

Colocação, metamorfismo e natureza dos anfíbolitos de Água Azul do Norte, Província Carajás

*Emplacement, Metamorphism and nature of the
Água Azul do Norte amphibolites, Carajás Province*

Diwhemerson Barbosa de Souza^{1,2}, Davis Carvalho de Oliveira^{1,2},

Lena Virgínia Soares Monteiro³, Eleilson Oliveira Gabriel^{1,2}, Bhrenno Marangoanha^{1,2}

¹Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará - UFPA, Caixa Postal 8.608, CEP 66075-900, Belém, PA, BR (diw@ufpa.br; davis@ufpa.br; eleilson@ufpa.br; bhrenno@ufpa.br)

²Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) – Instituto de Geociências Universidade Federal do Pará - UFPA

³Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP (lena.monteiro@usp.br).

Recebido em 3 de junho de 2016; aceito em 9 de outubro de 2017

Resumo

Os corpos metamáficos de Água Azul do Norte, porção centro-sul do Domínio Carajás, são intrusivos em uma crosta TTG e correspondem a duas variedades: (i) actinolita anfíbolito, que ocorre como um corpo alongado de orientação geral N-S e inflexão para NE, com ~ 17 km de extensão. É formado por plagioclásio e anfíbólio, com relíquias de cristais de piroxênio e plagioclásio ígneos associados à textura blasto-subofítica; e (ii) diopsídio anfíbolito, de ocorrência restrita ao extremo leste da área, que aflora como pequenos corpos lenticulares, anastomosados e de orientação NW-SE. Estes possuem protólito de composição semelhante aos basaltos toleíticos e razões HFSE que sugerem uma fonte derivada do manto primitivo, com mudanças significativas na composição do magma devido à interação com a crosta e/ou a litosfera subcontinental. As evidências química, mineralógica e textural indicam que o protólito do actinolita anfíbolito foi deformado em estágio submagmático e, posteriormente, em estado sólido em profundidades rasas. Em contrapartida, o diopsídio anfíbolito foi submetido a regime de deformação dúctil em profundidades relativamente elevadas. A colocação e deformação desses corpos estaria relacionada ao momento D2 sob o qual a crosta TTG de Água Azul sofreu deformação heterogênea com acomodação de zonas de cisalhamento dextrais e sinistrais. A trajetória metamórfica do actinolita anfíbolito revela decompressão isothermal (com pico metamórfico em 2,7 kbar e 430°C e equilíbrio retrometamórfico em 1,2 kbar e 425°C), associada à sua exumação e/ou à colocação de corpos de leucogranito, enquanto o diopsídio anfíbolito registrou metamorfismo em fácies anfíbolito sob condições de nível crustal intermediário e ambiente de crosta relativamente fria (5 kbar; 540°C). Esses dados evidenciam história metamórfica distinta para os corpos anfíbolíticos e a exumação e exposição de segmentos de crosta arqueana relativamente profunda na região de Água Azul do Norte (~ 9 – 16 km).

Palavras-chave: Anfíbolito; Geoquímica; Geotermobarometria; Arqueano; Carajás.

Abstract

The metamafic bodies identified in the Água Azul do Norte area, located in the south-central portion of the Carajás Domain, crosscut the tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) basement and encompass two varieties: (i) actinolite amphibolite, an extensive elongated body (~ 17 km long) with N-S orientation and inflection to NE and essentially composed of plagioclase and amphibole, with relics of igneous pyroxene and plagioclase, defining a subophitic texture; and (ii) diopside amphibolite, with occurrence restricted to the extreme east of the area, outcropping as small lenticular anastomosed bodies of NW-SE orientation. These bodies have a protolith with composition compatible with tholeiitic basalts and ratios of incompatible high field strength elements (HFSE) that suggest source derived from primitive mantle, with significant changes in the magma composition due to interaction with the continental crust and/or subcontinental lithosphere. The chemical-mineralogical and textural evidences indicate that the protolith of actinolite amphibolite underwent deformation in the submagmatic stage and later deformation in solid state at shallow depths. In contrast, the diopside amphibolite was submitted to ductile deformation regime in relatively high depths. The emplacement and deformation of these rocks would be related to D2 moment, which the TTG crust of Água Azul area was submitted during heterogeneous deformation with accommodation of dextral

and sinistral shear zones. The metamorphic path of the actinolite amphibolite reveals isothermal decompression (metamorphic peak at 2.7 kbar and 430°C; and retrometamorphic equilibrium at 1.2 kbar and 425°C), associated with its exhumation and/or emplacement of leucogranite bodies, whereas the diopside amphibolite indicates metamorphism under amphibolite facies conditions in intermediate crustal level and environment of relatively cold crust (5 kbar; 540°C). These data indicate distinct metamorphic evolution for the amphibolites besides exhumation and exposure of relatively deep crustal levels in Água Azul do Norte (~9 – 16 km).

