatos irregulares. Mostra texturas de exsolução modificadas (Smith & Brown 1988), representadas principalmente por pertitas em veios (Figura 3.5B). Mostra-se parcialmente alterado para sericita e impregnado por óxidos e/ou hidróxidos de ferro.

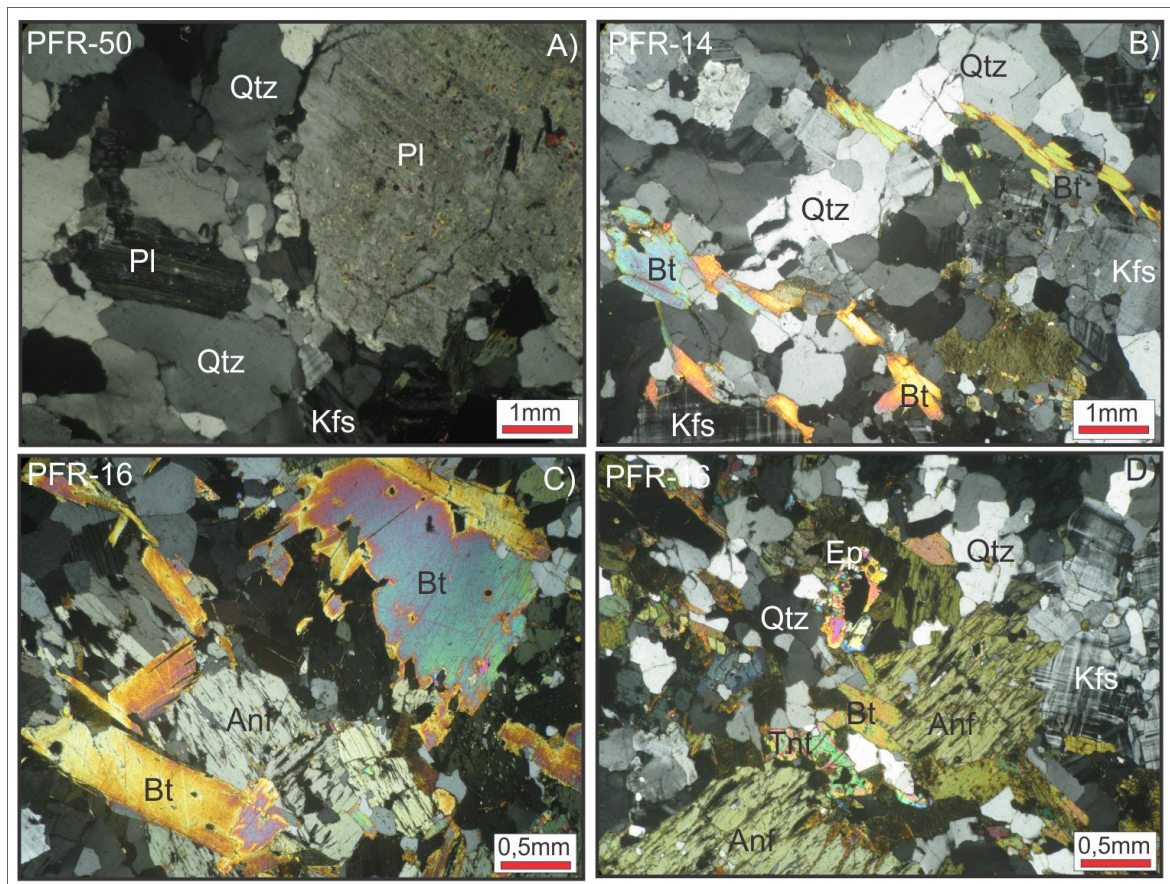


Figura 3.4 – Fotomicrografias em nicóis cruzados, mostrando aspectos mineralógicos e texturais do Granito Planalto, do setor leste do SDT. Simbologia: Kretz (1983).

O quartzo forma cristais subédricos a anédricos, de granulação média (1 a 5 mm). Mostram contatos retos ou, por vezes, irregulares entre si e com as demais fases minerais. Localmente, formam intercrescimentos granofíricos com o feldspato alcalino.

O plagioclásio exibe cristais subédricos a euédricos, de granulação média (< 5 mm). Apresenta contornos retilíneos e contatos regulares ou mais raramente irregulares com os demais minerais. Mostra maclamento tipo albita e comumente encontra-se alterado, sendo substituído por sericita-muscovita e argilominerais (Figura 3.5A).

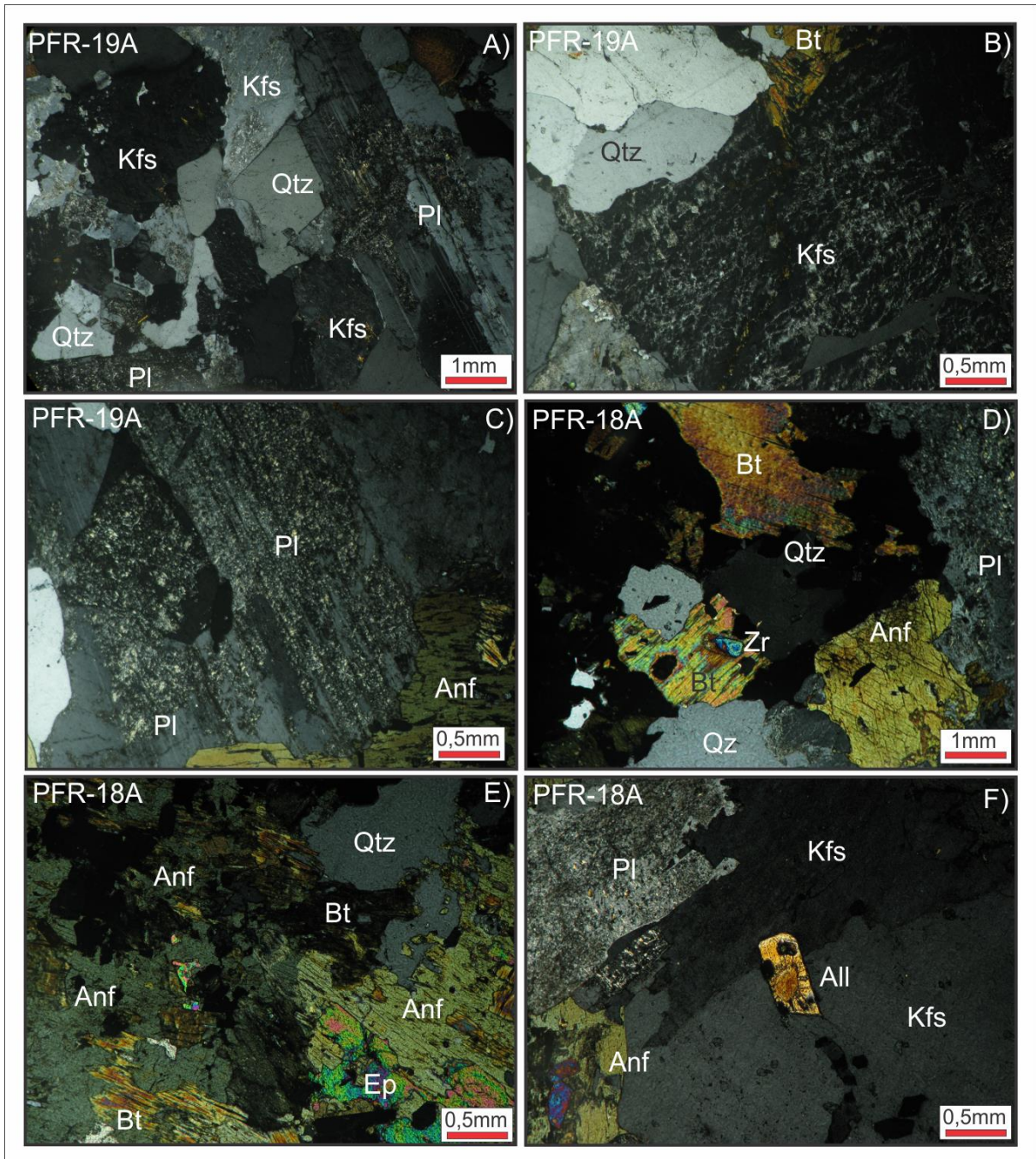


Figura 3.5 – Fotomicrografias em nicóis cruzados, mostrando aspectos mineralógicos e texturais do granito anorogênico do setor leste do SDT. A) Textura granular hipidiomórfica com cristal de quartzo bipiramidado de alta temperatura, sem deformação expressiva; B) Feldspato alcalino pertítico com textura de exsolução modificada; C) cristal subédrico de plagioclásio com contatos retos e fortemente alterado; D) Agregado máfico à base de biotita, com inclusões de zircão, anfibólio e opacos associados com quartzo e plagioclásio; E) Agregado máfico contendo também epidoto; F) cristal euédrico de allanita. Simbologia: Kretz (1983).

A biotita, com pleocroísmo variando de marrom avermelhado a amarelo pálido, forma agregados ou lamelas individuais subédricas de granulação média a fina (~2 a 0,5 mm), por vezes intersticiais aos cristais de quartzo e feldspato alcalino. Apresenta-se, em geral, intensamente alterada para clorita ou oxidada, principalmente na borda dos cristais e ao longo das clivagens.

O anfibólio é encontrado em cristais prismáticos de granulação média. Exibem pleocroísmo variando de verde pálido à verde azulado. Frequentemente estão associados às lamelas de biotita, epidotos e opacos, formando agregados máficos. Em algumas ocorrências mostram sinais de alteração, substituídos principalmente por opacos e biotita (figura 3.5E).

Zircão e opacos ocorrem em diminutos cristais subédricos a euédricos, sempre associados aos juntados máficos ou inclusos nas biotitas e anfibólios. A allanita aparece associada aos agregados máficos ou em cristais subédricos isolados (figura 3.5F). A apatita forma cristais aciculares, dispersos por toda a rocha.

3.4 GEOQUÍMICA

Este ítem tem como finalidade a caracterização química dos granitos arqueanos estudados (Granitos tipo Planalto e Associação Vila Jussara), permitindo assim uma avaliação preliminar de sua assinatura geoquímica e tipologia, bem como estabelecer comparações com as suítes neoarqueanas já descritas na Província Carajás. Os granitos anorogênicos não foram submetidos a estudos geoquímicos.

Granitos tipo Planalto e Associação Vila Jussara

Com base em dados petrográficos, na distribuição espacial e no grau de preservação, foram selecionadas para análise química 4 amostras representativas dos granitos neoarqueanos estudados. Três das amostras analisadas (PFR-14, PFR-16A e PFR-50) são correlacionadas à suíte Planalto e uma (PFA-39) à Associação Vila Jussara. As composições químicas das amostras selecionadas são apresentadas na tabela 3.2.

Os granitos da suíte Planalto apresentam conteúdos de sílica variando de 71,4 a 73,3% (Tabela 3.2), enquanto o granodiorito Vila Jussara apresenta teor de sílica comparativamente mais baixo (66,18%). Os valores de Al_2O_3 são relativamente baixos, variando de 12,21 a 13,12% nos monzogranitos e chegando até 11,69% na amostra mais pobre em sílica.

