

# Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTG e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás

## Geology, petrography and geochemistry of the TTG associations and leucogranodiorites of the extreme north of Rio Maria Domain, Carajás Province

Christophe Ronaib Peixoto da Silva<sup>1</sup>, Davis Carvalho de Oliveira<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará. Belém, Pará, Brasil

**Resumo:** O mapeamento geológico do extremo norte do Domínio Rio Maria possibilitou a individualização de associações tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) e granodioritos. Os granitoides TTG foram distinguidos em duas unidades principais, uma predominantemente tonalítica-trondhjemítica, para a qual foi mantida a designação de Tonalito Caracol, e outra, trondhjemítica, correlacionada ao Trondhjemito Mogno. O comportamento geoquímico dessas rochas denota que elas fazem parte do grupo de alto  $Al_2O_3$ , geralmente com alto conteúdo de  $Na_2O$  e baixo de  $K_2O$ , exibindo variações no conteúdo de elementos terras raras (ETR) pesados. Diferem pelos conteúdos mais elevados de  $Al_2O_3$ , Sr, e maiores razões  $(La/Yb)_N$  e Sr/Y do biotita-trondhjemito, quando comparados com o epidoto-biotita-tonalito. Os granodioritos foram divididos em dois grupos: biotita-granodiorito e leucogranodiorito. Ambos são intrusivos nas unidades TTG e distinguem-se pelo grau de saussuritização do plagioclásio, que é mais intenso nas variedades leucogranodioríticas, e pelo maior grau de anisotropia do biotita-granodiorito. Este último exibe enriquecimento relativo em  $Al_2O_3$ , CaO e  $Na_2O$ , marcante anomalia positiva de Eu e padrão fortemente fracionado de elementos terras raras pesados (ÉTRP), assim como ligeiro empobrecimento em  $K_2O$  em relação ao leucogranodiorito. As relações de campo e os dados geoquímicos mostram que as rochas granodioríticas não podem ser produto de diferenciação dos TTG, sendo consideradas como unidades distintas.

**Palavras-chave:** Domínio Rio Maria. TTG. Granodioritos. Carajás. Arqueano.

**Abstract:** The geological mapping of the extreme north of Rio Maria domain allowed the individualization of TTG associations and granodiorites. The TTG were distinguished into two main units, a dominant tonalitic-trondhjemitic which retained the designation of Tonalite Caracol, and another, trondhjemitic, related to the Trondhjemite Mogno. The geochemical data indicates that these rocks are part of the high  $Al_2O_3$  group, with high  $Na_2O$ , low  $K_2O$ , and variables light rare earth elements (LREE/HREE) ratios. They are distinguished by higher content of  $Al_2O_3$ , Sr, and La/Yb and Sr/Y ratios of the biotite trondhjemite when compared with epidote-biotite tonalite. The leucogranodiorites were divided as biotite granodiorite and leucogranodiorite. Both are intrusive in the TTG units and distinguished by the degree of saussuritization of plagioclase, which is more intense in leucogranodiorite varieties, and by the degree of deformation that is more intense in the biotite granodiorite. The latter exhibits a relative enrichment in  $Al_2O_3$ , CaO and  $Na_2O$ , a marked positive Eu anomaly and highly fractionated heavy rare earth elements (HREE) as well as a slight depletion in  $K_2O$  compared to the leucogranodiorite. Field relationships and geochemical data show that the granodioritic rocks can not be product of differentiation of TTG, considered in this work as independent units.

**Keywords:** Rio Maria Domain. TTG. Granodiorites. Carajás. Archean.

---

RONAIB, C. & D. C. OLIVEIRA, 2013. Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTG e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** 8(3): 383-415.

Autor para correspondência: Christophe Ronaib. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Av. Augusto Correa, 1 – Terra Firme. Belém, PA, Brasil. CEP 66075-110 (chrys\_geo@hotmail.com).

Recebido em 08/05/2013

Aprovado em 04/11/2013

Responsabilidade editorial: Fernando Jacques Althoff



## INTRODUÇÃO

Os granitoides arqueanos são formados por três grandes associações: suítes TTG, sanukitoides e leucogranitos. As associações TTG são os principais componentes de terrenos arqueanos e correspondem ao embasamento da crosta continental arqueana preservada (Condie, 1993, 2005; Martin *et al.*, 2005). Esses terrenos apresentam vastas ocorrências na porção sul da Província Carajás (Huhn *et al.*, 1988; Santos & Pena Filho, 2000; Dall'Agnol *et al.*, 2006; Vasquez *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2011), onde possuem normalmente dimensões batolíticas, porém ocorrem também na forma de *stocks* e plútons (Guimarães *et al.*, 2010). Suítes de granodioritos-granitos também possuem distribuição expressiva, representando cerca de 20% das rochas expostas nos crátons arqueanos (Condie, 1993), as quais ocorrem como plútons sin- a pós-tectônicos, comumente intrusivos em *greenstone belts* e granitoides TTG (Sylvester, 1994; Leite *et al.*, 2004). Recentemente, foi introduzido na literatura um grupo especial de granitoides arqueanos cuja composição é dominada por granitos e granodioritos que apresentam características geoquímicas similares àquelas das típicas suítes TTG, sendo denominado por Champion & Smithies (2003) como "TTG transicionais". Essas rochas são caracterizadas pelo forte fracionamento de elementos terras raras pesados e ausência de anomalia negativa de Eu, porém, quando comparadas com os TTG *stricto sensu*, exibem alto conteúdo de elementos litófilos de íons grandes (LILE) e forte enriquecimento em K<sub>2</sub>O e Rb com a diferenciação magmática. Esses granitoides são comuns em muitos terrenos arqueanos, e sua colocação se deu tanto contemporaneamente (por exemplo, suítes granito-granodiorito da Província Wyoming; Frost *et al.*, 2006), como posteriormente (granitos potássicos do Cráton Dharwar, Jayananda *et al.*, 2006; granitos do Cráton Pilbara, Champion & Smithies, 2007; e leucogranitoides do Complexo Kianta do Cráton Fennoscandiano, Mikkola *et al.*, 2011) em relação às típicas suítes TTG. Rochas representativas desse tipo de magmatismo têm sido identificadas tanto no Domínio Rio Maria quanto no Subdomínio de Transição da Província Carajás (Almeida *et al.*, 2010; Santos & Oliveira, 2012).

Estudos realizados recentemente no extremo norte do Domínio Rio Maria mostraram que, além de granitoides TTG, existe uma ocorrência expressiva de granodioritos na área, que até então não haviam sido mapeados ou mesmo descritos, o que mostrou a necessidade de melhor caracterização das rochas ali encontradas. O presente trabalho visa à caracterização geológica, petrográfica e geoquímica destes granitoides, bem como a comparação dessas rochas com aquelas afins, já estudadas tanto no Domínio Rio Maria quanto no Subdomínio de Transição, contribuindo, dessa forma, para um melhor entendimento da evolução geológica na região.

## GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida no extremo norte do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM, Figuras 1A-1B), próximo ao limite sul do Domínio de Transição, que fora definido informalmente por Dall'Agnol *et al.* (1997) como sendo o segmento de ligação entre o TGGRM e a Bacia Carajás. Vasquez *et al.* (2008), ao revisarem a geologia do estado do Pará, dividiram a Província Carajás em domínios Carajás e Rio Maria, levando Feio *et al.* (2013) a redefinirem o Domínio de Transição como Subdomínio de Transição, correspondente à porção sul do Domínio Carajás. Esses terrenos são limitados a leste pelas sequências supracrustais do Cinturão Araguaia, e a oeste pelas vulcânicas do Supergrupo Uatumã. O conhecimento sobre a geologia e a evolução do Domínio Rio Maria e do Subdomínio de Transição, principalmente em áreas que abrangem os municípios de Bannach/Rio Maria e Água Azul do Norte/Canaã dos Carajás, vem sendo aprimorado nesta última década. Para isso, estudos mais detalhados sobre a petrologia, geocronologia, metalogênese e geologia estrutural vêm sendo utilizados nas diversas unidades aflorantes nessas regiões, contribuindo, dessa forma, para o melhor entendimento dos seus aspectos evolutivos.

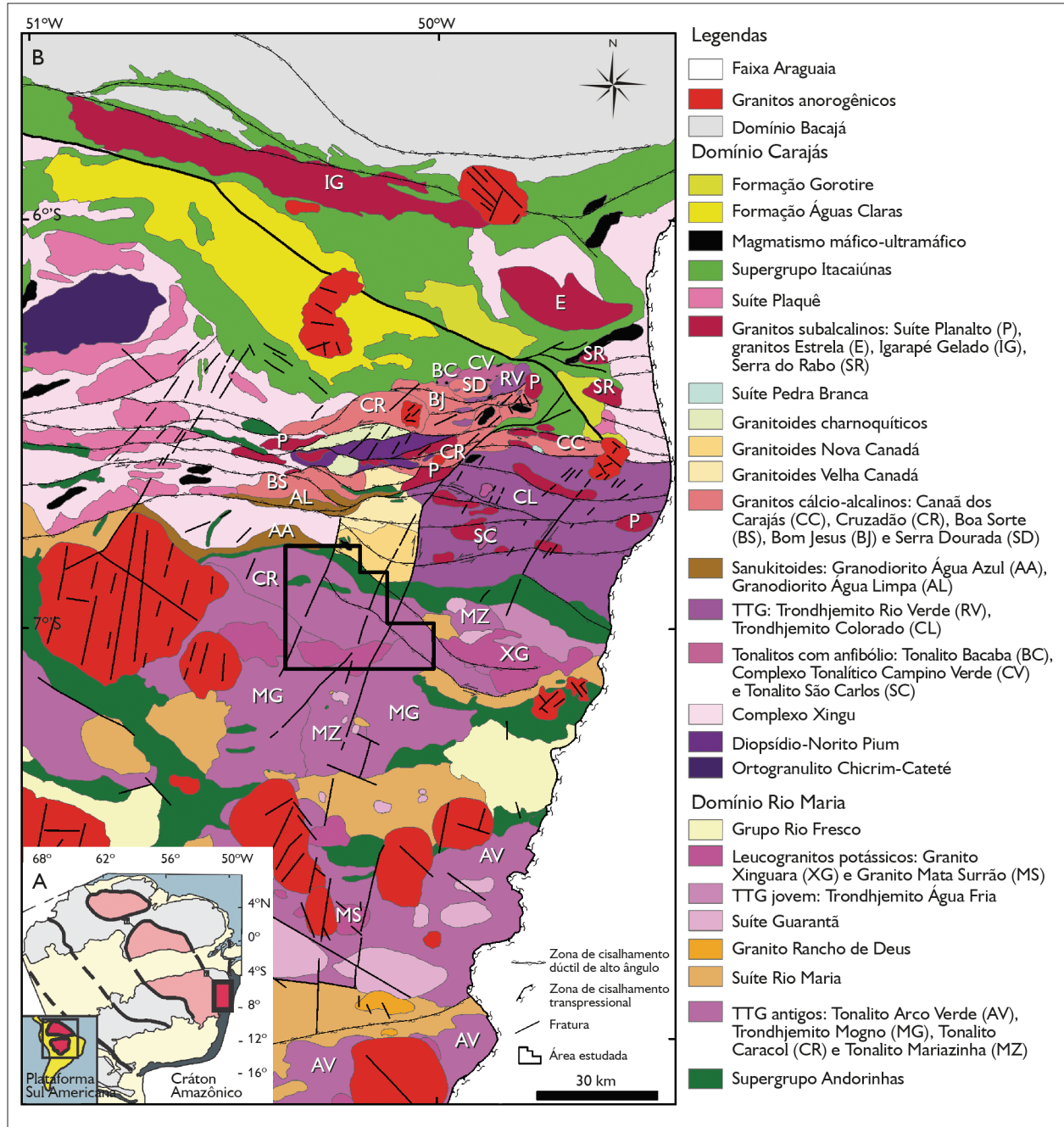


Figura 1. A) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico (modificado de Tassinari & Macambira, 1999); B) mapa geológico da Província Carajás (modificado de Vasquez *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2010; Gabriel, 2012 e Feio *et al.*, 2013).

O Domínio Rio Maria é formado por: 1) *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas, com idades que variam de 2,98 a 2,90 Ga (Pimentel & Machado, 1994); 2) TTG mais antigos (2,98 a 2,92 Ga), representados pelo Tonalito Arco Verde, Tonalito Caracol, Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha (Huhn *et al.*, 1988; Macambira & Lafon, 1995;

Rolando & Macambira, 2003; Leite *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2008, 2011); 3) sanukitoides que abrangem a Suíte Rio Maria, Granito Rancho de Deus e rochas associadas, de idade 2,87 Ga (Medeiros & Dall'Agnol, 1988; Althoff *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2008; M. A. Oliveira *et al.*, 2010); 4) Suíte Guarantã, que engloba leucogranodioritos e granitos formados pelas intrusões do Granito Guarantã, dos granodioritos Azulona e Trairão, além de outras pequenas ocorrências de 2,87 Ga (Almeida *et al.*, 2010); 5) TTG jovens (2,86 Ga), representados pelo Trondhjemito Água Fria (Leite *et al.*, 2004); 6) leucogranitos de afinidade cálcio-alcalina com idade 2,86 Ga, tipo Mata Surrão (Almeida *et al.*, 2010) e Xinguara (Leite *et al.*, 1999, 2004); 7) rochas sedimentares do Grupo Rio Fresco; 8) granitos anorogênicos da Suíte Jamon, de 1,88 Ga (Dall'Agnol *et al.*, 2005; Almeida *et al.*, 2006), e diques félsicos a máficos (Silva Jr. *et al.*, 1999), contemporâneos aos corpos anorogênicos.

O Subdomínio de Transição é formado por: 1) rochas metavulcânicas máficas correlacionáveis aos *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas; 2) rochas de alto grau metamórfico do Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.*, 2008) e rochas gabroicas da série charnockítica do Diopsídio-Norito Pium (Ricci & Carvalho, 2006; Santos *et al.*, 2012), que, segundo Santos *et al.* (2012), apresentam idade Pb-Pb em zircão de 2,75 Ga, considerada como de cristalização desta unidade, fazendo com que sua origem metamórfica seja atualmente um assunto controverso; 3) ortognaisses e granitoides indiferenciados do Complexo Xingu de 2,97 a 2,85 Ga (Silva *et al.*, 1974; Machado *et al.*, 1991; Avelar *et al.*, 1999); 4) tonalitos com anfibólio de afinidade toleítica a cálcio-alcalina, que incluem o Tonalito Bacaba (3,0 Ga; Moreto *et al.*, 2011), Complexo Tonalítico Campina Verde (2,92-2,85 Ga; Feio *et al.*, 2013) e Tonalito São Carlos (2,93 Ga; Silva, 2013); 5) tonalitos e trondhjemitos de afinidade TTG, representados pelo Trondhjemito Rio Verde (2,93-2,85 Ga; Feio *et al.*, 2013) e Trondhjemito Colorado (2,87 Ga; Silva, 2013); 6) sanukitoides de 2,88 Ga, que incluem os granodioritos Água Azul e Água Limpa, conforme definido por Gabriel

(2012); 7) granitos de afinidade cálcio-alcalina de 2,95 a 2,84 Ga, que, por ordem de formação, são os granitos Canaã dos Carajás, Cruzadão, Boa Sorte, Bom Jesus e Serra Dourada (Feio *et al.*, 2013; Rodrigues *et al.*, 2010); 8) leucogranodioritos-granitos cálcio-alcalinos Nova e Velha Canadá (2,85-2,75 Ga; Santos & Oliveira, 2012); 9) granitoides da série charnockítica (2,75 Ga; Gabriel *et al.*, 2010; Feio *et al.*, 2013); 10) as suítes Plaqué (Araújo *et al.*, 1988; Avelar *et al.*, 1999), Planalto (Huhn *et al.*, 1999; D. C. Oliveira *et al.*, 2010; Feio *et al.*, 2013) e Pedra Branca (Sardinha *et al.*, 2004; Gomes & Dall'Agnol, 2007; Feio *et al.*, 2013) de 2,75 a 2,73 Ga, que são granitoides peraluminosos, subalcalinos e toleíticos, respectivamente; 11) magmatismo máfico-ultramáfico da Suíte Cateté (Macambira & Vale, 1997; Lafon *et al.*, 2000) e 12) granitos anorogênicos de idade paleoproterozoica, representados pelo Granito Rio Branco (Dall'Agnol *et al.*, 2005) e outras pequenas ocorrências ainda sem denominação, além dos enxames de diques máficos.

## CARACTERIZAÇÃO DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DA PORÇÃO NORTE DO DOMÍNIO RIO MARIA

### ASPECTOS GERAIS

O mapeamento geológico realizado na porção norte do Domínio Rio Maria, região sudeste de Água Azul do Norte, permitiu a individualização de associações TTG e unidades granodioríticas. Os dados obtidos durante o mapeamento geológico, como relações de campo e dados estruturais, assim como aqueles gerados a partir dos estudos petrográficos e geoquímicos, permitiram a elaboração do mapa geológico da área (Figura 2).