Tabela 3.2 – Composições químicas de amostras dos granitos arqueanos

Unidade	Granitos arqueanos			
	PFA-39*	PFR-16A	PFR-14	PFR-50
Amostra				
SiO ₂ (% peso)	66,18	71,44	72,82	73,31
TiO ₂	1,4	0,36	0,32	0,26
Al ₂ O ₃	11,69	12,89	12,21	13,12
Fe ₂ O ₃ t	8,67	4,76	4,46	2,89
FeOt	7,80	4,28	4,01	2,60
MgO	1,37	0,3	0,24	0,34
MnO	0,11	0,06	0,05	0,02
CaO	3,54	1,91	1,45	0,99
Na ₂ O	3,33	3,46	3,21	3,21
K ₂ O	2,15	3,93	4,21	4,74
P ₂ O ₅	0,37	0,07	0,05	0,06
PF	0,8	0,5	0,7	0,8
Total	98,81	99,18	99,02	98,94
Ba (ppm)	1229	1480	1123	981
Rb	49,8	114,6	118,6	152,6
Sr	275,8	209,3	154,8	133,9
Zr	745,9	361,9	373,4	211,7
Y	37,8	47,7	54,5	60,2
Hf	16	9,7	10	7,1
Nb	16,4	19,2	16,9	17,6
Ta	1	1,4	0,9	1,5
Ga	18	21,1	21,4	18,1
Cs	0,3	0,5	0,4	0,4
Th	1,8	16,2	49,6	48,9
U	0,4	3,2	3,5	2,1
V	73	<8	<8	12
La	51,8	68,1	187,9	93,7
Ce	112	138,1	330,4	180,4
Pr	14,17	16,48	38,36	18,95
Nd	53,5	57,9	124,1	71,1
Sm	10,06	10,56	17,84	12,25
Eu	2	2,12	2,08	1,47
Gd	9,15	9,59	12,62	12,03
Tb	1,2	1,33	1,7	1,93
Dy	6,75	8,2	9,49	10,99
Ho	1,22	1,49	1,73	2,44
Er	3,48	4,53	5,22	7,34
Tm	0,47	0,66	0,71	1,00
Yb	3,03	4,82	5,11	6,51
Lu	0,43	0,69	0,7	0,89
∑ ETR	269,26	324,57	737,96	421,00
(La/Yb)n	11,54	9,54	24,82	9,72
(La/Sm) n	3,24	4,06	6,63	4,82
(Dy/Yb)n	1,45	1,11	1,21	1,10
Eu/Eu*	0,63	0,63	0,40	0,37
Rb/Sr	0,18	0,55	0,77	1,14
Sr/Ba	0,22	0,14	0,14	0,14
K ₂ O/Na ₂ O	0,65	1,14	1,31	1,48
FeOt/(FeOt+MgO)	0,85	0,93	0,94	0,88
#Mg	0,26	0,12	0,10	0,20

PFA-39*: Ocorrência granítica da porção centro-norte; #Mg: %Mg mol/(%Mg mol + %FeOt mol).

Para o conjunto de amostras, as altas concentrações de FeOt (2,60-7,8%) observadas no conjunto de amostras contrastam com os baixos valores de MgO (0,24–1,37%), resultando em altas razões FeOt/(FeOt+MgO), as quais variam de 0,85 a 0,94.

Em geral, o CaO mostra correlação negativa com a sílica (Figura 3.6E), apresentando valores entre 0,99 e 1,91% nos monzogranitos tipo Planalto e de 3,54% no granodiorito Vila Jussara. Um comportamento inverso é observado para o K₂O, que apresenta correlação positiva com a sílica (Figura 3.6H) e teores entre 3,93 e 4,74% nas ocorrências correlacionadas à suíte Planalto. No granodiorito (PFA-39), o K₂O exibe uma concentração comparativamente mais baixa (2,15%). TiO₂, P₂O₅ e Na₂O mostram conteúdos relativamente uniformes em todas as amostras analisadas (Figuras 3.6B, F, G), excetuando o granodiorito Vila Jussara, que apresenta conteúdos comparativamente mais elevados de TiO₂ e P₂O₅.

Avaliando o comportamento dos principais elementos-traço, observa-se que Rb, Y e Yb (Figuras 3.7A, E e F) exibem correlações positivas com a sílica para os granitos tipo Planalto, enquanto que Sr e Ba (Figura 3.7B e C) mostram correlações negativas com a sílica para as mesmas amostras. O Zr mostra variação expressiva (Figura 3.7D), sendo os menores valores observados na amostra mais rica em sílica.

O quimismo do granodiorito associado às rochas máficas da porção norte da área (PFA-39) sempre destoa do comportamento das demais amostras na maioria dos elementos analisados (Figuras 3.6 e 3.7), havendo semelhança apenas no conteúdo de Ba (Figura 3.7C). Essa rocha é comparativamente empobrecida em Rb, Y e Yb (Figuras 3.7A, E e F), e apresenta teores mais elevados de Sr e Zr (Figuras 3.7B e D). As razões Rb/Sr e Sr/Ba também são muito distintas nos granitos tipo Planalto e no granodiorito Vila Jussara (Figuras 3.7G e H).

Os padrões de elementos terras raras (ETR) das amostras estudadas, normalizadas em relação ao condrito (Evensen *et al.* 1979), revelam um comportamento relativamente homogêneo (Figura 3.8), com baixo fracionamento de ETR pesados em relação aos leves (razão [La/Yb]_n com variação entre 9,5 e 24,8 no *stock* granítico tipo Planalto e valor de 11,54 no granodiorito Vila Jussara) e anomalias negativas moderadas de Eu ($0,37 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 0,63$). Esses padrões 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.

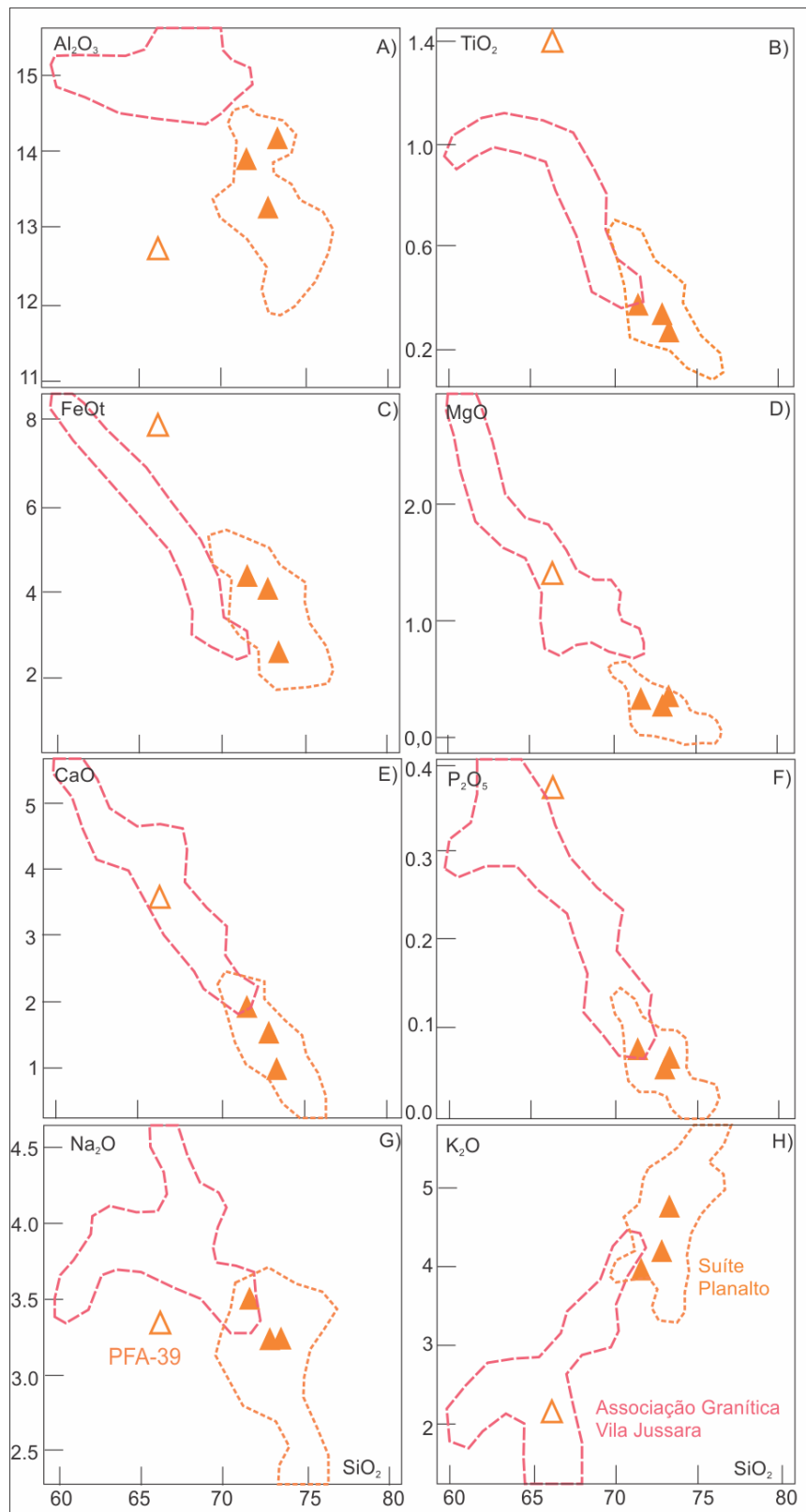


Figura 3.6 – Diagramas de Harker para os óxidos (% em peso) dos granitos arqueanos do setor leste do Subdomínio de Transição. Os triângulos preenchidos são de amostras provenientes do *stock* granítico tipo Planalto e o triângulo vazio representa o granodiorito da porção norte da área (PFA-39). Fontes dos dados das suítes neoarqueanas: Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012); Associação Vila Jussara (Silva 2012).

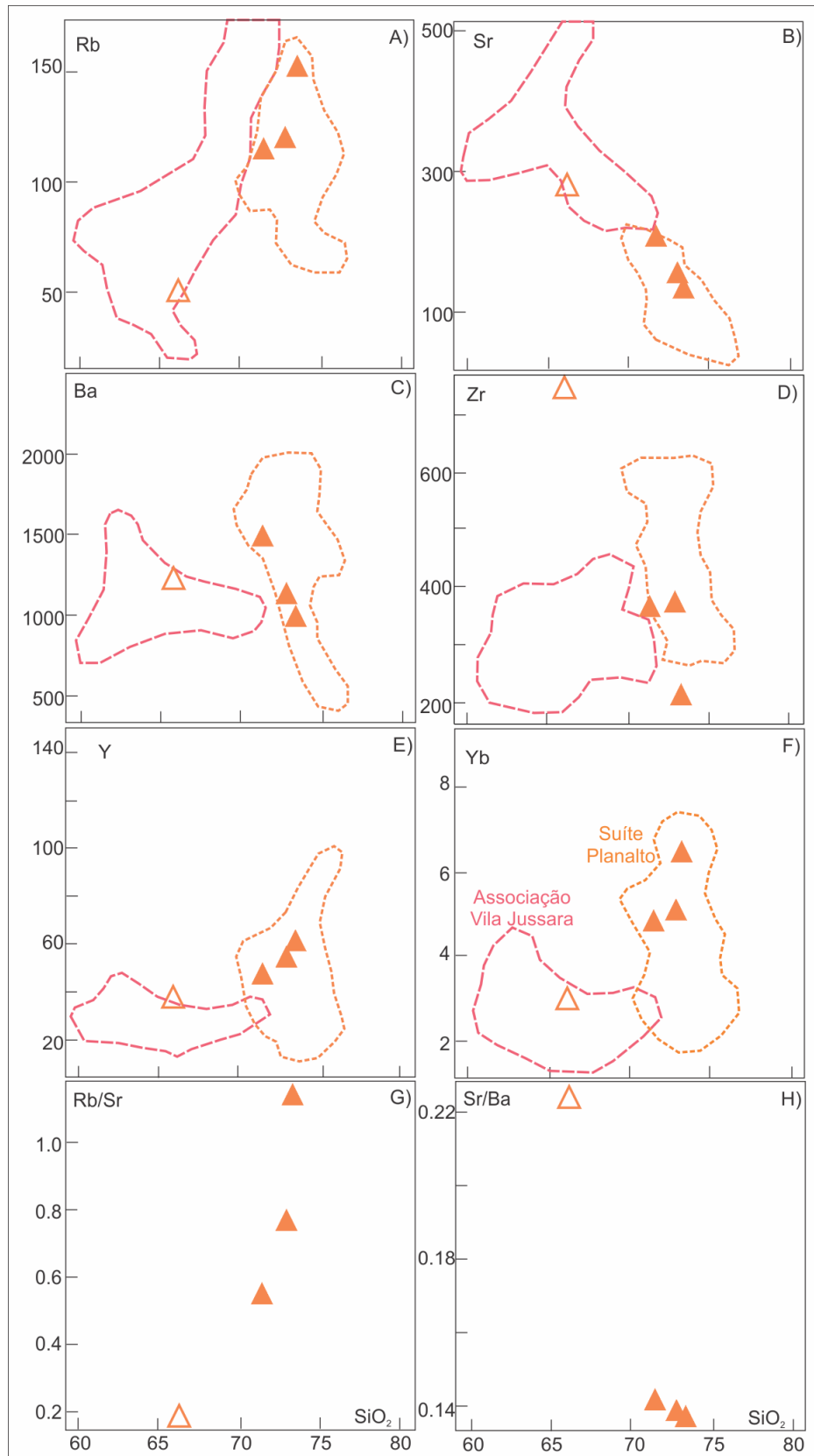


Figura 3.7 – Diagramas de Harker para os elementos-traço dos granitos arqueanos do leste do Subdomínio de Transição. Os triângulos preenchidos são de amostras provenientes do *stock* granítico tipo Planalto e o triângulo vazado representa o granodiorito da porção norte da área (PFA-39). Fontes das suítes neoarqueanas: Suíte Planalto (Feio *et al.*2012); Associação Vila Jussara (Silva 2012).

As razões K_2O/Na_2O das amostras estudadas são sempre superiores à unidade (Tabela 3.2), com exceção do granodiorito, que apresenta acentuado empobrecimento em potássio. As razões $FeOt/(FeOt+MgO)$ são elevadas e sempre superiores a 0,85 (Tabela 3.2). No diagrama $FeOt/(FeOt+MgO)$ versus SiO_2 (Figura 3.9E; baseado em Frost *et al.* 2001), as amostras dos granitos estudados incidem no campo dos granitos ferrosos ou tipo-A. Do mesmo modo, as altas razões $FeOt/(FeOt+MgO)$ sugerem que seu comportamento geoquímico é similar ao de granitos tipo-A reduzidos, com exceção do granodiorito, que foge do campo dos granitos reduzidos e apresenta características químicas similares as de granito oxidado (Figura 3.9F; campos cf. Dall’Agnol & Oliveira 2007). Além disso, as altas razões $FeOt/(FeOt+MgO)$, combinadas aos baixos valores de Al_2O_3 , demonstram que tanto os granitos quanto o granodiorito não possuem afinidade com as séries cálcico-alcálicas (Figura 3.9F).

Os dados litogeoquímicos mostraram que as amostras analisadas possuem afinidade geoquímica com granitos intraplaca (Figura 3.9B) e assemelham-se aos granitos tipo-A do subgrupo A_2 (Eby, 1992; Figura 3.9C e D). Exibem natureza subalcalina e caráter metaluminoso a peraluminoso (Figura 3.9A). As características geoquímicas e a assinatura tipo A destes granitos são consistentes com o fato de serem correlacionados aos granitos subalcalinos neoarqueanos da Província Carajás (Barros *et al.* 2001, Feio *et al.* 2012), os quais possuem assinatura geoquímica similar, embora a sua tipologia seja objeto de discussão (cf. Feio *et al.* 2012).

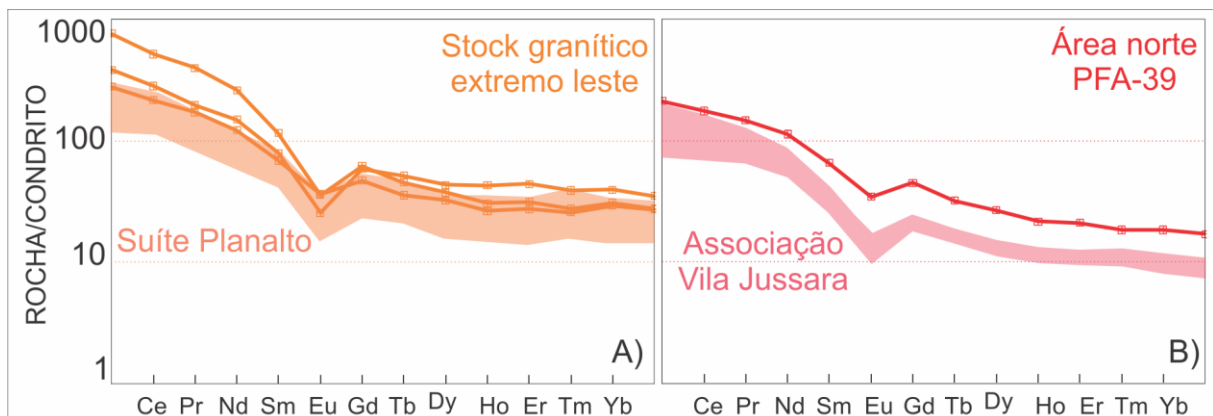


Figura 3.8 – Padrão de ETR dos granitos arqueanos do extremo leste do Subdomínio de Transição. A) Amostras do corpo granítico do limite com Cinturão Araguaia, comparadas com padrão da Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012); B) granodiorito da porção centro-norte da área, comparado com padrões de granodioritos e tonalitos da Associação Vila Jussara (Silva 2012).

3.5 COMPARAÇÕES ENTRE OS GRANITOS ARQUEANOS DO EXTREMO LESTE DO SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO E AS SUÍTES NEOARQUEANAS DA PROVÍNCIA CARAJÁS.

Entre 2,76 e 2,73 Ga, o Domínio Carajás foi palco de um magmatismo subalcalino, responsável pela formação do Complexo Granítico Estrela, Granitos Serra do Rabo e Igarapé Gelado, Suíte Planalto e Suíte Vila Jussara (Barros *et al.* 2001, 2009, Sardinha *et al.* 2006, Feio *et al.* 2012, Silva 2012). As analogias geoquímicas observadas neste trabalho levam a comparar os granitos anisotrópicos estudados com aqueles subalcalinos neoarqueanos da Província Carajás. O fato de os granitos estudados serem fortemente deformados, contemporâneos à instalação de zonas de cisalhamento, muito provavelmente de idade neoarqueana e possuírem afinidade geoquímica com granitos tipo-A, sugere uma provável semelhança com as intrusões graníticas neoarqueanas da Província Carajás.

As formas elipsoides ou sigmoides, alongadas segundo o *trend* de deformação regional, bem como o caráter anisotrópico, foliação penetrativa e texturas predominantemente miloníticas das rochas estudadas sugerem grandes afinidades com as referidas suítes. Em termos petrográficos, as rochas estudadas neste trabalho são compostas fundamentalmente por monzogranitos e granodiorito subordinado, ambos com conteúdo modal de minerais máficos em torno de 15%, muito similar ao observado nas diferentes suítes neoarqueanas da Província Carajás. Não foram, entretanto, identificadas neste trabalho composições petrográficas extremamente evoluídas, tal como verificado em algumas rochas da Suíte Planalto, do Granito Serra do Rabo e do Complexo Granítico Estrela (Figura 3.3).

Segundo Barros *et al.* (1997), o Complexo Granítico Estrela consiste em rochas leucocráticas, rosadas a cinza esbranquiçadas, de granulação fina a média, localmente porfiríticas, com foliação penetrativa moderada a forte. São rochas deformadas, com texturas variando de protomiloníticas a ultramiloníticas, dependendo do grau de deformação. As rochas de composição monzogranítica predominam largamente sobre as de composição sienogranítica, granodiorítica e tonalíticas. Sardinha *et al.* (2006) descrevem o Granito Serra do Rabo como sendo formado por dois *stocks* com formas elípticas, alongados segundo E-W. São formados por rochas moderadamente deformadas, apresentando bandas miloníticas e ultramiloníticas.

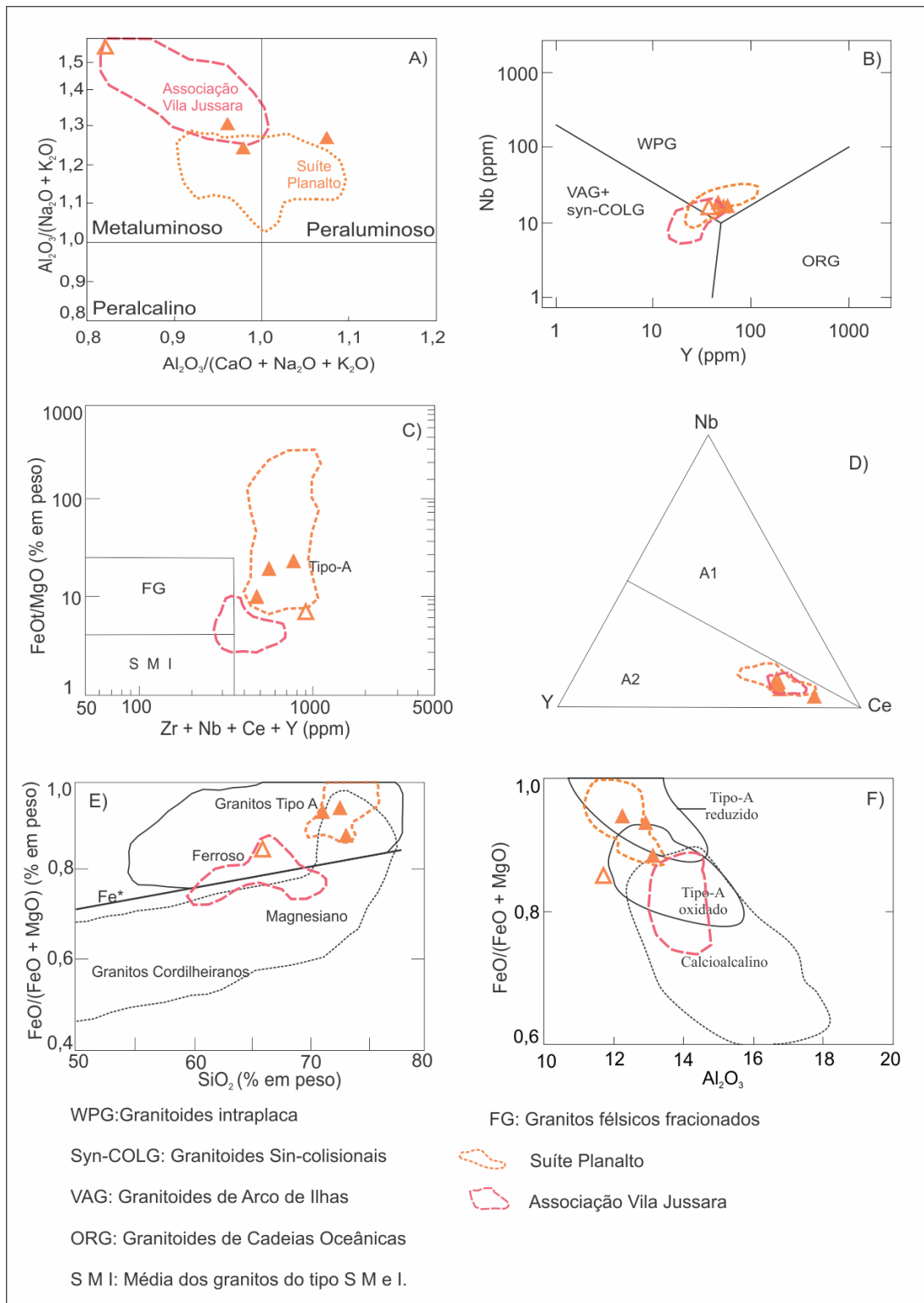


Figura 3.9 – Diagramas de caracterização e tipologia de granitos, mostrando a distribuição de granitos e granodiorito do leste do Subdomínio de Transição em comparação com as suítes subcalcinas neoarqueanas do Domínio Carajás. A) Diagrama $[Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)]_{mol}$ vs. $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]_{mol}$ (Maniar & Piccoli 1989); B) Diagrama discriminante de ambiente tectônico (Pearce *et al.* 1984); C) diagrama discriminante de granitos tipo-A de Whalen *et al.* (1987); D) Diagrama Y-Nb-Ce (Eby 1992), mostrando a distribuição dos granitos estudados; E) Diagrama $FeO/(FeO+MgO)$ versus sílica (Frost *et al.* 2001); F) Diagrama $FeO/(FeO+MgO)$ versus Al_2O_3 (Dall’Agnol & Oliveira 2007). Dados da Suíte Planalto com base em Feio *et al.* (2012) e Associação Vila Jussara com base em Silva (2012).