As associações de granitoides tipo TTG foram separadas em duas grandes unidades: uma predominantemente tonalítica-trondhjemítica, que ocorre sob a forma de blocos *in situ* na porção nordeste da área de trabalho (Figura 3A), configurando faixa alongada de direção NW-SE, para a qual foi mantida a designação de Tonalito Caracol; e outra, trondhjemítica, que ocorre na porção sul da área e foi

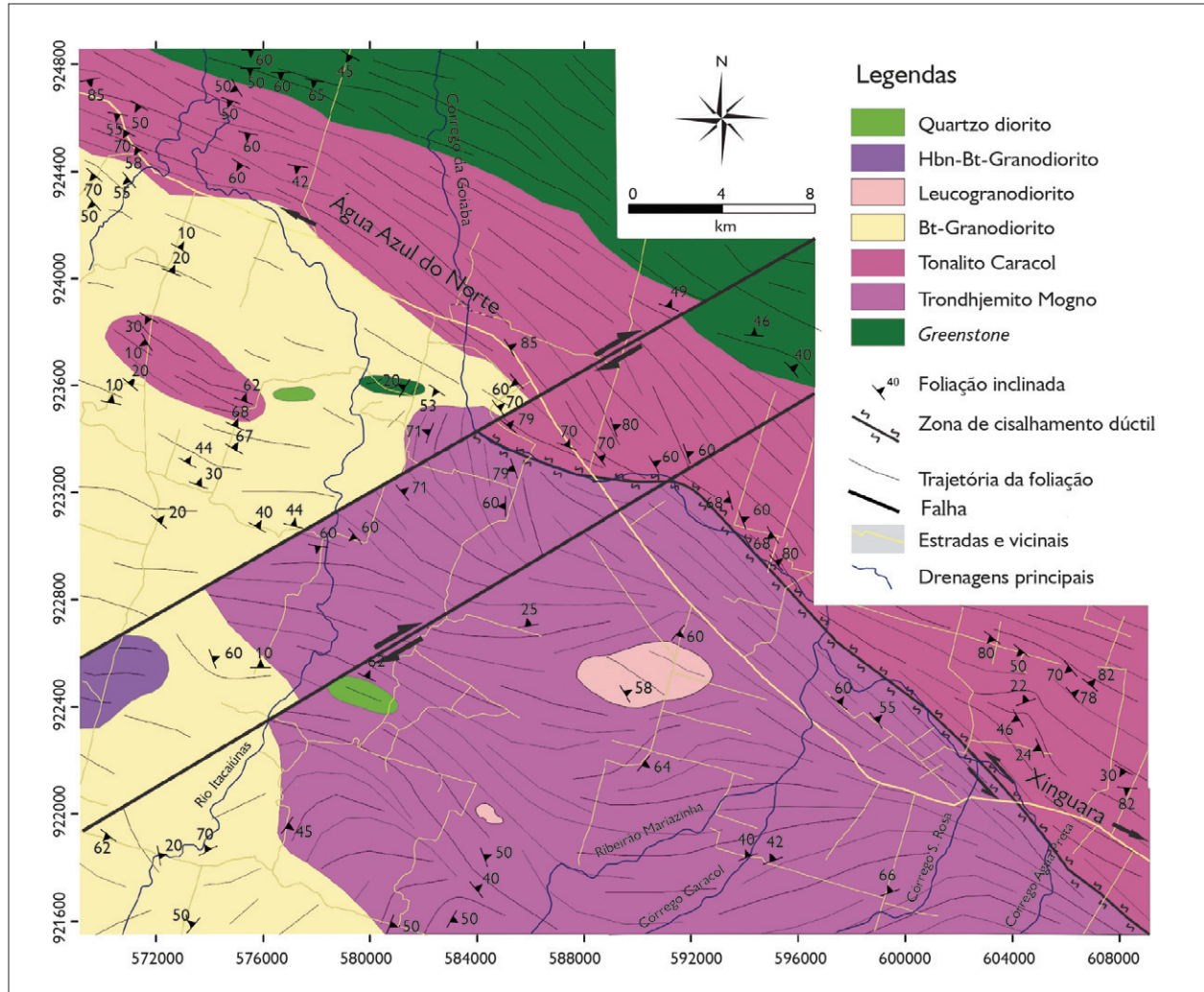


Figura 2. Mapa geológico do extremo norte do Domínio Rio Maria, porção sudeste de Água Azul do Norte.

correlacionada ao Trondhjemito Mogno. Essas associações foram separadas inicialmente com base nas proporções de minerais máficos, além de diferenças nas concentrações de epidoto magmático, no grau de saussuritização do plagioclásio e intensidade de deformação e recristalização que afetam principalmente os cristais de plagioclásio e quartzo nessas rochas. Tais rochas caracterizam-se pelo desenvolvimento de estruturação planar de direção NW-SE a E-W, sendo que, no Tonalito Caracol, a foliação é penetrativa (Figura 3B) e definida principalmente pelo bandamento composicional sin-magmático (Figuras 3C-3D),

podendo ser localmente perturbada por dobras e bandas de cisalhamento, onde se desenvolveram feições miloníticas próximo às zonas de contato, com ocorrência frequente de fenoclastos euédricos de plagioclásio, imersos em matriz fina, além de enclaves máficos. Por outro lado, as rochas do Trondhjemito Mogno apresentam-se moderadamente deformadas, com desenvolvimento incipiente de foliação (Figuras 3E-3F), marcada pela orientação de cristais de biotita, quartzo e feldspatos, sendo raras aquelas definidas por bandamento composicional. Por vezes, esta associação é cortada por veios de leucogranitos e vênulas de epidoto.

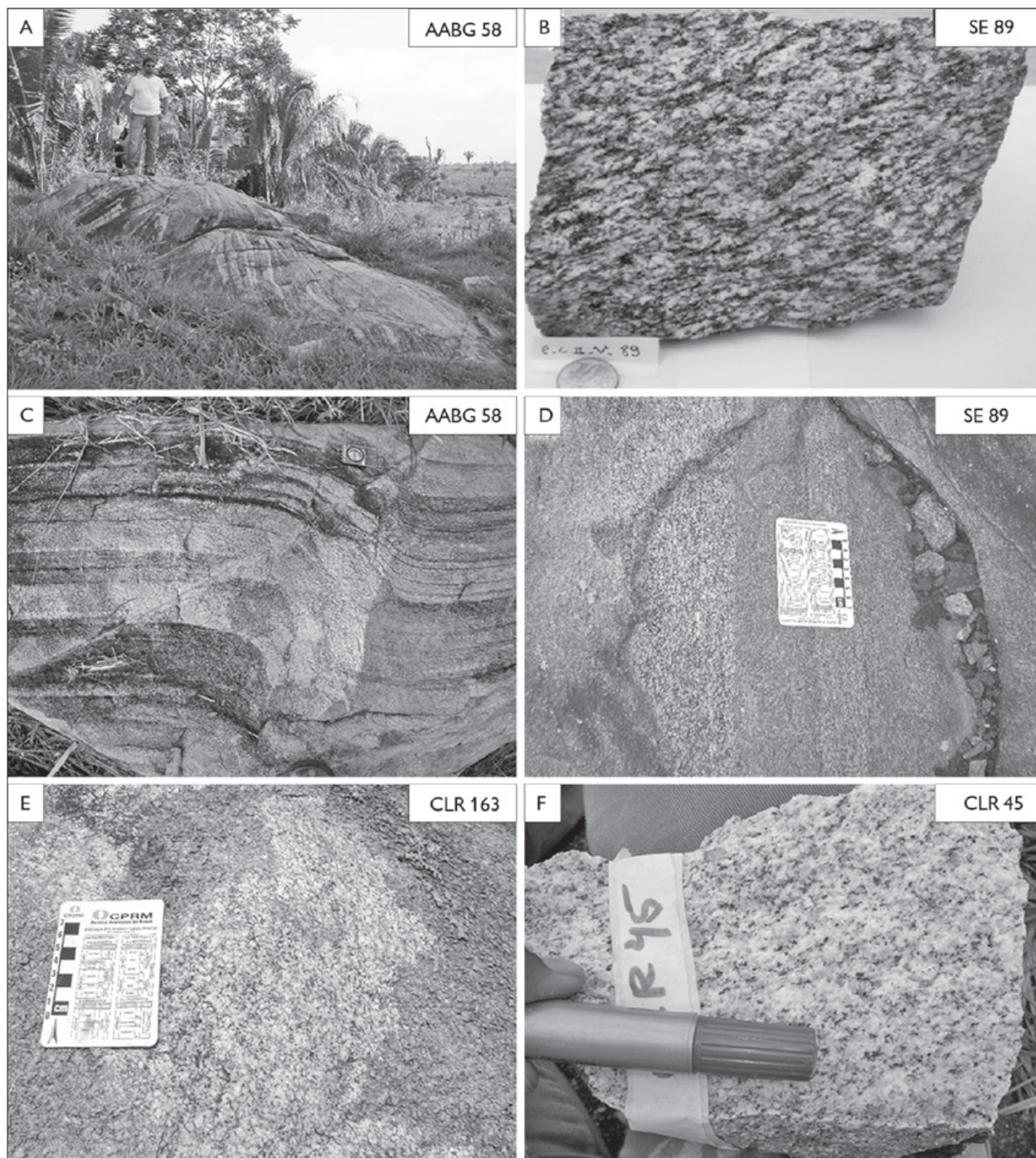


Figura 3. Forma de ocorrência e aspectos texturais das associações TTG. A) Modo de ocorrência do Tonalito Caracol sob forma de blocos *in situ*. Notar bandamento composicional, uma feição marcante nessa unidade; B) aspecto textural macroscópico, mostrando uma foliação bem definida pela orientação dos minerais máficos; C) bandamento composicional suavemente dobrado; D) bandamento composicional marcado pela alternância de minerais máficos e félsicos; E-F) aspecto textural macroscópico da unidade Trondhjemite Mogno, mostrando rochas de coloração cinza esbranquiçada com tons esverdeados, devido principalmente aos cristais de plagioclásio saussuritizados. Fotos: C. Ronaib & D. C. Oliveira.

Os granodioritos identificados na área foram divididos em duas variedades petrográficas: biotita-granodiorito e leucogranodiorito. O primeiro ocorre de maneira expressiva na porção oeste da área, onde aflora na forma de extensos lajedos (Figura 4A), enquanto o segundo é bem mais restrito e ocorre como dois pequenos *stocks* isolados na porção centro-sul da área (Figura 2). Ambos são formados por rochas hololeucocráticas de textura equigranular média (Figura 4B) a fina (Figura 4C), com ocorrências de tipos porfíricos com fenocristais eudrícos de plagioclásio, localizados próximo às zonas de contato com as demais unidades (Figura 4D). As principais diferenças texturais entre tais variedades dizem respeito ao grau de saussuritização do plagioclásio, que é mais intenso nas variedades leucogranodioríticas (Figura 6D), e à intensidade de deformação sofrida por essas rochas. No leucogranodiorito, a foliação é ausente ou incipiente, com orientação preferencial WNW-ESE, concordante com as principais estruturas registradas no Domínio Rio Maria, enquanto que o biotita-granodiorito exibe foliação penetrativa e uma pronunciada foliação milonítica evidenciada pela presença de cristais oclares de feldspatos bordejados pela biotita, sobretudo próximo às zonas de cisalhamento. Tectonitos tipo S são observados em rochas que apresentam foliação incipiente, ressaltados principalmente pelo achatamento dos cristais de quartzo (Figura 4E). Já a presença de enclaves angulosos de granitoides TTG no interior das rochas granodioríticas, assim como de diques destes últimos seccionando os primeiros (Figura 4F), sugerem que as variedades granodioríticas são intrusivas nos granitoides TTG da área, indicando que seu período de formação é posterior àquele definido para os granitoides tipo TTG de Rio Maria (2,92-2,96 Ga; Almeida *et al.*, 2011).

## PETROGRAFIA

### Composições modais e classificação dos TTG

O estudo petrográfico foi realizado a partir da caracterização e análise modal de 41 lâminas delgadas que, plotadas

no diagrama Q-(A+P)-M para rochas ígneas plutônicas (Streckeisen, 1976; Le Maitre, 2002; Figura 5), mostram homogeneidade composicional, incidindo essencialmente no campo destinado aos tonalitos e trondhjemitos. Estes representam duas associações TTG distintas: Tonalito Caracol (Leite *et al.*, 2004) e Trondhjemito Mogno (Huhn *et al.*, 1988; Almeida *et al.*, 2011). Os dados petrográficos mostram que o Tonalito Caracol corresponde a uma associação predominantemente tonalítica, com trondhjemitos subordinados, enquanto que o Trondhjemito Mogno é descrito neste trabalho como uma associação essencialmente trondhjemítica, com tonalitos e granodioritos restritos. Apesar de as rochas que constituem estas associações serem bastante homogêneas em termos texturais e mineralógicos, alguns critérios foram utilizados para distingui-las, tais como a diferença nos teores modais dos minerais máficos, a ocorrência de epidoto magmático como mineral varietal ou acessório, assim como as diferenças no grau de saussuritização do plagioclásio.

A classificação petrográfica foi definida principalmente com base nos teores de minerais máficos (Le Maitre, 2002), uma vez que rochas tonalíticas apresentam conteúdo modal de minerais máficos superior a 10% (média de 15,9% para as rochas estudadas), enquanto que os trondhjemitos possuem valores significativamente inferiores, com média de 6,1% (Figura 5). As rochas destas associações TTG são compostas essencialmente por plagioclásio, com conteúdos sempre acima de 45%, e quartzo, com teores entre 25,2 e 39,7%. A biotita é o principal mineral ferromagnésiano, apresentando teores modais variando de 2,8 a 17% e máficos entre 4 e 20%, enquanto que o feldspato alcalino é um constituinte acessório. Além disso, possuem conteúdos modais expressivos de epidoto magmático (Tabela 1), principalmente nas associações predominantemente tonalíticas, sendo este, porém, encontrado ocasionalmente como acessório nas unidades trondhjemíticas. Além do epidoto magmático, os minerais acessórios são representados por opacos, apatita, titanita

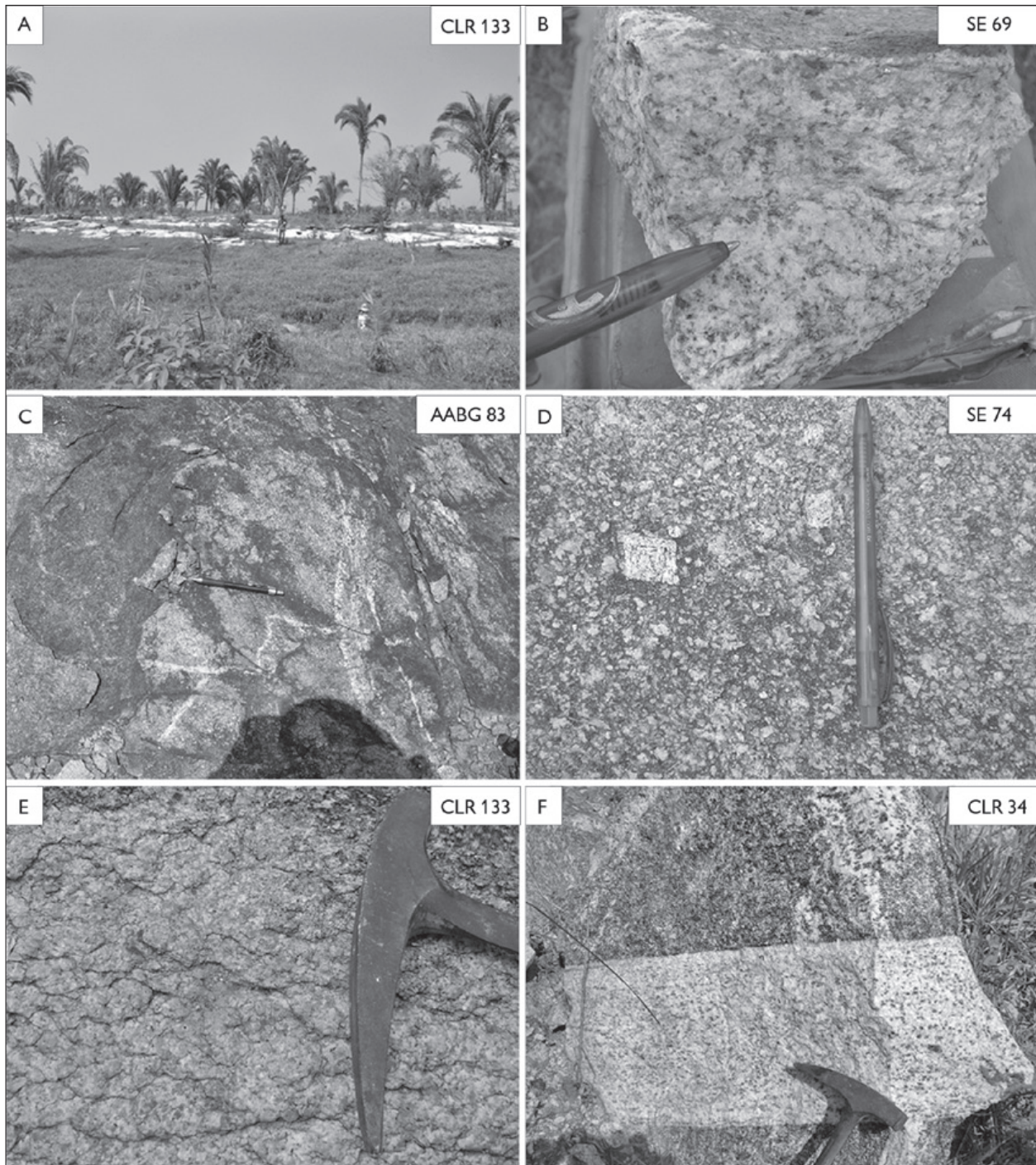


Figura 4. Forma de ocorrência e aspectos texturais dos granodioritos estudados: A) modo de ocorrência em forma de extensos lajedos; B) aspecto textural macroscópico do biotita-granodiorito, mostrando rocha de coloração esbranquiçada; C) aspecto textural macroscópico do leucogranodiorito; D) fenocristais euédricos de plagioclásio em matriz equigranular média; E) tectonitos tipo S, marcados pelo achatamento dos cristais de quartzo e plagioclásio; F) relações de campo mostrando que o biotita-granodiorito é intrusivo nos granitoides TTG. Fotos: C. Ronaib & D. C. Oliveira.



e allanita, e as principais fases secundárias são clorita, epidoto, sericita e muscovita.

### Composições modais e classificação dos granodioritos

Para o estudo petrográfico, foram realizadas análises modais de 17 amostras do biotita-granodiorito e quatro amostras do leucogranodiorito. Apesar de no diagrama Q-(A+P)-M (Figura 5, conforme Le Maitre, 2002) todas as amostras incidirem no campo dos granodioritos, elas apresentam características petrográficas ligeiramente distintas, com pequenas variações nas concentrações de seus minerais (Tabela 2). As duas unidades contêm mais de 48% de plagioclásio, 38 a 26% de quartzo, e o conteúdo de feldspato alcalino pode chegar até 15%. A biotita ocorre como única fase varietal nessas rochas, com valor modal médio de 3,5% para o biotita-granodiorito e 1,7% para a variedade leucogranodiorítica. Os conteúdos modais de minerais máficos são sempre inferiores a 10% (Figura 5 e Tabela 2), com média de 4,9% para a variedade mais enriquecida em biotita e 2% para os leucogranodioritos. Os minerais acessórios são representados por muscovita, opacos, epidoto, apatita,

titanita e allanita, sendo as principais fases secundárias representadas por clorita, epidoto e sericita-muscovita.