Em termos petrográficos, são muito evoluídos e os álcali-feldspato-granitos dominam sobre as composições sienograníticas. De acordo com Feio *et al.* (2012), a Suíte Planalto contém rochas de cor rosa a avermelhada, leucocráticas, de granulação média a grossa com fenocristais de feldspato alcalino dispostos em uma matriz fina. São rochas deformadas, apresentando foliação subvertical penetrativa, por vezes acompanhada de lineação de estiramento mineral de alto ângulo. Os milonitos estão comumente associados a zonas de cisalhamento sinistral. As rochas menos deformadas ainda preservam características ígneas. A suíte Planalto é constituída por monzogranitos e sienogranitos, com álcali feldspato-granitos subordinados. Silva (2012) descreveu nas cercanias de Vila Jussara um conjunto de granodioritos e tonalitos com idades neoproterozoicas (2,75 a 2,72 Ga - Pb-Pb por evaporação em zircão; Guimarães em preparação), os quais ocorrem intimamente associados com granitos. Silva (2012) denominou informalmente esse conjunto de granitoides de Associação Granítica Vila Jussara. Essas rochas também ocorrem associadas a zonas de cisalhamento e exibem, por consequência, variado grau de deformação, mostrando texturas miloníticas nas variedades mais deformadas. Conclui-se que as feições geológicas e petrográficas descritas nos diferentes granitos subalcalinos neoproterozoicos da Província Carajás são, de modo geral, similares às feições observadas nos granitos arqueanos estudados neste trabalho.

Quanto à mineralogia, os granitos do extremo leste do SDT apresentam biotita, anfibólio e epidoto como fases máficas. Como minerais acessórios aparecem zircão, allanita, titanita e opacos. Essas fases minerais estão igualmente presentes nos diferentes granitos subalcalinos em comparação. O Complexo Granítico Estrela apresenta uma assembleia mineralógica máfica composta por biotita e anfibólio, podendo conter piroxênio associado. Os acessórios são zircão, allanita e apatita. O Granito Serra do Rabo exibe uma paragênese mineral semelhante à do Complexo Granítico Estrela, incluindo a presença de piroxênios. Na Suíte Planalto, biotita e anfibólio são as fases máficas dominantes. Os acessórios primários são zircão, allanita, apatita, opacos, titanita e fluorita. Resquícios de piroxênios são comuns. Na Associação Granítica Vila Jussara, biotita e anfibólio também são os principais ferromagnesianos. Como acessórios aparecem zircão, allanita, apatita, opacos, epidoto e mais raramente monazita. De modo geral, a assembléia mineral identificada nos granitos do extremo leste do SDT são similares às presentes nas diferentes suítes neoproterozoicas da Província Carajás, exceto pelo fato de não ter sido identificado neste trabalho piroxênio. Porém, foram estudadas poucas amostras e o mesmo está presente em um número reduzido de amostras das referidas suítes. A fluorita, presente na Suíte Planalto, e a monazita, encontrada

como fase acessória na Associação Granítica Vila Jussara, também não foram observadas nos granitos e granodiorito estudados.

Em relação à assinatura geoquímica, os granitos das diferentes suítes em questão apresentam características similares a de granitos tipo-A (Whalen *et al.* 1987, Eby 1992) e afinidade geoquímica com granitos intraplacas (Pearce *et al.* 1984). São granitos ferrosos, com razões $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO}) > 0.8$, com conteúdos de sílica $> 65\%$ e caráter metaluminoso a peraluminoso. Os padrões de ETR mostram baixas razões $(\text{La}/\text{Yb})_n$, com moderadas a pronunciadas anomalias negativas de Eu. Portanto, de modo geral, as características geoquímicas dos granitos do extremo leste do SDT assemelham-se àquelas descritas para os granitos subalcalinos da Província Carajás. No entanto, pelo fato de as rochas estudadas ocorrerem no Subdomínio de Transição, as comparações mais detalhadas foram efetuadas com os granitos da Suíte Planalto e granitóides da Associação Granítica Vila Jussara.

Suíte Planalto *versus* Associação Granítica Vila Jussara

A associação granítica Vila Jussara (Silva 2012) aflora em cinco corpos alinhados segundo E-W na porção oeste da área de pesquisa, os quais foram englobados inicialmente na Suíte Planalto (Silva 2010, Oliveira *et al.* 2010). As rochas dominantes são biotita-anfibólio-granitos que formam as porções centrais dos corpos maiores ou a totalidade dos corpos menores (Silva 2010). Na porção central da área de ocorrência, os corpos são zonados e os granitos são envolvidos por granodioritos e, subordinadamente, tonalitos (Silva 2012). Segundo Silva (2012), as foliações presentes nessas últimas variedades se orientam geralmente segundo NW-SE a E-W e acompanham o padrão observado nos granitos. Estudos geocronológicos preliminares em biotita-anfibólio-granodioritos/tonalitos forneceram idades variáveis entre 2.720 Ma e 2.750 Ma (Guimarães em preparação) e confirmam a contemporaneidade entre estas rochas e os granitos Vila Jussara, que possuem idades semelhantes (2.754 ± 2 Ma, Silva *et al.* 2010; 2734 ± 2 , Oliveira *et al.* 2010), bem como justificam a sua correlação inicial com a Suíte Planalto. Entretanto, a caracterização dos granodioritos e tonalitos associados aos granitos Vila Jussara (Silva 2012) revelou conteúdos modais expressivos de titanita e opacos e razões $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ mais baixas do que as obtidas na Suíte Planalto, sugerindo condições oxidantes para a formação dos magmas da Associação Vila Jussara, o que contrasta com as condições redutoras estimadas para a formação da Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012). Em razão disso, Silva (2012) desvinculou essas rochas da Suíte Planalto e propôs uma nova suíte neoarqueana, denominada informalmente de Associação Granítica Vila Jussara.

A caracterização dos granitos do extremo leste do SDT apontou composições distintas para rochas com aspectos geológicos similares. Muito embora os granitos estudados nesta seção mostrem afinidades com os diferentes granitos subalcalinos neoarqueanos da Província Carajás (Figura 9), são observados contrastes significativos entre aqueles que compõem o *stock* lenticular situado no limite com o Cinturão Araguaia e aqueles associados às rochas máficas na porção norte da área de pesquisa (PFA-39). As composições petrográficas mostram composição predominantemente monzogranítica para os primeiros e exclusivamente granodiorítica para os últimos (Figura 3.3). As análises modais registraram predominantemente baixas proporções de titanita e opacos para as amostras que formam o *stock* no extremo leste da área, em contraste com proporções mais abundantes na amostra PFA-39 (Tabela 3.1). Estudos preliminares de suscetibilidade magnética (SM) indicam comportamento magnético distinto para os granitos discutidos neste trabalho, indicando caráter predominantemente reduzido para os monzogranitos do extremo leste e oxidado para os granodioritos associados às rochas máficas no norte da área (Martins, em preparação).

Os dados químicos sugerem igualmente dois grupos de granitos subalcalinos distintos. A classificação química proposta por Dall'Agnol & Oliveira (2007) sugere uma maior afinidade dos monzogranitos com os granitos tipo-A reduzidos, enquanto que os granodioritos mostram semelhança com os tipo-A oxidados (Figura 3.9F). Os padrões dos elementos terras raras observados no conjunto de amostras analisadas são bastante similares (Figura 3.8). Em comparação com os granitos subalcalinos do Subdomínio de Transição, as amostras do *stock* granítico mostram maiores afinidades com a Suíte Planalto, enquanto que o granodiorito da porção norte se aproxima mais da Associação Granítica Vila Jussara. Apesar das diferenças petrológicas observadas entre a Associação Vila Jussara e a Suíte Planalto, não é possível definir com os dados obtidos no presente trabalho se a mesma representa uma suíte granítica distinta da Suíte Planalto, cuja área tipo acha-se um pouco a norte, nas cercanias de Canaã dos Carajás. Fica evidente, portanto, a necessidade de uma melhor caracterização desses granitoides, afim de melhor compreender a evolução do magmatismo subalcalino que afetou o Domínio Carajás e mais especificamente o Subdomínio de Transição em tempos neoarqueanos.

CONCLUSÕES

O mapeamento geológico de detalhe, aliado aos estudos petrográficos e geoquímicos permitiu a individualização de diversos granitóides arqueanos e paleoproterozoico no extremo leste do Subdomínio de Transição. Esse trabalho identificou rochas de afinidade TTG, as quais foram correlacionadas ao Trondhjemito Colorado (Silva 2012), granitoides subalcalinos correlacionados à Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012) e à Associação Granítica Vila Jussara (Silva 2012). Além destes granitoides foi encontrada ainda ocorrência restrita de rochas máficas, possivelmente vinculadas ao Complexo Pium (Teixeira *et al.* em preparação), uma pequena ocorrência de *greenstone belts*, a qual representa uma extensão para o norte do grupo Sapucaia, e um corpo de granito anorogênico que corta os granitoides TTG arqueanos, correlacionado às suítes anorogênicas paleoproterozoicas da Província Carajás (Dall'Agnol *et al.* 2005).

O extremo leste do Subdomínio de Transição (SDT) é dominado por rochas tonalíticas, trondhjemíticas e granodioríticas, intrudidas por granitos subalcalinos contemporâneos à instalação de zonas de cisalhamento, muito provavelmente de idade neoarqueana. O quadro estrutural sugere a atuação de uma deformação compressiva, aliada a uma componente de cisalhamento, com movimentação lateral esquerda (sinistral), resultando em esforços transpressivos, com estresse (σ_1) atuando principalmente na direção NE-SW. Em tempos paleoproterozoicos, a área estudada foi afetada por um magmatismo granítico anorogênico, tal como observado em toda a Província Carajás. Em um estágio mais tardio, uma fase de deformação rúptil afetou esses litotipos e provocou fraturas e, eventualmente, falhamentos de rejeito direcional decimétrico.

Os tonalitos e trondhjemitos dominantes no extremo leste do Subdomínio de Transição possuem todas as características das típicas suítes TTG do arqueano (Moyen & Martin 2012). Os magmas geradores dos trondhjemitos se formaram a partir de fontes do tipo granada anfíbolito, com o fracionamento de granada e, possivelmente, anfibólio, controlando a evolução magmática, ao passo que não houve fracionamento expressivo de plagioclásio. Isso implica geração dos magmas em altas pressões (ca. 1,5 GPa), no campo de estabilidade da granada e fora do domínio de estabilidade do plagioclásio, tal como observado no grupo de TTG com altas razões La/Yb do Domínio Rio Maria e na associação com alto Sr do Cráton de Pilbara. As comparações com as suítes TTG da Província Carajás sugerem maior afinidade entre as rochas estudadas neste trabalho e os Tonalito Mariazinha e Trondhjemito Mogno do

Domínio Rio Maria, com o Trondhjemito Colorado da porção centro-sul do SDT e, em menor grau, com o Trondhjemito Rio Verde, da região de Canaã dos Carajás, porção norte do mesmo subdomínio. A correlação com estas e outras associações TTG da Província Carajás deverá ser testada também com base em dados geocronológicos (Guimarães, em preparação).