### Aspectos texturais

Apesar das diferenças petrográficas citadas anteriormente entre as associações TTG e os granodioritos, tais como as variações nas razões feldspato alcalino/plagioclásio e a presença de bandamento composicional nas rochas TTG, as fortes similaridades texturais e mineralógicas permitem fazer uma descrição conjunta dos principais aspectos petrográficos desses granitoides. Tais unidades caracterizam-se por apresentar textura heterogranular média a grossa, e eventualmente protomilonítica, definida pela ocorrência de porfiroclastos de feldspatos imersos em matriz formada por agregados policristalinos de quartzo e feldspatos nas rochas mais intensamente deformadas e recrystalizadas, as quais são afetadas pelas principais zonas de cisalhamento instaladas na área (Figuras 6A-6D, 7A e 7C). A seguir, serão apresentados os principais aspectos texturais dos diferentes minerais identificados nesses granitoides, ressaltando, quando necessário, as particularidades de cada variedade petrográfica.

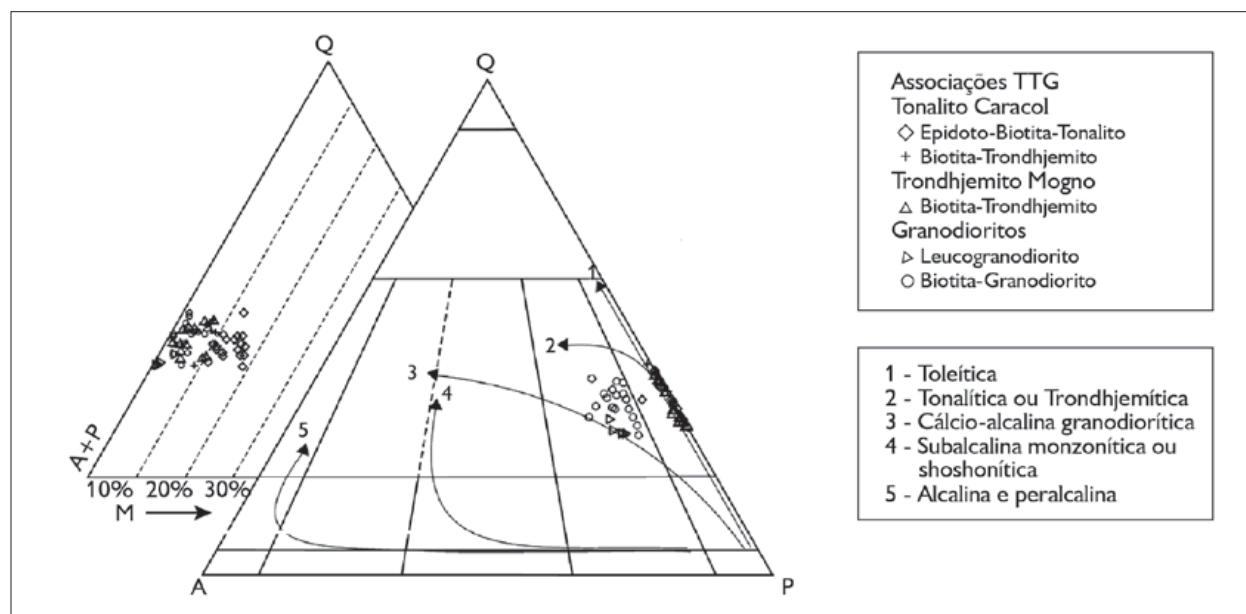


Figura 5. Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Le Maitre, 2002) para as associações TTG e granodioritos da área estudada.



Tabela 2. Composições modais dos granodioritos estudados. Legenda: - = mineral ausente na rocha; x = mineral presente na rocha em quantidades inferiores a 0,1%; Epidoto (p) = epidoto primário/magmático; Epidoto (s) = epidoto secundário. Fonte dos dados: (1) Este trabalho; (2) Sousa, 2009, em seu Trabalho de Conclusão de Curso intitulado "Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitóides do Complexo Xingu da porção a leste da cidade de Água Azul do Norte (PA) – Província Mineral de Carajás"; (3) Sirqueira, 2010, em seu Trabalho de Conclusão de Curso intitulado "Geologia, petrografia das rochas granitóides situadas entre Água Azul do Norte e Xinguaçu, Terreno Granito Greenstone de Rio Maria – PMC".

Litologia	Biotita-granodiorito													Leucogranodiorito							
	CLR-24A <sup>(1)</sup>	CLR-34A	CLR-67 <sup>(1)</sup>	CLR-29 <sup>(1)</sup>	CLR-72	CLR-77	CLR-80	CLR-85	CLR-87	CLR-101	CLR-121	CLR-130	CLR-133	SE-67 <sup>(2)</sup>	SE-68 <sup>(2)</sup>	SE-74B	SE-78	AABG-79 <sup>(3)</sup>	AABG-82 <sup>(3)</sup>	AABG-83	CLR-50
Quartzo	33,0	36,1	38,8	33,7	37,9	35,4	28,6	34,2	34,3	32,0	25,9	29,5	33,5	33,2	30,6	34,4	32,9	26,7	26,0	26,2	28,3
Plagioclásio	54,4	50,6	46,7	48,1	52,2	47,1	57,0	50,3	51,4	51,1	56,0	54,7	52,8	50,4	49,0	50,8	56,7	57,0	58,9	59,8	54,6
K-Feldspato	10,6	9,1	11,5	10,3	6,5	7,0	8,2	8,7	7,4	10,5	8,4	8,0	7,5	13,5	15,6	10,7	8,3	14,2	12,8	12,3	12,2
Biotita	0,8	1,6	1,2	7,1	1,5	6,4	4,0	4,5	5,6	4,6	6,0	6,3	4,2	0,3	2,1	2,9	0,6	1,5	1,4	1,2	2,7
Muscovita	0,2	1,2	0,4	0,3	0,8	1,5	0,3	x	-	-	0,2	0,3	1,1	1,4	0,5	1,2	-	-	-	-	-
Epidoto (p)	0,4	x	0,2	0,1	0,3	0,6	0,5	0,6	-	0,3	0,4	0,2	x	0,2	0,9	-	0,4	-	x	-	0,2
Epidoto (s)	0,6	0,7	0,8	0,2	0,8	1,0	0,9	1,2	1,0	1,1	1,0	0,6	0,8	0,3	0,7	-	0,6	0,6	0,7	0,5	0,9
Clorita	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	-	0,7
Allanita	-	x	-	-	-	0,2	-	0,2	-	0,1	0,7	-	x	-	0,2	-	0,1	-	-	-	x
Titanita	-	0,3	0,2	-	-	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,6	0,2	0,1	-	-	-	-	-	-	-	x
Opacos	-	0,4	x	0,2	x	0,6	0,2	-	0,1	x	0,8	-	-	0,7	0,4	x	0,2	x	0,2	-	0,4
Zircão	-	-	-	-	-	x	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatita	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Félsicos (F)	98,6	96,5	97,8	92,3	97,4	90,5	94,7	94,4	94,1	94,7	91,3	92,8	94,6	97,4	95,9	95,9	98,5	98,5	98,4	98,8	90
Máficos (M)	1,4	3,5	2,2	7,7	2,6	9,5	5,3	5,6	5,9	5,3	9,7	7,2	5,4	2,6	4,1	4,1	1,5	1,5	1,6	1,2	4,0
A+P	65,6	60,4	59,0	58,6	59,5	55,1	66,1	60,2	59,8	62,7	65,4	63,3	61,1	64,2	65,3	61,4	65,6	71,8	72,4	72,6	67,7
Q+A	43,6	45,2	50,3	44,0	44,4	42,4	36,8	42,9	41,7	42,5	34,3	37,5	41,0	46,7	46,2	45,1	41,2	40,9	38,8	38,5	40,5
A 100%																					
Quartzo	33,4	37,4	39,6	36,5	38,9	39,1	30,2	36,2	36,4	33,7	28,3	31,7	35,4	34,0	31,9	35,8	33,4	27,0	26,0	26,5	29,4
Plagioclásio	55,9	53,2	48,7	52,3	54,4	53,2	58,6	54,6	55,8	55,3	62,5	59,7	56,7	52,2	51,9	53,1	58,2	59,0	61,0	61,1	57,9
K-feldspato	10,7	9,4	11,7	11,1	6,6	7,7	11,2	9,2	7,8	11,0	9,2	8,6	7,9	13,8	16,2	11,1	8,4	14,0	13,0	12,4	12,7
Total de pontos	1,900	2,000	1,850	2,000	1,600	1,875	1,600	2,000	1,650	2,000	2,000	1,825	1,600	1,500	1,500	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,650



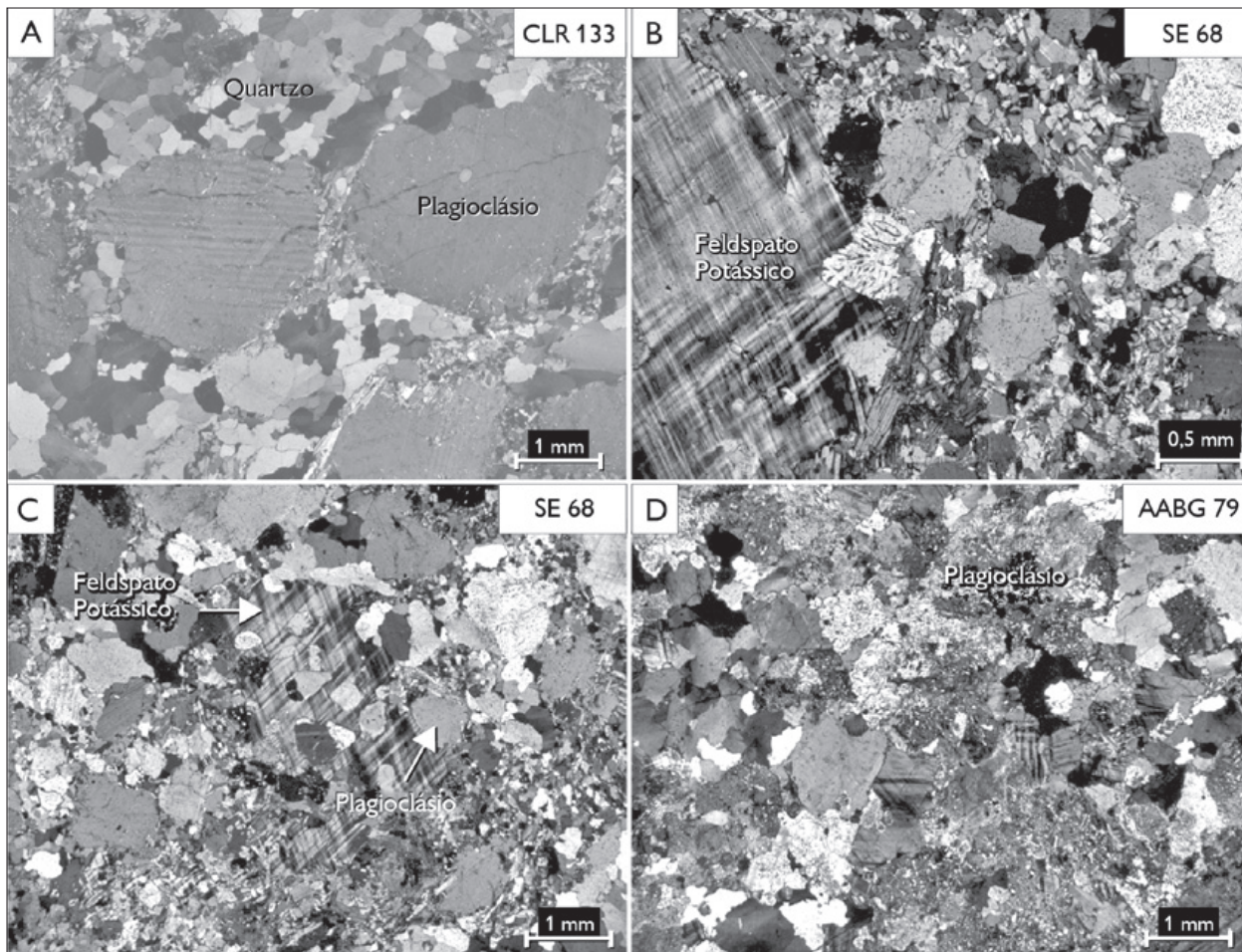


Figura 6. Principais aspectos texturais dos granodioritos. A) Aspecto microscópico geral do biotita-granodiorito, mostrando textura protomilonítica, definida por porfiroclastos de plagioclásio, bordejado por cristais orientados de biotita e quartzo recrystalizado; B) cristal de plagioclásio com mirmequita bulbosa invadindo cristal de microclínio; C) cristal de K-feldspato com inclusões de quartzo evidenciando uma textura poiquilítica; D) aspecto microscópico do leucogranodiorito, mostrando textura granular hipidiomórfica, com mineralogia principal composta por plagioclásio sericitizado, quartzo e K-feldspato.

Plagioclásio 1 (Plg<sub>1</sub>) – formam, em geral, cristais hipidiomórficos, e xenomórficos quando apresentam bordas recrystalizadas. São de granulação média (1 a 3 mm), de contornos regulares e contatos retilíneos com a biotita, interlobados entre si e com cristais de quartzo. Suas características ópticas indicam que sua composição situa-se na faixa do oligoclásio cálcico (An<sub>22-26</sub>) e ocorrem geralmente como porfiroclastos, que apresentam predominantemente maclas albita, com ocorrência subordinada de maclas albita-periclina e albita-*Carlsbad* (Figura 7B). Por vezes, seus

núcleos apresentam-se discreta a fortemente saussuritizados (descalcificados), produzindo paragênese secundária composta por sericita + muscovita ± epidoto, que tende a mascarar as feições originais do plagioclásio, por vezes impossibilitando a determinação de sua composição. As rochas do Tonalito Caracol geralmente apresentam cristais de plagioclásio mais deformados, límpidos e menos alterados (Figura 7A) quando comparados com o alto grau de alteração mostrado pelos cristais de plagioclásio das rochas do Trondhjemito Mogno (Figuras 7C-7D). Ocasionalmente,

nessas rochas apresentam aspecto poiquilítico, com frequentes inclusões de biotita e quartzo. Os cristais finos (0,3 a 2,0 mm) de Plagioclásio 2 (Plg<sub>2</sub>) são neoformados, xenomorfos, com contatos regulares e retos com junção tríplice entre si e com quartzo, ocorrendo ainda bordejando ou inclusos nos cristais porfíricos, compondo uma matriz granoblástica fina, juntamente com quartzo e álcali feldspato.

Quartzo – foram individualizados quatro tipos: os cristais de quartzo 1 (Qtz<sub>1</sub>) são inequigranulares de granulação fina a média (0,5 a 2,0 mm), hipidiomórficos de contornos regulares e contatos serrilhados a retos entre si e com os outros indivíduos. Quando deformados, mostram-se alongados e com forte extinção ondulante. Os cristais de quartzo 2 (Qtz<sub>2</sub>) são mais frequentes nas variedades granodioríticas, ocupando as porções mais centrais dos cristais de feldspato alcalino (Figura 6C), como inclusões de forma arredondada e fraca extinção ondulante. Os cristais de quartzo 3 (Qtz<sub>3</sub>) são neoformados e ocorrem como agregados policristalinos finos, por vezes preenchendo fraturas ou contornando porfiroclastos (Figura 7C). O quartzo 4 (Qtz<sub>4</sub>) possui forma de vermículas ou gotículas, de pequenas dimensões (< 0,1 mm), formando intercrescimento mimerquítico com a borda sódica preservada do Plg<sub>1</sub> (Figura 6B).

Feldspato alcalino – ocorre, sobretudo, nas variedades granodioríticas, geralmente como cristais hipidiomórficos e com dimensões entre 0,2 e 2,0 mm. É do tipo microclina, com maclamento difuso e ausência de feições de exsolução (pertitas). Por outro lado, feições poiquilíticas são bastante comuns, onde os cristais maiores de feldspato alcalino (Mc<sub>1</sub>) englobam aqueles menores de quartzo e plagioclásio (Figura 6C). Nas rochas das associações TTG, apresentam-se como finos cristais neoformados (0,3 a 0,6 mm – microclina 2 (Mc<sub>2</sub>), que compõem uma matriz granoblástica junto com Pl<sub>2</sub> e Qtz<sub>3</sub>. Em virtude da forte recristalização dos minerais, possui ocorrência restrita, comumente entre fraturas ou contatos intergrãos.

Biotita – é o mineral ferromagnésiano mais abundante nos diversos granitoides estudados. Ocorre como cristais

idiomórficos nos TTG, onde atingem dimensões entre 1 e 2 mm, enquanto aqueles das variedades granodioríticas são finos (~0,6 mm) e mostram sinais de cloritização. Está associada a epidoto, apatita, titanita e zircão, compondo as faixas máficas desses granitoides. Ocorre ainda orientada, bordejando os porfiroclastos de plagioclásio, juntamente com os demais minerais acessórios, principalmente nas variedades mais deformadas (Figura 7D).

Epidoto – pode apresentar proporções de mineral varietal nos tipos tonalíticos, onde seus cristais ocorrem de duas maneiras: (i) como cristais idiomórficos, prismáticos de contatos retos com a biotita, sugerindo origem magmática do epidoto 1 (Ep<sub>1</sub>), como mostram as Figuras 7B e 7E; (ii) como agregados de cristais xenomórficos, manteando cristais de allanita, o que sugere origem tardia para este último (Ep<sub>2</sub>).

Minerais acessórios – foram identificados os seguintes minerais: (i) muscovita, que ocorre como cristais inequigranulares médios a finos, hipidiomórficos, de contornos regulares e contatos retos com a biotita (Figura 7F), o que pode sugerir uma origem magmática para a mesma; (ii) allanita, que forma normalmente cristais idiomórficos, em geral prismáticos de dimensões milimétricas, metamórficos e envolvidos por manto de Ep<sub>2</sub>; (iii) apatita, zircão, titanita e opacos, que ocorrem como finos cristais idiomórficos, de dimensões submilimétricas, acompanhando frequentemente a biotita, estando por vezes inclusos nesta.

Minerais secundários – estes minerais encontram-se sempre associados à desestabilização do plagioclásio cálcico, gerando finos cristais de muscovita e epidoto 3 (Ep<sub>3</sub>), assim como às lamelas de biotita, originando cristais diminutos de clorita e epidoto 3 (Ep<sub>3</sub>).

### Ordem de cristalização

A sequência de cristalização dos minerais presentes nas associações TTG e granodioritos foi deduzida a partir das análises texturais das assembleias mineralógicas, suas relações de contato e inclusões, assim como os efeitos dos processos pós-magmáticos e deformacionais atuantes no estágio *subsolidus*, não levando em consideração as

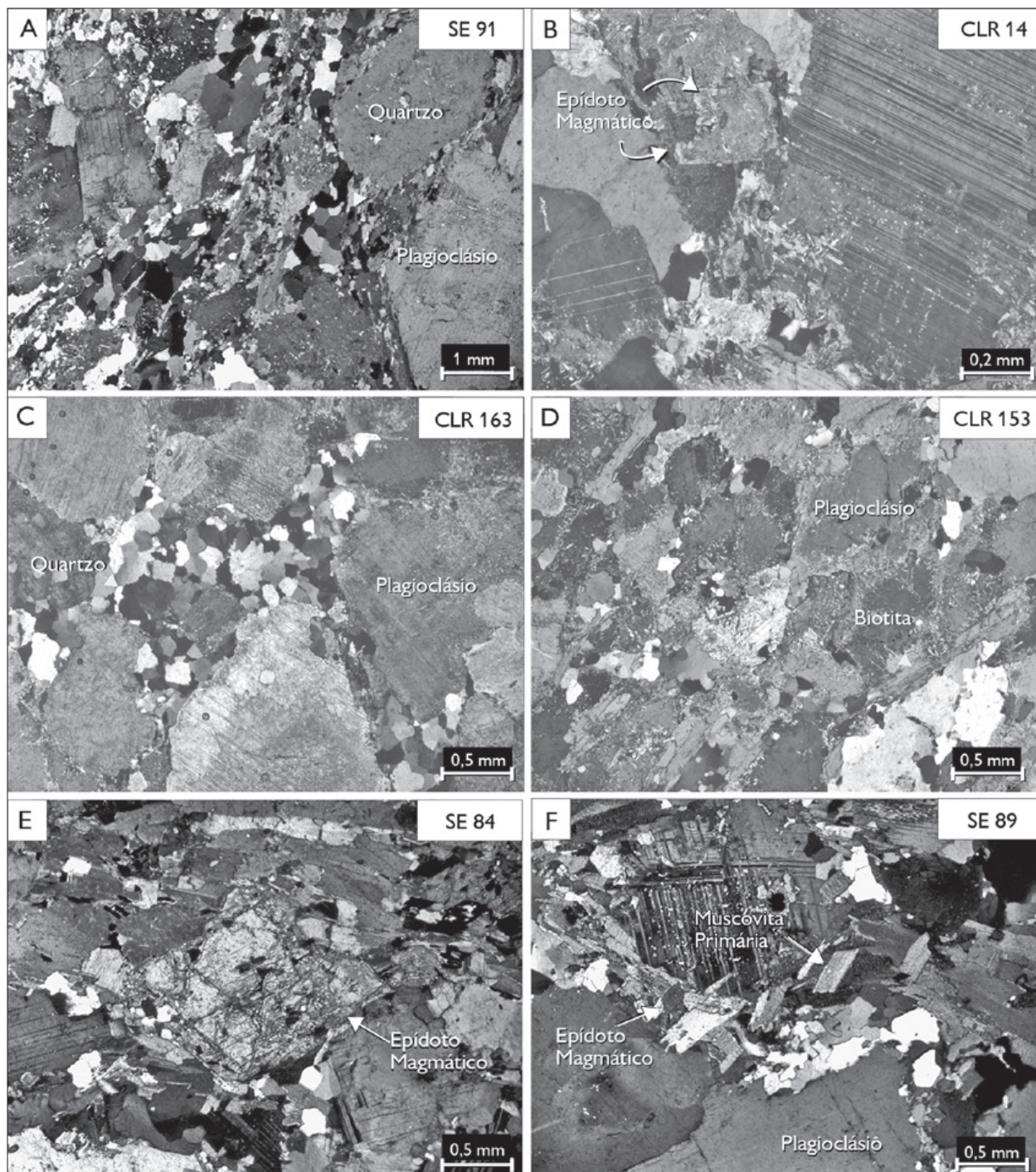


Figura 7. Principais aspectos texturais dos TTG. A) Aspecto textural microscópico do Tonalito Caracol, mostrando porfiroclastos de plagioclásio, circundados nas bordas por cristais de biotita e quartzo recrystalizados, observados a nicóis cruzados; B) fenocristal de plagioclásio apresentando macla albita; C) aspecto textural microscópico do Trondhjemito Mogno, mostrando porfiroclastos de plagioclásio sericitizado, com recrystalização acentuada dos cristais de quartzo que bordejam os cristais de plagioclásio; D) cristais de plagioclásio sericitizados e anisotropia da rocha definida pela orientação das micas; E) cristal idiomórfico de epidoto magmático e F) muscovita magmática em contato reto com a biotita.

proporções relativas dos diferentes minerais nessas rochas (Figura 8). A cristalização dessas rochas é iniciada com a formação dos minerais acessórios primários, como zircão, apatita e opacos. Estes são idiomórficos e acham-se inclusos em feldspatos e biotita, comportando-se como fases precoces no líquido. Allanita e  $Ep_1$  são as próximas fases acessórias a cristalizar, pois, além da forma idiomórfica, mostram-se inclusos na biotita, indicando serem formados anteriormente à mica. Seguindo a ordem de cristalização, tem-se a geração do  $Ep_2$ , que ocorre mantendo os cristais de allanita. Relações de inclusões indicam que os minerais opacos cristalizam ligeiramente após a apatita e anteriormente à allanita.

Os minerais félsicos essenciais parecem iniciar a sua formação logo após os acessórios mais precoces. Formaram-se sucessivamente  $Plg_1$ ,  $Qtz_1$  e  $Mc_1$ . A ausência de inclusões no  $Plg_1$ , bem como seu zoneamento normal e presença de núcleos descalcificados, evidenciam o estágio precoce de cristalização desse mineral. Nota-se ainda que o  $Plg_1$  e  $Qtz_1$  possuem cristais bem desenvolvidos e com formas hipidiomórficas, evidenciando a existência de uma porcentagem expressiva de líquido no sistema, o que possibilitou o crescimento de tais minerais. Nos granodioritos, o  $Qtz_1$  parece iniciar sua cristalização um pouco antes ou, em parte, simultaneamente, no mesmo intervalo de temperatura da microclina ( $Mc_1$ ), sendo que este último por vezes engloba cristais de  $Qtz_2$  em suas porções centrais.

Biotita e muscovita magmática cristalizaram após o  $Plg_1$ ,  $Qtz_1$  e  $Mc_1$ , uma vez que é comum a biotita ocorrer nos interstícios dos minerais félsicos, ou como inclusões nas bordas desses últimos. A muscovita apresenta contatos retos com biotita, sugerindo equilíbrio durante a cristalização dessas fases. A atuação das transformações pós-magmáticas é observada através da saussuritização (sericita + epidoto + muscovita) do  $Plg_1$  e por desestabilização da biotita (cloritização). Tais transformações evidenciam o acesso de fluidos ricos em  $H_2O$  e  $Na_2O$  ao sistema. Os cristais xenomórficos de titanita, associados às lamelas de biotita, e

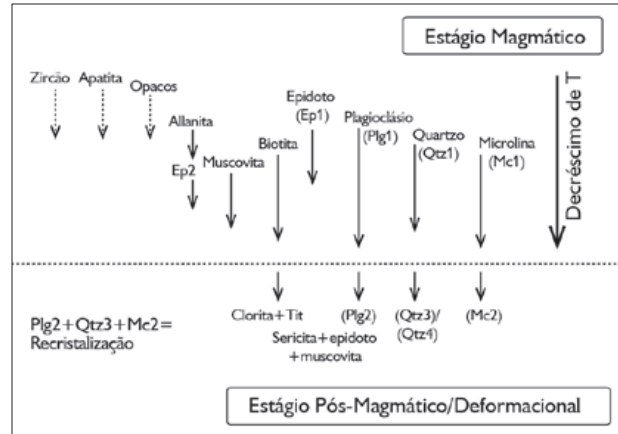


Figura 8. Ordem de cristalização dos minerais presentes nos granitoides estudados.

os intercrescimentos mirmequíticos ( $Qtz_4$ ) são de formação tardia durante o estágio *subsolidus*, podendo estes últimos estarem associados aos efeitos deformacionais/recristalização dos feldspatos (Barros & Dall'Agnol, 1994). Os processos deformacionais também foram responsáveis pela recristalização de plagioclásio ( $Plg_2$ ) e quartzo ( $Qtz_3$ ), além de microclina ( $Mc_2$ ) nos granodioritos.

## GEOQUÍMICA

Foram realizadas análises químicas de elementos maiores, menores e traço em 33 amostras representativas dos diversos granitoides estudados, sendo que 21 dessas análises foram destinadas às associações TTG – quinze para os epidoto-biotita-tonalitos (Tonalito Caracol) e seis para a variedade biotita-trondhjemito (Trondhjemito Mogno). Para os granodioritos, foram analisadas dez amostras do biotita-granodiorito e duas de leucogranodioritos (Tabelas 3 e 4). As análises foram realizadas no Acme Analytical Laboratories Ltd., cujos métodos e limites de detecção podem ser encontrados em AcmeLabs (s. d.). Os elementos maiores e menores foram analisados por Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry (ICP-ES), enquanto que os elementos-traço e terras raras foram analisados por Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (ICP-MS).

Tabela 3. Composição química das associações TTG estudadas.

(Continua)

Litologia	Epidoto-biotita-tonalito (Tonalito Caracol)														Biotita-trondhjemito (Trondhjemito Mogno)						
	AABG-104	SE-89	CLR-114	AABG-22	AABG-29	CLR-14	AABG-34	AABG-56A	CLR-34B	AABG-39	CLR-12	CLR-13	AABG-24B	CLR-23	AABG-56B	AABG-98	AABG-84	CLR-18	CLR-149B	CLR-163	CLR-162
Elemento	62,75	65,56	66,57	67,25	67,60	67,63	67,64	68,14	68,52	69,24	70,06	70,67	70,36	71,81	73,12	66,22	66,80	67,01	68,72	70,70	71,28
SO <sub>2</sub> (%)	0,48	0,54	0,36	0,33	0,45	0,33	0,41	0,35	0,36	0,33	0,34	0,36	0,34	0,18	0,24	0,44	0,35	0,37	0,32	0,18	0,17
TiO <sub>2</sub>	17,27	16,87	16,94	16,34	15,62	16,67	15,62	15,78	16,16	15,80	15,46	14,85	15,04	15,02	14,19	15,64	16,73	16,80	16,44	16,49	16,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,67	4,20	3,80	3,54	4,02	3,55	4,30	3,80	3,50	3,10	3,14	3,19	2,98	2,04	2,43	4,58	3,79	3,99	3,23	1,64	1,58
MnO	0,05	0,07	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,03	0,06	0,05	0,03	0,03	0,03	0,06	0,07	0,06	0,03	0,02	0,02
MgO	1,77	1,44	1,39	1,14	1,48	1,17	1,05	1,13	0,92	1,00	0,83	0,98	0,97	0,53	0,63	1,71	1,29	1,31	0,93	0,48	0,47
CaO	4,17	4,30	4,07	3,77	3,19	3,82	3,05	4,00	3,66	2,93	3,48	3,29	3,49	2,51	3,36	4,32	4,09	3,53	3,52	2,83	2,77
Na <sub>2</sub> O	4,90	4,55	4,69	4,44	4,35	4,64	4,33	4,20	4,95	4,91	4,95	4,16	4,13	4,55	4,17	2,89	4,72	4,70	5,12	5,94	5,76
K <sub>2</sub> O	1,98	1,62	1,57	1,75	2,04	1,47	2,26	1,75	1,21	1,67	1,00	1,93	1,67	2,48	1,08	2,28	1,41	1,62	1,21	0,92	1,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,19	0,13	0,10	0,16	0,12	0,10	0,09	0,11	0,14	0,12	0,11	0,11	0,07	0,07	0,13	0,12	0,08	0,12	0,06	0,05
LOI	0,7	0,5	0,3	1,1	0,9	0,4	1,1	0,6	0,4	0,7	0,5	0,3	0,7	0,6	0,6	1,6	0,5	0,4	0,2	0,6	0,4
Total	99,90	99,84	99,89	99,82	99,86	99,86	99,92	99,90	99,84	99,85	99,94	99,89	99,82	99,82	99,92	99,87	99,87	99,87	99,84	99,86	99,80
Ba (ppm)	444	356	270	561	737	492	402	242	701	584	196	417	529	1221	153	734	351	432	481	561	672
Rb	130,6	69,3	68,0	72,3	70,9	58,2	127,3	80,8	40,4	173,1	50,5	65,4	56,4	46,8	43,9	75,5	62,7	57,1	50,9	23,8	31,1
Sr	405,4	384,6	372,9	437,5	299,2	439,8	259,2	288,8	443,6	358,9	329,6	264,6	398,9	348,3	241,4	255,2	405,7	397,0	528,0	725,8	799,5
Zr	210,6	245,5	144,5	135,8	125,7	129,2	148,7	115,8	125,6	134,4	118,2	123,3	126,5	85,6	133,6	155,5	123,1	77,8	137,6	101,9	101,6
Nb	11,0	6,4	6,0	5,0	6,5	3,3	11,3	10,6	3,4	8,5	6,4	8,7	7,1	2,5	3,6	6,2	5,8	5,7	1,9	0,5	0,5
Y	19,3	12,3	11,7	6,3	9,2	6,3	21,0	13,6	6,3	140,9	6,4	10,2	11,5	3,4	5,9	8,6	8,3	4,5	3,0	1,3	1,4
Ga	23,8	19,5	19,2	18,9	16,8	17,8	18,6	18,3	18,4	20,3	18,3	16,6	17,1	16,0	15,9	17,8	19,1	19,8	18,4	18,5	19,0
Hf	5,6	5,6	3,7	3,7	3,1	3,3	4,2	3,6	3,3	3,7	3,4	3,2	3,7	2,5	3,9	4,0	3,3	2,4	3,7	2,7	3,0
Th	2,6	1,2	3,3	3,7	6,6	3,8	14,4	6,0	3,5	6,0	2,7	6,8	4,7	3,3	7,9	8,1	2,8	3,8	4,4	1,7	4,5
U	0,8	0,9	1,1	0,9	0,7	0,8	2,4	1,8	0,4	3,2	1,3	1,9	1,4	0,4	0,9	0,5	0,9	0,6	0,5	0,2	0,3
Ni	15,3	13,0	12,3	7,7	11,8	7,7	9,0	11,0	5,3	15,7	7,8	8,5	7,8	3,3	3,6	17,4	9,2	8,7	5,6	3,3	3,5
La	10,0	7,3	12,9	16,6	26,2	30,9	27,0	17,1	19,4	136,3	12,2	17,7	21,3	16,0	20,6	29,3	12,0	14,5	24,8	11,9	14,7
Ce	21,9	12,8	25,3	30,3	50,5	36,9	62,9	30,1	33,0	78,3	21,8	34,5	38,5	27,0	35,2	55,4	23,3	26,4	48,2	21,6	26,9





Tabela 3.