A existência de membros granodioríticos associados às suítes TTG, como observado na área de estudo, não é muito comum, pois os magmas TTG são subsaturados em K e enriquecidos em Na. Em razão disso, sofrem enriquecimento relativo em Na em detrimento do Ca e sem aumento expressivo em K durante sua evolução e nos estágios tardios seus líquidos residuais tendem a formar oligoclásio sódico ou mesmo albita e não ortoclásio. Isso impede a formação de um líquido residual granítico a partir de magmas parentais trondhjemíticos. Nesse contexto, os dados geoquímicos obtidos não favorecem a formação dos granodioritos nem por diferenciação magmática a partir dos trondhjemitos, nem por fusão parcial de crosta TTG mais antiga. Conclui-se que o modelo de derivação dos granodioritos a partir de fontes intermediárias ou metassedimentares não pode ser descartado, embora não tenha sido demonstrado com os dados disponíveis. Por outro lado, a dispersão observada em álcalis e elementos incompatíveis tais como Rb e Ba sugere, ainda, que esses elementos podem ter tido comportamento móvel e sido remobilizados durante a evolução dos granodioritos. Isto leva à hipótese de a origem dos membros granodioríticos estar relacionada à contaminação de magmas ou associações TTG por fluidos capazes de transportar componentes graníticos extraídos de crosta félsica (metassomatismo litosférico), ou à assimilação de sedimentos oriundos da crosta oceânica em subducção. Em ambas as hipóteses, haveria preservação de algumas características dos TTGs. O pequeno volume dos granodioritos indica que o metassomatismo, se de fato efetivo, teria atuado na área estudada em pequena escala.

Os granitos arqueanos da suíte Planalto intrusivos na associação TTG dominante no extremo leste do SDT são correlacionáveis ao magmatismo subalcalino, que atuou no Domínio Carajás entre 2,74 e 2,76 Ga, sendo responsável pela formação de Complexo Granítico Estrela, Granito Serra do Rabo, Suíte Planalto e Suíte Plaquê (Barros *et al.* 2009, Sardinha *et al.* 2006, Feio *et al.* 2012). A caracterização desses granitos apontou composições distintas para rochas com aspectos geológicos similares. Os granitos que compõem o *stock* no limite com o Cinturão Araguaia exibem características geoquímicas similares a de granitos tipo-A reduzidos e maior afinidade com os granitos da Suíte Planalto, enquanto os associados às rochas máficas, na porção norte da área, são provavelmente geoquimicamente similares a granitos tipo-A oxidados, similares aos que compõem a Associação Granítica Vila Jussara. Essas interpretações devem ser vistas como preliminares, sendo evidente a necessidade de

uma melhor caracterização desses granitoides para se chegar a uma melhor compreensão da evolução do magmatismo subalcalino que afetou o Subdomínio de Transição em tempos neoarqueanos.

Os resultados obtidos neste trabalho demonstram a existência de uma expressiva associação TTG (Trondhjemito Colorado) no extremo leste do SDT e implicam uma notável distinção entre essa porção do SDT e a área de Canaã dos Carajás onde dominam granitos *strictu sensu*. A ocorrência de granitos arqueanos tipo Planalto, correlacionados ao magmatismo subalcalino de 2,74 e 2,76 Ga, distingue claramente o Subdomínio de Transição do Domínio Rio Maria, onde não foi reconhecida a atuação desse magmatismo. Em conjunto, esses fatos podem fortalecer a hipótese de que o SDT represente uma extensão do Domínio Rio Maria afetado por eventos de retrabalhamento crustal durante o Neoarqueano (Dall’Agnol *et al.* 2006), mas são indispensáveis dados geocronológicos e isotópicos para avançar nesta discussão.

REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria 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.
- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**:187-206.
- Amaral G. & Halpern M. 1975. K/Ar and Rb/Sr age studies on the extensive Precambrian volcanism of the Brazilian Amazon region. CONFERENCIA GEOLOGIA INTERGUIANAS, 10, Anais, Belém, DNPM, 291-294.
- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, **80**:549-559.
- 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, Brasília, 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.
- Barbosa O., Ramos J.R.A., Gomes F.A. & Helmbold R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Monografia da DGM, unpublished, Rio de Janeiro, 94p.
- Bard J.P. 1980. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. D. Reidel Publishing Company. Tokyo. 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.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**:596-600.
- 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., 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.
- Basei M.A.S. 1974. Estudo geocronológico do magmatismo da Amazônia. In: CONG.BRAS. DE GEOLOGIA, **28.**, Porto Alegre. Anais...SBG; (6). p. 287-296.
- Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W. & Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**:215-242.

- 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. 2003. Archean granites. In: BLEVIN P.L., CHAPPELL B.W., JONES M. (Eds.), *Magma to Mineralisation: The Ishihara Symposium*, pp. 19-24 (AGSO-Geoscience Australia, Record 2003/14).
- Champion D.C. & Smithies R.H. 2007. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V.C. (Eds.) *Geochemistry of Paleoproterozoic 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.
- Chayes F. 1956. *Petrographic modal analysis: an elementary statistical appraisal*. New York, John Wiley e Sons. 113 p.
- Choukroune P., Bouhallier H., Arndt N.T. 1995. Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking. In: COWARD M.P.; RIES A.C. (Eds), 1995. Early Precambrian Processes. *Geological Society of London, Special Publication*, **95**:67-86.
- Choukroune P., Ludden J.N., Chardon D., Calvert A.J., Bouhallier H. 1997. Archean crustal growth and tectonics processes: a comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar Craton, India. In: BURG, J.P., FORD, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*, vol. 121. Geological Society Special Publish, London, pp. 63-98.
- Condie K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104**:1-37.
- Cordani U.G., Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**:167-173.
- 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, Série Ciências da Terra*, **7**:199-235.
- Cunha I.R.V. 2013. *Petrologia magnética e química mineral de granitos da suíte Planalto, Região de Canaã dos Carajás, Província Carajás. Trabalho de conclusão de curso*. Belém, Pará. Universidade Federal do Pará. 108p
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). *Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian craton. Abstracts volume and field trips guide*. Belém, PRONEX-UFGA/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 Metallogenic 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. & LeFort, P. 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic 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.

- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Anais...SBG. p. 10-54. (anexo).
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**:641-644
- Evensen N.M., Hamilton P.T., O'niions R.K., 1979. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical and Cosmochimica Acta*, **39**:55.64.
- 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. 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., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic 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
- Figueiras A.J.M. & Villas R.N.N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da sequência clástica (pós Grupo Grão-Pará) da Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Rio de Janeiro. Anais...SBG. (2). p. 832-846.
- Foster M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. US Geological Survey, Professional Paper **354**:1-49.
- 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 B.R., Barnes C., Collins W., Arculus R., Ellis D., Frost C. 2001. A chemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033-2048.
- Gabriel E.O. 2012. Geologia, geoquímica e petrologia magnética da porção nordeste de Água azul do norte, Província Carajás. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Belém.
- 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 45º 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 Granitoides Associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás. In: Anais do 46º 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.
- Goodwin A.M., 1991. Precambrian Geology: the dynamic evolution of the continental crust. Academic Press, London, 666 pp.
- Gomes A.C.B. 2003. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 160p.
- Gomes A.C.B. & Dall'Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica Neoproterozoica na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**:182-193.

- Gomes C.B., Cordani U.G., Basei M.A.S. 1975. Radiometric ages from the Serra dos Carajás Area, northern Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **86**:939-942.
- 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.
- Halla J. 2005. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Southern Karelian craton, Eastern Finland. *Lithos*, **79**:161-178.
- Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115, 27–39.
- Hibbard M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 587p.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadkaru 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.
- Hutchison C.S. 1974. *Laboratory handbook of petrographic techniques*. London. John Wiley e Sons. 527p.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-547.
- 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.
- Käpyaho A. Mänttari I., Huhma H. 2006. Growth of Archean crust in the Kuhmo district, Eastern Finland: U–Pb and Sm–Nd isotope constraints on plutonic rocks. *Precambrian Research*, **146**:95-119.
- Kerr P. 1959. *Optical Mineralogy*. McGraw-Hill Book Co., New York, Third Edition, 492 p.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**:277-279.
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic 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., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 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.
- 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. 1997. Geologia e petrografia do maciço granítico Arqueano Xinguara e de suas encaixantes - SE do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **9**:43-81.
- Le Maitre R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.

- Lindenmayer Z.G. 1981. Aspectos geológicos da Província Mineral de Carajás, Rio de Janeiro, DOCEGEO, 12 p.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivanikov V.V., Guseva N.S., Sergeev S.A. Matukov D.I., Jarvis K.E. 2005. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos*, **79**:107-128.
- Lobato L.M., Rosière C.A., Silva R.C.F., Zucchetti M., Baars F.J., Sedane J.C.S., Javier Rios F., Pimentel M., Mendes G.E., Monteiro A.M. 2006. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás – controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia. Capítulo II, DNPM, CT-Mineral/FINEP, ADIMB (CD-ROM), 72 pp.
- 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*, **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.
- Macambira M.J.B., Lima L.M., Pinheiro R.V.L., Lima F.D. 2001. Idades de Cristais Detríticos de Zircão da Serra dos Carajás, Pará; Evidências sobre a Formação da Crosta. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 7., Boletim de Resumos Expandidos, Belém. Anais... SBG. p. 72-75.
- 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. *Geological Society of America Bulletin*, **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. 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust - comparison with modern processes. *Lithos*, **30**:373-388.
- Martin H. 1994. The Archaean 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 R.F. 2012. The petrogenesis of anorogenic felsic magmas and AMCG suites: Insights on element mobility and mutual cryptic contamination from polythermal experiments. *Lithos*, **151**:35-45.
- 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. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148**:312-336.
- 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., Stevens G., Kisters A.F.M. Belcher R.W. 2007. TTG plutons of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. In: Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Bennet V. (Eds.), *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, pp. 606-668.
- Nachit, H., Ibhi, A. Abia, E.H., Ohoud, M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, **337** (16): 1415-1420.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro, R.V.L., 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescritção e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**:177-277.
- O'Connor J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar rations. US Geological Survey Professional Paper **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., 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.
- Paiva Jr. A.L., Lamarão C.N., Lima P.H.A. 2011. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Batólito Seringa, Província Carajás, SSE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **41(2)**:185-202.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag. 289p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- 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 granulite 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.
- Puty C.O.F., Martins R.C. Montalvão R.M.G., Jorge João X.S., Carreira J.M., Silva G.H., Neves A.P., Giffoni L.E., Lourenço R.S., Frizzo S.J. 1972. Projeto Marabá. DNPM/CPRM, Unpublished report, Belém, 1, p.124.
- Ramos J.R.A. 1967. Estratigrafia da região do Xingu-Tocantins. Simpósio sobre a biota amazônica. Atas. Belém, 1966. Rio de Janeiro, CNPq, **1**:373-388. Geologia.
- Ricci P.S.F. & Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deep Seated High-T Gabbroic Pluton (Charnokitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: IX Simpósio de Geologia da Amazônia, CDROM .

- Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, New York, Longman, 352f.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research* 3, 453–488.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, 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 P.A.S., Feio G.R.L., Dall’Agnol R., Costi H.T., Lamarão C.N., Galarza M.A. 2013. Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil. *Braslian Journal of Geology*. 43(1):876-889.
- 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 Geociências. 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.
- 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 área de Vila Jussara, Província Carajás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- 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.
- 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 1, p.1-143. 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- Sylvester, P.J., 1994. Archean granite plutons. In: Condie, K.C. (Ed.), Archean crustal evolution. *Developments in Precambrian Geology*, 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 261–314.
- Smith J.V & Brown W.L. 1988. Feldspar minerals. 2nd ed., Springer-Verlag/Berlin, 828p.
- Smithies R.H. & Champion D.C. 2000. The Archean high-Mg diorite suite: links to tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth. *Journal of Petrology*, **41**(12):1653-1671.
- 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 contrasts 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.
- Stern R.A., Hanson G., Shirey S.B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**:1688-1712.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-33.
- Sylvester P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie, K. (Ed.), *Archean Crustal Evolution*. Elsevier 261-314.
- Tarney J. & Saunders A. 1990. Crustal growth mechanisms and mantle evolution. In: *International Archaean Symposium. Extended Abstracts*. Perth, Geoconferences (W.A.) Inc., p.451-452.
- 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. (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.
- Teixeira J.B.G. & Eggler D.H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia*, **17**:71-114.
- Teixeira M.F.B. 2013. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos da área de Sapucaia, Província Carajás*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Tulloch A. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**:105-117.
- Vance J.A. 1969. On synneusis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **24**:7-29.
- Vasquez M.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 M.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.
- Viegas L.G.F. 2007. *Partição da deformação no limite entre o terreno granitogreenstone de Rio Maria e o Cinturão Itacaiúnas, Carajás (PA)*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 162p.
- Whalen J.W., Currie K.L., Chappel B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419

ANEXOS

ANEXO A – Análise química semi-quantitativa de minerais da associação tonalito-trondhjemito-granodiorito do extremo leste do Subdomínio de Transição, obtida em estudos de microscopia eletrônica de varredura (EDS)

PLAGIOCLÁSIO tipo 1

Amostra	PFR-12												PFA-14					
	C1-1						C2-1						C1-1					
	BORDA		NÚCLEO		BORDA		BORDA		NÚCLEO		BORDA		BORDA		NÚCLEO		BORDA	
Análise	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO₂	68,728	67,263	67,01	67,295	66,903	68,48	69,71	69,783	67,875	65,53	68,444	68,578	67,28	67,387	66,422	67,599	67,01	67,962
Al₂O₃	24,766	25,015	25,074	25,453	25,289	24,55	24,254	24,613	24,097	23,891	24,492	24,717	24,316	24,809	25,089	24,492	24,467	24,452
FeO	0,0592	0,1351	0,1467	0,1724	0,1184	0,1171	0,1209	0,2097	0,1621	0,2959	0,211	0,1672	0,1479	0,1235	0,1505	0,2033	0,0991	0,1068
CaO	4,5278	5,0147	5,1784	5,0987	5,4961	4,6062	4,1388	4,0031	4,4634	3,7009	4,3963	4,3795	4,7083	4,5376	4,9923	4,7573	4,7377	4,5712
Na₂O	8,4911	8,0287	8,0826	7,8534	7,7834	8,4708	8,6973	8,7755	8,1985	8,8375	8,4277	8,3536	8,3953	8,1581	7,8925	8,0314	7,9141	8,2457
K₂O	0,2602	0,3192	0,2963	0,2939	0,3036	0,3855	0,212	0,2903	0,2927	0,3313	0,2987	0,2156	0,3277	0,1903	0,3144	0,1819	0,3686	0,2674
TOTAL	106,83	105,78	105,79	106,17	105,89	106,61	107,13	107,67	105,09	102,59	106,27	106,41	105,18	105,21	104,86	105,26	104,6	105,61
Fórmula química calculada à base de 32 oxigênio																		
Si	11,309	11,201	11,17	11,162	11,141	11,308	11,419	11,382	11,351	11,259	11,326	11,32	11,272	11,256	11,16	11,29	11,269	11,312
Al	4,8031	4,9101	4,9263	4,9762	4,9636	4,7782	4,6829	4,732	4,75	4,8384	4,7771	4,8088	4,8018	4,8846	4,9685	4,8213	4,8499	4,7974
Fe	0,0081	0,0188	0,0204	0,0239	0,0165	0,0162	0,0166	0,0286	0,0227	0,0425	0,0292	0,0231	0,0207	0,0173	0,0212	0,0284	0,0139	0,0149
Ca	0,7882	0,8835	0,9132	0,8947	0,9682	0,8046	0,7173	0,6908	0,7897	0,6727	0,7696	0,7648	0,8345	0,8019	0,8874	0,8405	0,8429	0,805
Na	2,709	2,5925	2,6123	2,5257	2,5131	2,7121	2,7625	2,7755	2,6586	2,9443	2,7042	2,6736	2,7272	2,6423	2,5712	2,6008	2,5807	2,6613
K	0,0546	0,0678	0,063	0,0622	0,0645	0,0812	0,0443	0,0604	0,0625	0,0726	0,0631	0,0454	0,07	0,0406	0,0674	0,0388	0,0791	0,0568
cátions	19,672	19,674	19,705	19,644	19,666	19,7	19,643	19,67	19,634	19,83	19,669	19,635	19,726	19,643	19,675	19,619	19,636	19,648
sítio T	16,12	16,13	16,116	16,162	16,121	16,102	16,119	16,143	16,124	16,14	16,132	16,152	16,094	16,158	16,149	16,139	16,133	16,125
sítio M	3,5518	3,5438	3,5885	3,4826	3,5458	3,598	3,5241	3,5266	3,5107	3,6896	3,5369	3,4838	3,6318	3,4848	3,526	3,4801	3,5026	3,5231
Anortita	22,19	24,93	25,45	25,69	27,31	22,36	20,35	19,59	22,49	18,23	21,76	21,95	22,98	23,01	25,17	24,15	24,06	22,85
Albita	76,27	73,16	72,8	72,52	70,88	75,38	78,39	78,7	75,73	79,8	76,46	76,74	75,09	75,83	72,92	74,73	73,68	75,54
Ortoclásio	1,538	1,914	1,756	1,786	1,819	2,257	1,257	1,713	1,779	1,968	1,783	1,303	1,928	1,164	1,911	1,114	2,258	1,612

Amostra		MYF-67											
Campo		C1-1						C3-1					
Análise	BORDA		NÚCLEO		BORDA		6	BORDA		NÚCLEO		BORDA	
	1	2	3	4	5	1		2	3	4	5	6	
SiO ₂	69,1026	68,508	66,957	67,8982	67,1752	69,883	69,6288	68,803	68,874	69,184	69,723	68,758	
Al ₂ O ₃	24,2952	24,8	26,351	25,5404	25,187	24,31	24,8545	25,236	24,596	24,97	24,146	25,225	
FeO	0,21099	0,1389	0,1235	0,16853	0,11707	0,0836	0,27788	0,1557	0,1775	0,2084	0,0785	0,1081	
CaO	4,03669	4,6104	6,218	5,17424	4,7167	3,9919	4,35291	4,9042	4,6901	4,9308	4,0661	5,0147	
Na ₂ O	8,74852	8,3536	7,3223	8,07856	8,15944	8,518	8,30907	8,0098	8,243	8,3199	8,5315	8,0583	
K ₂ O	0,11564	0,2373	0,1181	0,12287	0,13371	0,1566	0,17105	0,1602	0,2192	0,1373	0,1554	0,1566	
TOTAL	106,51	106,65	107,09	106,983	105,489	106,94	107,594	107,27	106,8	107,75	106,7	107,32	
Fórmula química calculada à base de 32 oxigênio													
Si	11,3888	11,294	11,024	11,1722	11,1978	11,445	11,3562	11,267	11,333	11,292	11,449	11,259	
Al	4,71962	4,819	5,1138	4,95345	4,94886	4,6927	4,77804	4,8711	4,7703	4,8037	4,6735	4,8686	
Fe	0,02908	0,0192	0,017	0,02319	0,01632	0,0115	0,0379	0,0213	0,0244	0,0284	0,0108	0,0148	
Ca	0,70382	0,8041	1,0831	0,9007	0,8318	0,6916	0,75106	0,8496	0,8164	0,8514	0,7064	0,8687	
Na	2,79576	2,6703	2,3376	2,57747	2,63735	2,7049	2,6277	2,5433	2,63	2,633	2,7164	2,5586	
K	0,02432	0,0499	0,0248	0,02579	0,02844	0,0327	0,03559	0,0335	0,046	0,0286	0,0326	0,0327	
cátions	19,6614	19,657	19,6	19,6528	19,6606	19,578	19,5865	19,586	19,62	19,637	19,589	19,602	
sítio T	16,1375	16,132	16,155	16,1488	16,163	16,149	16,1721	16,159	16,128	16,124	16,133	16,142	
sítio M	3,5239	3,5243	3,4455	3,50396	3,49758	3,4292	3,41436	3,4264	3,4924	3,513	3,4554	3,46	
Anortita	19,973	22,82	31,43	25,705	23,782	20,17	21,997	24,8	23,38	24,24	20,44	25,11	
Albita	79,337	75,77	67,85	73,559	75,405	78,88	76,96	74,23	75,3	74,95	78,62	73,95	
Ortoclásio	0,69	1,416	0,72	0,7361	0,813	0,954	1,0424	0,977	1,318	0,814	0,942	0,946	

#PLAGIOCLÁSIO tipo3 (recristalizado)

Amostra	PFR-12					PFA-14					
Campo	C1-2					C1-1					
Análise	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6
SiO2	68,29182	68,88438	68,80523	67,74846	67,75274	68,22337	67,22436	68,26615	68,46296	68,32391	68,48221
Al2O3	24,46147	23,80392	24,401	23,79636	23,39201	24,42179	23,83037	24,28952	24,41045	24,73922	24,57106
FeO	0,150521	0,187829	0,232857	0,079763	0,302328	0,241862	0,182683	0,212273	0,079763	0,208413	0,30876
CaO	4,154225	3,054454	4,148628	3,566561	3,219559	4,380895	4,59917	4,695715	4,516618	4,487234	4,63415
Na2O	8,6272	7,637768	8,35086	8,931848	7,997684	8,167532	8,489704	8,27672	8,062388	8,224148	8,28346
K2O	0,144552	2,527251	0,110823	0,215623	2,093595	0,255375	0,303559	0,175872	0,173462	0,328856	0,077094
TOTAL	105,8298	106,0956	106,0494	104,3386	104,7579	105,6908	104,6299	105,9163	105,7056	106,3118	106,3567
Fórmula química calculada à base de 32 oxigênio											
Si	11,33417	11,46517	11,37846	11,39786	11,43435	11,33844	11,32052	11,33289	11,3598	11,29948	11,31657
Al	4,785264	4,669931	4,75633	4,718856	4,653229	4,784098	4,73013	4,752877	4,774117	4,822523	4,785895
Fe	0,020893	0,026146	0,032205	0,011223	0,042671	0,033617	0,025728	0,029472	0,011069	0,028826	0,042671
Ca	0,729399	0,537832	0,725806	0,634786	0,574824	0,770259	0,819357	0,82469	0,792834	0,785088	0,810142
Na	2,776333	2,464942	2,677773	2,913706	2,617155	2,632035	2,772126	2,664245	2,593936	2,637287	2,654173
K	0,030607	0,536648	0,023382	0,046281	0,450774	0,054148	0,065218	0,037249	0,03672	0,069386	0,016253
cátions	19,67667	19,70066	19,59395	19,72271	19,773	19,6126	19,73308	19,64142	19,56847	19,64259	19,6257
sítio T	16,14033	16,16124	16,16699	16,12794	16,13025	16,15616	16,07638	16,11524	16,14498	16,15083	16,14513
sítio M	3,536339	3,539422	3,42696	3,594773	3,642752	3,456442	3,656701	3,526183	3,42349	3,491761	3,480568
Anortita	20,62581	15,19549	21,17928	17,65858	15,77993	22,28474	22,407	23,38761	23,15864	22,48402	23,27613
Albita	78,50868	69,6425	78,13843	81,05397	71,84553	76,14868	75,80949	75,55604	75,76877	75,52884	76,2569
Ortoclásio	0,865511	15,16201	0,682283	1,287447	12,37453	1,566574	1,783508	1,056349	1,072587	1,987138	0,466972