(Conclusão)

Litologia	Epidoto-biotita-tonalito (Tonalito Caracol)														Biotita-trondhjemito (Trondhjemito Mogno)						
	Amostra	AABG-104	SE-89	CLR-114	AABG-22	AABG-29	CLR-14	AABG-34	AABG-56A	CLR-34B	AABG-39	CLR-12	CLR-13	AABG-24B	CLR-23	AABG-56B	AABG-98	AABG-84	CLR-18	CLR-149B	CLR-163
Pr	3,11	1,71	3,28	3,47	5,69	6,78	7,35	3,55	4,29	31,57	2,58	4,23	4,52	3,21	4,19	5,61	2,86	2,94	5,23	2,67	3,15
Nd	13,8	7,9	11,5	12,7	19,0	23,7	26,6	12,7	15,8	113,3	8,8	14,2	16,0	10,6	13,0	17,4	10,6	11,3	17,1	8,1	11,7
Sm	3,49	2,04	2,32	2,00	2,91	3,20	4,94	2,28	2,36	23,20	1,58	2,53	2,97	1,77	1,95	2,52	2,09	1,77	2,23	1,31	1,68
Eu	0,94	0,64	0,59	0,59	0,75	0,79	1,00	0,68	0,62	4,18	0,52	0,68	0,86	0,49	0,59	0,68	0,57	0,50	0,62	0,41	0,41
Gd	3,61	2,44	2,18	1,67	2,37	2,32	4,56	2,22	2,03	23,31	1,47	2,31	2,69	1,38	1,38	2,10	1,81	1,40	1,40	0,85	1,04
Tb	0,64	0,41	0,34	0,24	0,33	0,27	0,74	0,37	0,23	4,08	0,20	0,33	0,40	0,15	0,16	0,29	0,28	0,17	0,12	0,07	0,08
Dy	3,63	2,39	1,99	1,23	1,72	1,23	4,34	2,09	1,40	23,67	1,22	1,86	2,15	0,72	0,66	1,49	1,65	1,00	0,62	0,26	0,37
Ho	0,62	0,47	0,34	0,20	0,29	0,20	0,68	0,38	0,21	4,13	0,20	0,32	0,36	0,08	0,11	0,27	0,26	0,13	0,09	0,04	0,04
Er	1,69	1,23	0,91	0,58	0,81	0,51	1,82	1,14	0,54	11,79	0,55	0,87	0,91	0,23	0,38	0,75	0,68	0,43	0,26	0,12	0,10
Tm	0,25	0,18	0,14	0,08	0,12	0,07	0,24	0,18	0,08	1,94	0,08	0,13	0,13	0,02	0,05	0,10	0,10	0,05	0,03	<	0,01
Yb	1,76	1,17	0,94	0,54	0,89	0,50	1,56	1,30	0,49	15,74	0,61	0,94	0,85	0,21	0,36	0,70	0,68	0,28	0,21	0,11	0,13
Lu	0,04	0,08	0,02	0,04	0,07	0,04	0,02	0,03	0,04	0,09	0,05	0,06	0,18	0,06	0,05	0,08	0,02	0,06	0,05	0,03	0,04
A/CNK	0,97	0,99	1,01	1,02	1,03	1,03	1,03	0,98	1,00	1,04	0,99	0,99	1,00	1,02	1,00	1,04	1,00	1,05	1,02	1,03	1,04
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,40	0,36	0,33	0,39	0,47	0,32	0,52	0,42	0,24	0,34	0,20	0,46	0,40	0,55	0,26	0,79	0,30	0,34	0,24	0,15	0,18
#Mg	0,38	0,40	0,41	0,38	0,42	0,39	0,32	0,37	0,34	0,38	0,34	0,37	0,39	0,33	0,33	0,42	0,40	0,39	0,36	0,36	0,37
Rb/Sr	0,32	0,18	0,18	0,17	0,24	0,13	0,49	0,28	0,09	0,48	0,15	0,25	0,14	0,13	0,18	0,30	0,15	0,14	0,10	0,03	0,04
Ba/Sr	1,10	0,93	0,72	1,28	2,46	1,12	1,55	0,84	1,58	1,63	0,59	1,58	1,33	3,51	0,63	2,88	0,87	1,09	0,91	0,77	0,84
Sr/Y	21,01	31,27	31,87	69,44	32,52	69,81	12,34	21,24	70,41	2,55	51,50	25,94	34,69	102,4	40,92	29,67	48,88	88,22	176,0	558,3	571,07
ΣETR leves	52,30	31,75	55,30	65,07	104,3	101,48	128,79	65,73	74,85	382,67	46,96	73,16	83,29	58,58	74,94	110,23	50,85	56,91	97,56	45,58	58,13
ΣETR pesados	13,35	9,10	7,56	5,22	7,39	5,95	15,14	8,53	5,66	90,93	4,93	7,56	8,46	3,30	3,75	6,48	6,12	4	3,38	1,87	2,19
(La/Yb) <sub>N</sub>	3,84	4,21	9,26	20,75	19,87	41,71	11,68	8,88	26,72	5,84	13,50	12,71	16,91	51,43	38,62	28,25	11,91	34,95	79,71	73,02	76,32
Eu/Eu*	0,80	0,88	0,79	0,96	0,85	0,85	0,63	0,91	0,85	0,54	1,03	0,85	0,91	0,93	1,05	0,88	0,88	0,94	1,00	1,12	0,88



Tabela 4. Composição química dos granodioritos estudados.

(Continua)

Biotita-granodiorito											Leucogranodiorito	
Variedades	Granitos com alta razão La/Yb										Média razão La/Yb	
Amostra Elemento	CLR 90	CLR 133	CLR 130	CLR 72	CLR 24-C	CLR 134	CLR 87	CLR 55	CLR 132	CLR 121	CLR 150	AABG 82
SiO <sub>2</sub> (%)	67,12	69,97	70,22	71,07	71,49	72,02	72,04	72,47	72,94	73,99	72,15	72,80
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,11	0,21	0,15	0,07	0,15	0,16	0,13	0,13	0,09	0,15	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,56	17,48	16,63	16,47	15,86	15,86	15,72	15,34	15,12	14,76	15,14	14,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,04	1,02	1,75	1,36	1,14	1,67	1,51	1,29	1,36	1,12	1,60	1,59
MnO	0,02	< 0,01	0,02	0,02	0,01	< 0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03
MgO	0,63	0,25	0,57	0,40	0,21	0,41	0,44	0,39	0,33	0,21	0,39	0,39
CaO	3,57	2,77	2,93	2,46	2,08	2,68	2,47	2,09	2,24	1,84	2,29	2,16
Na <sub>2</sub> O	6,24	6,14	5,96	5,77	4,79	5,74	5,19	5,06	5,21	5,27	4,72	4,72
K <sub>2</sub> O	1,07	1,56	1,02	1,46	3,27	0,91	1,90	2,31	1,95	2,41	2,57	2,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,03	0,07	0,05	0,04	0,06	0,07	0,04	0,05	0,02	0,06	0,06
LOI	0,3	0,4	0,4	0,6	0,7	0,3	0,3	0,6	0,4	0,1	0,6	0,6
Total	99,82	99,73	99,78	99,81	99,66	99,80	99,82	99,74	99,74	99,83	99,70	99,82
Ba	917	1417	459	920	2960	707	1079	1842	1376	762	1743	1228
Rb	21,5	20,6	27,8	37,8	43,8	16,2	38,7	29,0	30,8	56,6	64,2	67,4
Sr	794,8	793,7	768,1	714,7	357,6	751,6	546,0	648,8	632,9	414,4	541,1	480,4
Zr	51,2	59,2	120,8	80,6	47,5	100,6	102,7	77,3	83,2	49,6	94,0	93,8
Nb	0,2	1,0	1,5	0,8	2,4	1,0	1,4	1,2	0,8	1,5	1,3	2,9
Y	0,8	0,5	1,6	1,4	1,4	0,9	1,7	0,8	1,0	1,2	9,8	9,0
Ga	19,1	17,0	21,2	18,6	14,9	17,0	18,9	16,8	17,7	19,4	16,9	17,9
Hf	1,2	1,6	3,3	2,4	1,7	3,3	2,7	2,0	2,9	1,6	2,9	2,7
Th	1,1	0,6	2,2	0,2	4,4	1,7	0,8	1,2	1,2	1,6	3,3	4,0
U	0,1	< 0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,4	0,9	1,1
Ni	5,5	2,3	4,8	3,1	1,8	2,7	2,8	2,5	3,3	2,3	3,5	3,0
La	11,5	6,1	12,5	1,8	19,3	14,0	5,9	6,6	7,4	5,9	30,4	24,2
Ce	16,0	8,8	22,6	2,7	33,9	21,2	10,4	12,3	13,8	9,6	48,3	30,7
Pr	2,01	0,94	2,60	0,36	3,85	2,58	1,12	1,26	1,59	1,16	6,31	4,66
Nd	7,2	3,5	9,2	1,2	13,0	8,4	4,1	3,6	5,7	4,3	22,0	16,5
Sm	0,79	0,43	1,32	0,37	1,77	0,98	0,73	0,59	0,83	0,69	3,25	2,38
Eu	0,42	0,37	0,41	0,36	0,58	0,36	0,42	0,31	0,38	0,41	1,02	0,78
Gd	0,42	0,23	0,86	0,35	1,07	0,57	0,57	0,53	0,60	0,58	2,67	2,16
Tb	0,03	0,02	0,09	0,04	0,08	0,06	0,07	0,05	0,04	0,05	0,30	0,26
Dy	0,14	0,10	0,34	0,24	0,36	0,26	0,36	0,18	0,17	0,18	1,65	1,44
Ho	< 0,02	< 0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,02	0,03	0,04	0,26	0,23



Tabela 4.

(Conclusão)

Biotita-granodiorito											Leucogranodiorito	
Variedades	Granitos com alta razão La/Yb										Média razão La/Yb	
Amostra Elemento	CLR 90	CLR 133	CLR 130	CLR 72	CLR 24-C	CLR 134	CLR 87	CLR 55	CLR 132	CLR 121	CLR 150	AABG 82
Er	0,05	0,10	0,13	0,10	0,09	0,13	0,11	0,10	0,09	0,09	0,70	0,62
Tm	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	< 0,01	0,02	0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,09	0,09
Yb	< 0,05	< 0,05	0,14	0,11	0,07	< 0,05	0,12	0,10	0,07	0,10	0,59	0,66
Lu	< 0,01	< 0,01	0,02	0,01	< 0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,08	0,08
A/CNK	1,03	1,04	1,02	1,06	1,04	1,03	1,04	1,05	1,02	1,01	1,03	1,04
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,17	0,25	0,17	0,25	0,68	0,16	0,37	0,46	0,37	0,46	0,54	0,52
#Mg	0,37	0,32	0,39	0,36	0,26	0,32	0,36	0,37	0,32	0,27	0,32	0,32
Rb/Sr	0,03	0,03	0,04	0,05	0,12	0,02	0,07	0,04	0,05	0,14	0,12	0,14
Ba/Sr	1,15	1,79	0,60	1,29	8,28	0,94	1,98	2,84	2,17	1,84	3,22	2,56
Sr/Y	993,5	1.587,4	480,1	510,5	255,4	835,1	321,2	811	632,9	345,3	55,21	53,4
ΣETR leves	37,50	19,77	48,22	6,43	71,82	47,16	22,25	24,35	29,32	21,65	110,26	78,44
ΣETR pesados	1,06	0,82	2,04	1,26	2,28	1,46	1,73	1,31	1,39	1,47	7,36	6,32
(La/Yb) <sub>N</sub>	155,25	82,35	60,27	11,05	186,10	188,99	33,19	44,55	71,35	39,82	34,78	24,7
Eu/Eu*	2,01	3,26	1,11	3,02	1,19	1,36	1,92	1,66	1,57	1,93	1,03	1,03

### Elementos maiores e menores

As composições químicas representativas das associações TTG e granodioritos estão resumidas nas Tabelas 3 e 4, respectivamente. Os conteúdos de elementos maiores desses dois conjuntos de rochas estudadas revelam uma composição bastante semelhante para cada grupo. Os conteúdos de SiO<sub>2</sub> dos TTGs variam entre 62,75 e 73,12%, enquanto que nos granodioritos estes são ligeiramente mais elevados, ficando entre 67,12 e 73,99% na variedade biotita-granodiorito, e entre 72,15 e 72,80% nas rochas leucogranodioríticas. Estas são leucocráticas, com níveis de elementos ferromagnesianos (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO + TiO<sub>2</sub>) sempre inferiores a 8,0% nos TTGs e a 3,0% nas variedades granodioríticas. Os valores de #Mg ficam entre 0,32 e 0,42 para os primeiros e 0,26 e 0,39 para os granodioritos. Os altos conteúdos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, acima de 15% (15,02 – 17,27%), permitem classificá-los no grupo de alto Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Barker & Arth, 1976; Barker, 1979).

A variação dos elementos maiores e menores em função de SiO<sub>2</sub> (Figura 9) exhibe diferenças composicionais marcantes entre os dois tipos de granodioritos, além de forte superposição entre as amostras das variedades tonalíticas e trondhjemíticas. As amostras do biotita-granodiorito são relativamente enriquecidas em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e Na<sub>2</sub>O e ligeiramente empobrecidas em K<sub>2</sub>O em relação aos leucogranodioritos (Figura 9). Já os conteúdos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e TiO<sub>2</sub> não divergem significativamente entre os granodioritos, porém, quando comparados com as rochas TTG, esses óxidos, juntamente com CaO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, são mais enriquecidos nas variedades Epidoto-biotita-tonalito e Biotita-trondhjemito, enquanto que K<sub>2</sub>O e Na<sub>2</sub>O mostram-se mais empobrecidos nestas últimas. Excentuando-se Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O, que apresentam *trends* horizontalizados para as rochas TTG em relação à sílica, os demais óxidos citados exibem claramente correlações negativas com SiO<sub>2</sub>, definindo *trends* não colineares e, por vezes, paralelos entre os principais conjuntos de rochas discutidos.

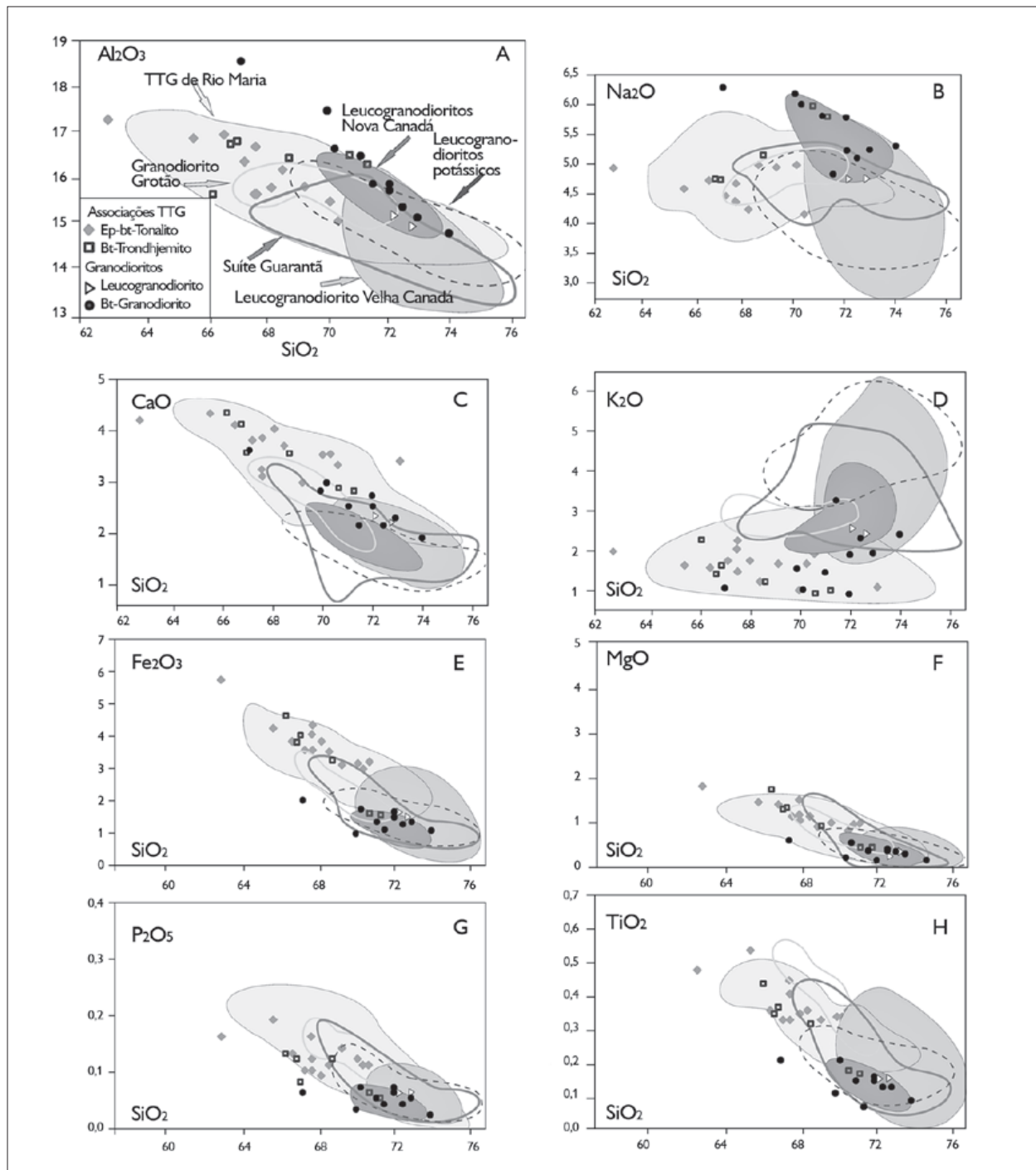


Figura 9. Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores das amostras das associações TTGs e granodioritos estudados neste trabalho e dos granitoides TTG (Guimarães *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2011), leucogranodioritos da Suíte Garantã (Almeida *et al.*, 2010), leucogranitos potássicos (Leite *et al.*, 2004) além do Granodiorito Grotão (Guimarães, 2009) do Domínio Rio Maria e os Leucogranodioritos Nova Canadá e Velha Canadá, do Subdomínio de Transição (Santos & Oliveira, 2012): (A) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (B) Na<sub>2</sub>O, (C) CaO, (D) K<sub>2</sub>O, (E) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (F) MgO, (G) P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, (H) TiO<sub>2</sub>.

### Elementos-traço

Nas séries magmáticas, a distribuição dos elementos-traço é amplamente controlada pelas fases minerais fracionadas durante sua evolução magmática, constituindo, assim, um bom indicador dos processos petrogenéticos (Hanson, 1989). O comportamento dos principais elementos-traço das associações TTG mostra ampla distribuição no diagrama de Harker (Figura 10). De modo geral, Rb (23-173 ppm), Nb (0,5 – -11 ppm), Y (1,3-21 ppm) e Zr (77-245 ppm) mostram correlação negativa com a sílica, enquanto que Ba (153-1221 ppm) e Sr (241-799 ppm) não mostram correlação clara com as variações de sílica, definindo *trends* horizontalizados, embora as amostras da unidade biotita-trondhjemitito mostrem aparentemente uma correlação positiva de Sr e Ba com a sílica, indicando comportamento incompatível desses elementos no sólido residual.

Os dois grupos de granodioritos estudados apresentam, em geral, teores elevados de Ba e Sr (459-2960 ppm e 357-794 ppm, respectivamente) e menores de Rb (16-67 ppm), com razões Rb/Sr sempre inferiores a 0,15 (Figura 10H). Essas rochas são empobrecidas em *high field strength elements* (HFSE): Nb (0,2-2,9 ppm) e Zr (47-120 ppm), quando comparadas com as associações TTG. Contudo, foram observados alguns contrastes geoquímicos nessas rochas: a variedade biotita-granodiorito mostra-se claramente mais enriquecida em Sr (média de 642,3 ppm) em relação à variedade leucogranodiorítica (média de 510,8 ppm), enquanto que esta última possui teores médios mais elevados de Y (9,4 ppm), Ba (1486 ppm) e Rb (65,8 ppm) em relação à variedade portadora de biotita [Y (1,1 ppm), Ba (1244 ppm) e Rb (32,3 ppm)]. As diferenças marcantes nos teores de Sr e Y e, conseqüentemente, na razão Sr/Y (Tabela 4 e Figura 15), podem refletir diferenças na profundidade de fusão para geração dessas rochas (Drummond & Defant, 1990) ou ligeiras diferenças na composição da fonte dessas rochas (Moyen, 2009).