Amostra	MYF-67											
Campo	C2-2						C3-2					
Análise	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO2	67,94099	69,79782	69,5732	68,4651	69,71653	69,43415	69,29724	68,74747	69,99462	69,6224	69,43201	69,7422
Al2O3	25,8767	24,49548	24,28763	24,23473	24,50304	24,70521	24,55027	24,50115	24,51059	24,88849	24,29708	24,22717
FeO	0,244435	0,167245	0,114499	0,307474	0,165959	0,140229	0,280457	0,304901	0,151807	0,181397	0,095201	0,203267
CaO	4,159822	4,081466	4,032494	2,437406	4,375298	4,404682	4,410278	4,490033	4,071672	4,24937	4,543202	4,263362
Na2O	7,304812	8,504532	8,691904	8,402084	8,387256	8,315812	8,37108	8,5598	8,373776	8,12844	8,329292	8,558452
K2O	1,245556	0,168644	0,21201	1,35638	0,103596	0,114437	0,242125	0,167439	0,190327	0,181895	0,205987	0,191531
TOTAL	106,7723	107,2152	106,9117	105,2032	107,2517	107,1145	107,1515	106,7708	107,2928	107,252	106,9028	107,186
Fórmula química calculada à base de 32 oxigênio												
Si	11,20012	11,41214	11,41644	11,43317	11,39854	11,36747	11,36189	11,32666	11,42773	11,37315	11,39894	11,42033
Al	5,02808	4,720777	4,697602	4,770215	4,722104	4,767402	4,744531	4,758106	4,716843	4,792177	4,701766	4,676145
Fe	0,0337	0,022869	0,015713	0,042942	0,022693	0,0192	0,038457	0,042013	0,020728	0,024782	0,013071	0,027837
Ca	0,72547	0,705985	0,700029	0,430605	0,756789	0,762885	0,764988	0,782616	0,70327	0,734362	0,789079	0,738566
Na	2,334966	2,696226	2,765567	2,720603	2,658972	2,639831	2,661317	2,734573	2,650923	2,574659	2,65151	2,717433
K	0,26196	0,035179	0,044384	0,288975	0,021609	0,023902	0,050647	0,035195	0,039644	0,037908	0,043144	0,040013
cátions	19,5843	19,59317	19,63974	19,68651	19,5807	19,58069	19,62183	19,67917	19,55913	19,53704	19,59751	19,62032
sítio T	16,2619	16,15579	16,12975	16,24633	16,14333	16,15407	16,14488	16,12678	16,1653	16,19011	16,11377	16,12431
sítio M	3,322397	3,437389	3,509981	3,440183	3,437371	3,426618	3,476952	3,552384	3,393837	3,346929	3,483734	3,496012
Anortita	21,83575	20,5384	19,94397	12,51693	22,01651	22,2635	22,00167	22,03072	20,72196	21,94137	22,65038	21,12595
Albita	70,27957	78,43819	78,79152	79,08309	77,35484	77,03895	76,54167	76,97853	78,10992	76,926	76,11116	77,72951
Ortoclásio	7,884681	1,023408	1,264506	8,399985	0,628651	0,697546	1,456653	0,990751	1,168115	1,132626	1,238454	1,144541

#EPIDOTO tipo 1

Amostra	PFA-14						MYF-67					
Campo	C2-1						C1-1					
Análise	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO2	41,960408	41,5561	42,02244	41,69943	41,38924	41,59247	42,58078	42,49093	42,37541	42,19144	42,40964	42,16149
TiO2	0,216853	0,130112	0,090077	0,081737	0,206844	0,215185	0,185159	0,125108	0,178487	0,136784	0,22853	0,120103
Al2O3	24,291412	25,01509	24,57862	24,88472	24,97919	24,18938	24,67309	24,82614	24,47469	24,95085	24,96785	25,29852
Fe2O3	13,4148751	12,21393	13,72512	12,25539	12,46698	13,56213	13,02028	12,58851	13,38056	12,62282	12,30114	12,71861
MgO	0,0530528	0,076263	0,122685	0,019895	0,033158	0,051395	0,048079	0,036474	0,051395	0,077921	0,014921	0,117711
MnO	0,3693118	0,280212	0,227269	0,366729	0,346068	0,293125	0,498442	0,671476	0,267299	0,628863	0,73475	0,618533
CaO	22,6334592	23,18474	23,18754	23,58771	23,52335	23,35545	22,5551	22,97486	23,05462	22,79437	22,85733	23,20293
TOTAL	102,9393719	102,4564	103,9538	102,8956	102,9448	103,2591	103,5609	103,7135	103,7825	103,403	103,5142	104,2379
Fórmula química calculada à base de 13 oxigênios												
Si+4	3,272569205	3,250275	3,25086	3,252762	3,230347	3,244956	3,292484	3,283853	3,277131	3,270183	3,281157	3,246172
sitio Z	3,272569205	3,250275	3,25086	3,252762	3,230347	3,244956	3,292484	3,283853	3,277131	3,270183	3,281157	3,246172
Ti	0,012724914	0,007657	0,005243	0,004797	0,012146	0,012631	0,010772	0,007275	0,010385	0,007977	0,013303	0,006957
Al+6	2,233079938	2,306162	2,24118	2,288007	2,29796	2,224443	2,248724	2,261513	2,231	2,279478	2,276911	2,2959
Fe+3	0,78783466	0,71935	0,799526	0,719861	0,732694	0,796749	0,758106	0,73259	0,779208	0,736722	0,71665	0,737385
Mg	0,006169566	0,008894	0,014152	0,002314	0,003859	0,005979	0,005543	0,004203	0,005926	0,009005	0,001721	0,013514
sitio Y	3,039809078	3,042062	3,0601	3,014979	3,046659	3,039802	3,023144	3,005581	3,02652	3,033182	3,008585	3,053756
Mn	0,024398982	0,018565	0,014893	0,024232	0,02288	0,019372	0,032648	0,043959	0,017511	0,041289	0,048154	0,040341
Ca	1,867471317	1,91841	1,897691	1,946534	1,942293	1,927686	1,845053	1,878427	1,886217	1,869085	1,870863	1,889959
sitio X	1,891870299	1,936976	1,912584	1,970766	1,965173	1,947058	1,877701	1,922386	1,903728	1,910374	1,919016	1,9303
PS =												
Fe+3/(Fe+3+Al)*100	26,07934234	23,77613	26,29408	23,9326	24,17609	26,37201	25,21279	24,46777	25,88553	24,4255	23,93972	24,30979

Amostra	MYF-67						MYF-66					
Campo	C1-2						C1-2					
Análise	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO2	41,95827	42,50163	40,6341	42,2984	42,41606	42,40322	42,44387	42,28771	42,64923	42,09732	41,77644	42,19786
TiO2	0,295254	0,190163	0,211849	0,123439	0,183491	0,090077	0,118435	0,238538	0,216853	0,366982	0,225194	0,240206
Al2O3	24,75434	24,69199	20,51808	23,76802	24,83748	25,21916	25,51581	25,51203	26,70052	26,15446	25,33442	26,80256
Fe2O3	12,40837	12,67715	12,68287	13,12465	12,59709	12,74435	12,7086	12,04522	11,19026	11,57628	11,84506	11,18168
MgO	0,097816	0,058027	0,041448	0,121027	0,086211	0,13429	0,024869	0,084553	0,053053	0,053053	0,106106	0,106106
MnO	0,455829	0,579794	0,773489	0,553968	0,473907	0,579794	0,45712	0,22856	0,411925	0,460994	0,326699	0,392555
CaO	23,22392	22,99445	19,63078	22,3844	22,9077	22,45856	23,69265	23,4408	23,76401	23,64088	23,82558	23,37224
TOTAL	103,1938	103,6932	94,49261	102,3739	103,5019	103,6294	104,9614	103,8374	104,9859	104,35	103,4395	104,2932
Fórmula química calculada à base de 13 oxigênios												
Si+4	3,261445	3,285512	3,437424	3,313311	3,281899	3,273869	3,245271	3,257444	3,24157	3,227855	3,238409	3,227048
sitio Z	3,261445	3,285512	3,437424	3,313311	3,281899	3,273869	3,245271	3,257444	3,24157	3,227855	3,238409	3,227048
Ti	0,017267	0,01106	0,013484	0,007275	0,010682	0,005233	0,006813	0,013825	0,012401	0,021171	0,013134	0,013821
Al+6	2,268016	2,249862	2,045886	2,19449	2,265191	2,295067	2,299575	2,316382	2,392028	2,363784	2,3148	2,415982
Fe+3	0,726284	0,737936	0,807903	0,77415	0,733946	0,740934	0,7317	0,698678	0,640448	0,668387	0,691412	0,643905
Mg	0,011337	0,006688	0,005228	0,014136	0,009946	0,01546	0,002835	0,009712	0,006012	0,006065	0,012264	0,012099
sitioY	3,022905	3,005546	2,872501	2,990051	3,019765	3,056693	3,040924	3,038597	3,050889	3,059407	3,031611	3,085806
Mn	0,030014	0,037966	0,055428	0,036758	0,031061	0,03792	0,029607	0,014914	0,026521	0,029942	0,021452	0,02543
Ca	1,909774	1,880505	1,756846	1,854973	1,875125	1,834417	1,916477	1,910245	1,910811	1,917684	1,953879	1,890903
sitio X	1,939788	1,918471	1,812274	1,891731	1,906187	1,872337	1,946084	1,925159	1,937332	1,947627	1,975331	1,916333
PS = Fe+3/(Fe+3+Al)*100	24,25555	24,69831	28,30983	26,0776	24,47192	24,40492	24,13836	23,17293	21,11963	22,04318	22,99944	21,04342

Amostra	PFR-36						PFR-33A					
Campo	C1-1						C2-1					
Análise	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO2	43,01076	42,65779	43,01503	42,71982	41,93046	42,45028	44,51247	44,00334	44,47611	44,53173	44,87828	44,76704
TiO2	0,088409	0,116767	0,188495	0,188495	0,195168	0,313603	0,23687	0,248547	0,100086	0,146793	0,191832	0,210181
Al2O3	26,6873	25,84269	25,34197	25,40811	24,77701	24,49737	25,04343	26,00141	26,08644	25,73877	25,60839	25,71421
Fe2O3	11,4133	11,7936	13,14895	12,2125	13,06031	13,17754	14,95037	14,81455	15,12909	14,66586	15,29064	14,68874
MgO	0,092842	0,069632	0,087869	0,054711	0,013263	0,043105	0,063	0,07129	0,162474	0,162474	0,111079	0,132632
MnO	0,349942	0,294416	0,306038	0,299582	0,315077	0,232434	0,383516	0,464868	0,444207	0,495859	0,275047	0,401594
CaO	23,69965	23,9613	23,69125	23,67306	23,64648	23,50236	26,07689	25,97195	26,02652	26,16364	25,86421	26,47986
TOTAL	105,3422	104,7362	105,7796	104,5563	103,9378	104,2167	111,2666	111,576	112,4249	111,9051	112,2195	112,3942
Fórmula química calculada à base de 13 oxigênios												
Si+4	3,255779	3,258122	3,262038	3,270277	3,244308	3,27133	3,240859	3,194667	3,203871	3,221579	3,234848	3,224988
sitio Z	3,255779	3,258122	3,262038	3,270277	3,244308	3,27133	3,240859	3,194667	3,203871	3,221579	3,234848	3,224988
Ti	0,005035	0,00671	0,010755	0,010857	0,011362	0,018183	0,012976	0,013577	0,005425	0,00799	0,010403	0,011392
Al+6	2,38114	2,326533	2,265226	2,292608	2,259664	2,225182	2,149189	2,225047	2,214957	2,194772	2,175717	2,18346
Fe+3	0,650561	0,678289	0,75086	0,703978	0,760931	0,764676	0,819652	0,809893	0,820654	0,798925	0,829932	0,796808
Mg	0,010479	0,00793	0,009936	0,006245	0,00153	0,004953	0,006839	0,007717	0,017451	0,017526	0,011938	0,014247
sitioY	3,047215	3,019462	3,036778	3,013687	3,033486	3,012994	2,988657	3,056234	3,058487	3,019213	3,027991	3,005907
Mn	0,022439	0,019048	0,01966	0,019427	0,020651	0,015173	0,023653	0,028589	0,027106	0,030387	0,016794	0,024507
Ca	1,897902	1,936125	1,900688	1,917183	1,935588	1,91606	2,008575	1,994796	1,983436	2,002402	1,97229	2,018084
sitio X	1,920341	1,955173	1,920347	1,936609	1,956239	1,931233	2,032228	2,023385	2,010542	2,032789	1,989084	2,042591
PS = Fe+3/(Fe+3+Al)*100	21,45862	22,57334	24,89519	23,49266	25,19143	25,57567	27,60849	26,68564	27,03423	26,68691	27,61242	26,73611