Os diagramas que utilizam as razões Ba/Sr *versus*  $K_2O/Na_2O$  e Rb/Sr *vs.*  $SiO_2$  (Figuras 10G-10H) distinguem claramente os dois principais grupos de rochas estudados. No

primeiro, a razão Ba/Sr apresenta valores médios nitidamente superiores no biotita-granodiorito (2,28) e leucogranodiorito (2,88), em relação aos tonalitos (1,38) e trondhjemitos (1,22), onde definem *trends* paralelos e positivos com a razão  $K_2O/Na_2O$ . No segundo, a razão Rb/Sr possui valores médios mais elevados e dispersos nos tonalitos (0,22) e trondhjemitos (0,13) do que no biotita-granodiorito (0,05) e leucogranodiorito (0,12), sendo definidos, nesse caso, *trends* negativos para os primeiros e positivos para os últimos em relação à sílica. Nota-se também acentuado aumento das razões  $K_2O/Na_2O$  no leucogranodiorito (média de 0,53) em relação ao biotita-granodiorito (média de 0,33), assim como no tonalito (0,38) em relação às rochas trondhjemiticas (0,33). No entanto, não existe aumento significativo dos teores de  $K_2O$  do biotita-granodiorito, quando comparados com aqueles dos TTG estudados (Figura 9D).

### Elementos terras raras

Os resultados analíticos de elementos terras raras (ETR; Tabelas 3 e 4) foram normalizados em relação aos condritos, conforme os valores de Evensen *et al.* (1978). Os padrões de ETR descritos para as associações TTG mostram, em geral, enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos terras raras pesados (ETRP), indicando maior fracionamento desses últimos durante a formação e/ou diferenciação de seus magmas (Figura 11A). Isso é evidenciado pelas moderadas e altas razões  $(La/Yb)_N$ , que variam em geral entre 3,8 e 51,4 para o epidoto-biotita-tonalito, e entre 11,9 e 79,7 para as amostras do biotita-trondhjemitito. As anomalias de Eu são ausentes ou muito discretas para essas rochas, podendo ser levemente positivas ou negativas ( $0,54 < Eu/Eu^* < 1,12$ ). Apesar de mostrarem padrões similares aos de ETR, as diferenças nas razões  $(La/Yb)_N$  e anomalia de Eu possibilitaram a discriminação de três grupos distintos de rochas, com baixa, média e alta razão  $(La/Yb)_N$  (Figura 15). O grupo de baixa razão  $(La/Yb)_N$  (3,8-9,6) mostra padrões de ETRP pouco fracionados e ausência de anomalia de Eu ( $0,79 < Eu/Eu^* < 0,91$ ), sendo formado somente por amostras pertencentes à unidade epidoto-biotita-tonalito (Figura 11B).

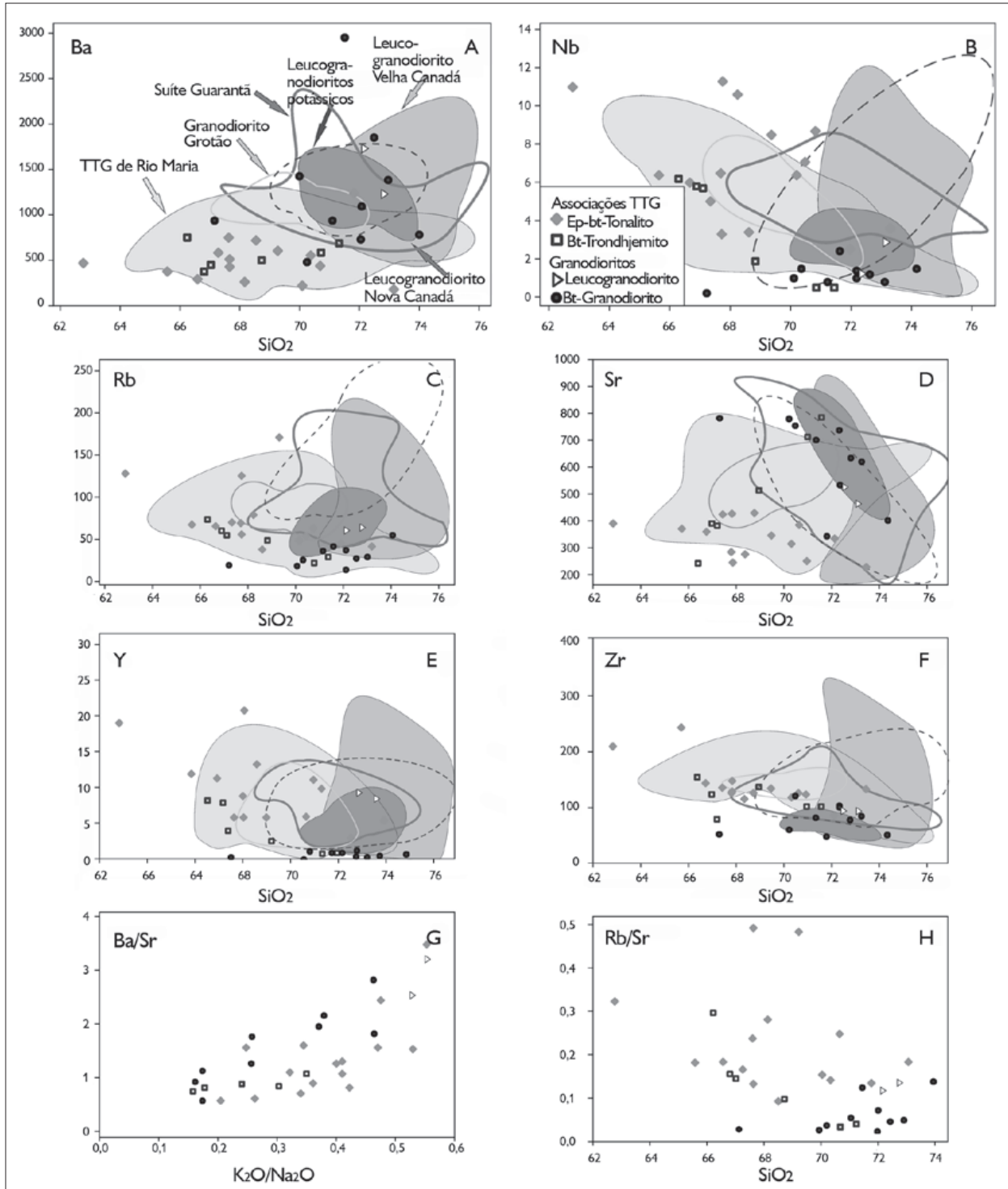


Figura 10. Diagramas de Harker para os elementos-traço das amostras das associações TTG e granodioritos estudados e dos granitoides TTG e granodioritos de Rio Maria, além daqueles leucogranodioritos do Subdomínio de Transição: (A) Ba; (B) Nb; (C) Rb; (D) Sr; (E) Y; (F) Zr; (G) Ba/Sr; (H) Rb/Sr.

O grupo de média razão  $(La/Yb)_N$  (11,6-41,7) engloba a maioria das amostras TTG estudadas e geralmente mostra padrões de ETR menos fracionados e anomalia de Eu ausente ou levemente negativa ( $0,63 < Eu/Eu^* < 1,05$ ). Esse grupo é constituído essencialmente por amostras da unidade Epidoto-biotita-tonalito, incluindo ainda duas amostras da unidade biotita-trondhjemito (Figura 11C). As rochas com altas razões  $(La/Yb)_N$  são representadas apenas pela unidade biotita-trondhjemito, que mostra padrões fortemente fracionados (Figura 11D), cujas razões  $(La/Yb)_N$  variam de 34,9 a 79,7 e anomalia de Eu ausente ( $0,93 < Eu/Eu^* < 1,12$ ). Esses três grupos geoquímicos não correspondem a três episódios distintos de geração de TTG, logo, uma mesma unidade pode estar inserida em diferentes grupos de razão La/Yb.

Os padrões de ETR identificados para as rochas granodioríticas são claramente distintos para os dois grupos descritos anteriormente (Figura 12A). A variedade biotita-granodiorito é fortemente fracionada, com acentuado empobrecimento de ETRP em relação aos ETRL, resultando em altas razões  $(La/Yb)_N$  (33,1-190,7) e anomalias positivas de Eu bastante pronunciadas [ $1,11 < Eu/Eu^* < 3,26$  – Tabela 4)], enquanto que o leucogranodiorito mostra padrões levemente fracionados, com razões  $(La/Yb)_N$  moderadas (24,7-34,7) e anomalia de Eu ausente ( $Eu/Eu^* = 1,03$ ). Tais aspectos resultam em um claro empobrecimento no conteúdo de ETR na variedade biotita-granodiorito ( $\Sigma ETRL = 32,84$ ;  $\Sigma ETRP = 1,48$ ) em relação ao leucogranodiorito ( $\Sigma ETRPL = 94,35$ ;  $\Sigma ETRP = 6,84$ ).

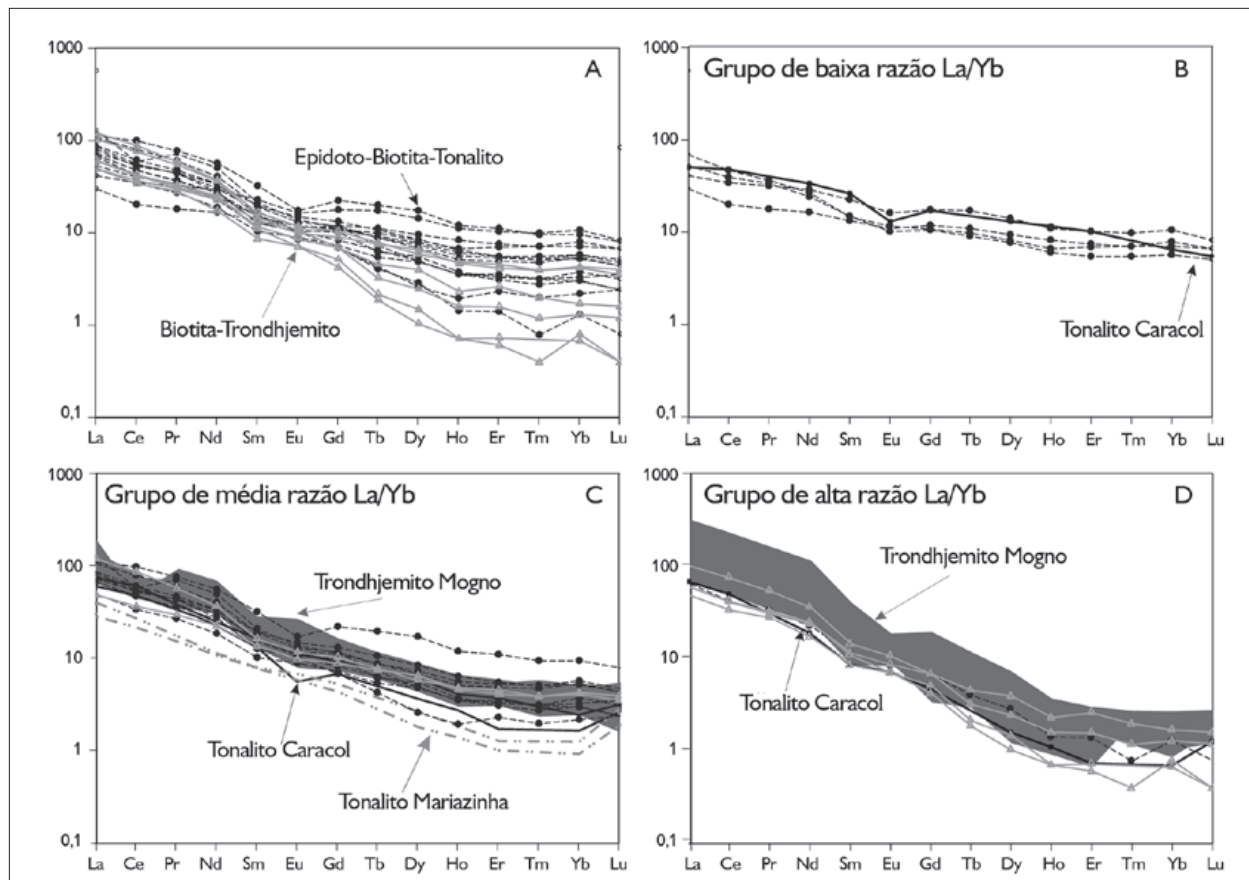


Figura 11. Padrões de ETR para as amostras tonalíticas e trondhjemíticas das associações TTG estudadas (A), comparados às médias de ETR dos TTG (Almeida *et al.*, 2011) do Domínio Rio Maria: (B) TTG com baixa razão La/Yb; (C) TTG com razão La/Yb média; (D) TTG com razão La/Yb elevada. Dados normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.*, 1978).

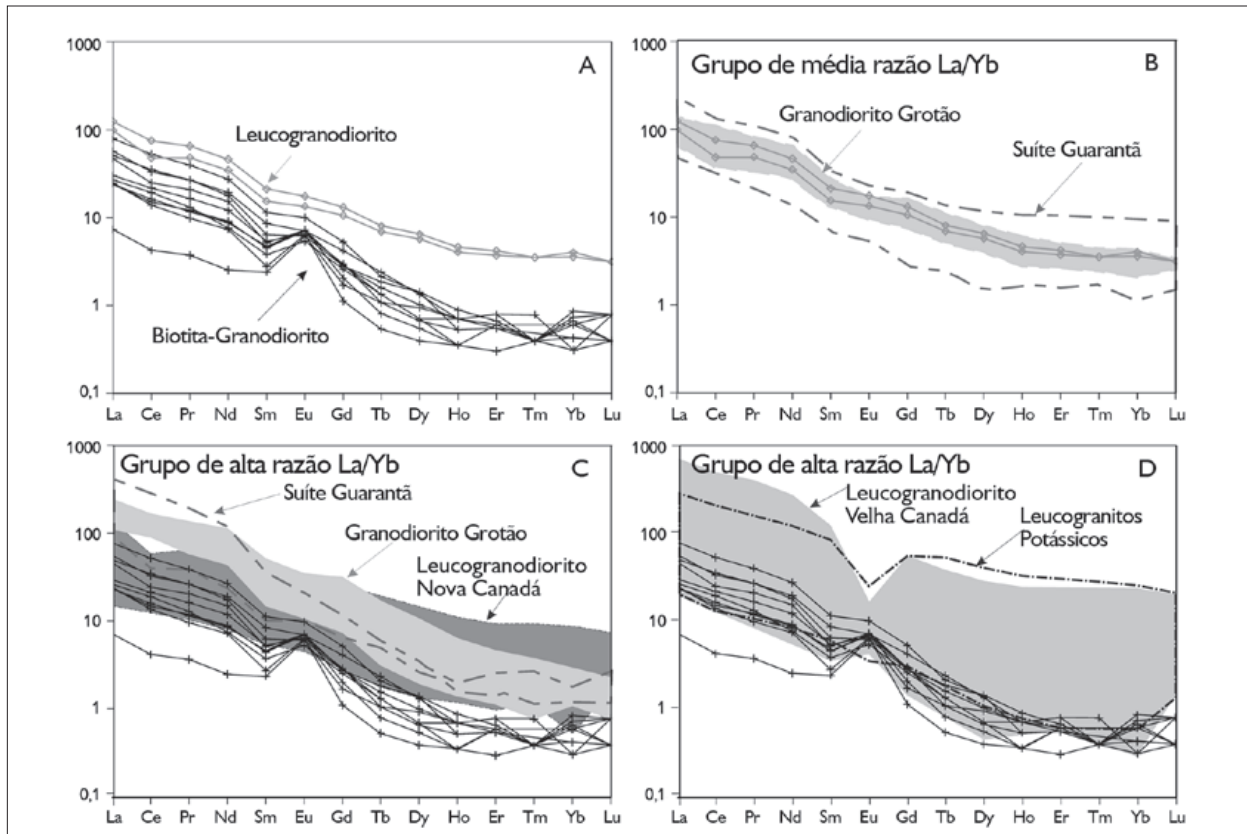


Figura 12. Padrões de ETR para as amostras dos granodioritos estudados (A) comparados às médias de ETR da Suíte Guarantã (Almeida *et al.*, 2010), Granodiorito Grotão (Guimarães, 2009) do Domínio Rio Maria (B), além dos leucogranodioritos Nova Canadá (C), Velha Canadá (Santos & Oliveira, 2012) e leucogranitos potássicos (Leite *et al.*, 2004) do Subdomínio de Transição (D). Dados normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.*, 1978).

### Caracterização da série magmática

No diagrama  $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$  (ACNK) versus  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$  (ANK) (Figura 13A), baseado em parâmetros de Shand (1950), as rochas tonalíticas evoluem de metaluminosas a levemente peraluminosas, o que é consistente com a mineralogia identificada da rocha, que apresenta biotita  $\pm$  muscovita como minerais varietais. Já as amostras granodioríticas e trondhjêmicas são levemente peraluminosas, devido aos seus baixos conteúdos de biotita. No diagrama  $K_2O$  versus  $SiO_2$  (Figura 13B), os granitoides estudados mostram forte afinidade geoquímica com as rochas da série cálcio-alcalina, em geral incidindo no campo das séries de médio a baixo potássio, sendo que duas amostras do leucogranodiorito estão restritas ao campo de rochas com

médio potássio, por serem mais enriquecidas em  $K_2O$ . A forte natureza tonalítica e trondhjêmica dos TTG estudados é refletida no diagrama normativo Ab-An-Or (O'Connor, 1965; Figura 14C), enquanto que as rochas granodioríticas limitam-se ao campo dos trondhjêmicos, com exceção da amostra CLR 24C, que é relativamente enriquecida em feldspato alcalino, incidindo no campo dos granitos. No diagrama P - Q (Debon & Le Fort, 1983; Figura 13C), nota-se que essas unidades são pouco evoluídas, plotando em geral no campo dos tonalitos, exceto as amostras de leucogranodiorito, como reflexo dos baixos conteúdos de K e de feldspato alcalino modal presentes nas mesmas (Tabelas 1 e 2). Por outro lado, no diagrama  $R_1-R_2$  (Figura 13D; De La Roche *et al.*, 1980), as amostras do leucogranodiorito e



biotita-granodiorito incidem essencialmente no campo dos granodioritos, assim como aquela das unidades TTG, o que atestaria o caráter sódico destas últimas (Tabela 3). No diagrama ternário ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^* - \text{MgO}$ ) AFM (Figura 14B), as amostras dos dois grupos de granodioritos exibem enriquecimento relativo em álcalis em relação aos TTG e se alinham segundo *trend* comum às séries cálcio-alcálicas. No diagrama K-Na-Ca (Figura 14A), os TTG mostram forte *trend*

trondhjemítico, enquanto as unidades granodioríticas tendem a se dispor segundo um *trend* paralelo àquele definido para as rochas cálcio-alcálicas. Este último grupo, mesmo não mostrando um enriquecimento significativo em  $\text{K}_2\text{O}$ , foge inteiramente do clássico *trend* trondhjemítico das séries TTG. Estes apresentam altos valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  (4,13-5,94%),  $\text{CaO}$  (2,77-4,32%) e conteúdos inferiores de  $\text{K}_2\text{O}$  (0,92-2,48), o que resulta, em geral, em uma baixa razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ( $< 5$ ).

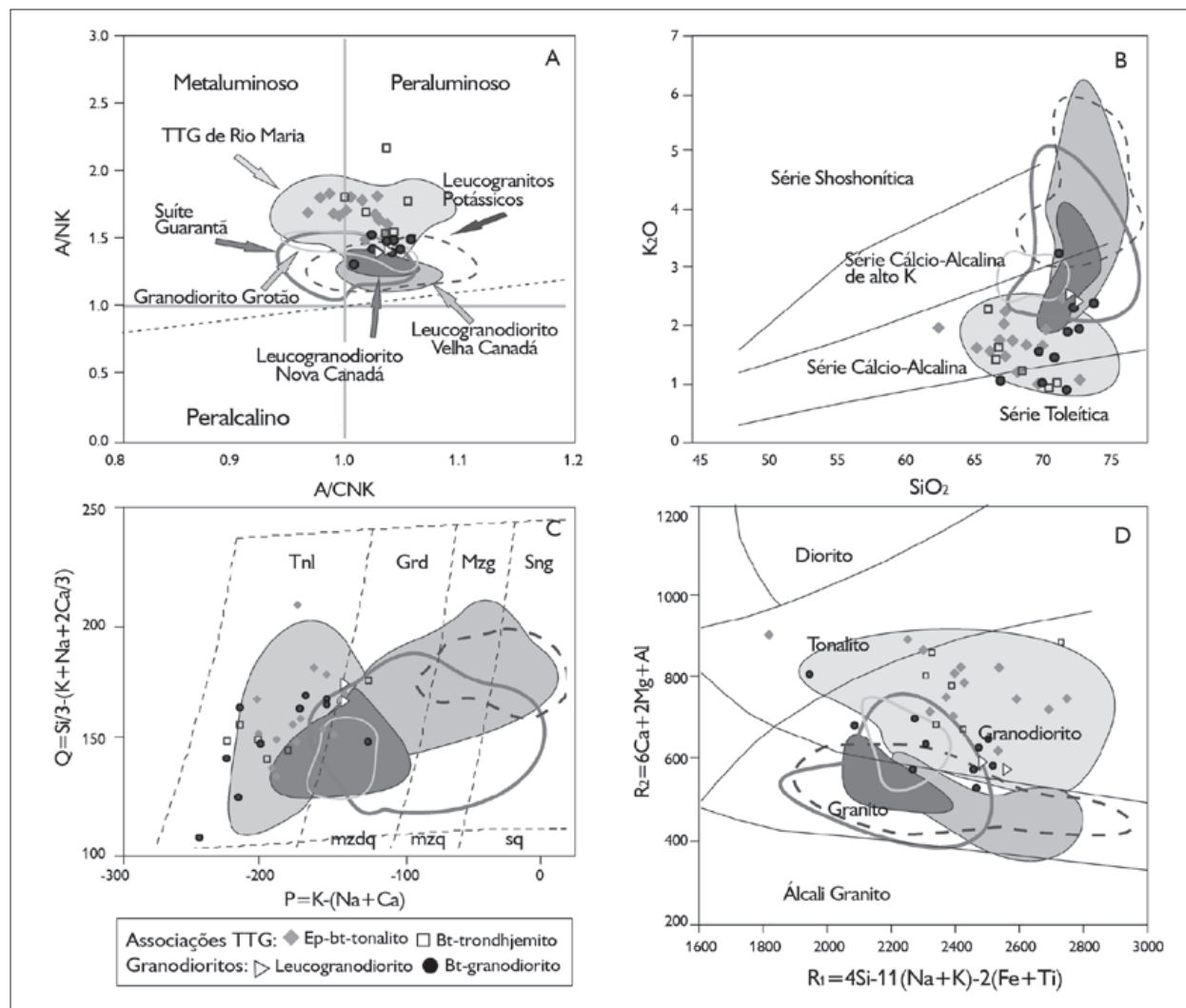


Figura 13. Caracterização geoquímica mostrando a distribuição das amostras das associações TTG e granodioritos estudados juntamente com os campos dos TTG (Almeida *et al.*, 2010), leucogranodioritos Guarantã (Almeida *et al.*, 2010), leucogranitos potássicos (Leite *et al.*, 2004) e Grotão (Guimarães *et al.*, 2010) do Domínio Rio Maria, assim como os leucogranodioritos do Subdomínio de Transição. A) Diagrama ANK versus A/CNK (Shand, 1950); B) diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (Peccerillo & Taylor, 1976); C) diagrama P-Q (Debon & Le Fort, 1983); D) diagrama  $R_1$ - $R_2$  (De La Roche *et al.*, 1980).

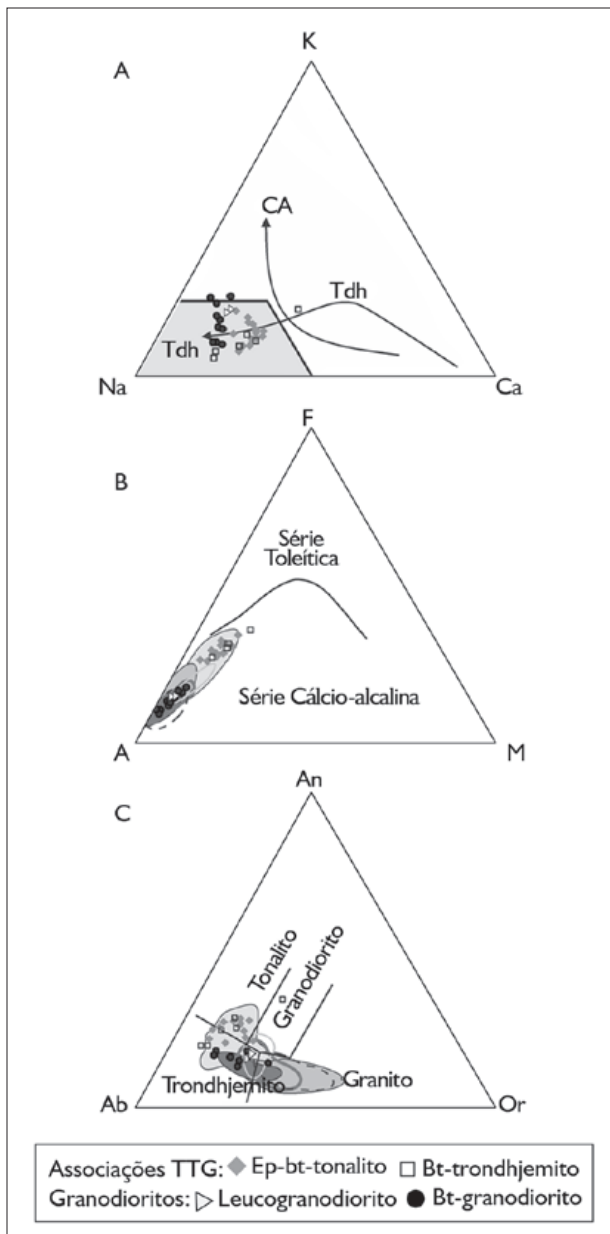


Figura 14. Diagramas geoquímicos ternários mostrando a distribuição das amostras das associações TTG e granodioritos estudados juntamente com os campos dos TTG (Almeida *et al.*, 2011), leucogranodioritos Guarantã (Almeida *et al.*, 2010), leucogranitos potássicos (Leite *et al.*, 2004) e Grotão (Guimarães, 2009) do Domínio Rio Maria, assim como os leucogranodioritos do Subdomínio de Transição. A) Diagrama K-Na-Ca, com o *trend* cálcio-alkalino definido por Nockolds & Allen (1953) e *trend* e campo trondhjemítico definidos por Barker & Arth (1976); B) diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); C) diagrama An-Ab-Or normativos (O'Connor, 1965, com campos de Barker, 1979).

## COMPARAÇÕES COM OUTROS GRANITOIDES ARQUEANOS DO DOMÍNIO RIO MARIA E SUBDOMÍNIO DE TRANSIÇÃO

Com o intuito de definir um quadro geológico mais preciso para a porção norte do Domínio Rio Maria, foram realizados estudos comparativos, utilizando-se de dados petrográficos e geoquímicos entre os TTG estudados e aqueles correlacionados ao Trondhjemito Mogno e Tonalito Caracol da porção nordeste deste domínio, na região de Xinguara (Figura 1B). Além disso, foram realizadas comparações entre os granodioritos estudados e as rochas da Suíte Guarantã, Granodiorito Grotão e leucogranitos potássicos, ambos do Domínio Rio Maria, além dos leucogranodioritos de Nova Canadá e Velha Canadá (Santos & Oliveira, 2012) do Subdomínio de Transição.

O epidoto-biotita-tonalito descrito neste trabalho possui fortes afinidades texturais e mineralógicas com as rochas do Tonalito Caracol, descritas por Leite *et al.* (2004). Este apresenta marcante bandamento composicional de direção NW-SE e conteúdos modais expressivos de epidoto magmático, tendo a biotita como a principal fase ferromagnésiana. Apresenta-se ainda moderadamente deformado e com textura magmática localmente preservada. Já as feições petrográficas observadas no biotita-trondhjemito são semelhantes às verificadas por Almeida *et al.* (2011) no Trondhjemito Mogno, uma vez que estas apresentam características marcantes, como desenvolvimento de foliação pouco penetrativa de direção NW-SE e, sobretudo, cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados (descalcificados).

As características geoquímicas dos TTG estudados corroboram o que foi discutido acima. Os três grupos geoquímicos de TTG distinguidos neste trabalho (baixa, média ou alta  $(La/Yb)_N$ ; Figuras 11 e 15) são relacionados com a profundidade ou pressão em que seus magmas foram gerados e/ou ligeiras diferenças nas fontes dessas rochas (Moyen *et al.*, 2007; Halla *et al.*, 2009; Moyen, 2009; Almeida *et al.*, 2011). Os TTG pertencentes ao grupo de rochas com altas razões  $(La/Yb)_N$  e  $Sr/Y$  são similares àqueles do Trondhjemito Mogno, descritos por Almeida *et*

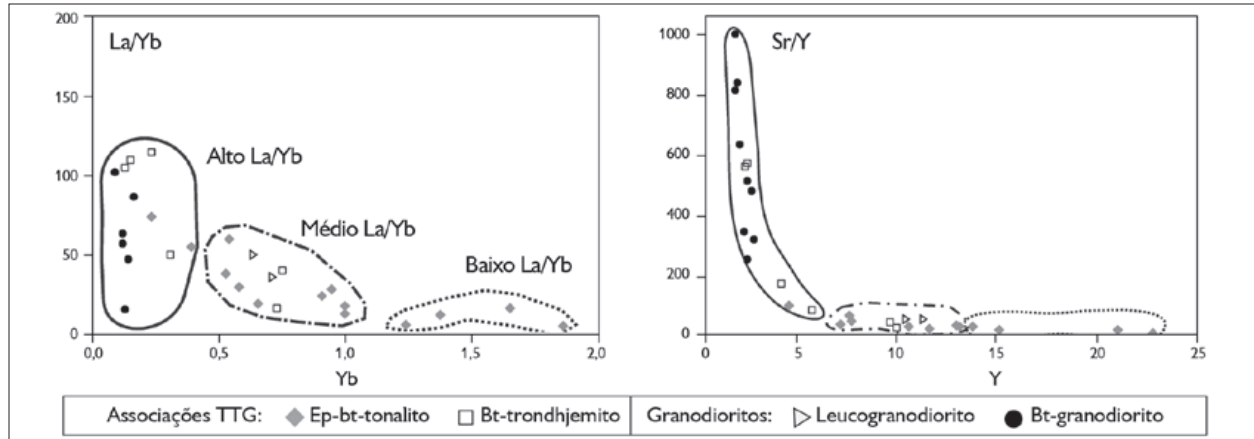


Figura 15. Diagramas  $La/Yb$  versus  $Yb$  e  $Sr/Y$  versus  $Y$  usados para discriminar os diferentes grupos de TTG e granodioritos.

*al.* (2011). Este grupo de rochas inclui a maioria das amostras da unidade biotita-trondhjemito, que provavelmente foi formada no campo de estabilidade da granada, em altas pressões (10-15 kbar). Os TTG de médias a baixas razões  $(La/Yb)_N$  e  $Sr/Y$  possuem forte correlação com as rochas do Tonalito Caracol, estudadas por Almeida *et al.* (2011). Estes grupos são compostos essencialmente por rochas da unidade epidoto-biotita-tonalito, incluindo também amostras isoladas do biotita-trondhjemito, sendo formados provavelmente em condições de pressão intermediária a baixa, próximo do limite do campo de estabilidade da granada com o plagioclásio ( $\leq 10$  kbar).

Entre os vários grupos de leucogranitos da Província Carajás utilizados para comparação neste trabalho, nota-se que a variedade biotita-granodiorito apresenta algumas semelhanças com os corpos da Suíte Guarantã de Almeida *et al.* (2010), principalmente no que diz respeito aos seus aspectos texturais, com a presença marcante de fenocristais de K-feldspato, além do alto conteúdo de Ba e Sr apresentado por essas rochas (Figuras 10A, 10D). Em relação ao Leucogranodiorito Nova Canadá, do Subdomínio de Transição, que também seria formado por magmas afins daqueles da Suíte Guarantã (Santos & Oliveira, 2012), tais similaridades se dariam pelos conteúdos coincidentes de  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$  e  $TiO_2$  com aqueles encontrados nas rochas do biotita-granodiorito,

sendo, porém, este último mais enriquecido em  $CaO$  e empobrecido em  $K_2O$  em relação aos granitos de Nova Canadá (Figura 9). Apesar da afinidade geoquímica dessas rochas, algumas particularidades do biotita-granodiorito devem ser destacadas: a) as altas razões  $(La/Yb)_N$  indicam maior fracionamento de ETR, sobretudo dos ETRP, em relação às rochas da Suíte Guarantã e aos Leucogranodioritos de Nova Canadá (Figura 12C); b) a anomalia positiva de Eu ( $1,11 < Eu/Eu^* < 3,26$ ; Tabela 4), detectada na maioria das amostras, contrasta com aquelas ausentes ou discretas (razões  $Eu/Eu^*$  entre 1,01 e 0,93) registradas na Suíte Guarantã (Almeida *et al.*, 2010) e nas rochas de Nova Canadá (Santos & Oliveira, 2012); c) os baixos conteúdos de HFSE (Zr, Y, Nb) e  $K_2O$  do biotita-granodiorito também diferem claramente em relação aos demais granitos (Figura 9D), devido à natureza mais sódica destas rochas.

Guimarães (2009) caracterizou, na região NW do município de Rio Maria, três *stocks* leucogranodioríticos que definem a unidade Granodiorito Grotão. Essas rochas apresentam textura equigranular fina, moderadamente recristalizada, tendo a biotita como a principal fase máfica, sempre com teor inferior a 5%. Tais aspectos são similares aos descritos para os dois pequenos corpos leucogranodioríticos identificados neste trabalho. Os padrões de ETR destes corpos ratificam claramente a existência de notáveis analogias com o Granodiorito Grotão (Figura 12B),

reforçando ainda mais o que foi sugerido pelos dados de campo e aspectos texturais.