Amostra	PFR-48											
Campo	C3-1						C3-2					
Análise	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO2	43,77017	44,05896	44,54456	44,84833	44,17876	44,40765	44,51889	43,28885	44,57879	44,60874	45,09434	44,94459
TiO2	0,083405	0,186827	0,155133	0,233534	0,180155	0,273568	0,250215	0,160138	0,220189	0,100086	0,186827	0,226862
Al2O3	25,80301	25,40811	26,26027	26,30751	26,44544	26,29995	25,83135	24,85637	23,49404	25,79545	26,01464	26,67218
Fe2O3	14,85887	13,94386	13,75514	13,93243	13,75371	13,91527	13,78231	13,4978	13,78231	14,54863	13,99962	13,73799
MgO	0,092842	0,064658	0,051395	0,043105	0,066316	0,054711	0,126	0,072948	0,066316	0,021553	0,053053	0,157501
MnO	0,308621	0,411925	0,405468	0,290543	0,346068	0,39772	0,180782	0,329282	0,322825	0,335738	0,409342	0,335738
CaO	26,19023	25,534	25,75088	25,8838	26,04331	26,01672	25,44725	25,3647	24,23135	25,96635	25,07506	25,59836
TOTAL	111,1071	109,6083	110,9228	111,5392	111,0138	111,3656	110,1368	107,5701	106,6958	111,3765	110,8329	111,6732
Fórmula química calculada à base de 13 oxigênios												
Si+4	3,19352	3,244587	3,235965	3,239204	3,210949	3,218195	3,252936	3,248537	3,357576	3,236208	3,270788	3,236903
sitio Z	3,19352	3,244587	3,235965	3,239204	3,210949	3,218195	3,252936	3,248537	3,357576	3,236208	3,270788	3,236903
Ti	0,004579	0,010352	0,008479	0,012691	0,009852	0,014916	0,013756	0,009042	0,012478	0,005463	0,010196	0,012293
Al+6	2,219035	2,205463	2,248592	2,239619	2,265547	2,246528	2,224748	2,198629	2,085728	2,205779	2,22408	2,264192
Fe+3	0,81635	0,773228	0,752443	0,757736	0,75273	0,759356	0,75832	0,762736	0,781662	0,794763	0,764621	0,745032
Mg	0,0101	0,0071	0,005567	0,004642	0,007187	0,005912	0,013728	0,008162	0,007448	0,002331	0,005738	0,016913
sitioY	3,050064	2,996143	3,015081	3,014688	3,035316	3,026712	3,010551	2,978568	2,887315	3,008337	3,004634	3,03843
Mn	0,019074	0,025696	0,024951	0,017776	0,021306	0,024415	0,01119	0,020932	0,020597	0,020632	0,02515	0,020482
Ca	2,02155	1,989289	1,979042	1,977761	2,002488	1,994624	1,967098	2,013702	1,930763	1,992881	1,924094	1,950376
sitio X	2,040624	2,014986	2,003993	1,995537	2,023795	2,019039	1,978287	2,034634	1,95136	2,013513	1,949244	1,970859
PS =												
Fe+3/(Fe+3+Al)*100	26,89445	25,95865	25,07278	25,28016	24,93906	25,26232	25,42081	25,75622	27,26039	26,48732	25,58371	24,75827

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

Amostra	Latitude	Longitude	Unidade	Litologia	Petrografia			SM ¹	Geoquímica	Geocronologia
					An. Textural	An. Modal	MEV			
PFR - 41	9233726	648890	GREENSTONE BELTS	Metabasalto						
PFR - 01*	9244370	654897	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X	X	X		
PFR - 02 A	9246714	651508	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X	X			
PFR - 02 B	9246714	651508	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	-				
PFR - 05 A	9249264	655840	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X	X	X		
PFR - 05 B	9249264	655840	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO			X			
PFR - 05 C	9249264	655840	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO						
PFR - 09	9250594	653207	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X	X			
PFR - 10 A*	9253530	651762	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X	X	X		
PFR - 10 B	9253530	651762	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	-	X			
PFR - 10 C	9253530	651762	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	-	X			
PFR - 11	9254138	650519	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO			X			
PFR - 12	9254434	649999	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TONALITO	X	X	X	X		
PFR - 23 A	9269210	652488	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO			X			
PFR - 24*	9269404	652217	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X	X	X		
PFR - 25	9271722	648413	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TONALITO	X	X	X	X		
PFR - 26	9273246	645892	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TONALITO						
PFR - 27	9252286	653687	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TONALITO	X	-	X			
PFR - 28 A	9252292	653607	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TONALITO	X	-	X			
PFR - 31	9253282	650000	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X	X			
PFR - 33 B	9237332	648919	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TONALITO	X	-	X			
PFR - 34	9236520	648534	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TONALITO			X			
PFR - 35	9234750	646700	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TONALITO	X	X	X	X		X
PFR - 36	9235282	646351	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TONALITO	X	X	X			
PFR - 38 A	9234640	648950	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	-	X			

PFR - 38 B	9234640	648950	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	-		X	
PFR - 39 A	9234778	648984	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X		X	
PFR - 45	9234186	645999	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFR - 46	9234720	646847	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TONALITO	X	X		X	
PFR - 47	9237002	649194	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X		X	
PFR - 48	9237440	649522	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X	X	X	X
PFR - 49	9239276	651456	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFR - 51	9237086	650433	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-05	9267858	645023	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X		X	X
PFA-13	9271876	652056	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X		X	
PFA-14	9272580	652055	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X	X	X	
PFA-15 A	9273386	652331	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X		X	X
PFA-15 B	9273386	652331	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	-		X	
PFA-16 A	9273568	652379	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-17	9272686	652590	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-18	9276362	652809	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-19	9277506	653074	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-23	9267400	654023	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-24	9266654	653638	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	-		X	
PFA-25	9266520	653278	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-26	9266716	652848	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X		X	X
PFA-27	9267008	652441	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X			X	
PFA-28	9268236	650361	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-29	9265580	654433	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X		X	X
PFA-30	9265870	654438	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-32 A	9265064	655598	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-48	9249834	662947	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-49	9246588	660152	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X			X	
PFA-50	9246454	660656	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TONALITO	X	X		X	X
PFA-51	9246188	661637	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO	X	X		X	X

PFA-54	9255088	631808	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFA-55	9254958	632065	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-TRONDHJEMITO				X	
PFR - 03	9247410	650219	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito	X	-		X	X
PFR - 04	9247830	649519	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito					
PFR - 06	9249618	654728	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito					
PFR - 30	9253232	650251	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito				X	
PFR - 33 A	9237269	649130	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito	X	X	X	X	X
PFR - 37	9236072	645694	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito	X	X		X	X
PFR - 40	9234322	649260	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito	X	X		X	X
PFR - 42	9233414	649074	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito				X	
PFR - 43	9232612	648361	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito	X	-		X	
PFR - 44	9232252	648114	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito	X	-		X	
PFA-11 A	9270088	652109	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito				X	
PFA-12 A	9270452	652002	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito				X	
PFA-12 B	9270452	652002	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito				X	
PFA-47 A	9250660	661524	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito	X			X	
PFA-47 B	9250660	661524	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito	X			X	
PFA-52	9235686	651575	TRONDHJEMITO COLORADO	Bt-Granodiorito	X	X		X	X
PFR - 23 B	9269210	652488	TRONDHJEMITO COLORADO	Qtz-Diorito	X	-			
PFR - 29	9253496	650940	TRONDHJEMITO COLORADO	Qtz-Diorito	X	-		X	
PFR - 39 B	9234778	648984	TRONDHJEMITO COLORADO	Qtz-Diorito	X	X			X
PFA-06 C	9266078	644740	TRONDHJEMITO COLORADO	Qtz-Diorito	X	X			X
PFA-10	9269870	652087	TRONDHJEMITO COLORADO	Qtz-Diorito	X	-			
PFA-15 C	9273386	652331	TRONDHJEMITO COLORADO	Qtz-Diorito	X	-	X		
PFA-16 B	9273568	652379	TRONDHJEMITO COLORADO	Qtz-Diorito	X				
PFA-31			TRONDHJEMITO COLORADO	Qtz-Diorito	X	X		X	X
PFR - 14	9253932	662361	SUÍTE PLANALTO	Bt-Hbl-granodiorito	X	X		X	X
PFR - 15	9253782	662201	SUÍTE PLANALTO	Bt-Hbl-Monzogranito				X	
PFR - 16 A	9253858	661791	SUÍTE PLANALTO	Bt-Hbl-Monzogranito	X	X		X	X

PFR - 16 B	9253858	661791	SUÍTE PLANALTO	Bt-Hbl-Monzogranito				
PFR - 50	9255910	663482	SUÍTE PLANALTO	Bt-Monzogranito	X	X	X	X
PFA-39			ASS. VILA JUSSARA	Granodiorito	X	X	X	X
PFA-40			ASS. VILA JUSSARA	Granodiorito	X	X	X	
PFA-33	9260998	655601	COMPLEXO PIUM	Gabro	X	-		X
PFA-38	9260120	653746	COMPLEXO PIUM	Gabro	X	-		X
PFA-44	9261380	663549	COMPLEXO PIUM	Gabro	X	-		X
PFA-34			INJEÇÃO GRANÍTICA	Rocha Híbrida	X	X		X
PFA-35	9260406	655263	INJEÇÃO GRANÍTICA	Rocha Híbrida	X	-		
PFA-36	9260328	655181	INJEÇÃO GRANÍTICA	Rocha Híbrida				
PFA-37	9260328	655181	INJEÇÃO GRANÍTICA	Rocha Híbrida	X	X		X
PFA-41	9256462	661854	INJEÇÃO GRANÍTICA	Rocha Híbrida	X	X		X
PFA-42	9258358	661784	INJEÇÃO GRANÍTICA	Rocha Híbrida	X	X		X
PFA-43	9258434	662994	INJEÇÃO GRANÍTICA	Rocha Híbrida	X	-		
PFR - 18 A	9267010	656397	Gr. ANOROGÊNICO	Bt-Hbl-Sienogranito	X	X		
PFR - 18 B	9267010	656397	Gr. ANOROGÊNICO	Bt-Hbl-Sienogranito	X	-		
PFR - 19 A	9267150	656178	Gr. ANOROGÊNICO	Bt-Hbl-Sienogranito	X	X		
PFR - 19 B	9267150	656178	Gr. ANOROGÊNICO	Bt-Hbl-Sienogranito	X	-		
PFR - 20	9267340	655845	Gr. ANOROGÊNICO	Bt-Hbl-Sienogranito				
PFR - 21	9267980	654750	Gr. ANOROGÊNICO	Bt-Hbl-Sienogranito				
PFR - 22	9268624	653656	Gr. ANOROGÊNICO	Bt-Hbl-Sienogranito				
PFA-21 A	9267788	654038	Gr. ANOROGÊNICO	Bt-Hbl-Sienogranito				
PFA-21 B	9267788	654038	Gr. ANOROGÊNICO	Bt-Hbl-Sienogranito				
PFA-22	9267588	654245	Gr. ANOROGÊNICO	Bt-Hbl-Sienogranito				
PFA-46	9267952	655593	Gr. ANOROGÊNICO	Bt-Hbl-Sienogranito				
PFR - 07	9249676	654439	DIQUE	Diabásio				
PFR - 08	9250124	653699	DIQUE	Diabásio				
PFR - 13	9255220	648810	DIQUE	Diabásio				
PFR - 17	9264966	659849	DIQUE	Diabásio				

PFR - 28 B	9252292	653607	DIQUE	Diabásio	
PFR - 32	9237218	649192	DIQUE	Diabásio	
PFA-11 B	9270088	652109	DIQUE	Diabásio	
PFA-47 C	9250660	661524	DIQUE	Diabásio	X
PFA-47 D	9250660	661524	DIQUE	Diabásio	
PFA-53	9255188	631568	DIQUE	Diabasio	

*: Amostra classificada com trondhjemitito na análise modal e granodiorito na análise química (ver capítulo II desta dissertação).

¹ Dados obtidos por Martins (2013).