Adicionalmente, a Figura 12D mostra que as rochas granodioríticas apresentadas neste trabalho são claramente distintas em termos de padrões de ETR dos leucogranitos potássicos do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2010) e da região de Velha Canadá do Subdomínio de Transição (Santos & Oliveira, 2012). Estes últimos diferem dos granodioritos estudados pela presença marcante de anomalia negativa de Eu, além do maior enriquecimento de ETR em relação à variedade biotita-granodiorito.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerando-se os dados geológicos disponíveis na literatura, os dados de campo, petrográficos e geoquímicos apresentados e discutidos neste trabalho, foi possível compor o novo quadro geológico para a área, com modificações significativas (Figura 2), a partir das seguintes informações:

- Entre as unidades individualizadas na área, destacam-se as associações TTG que foram separadas em duas grandes unidades: uma tonalítica-trondhjemitica, que ocupa a porção NE da área de trabalho, configurando uma estreita faixa alongada de direção NW-SE para a qual foi mantida a designação de Tonalito Caracol (Vasquez *et al.*, 2008 e Almeida *et al.*, 2011), porém agora com área de ocorrência consideravelmente reduzida; e outra, trondhjemitica, que ocorre na porção sul da área, para a qual foi mantida a designação de Trondhjemitito Mogno, que teve sua área de ocorrência inicialmente subestimada em relação àquela do Tonalito Caracol. Tais associações distinguem-se petrograficamente pelas diferenças nas proporções de minerais máficos, concentrações de epidoto magmático, grau de saussuritização do plagioclásio e intensidade de deformação e recristalização;
- Foram distinguidos dois grupos de granodioritos, que até então não haviam sido descritos: biotita-granodiorito e leucogranodiorito. O primeiro, juntamente com o Trondhjemitito Mogno, torna-se a unidade mais expressiva

da área, ocupando toda sua porção oeste, enquanto o último é bem mais restrito e ocorre como dois pequenos corpos na porção central da área. Estes distinguem-se pelo grau de saussuritização do plagioclásio, que é mais intenso no leucogranodiorito, e pelo grau de deformação, que é maior no biotita-granodiorito. As relações de campo mostram que estes são intrusivos nos granitoides TTG da área, indicando que o período de formação dessas rochas foi posterior àquele definido para os TTG de Rio Maria (2,92-2,96 Ga; Almeida *et al.*, 2011);

- O comportamento geoquímico das associações TTG estudadas denota que fazem parte do grupo com alto conteúdo de  $Al_2O_3$  (Barker, 1979),  $Na_2O$ , e baixo de  $K_2O$ , compatíveis com os dos típicos granitoides arqueanos da série cálcio-alcina trondhjemitica de baixo potássio (Lameyre & Bowden, 1982) ou cálcio-alcina tonalítica-trondhjemitica (Bowden *et al.*, 1984). Exibem ainda padrões fortemente fracionados de ETR, com variações nos conteúdos de ETRP, além da ausência de anomalias de Eu e Sr, e baixos conteúdos de Y e Yb. Tais feições são tipicamente atribuídas a magmas gerados por fusão parcial de uma fonte máfica em diferentes profundidades, com aumento da influência da granada no resíduo, bem como a falta de plagioclásio, tanto na fase residual como na fracionante com o aumento da pressão (Martin *et al.*, 2005). Todas as características geoquímicas então observadas são típicas de rochas TTG (Barker & Arth, 1976; Martin, 1994; Martin & Moyen, 2002; Moyen *et al.*, 2003; Moyen & Stevens, 2006; Almeida *et al.*, 2011). Contudo, existem alguns contrastes composicionais importantes entre as diferentes unidades TTG estudadas, uma vez que o biotita-trondhjemitito (Trondhjemitito Mogno) exibe conteúdos mais elevados de  $Al_2O_3$  e Sr, e das razões  $(La/Yb)_N$  e Sr/Y quando comparado com o epidoto-biotita-tonalito (Tonalito Caracol). Quadro similar é observado para o  $Na_2O$ , enquanto que, para o  $K_2O$ , essas associações apresentam valores similares;
- O biotita-granodiorito possui algumas afinidades composicionais e texturais com os leucogranodioritos – granitos da Suíte Garantã do Domínio Rio Maria (Almeida

*et al.*, 2010) e aqueles da região de Nova Canadá do Subdomínio de Transição (Santos & Oliveira, 2012), onde exibem típica textura seriada, a biotita como o principal mineral ferromagnésiano e altos conteúdos de Ba e Sr. Apesar disso, nota-se que estas rochas são mais enriquecidas em  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e notavelmente mais empobrecidas em  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Y, Zr e Nb, quando comparadas às rochas da Suíte Guarantã e àquelas dos corpos leucogranodioríticos identificados na área, indicando portanto que os magmas que deram origem às rochas estudadas são oriundos de fontes ligeiramente distintas daquelas que deram origem aos granitos da Suíte Guarantã. Tais aspectos também os distinguem dos leucogranitos potássicos do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.*, 2013) e da região de Velha Canadá do Subdomínio de Transição (Santos & Oliveira, 2012). Além disso, diferem ainda pelos padrões de ETR, que são claramente mais fracionados na variedade biotita-granodiorito (alta razão  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ) em relação aos demais granitos citados acima (moderada a alta razão  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ), assim como pela ausência da anomalia negativa de Eu, que é bastante pronunciada nos leucogranitos potássicos. Já o leucogranodiorito descrito neste trabalho possui fortes afinidades geoquímicas com aqueles do tipo Grotão, dado sobretudo pela coincidência dos valores de ETR e moderadas razões  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ;

- Os dados apresentados mostram que o biotita-granodiorito possui algumas feições geoquímicas também observadas nos TTG tradicionais, como os altos conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ , e baixo de  $\text{K}_2\text{O}$ , além de padrão fortemente fracionado de ETR (razão  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  elevada). A forte superposição entre os dados do biotita-granodiorito e dos TTG nos diversos diagramas geoquímicos apresentados – em especial na classificação de Debon & Le Fort (1983) e no diagrama normativo de O'Connor (1965), os quais incidem no campo dos tonalitos e trondhjemitos respectivamente, como reflexo do baixo conteúdo de K dessas rochas – poderia sugerir uma relação genética entre esses granitoides. Por outro lado, os diagramas de Harker para elementos maiores e traço claramente não

favorecem ligação genética por processo de cristalização fracionada entre o biotita-granodiorito e as associações TTG, uma vez que estas rochas apresentam *trends* de evolução distintos, sem nítido alinhamento e, por vezes, paralelos entre essas rochas, indicando, portanto, que as condições de sua gênese e diferenciação foram distintas;

- A hipótese da origem do magma formador do biotita-granodiorito por fusão parcial de fonte TTG pode ser descartada pela ausência de anomalia negativa de Eu nos granodioritos, o que implicaria menor retenção de plagioclásio no resíduo, ao contrário do que é observado para a geração dos leucogranitos potássicos (Sylvester, 1994; Leite *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2013). Além disso, os padrões similares de fracionamento de ETR em relação aos TTG atestam que essas rochas provavelmente não foram oriundas de magmas precursores desses últimos. Sendo assim, as características geoquímicas apresentadas pelo biotita-granodiorito e discutidas por outros autores em granitos análogos de outros crátons, como os granitoides paleoarqueanos do Cráton Pilbara (Champion & Smithies, 2007), mostram que o controle composicional dessas rochas pode ter ocorrido em função de dois ou mais processos: (i) graus variáveis de fusão parcial de basaltos sob diferentes níveis de pressão, o que controlaria a mineralogia residual predominante (em particular a granada e feldspatos), exercendo forte controle no comportamento de ETRP,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , da razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , Sr e Y; (ii) uma fonte mais enriquecida de sedimentos subductados da crosta oceânica para produzir magmas com composição similar ao biotita-granodiorito (Moyen *et al.*, 2007).

## AGRADECIMENTOS

Aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG-IG-UFPA), pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho; ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (IG e PPGG – UFPA) pelo suporte técnico; à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado ao primeiro autor;

ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), por concessão de bolsas de produtividade em pesquisa (D. C. Oliveira – Processos nº 502074/2009-4 e 311610/2012-9); à Faculdade de Geologia do Campus de Marabá, pelo apoio às atividades de campo. Este trabalho é uma contribuição para o convênio Vale/Fundação Amazônia Paraense de Amparo à Pesquisa (FAPESPA) edital 01/2010, ICAAF: 053/2011 e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia (INCT) de Geociências da Amazônia (GEOCIAM – CNPq/MCT/FAPESPA – Processo nº 573733/2008-2).

## REFERÊNCIAS

- ACMELABS, s.d. Disponível em: <www.acmelab.com>. Acesso em: 19 outubro 2012.
- ALMEIDA, J. A. C., R. DALL'AGNOL & D. C. OLIVEIRA, 2006. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. **Revista Brasileira de Geociências** 36(2): 282-295.
- ALMEIDA, J. A. C., M. A. OLIVEIRA, R. DALL'AGNOL, F. J. ALTHOFF & R. M. K. BORGES, 2008. **Relatório de mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Marajoara (SB-22-Z-C-V): 1-147**. Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Belém-PA.
- 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(3-4): 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, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. **Precambrian Research** 187(1-2): 201-221.
- ALMEIDA, J. A. C., R. DALL'AGNOL & A. A. S. LEITE, 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 42: 103-126.
- ALTHOFF, F. J., P. BARBEY & A.-M. BOULLIER, 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). **Precambrian Research** 104(3-4): 187-206.
- ARAÚJO, O. J. B., R. G. N. MAIA, J. J. X. SILVA & J. B. S. COSTA, 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. **Anais do Congresso Latino Americano de Geologia** 7(1): 324-338.
- 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(4): 453-460.
- BARKER, F. & J. G. ARTH, 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. **Geology** 4(10): 596-600.
- BARKER, F., 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. BARKER (Ed.): **Trondhjemites, dacites and related rocks**: 1-12. Elsevier, Amsterdam.
- BARROS, C. E. M. & R. DALL'AGNOL, 1994. Deformação de rochas granitóides em regime dúctil: O exemplo do Gnaiss Estrela, região de Carajás. **Revista Brasileira de Geociências** 24(3): 129-138.
- BOWDEN, P., R. A. BATCHELOR, B. W. CHAPPELL, J. DIDIER & J. LAMEYRE, 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. **Physics of the Earth and Planetary Interiors** 35(1-3): 1-11.
- CHAMPION, D. C. & R. H. SMITHIES, 2003. Archean granites. In: P. BLEVIN, M. JONES & B. W. CHAPPELL (Eds.): **Magma to mineralisation: the Ishihara Symposium**: 13-18. Geoscience Australia, Canberra.
- CHAMPION, D. C. & R. H. SMITHIES, 2007. Geochemistry of Paleoproterozoic Granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: implications for early Archean crustal growth. In: M. J. VAN KRANENDONK, R. H. SMITHIES & V. C. BENNETT (Eds.): **Earth's Oldest Rocks**: 369-410. Elsevier (Developments in Precambrian Geology, 15), Amsterdam.
- CONDIE, K. C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. **Chemical Geology** 104(1-4): 1-37.
- CONDIE, K. C., 2005. **Earth as an Evolving Planetary System**: 1-447. Elsevier, Burlington.
- DALL'AGNOL, R., O. T. RÄMÖ, M. S. MAGALHÃES & M. J. B. MACAMBIRA, 1997. Archean granitoids as magma sources for the anorogenic Paleoproterozoic Jamon and Musa granites (Eastern Amazonian craton): new constraints based on geochemical and Sm-Nd isotope data. **Extended abstracts of the South American Symposium on Isotope Geology** 1: 96-97.
- DALL'AGNOL, R., N. P. TEIXEIRA, O. T. RÄMÖ, C. A. V. MOURA, M. J. B. MACAMBIRA & D. C. OLIVEIRA, 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. **Lithos** 80: 101-129.
- 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. **Abstracts of Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton** 1: 97-150.

- 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(3): 135-149.
- DE LA ROCHE, H., J. LETERRIER, P. GRANDCLAUDE & M. MARCHAL, 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1R_2$ -diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology** 29(1-4): 183-210.
- DRUMMOND, M. S. & M. J. DEFANT, 1990. A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and crustal growth via slab melting: archaean to modern comparisons. **Journal of Geophysical Research** 95(B13): 21503-21521.
- EVENSEN, N. M., P. T. HAMILTON & R. K. O'NIONS, 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 42(8): 1199-1212.
- FEIO, G. R. L., R. DALL'AGNOL, E. L. DANTAS, M. J. B. MACAMBIRA, J. O. S. SANTOS, F. J. ALTHOFF & J. E. B. SOARES, 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research** 227: 157-185.
- FROST, C. D., B. R. FROST, R. KIRKWOOD & K. R. CHAMBERLAIN, 2006. The tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) to granodiorite-granite (GG) transition in the late Archean plutonic rocks of the central Wyoming Province. **Canadian Journal of Earth Sciences** 43(10): 1419-1444.
- GABRIEL, E. O., 2012. **Geologia, Geoquímica e Petrologia Magnética dos granitoides arqueanos da porção nordeste de Água Azul do Norte – Província Carajás**: 1-117. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.
- GABRIEL, E. O., D. C. OLIVEIRA & M. A. GALARZA, 2010. Petrografia e Geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 45: 1 CD-ROM.
- GOMES, A. C. B. & R. DALL'AGNOL, 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTGs com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. **Revista Brasileira de Geociências** 37(1): 182-193.
- GUIMARÃES, F. V., 2009. **Geologia, petrografia e geoquímica do Trondhjemito Mogno e rochas arqueanas associadas, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria – SE do Pará**: 1-102. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.
- GUIMARÃES, F. V., R. DALL'AGNOL, J. A. C. ALMEIDA & M. A. OLIVEIRA, 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha, Terreno Granito-Greenstone mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. **Revista Brasileira de Geociências** 40(2): 196-211.
- HALLA, J., J. VAN HUNEN, E. HEILIMO & P. HÖLTTÄ, 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. **Precambrian Research** 174(1-2): 155-162.
- HANSON, G. N., 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. **Reviews in Mineralogy** 21(1): 79-97.
- HUHN, S. R. B., A. B. S. SANTOS, A. F. AMARAL, E. J. LEDSHAM, J. L. GOUVEIA, L. B. P. MARTINS, R. M. G. MONTALVÃO & V. G. COSTA, 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria – Sul do Pará. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 35: 1438-1453.
- 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. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 6(1): 463-466.
- IRVINE, T. N. & W. R. A. BARAGAR, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences** 8: 523-548.
- JAYANANDA, M., D. CHARDON, J.-J. PEUCAT & R. CAPDEVILA, 2006. 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: tectonic, geochronologic and geochemical constraints. **Precambrian Research** 150(1-2): 1-26.
- 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). **Abstracts of the International Geological Congress** 31: 1 CD-ROM.
- LAMEYRE, J. & P. BOWDEN, 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research** 14(1-2): 169-186.
- LE MAITRE, R. W. (Ed.), 2002. **Igneous rocks: a classification and glossary of terms**: 1-193. Cambridge University Press, London.
- LEITE, A. A. S., R. DALL'AGNOL & F. J. ALTHOFF, 1999. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria – Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências** 29(3): 429-436.
- LEITE, A. A. S., R. DALL'AGNOL, M. J. B. MACAMBIRA & F. J. ALTHOFF, 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências** 34(4): 447-458.
- MACAMBIRA, M. J. B. & J. M. LAFON, 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra** 7: 263-288.
- MACAMBIRA, E. M. B. & A. G. VALE, 1997. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. São Félix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará: 1-384. DNP/ CPRM, Brasília.

- MACHADO, N., Z. LINDENMAYER, T. E. KROGH & D. LINDENMAYER, 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. **Precambrian Research** 49(3-4): 329-354.
- MARTIN, H., 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: K. C. CONDIE (Ed.): **Archean crustal evolution**: 205-259. Elsevier (Developments in Precambrian Geology, 11), Amsterdam.
- MARTIN, H. & J. F. MOYEN, 2002. Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth. **Geology** 30(4): 319-322.
- MARTIN, H., R. H. SMITHIES, R. RAPP, J. -F. MOYEN & D. CHAMPION, 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. **Lithos** 79(1-2): 1-24.
- MEDEIROS, H. & R. DALL'AGNOL, 1988. Petrologia da Porção Leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, Sudeste do Pará. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 35(3): 1488-1499.
- MIKKOLA, P., H. HUHMA, E. HEILIMO & M. WHITEHOUSE, 2011. Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: constraints from geochemistry and isotopes of granitoids. **Lithos** 125(1-2): 287-307.
- 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(7): 789-811.
- MOYEN, J. F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature". **Lithos** 112(3-4): 556-574.
- MOYEN, J. F., H. MARTIN, M. JAYANANDA & B. AUVRAY, 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). **Precambrian Research** 127(1-3): 103-123.
- MOYEN, J. F. & G. STEVENS, 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. In: K. BENN, J. C. MARESCHAL & K. C. CONDIE (Eds.): **Archean geodynamics and environments**: 149-178. American Geophysical Union, Washington.
- MOYEN, J. F., G. STEVENS, A. F. M. KISTERS & R. W. BELCHER, 2007. TTG plutons of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. In: M. J. VAN KRANENDONK, R. H. SMITHIES & V. C. BENNET (Eds.): **Earth's oldest rocks**: 607-668. Elsevier, Amsterdam.
- NOCKOLDS, S. R. & R. ALLEN, 1953. The geochemistry of some igneous rock series, Part I. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 4(3): 105-142.
- O'CONNOR, J. T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. **United States Geological Survey Professional Paper** 525B: 79-84.
- OLIVEIRA, D. C., P. J. L. SANTOS, E. O. GABRIEL, D. S. RODRIGUES, A. C. FARESin, M. L. T. SILVA, S. D. SOUSA, R. V. SANTOS, A. C. SILVA, M. C. SOUZA, R. D. SANTOS & M. J. B. MACAMBIRA, 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 45: 1 CD-ROM.
- 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(10): 2121-2148.
- PECCERILLO, A. & S. R. TAYLOR, 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 58(1): 63-81.
- PIMENTEL, M. M. & N. MACHADO, 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. **Boletim de Resumos Expandidos do Congresso Brasileiro de Geologia** 38(2): 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 (charnockitoid-like) with xenoliths of enderbite gneisses dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. **Boletim de Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia** 8: 1 CD-ROM.
- RODRIGUES, D. S., D. C. OLIVEIRA & M. J. B. MACAMBIRA, 2010. Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo granítico da porção SW de vila Sedere III, município de Água Azul do Norte – Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 45: 1 CD-ROM.
- ROLANDO, A. P. & M. J. B. MACAMBIRA, 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. **Expanded Abstracts of the South American Symposium on Isotope Geology** 4: 1-CD-ROM.
- SANTOS, A. & J. I. C. PENA FILHO, 2000. **Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Região de Xinguara, folha Xinguara (SB-22-Z-C), Estado do Pará**: 1-120. Texto explicativo. DNPM/CPRM, Brasília.
- SANTOS, R. D., M. A. GALARZA & D. C. OLIVEIRA, 2012. Caracterização Geoquímica, Geocronológica e Isotópica do Diopsídio-Norito Pium – Província Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 46: 1 CD-ROM.
- SANTOS, P. J. L. & D. C. OLIVEIRA, 2012. Geologia, Petrografia e Geoquímica das Associações Granodioríticas-Graníticas de Nova Canadá, Subdomínio de Transição, Província Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 46: 1 CD-ROM.
- 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 granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 42: 1 CD-ROM.



SHAND, S. J., 1950. **Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits**: 1-488. Thomas Murby, London.

SILVA, A. C., 2013. **Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos da área de vila Jussara, Província Carajás**. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Belém.

SILVA, G. G., M. I. C. LIMA, A. R. F. ANDRADE, R. S. ISSLER & G. GUIMARÃES, 1974. Geologia. In: BRASIL: **Projeto RADAMBRASIL**: Folha SB.22 Araguaia e parte de SC.22 Tocantins; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da Terra: 1: 1-143. Programa de Integração Nacional (Levantamento de Recursos Naturais, 4), Rio de Janeiro.

SILVA JR., R. O., R. DALL'AGNOL & E. P. OLIVEIRA, 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. **Geochimica Brasiliensis** 13(2): 163-181.

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

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

TASSINARI, C. C. G. & M. J. B. MACAMBIRA, 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes** 22(3): 174-182.

VASQUEZ, M. L., 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. In: M. L. VASQUES & L. T. ROSA-COSTA (Orgs.): **Escala 1:1.000.000**: 118-121. CPRM, Belém.

WHITNEY, D. L. & B. W. EVANS, 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist** 95: 185-187.