Keywords: Amphibolite; Geochemistry; Thermobarometry; Archean; Carajás.

INTRODUÇÃO

Em função do seu enorme potencial metalogenético, a Província Carajás tem sido alvo de diversos estudos geológicos ao longo das últimas décadas, resultando na individualização de diversos granitoides nas áreas antes atribuídas ao Complexo Xingu. Tais investigações possibilitaram, juntamente com pesquisas geofísicas e estruturais, elaborar propostas de compartimentação da província em segmentos crustais tectonicamente distintos (Costa et al., 1995; Souza et al., 1996; Althoff et al., 2000; Dall’Agnol et al., 2006; Santos, 2003; Dall’Agnol et al., 2013). No entanto, estudos sobre a evolução magmática e metamórfica de rochas ultramáficas e máficas em seus diferentes domínios tectônicos ainda permanecem restritos às áreas de ocorrência das sequências metavulcanossedimentares de idade mesoarqueana. Os trabalhos de Souza et al. (1996, 2001) e Sousa et al. (2015) sugerem metamorfismo em condições de fácies xisto verde a anfibolito para os metabasaltos e metakomatiitos das sequências *greenstone belts* de Identidade e Sapucaia, respectivamente. Esses autores atribuíram às rochas vulcânicas, fontes mantélicas e formação em ambiente de arco de ilha (e.g., *Greenstone Belt* de Identidade; Souza et al., 1996, 2001) ou associação com platôs ou ilhas oceânicas (e.g., *Greenstone Belt* de Sapucaia; Sousa et al., 2015). Corpos de rochas metamáficas, reconhecidos próximo à cidade de Nova Canadá, foram caracterizados petrograficamente, permitindo estimativa das condições de metamorfismo na fácies anfibolito sob temperatura e pressão intermediárias (Marangoanha e Oliveira, 2014). Contudo, apesar dos avanços no estudo de rochas metamáficas na Província Carajás, trabalhos referentes à caracterização dos protólitos e à evolução metamórfica dos extensos corpos anfibolíticos, recentemente identificados na área de Água Azul do Norte, são ainda inexistentes.

Levando-se em consideração as limitações no conhecimento e a escassez de dados disponíveis sobre os corpos metamáficos de Água Azul do Norte, antes inseridos indiscriminadamente no contexto geológico do Grupo Sapucaia e do Complexo Xingu (Araújo e Maia, 1991), o presente estudo visou aprimorar o conhecimento da geologia desse local, a partir da caracterização das paragêneses que constituem esses corpos, de seus processos deformacionais e de suas relações estruturais com o embasamento TTG, permitindo, com isso, que fosse definido um modelo de colocação

para esses corpos. Aliados às informações tectono-estruturais levantadas na área, dados geoquímicos e de química mineral foram utilizados para auxiliar na definição da natureza e do ambiente de formação do magmatismo máfico, bem como de suas trajetórias metamórficas, contribuindo, dessa forma, para a reconstituição de parte da história evolutiva arqueana da Província Carajás.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás (Santos, 2003) está situada na porção sudeste do Cráton Amazônico (Almeida et al., 1981) e representa uma parte da Província Amazônia Central, previamente definida por Tassinari e Macambira (1999, 2004; Figura 1A). Souza et al. (1996) subdividiram essa província em Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM), ao sul, e Bloco Carajás (BC), ao norte. O primeiro compreendia as rochas mais antigas com características ígneas bem preservadas, enquanto a porção norte incluiria embasamento mesoarqueano, afetado por eventos tectonotermiais de idade neoarqueana, representado por uma vasta sequência vulcanossedimentar e intrusões granitoides sintectônicas. Posteriormente, Vasquez et al. (2008), revisando a geologia do Estado do Pará e seguindo a proposta de Santos (2003), dividiram a província em dois domínios tectônicos distintos: Domínio Rio Maria (DRM), de idade mesoarqueana (3,00 – 2,87 Ga), e Domínio Carajás, formado por rochas meso- e neoarqueanas (3,00 – 2,76 Ga). Mais recentemente, trabalhos realizados por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides da Universidade Federal do Pará (GPPG-UFPA) mostraram que a área considerada como embasamento da Bacia Carajás, que se estenderia desde a sua borda sul até o limite com o Domínio Rio Maria, não corresponde a uma crosta arqueana tectonicamente homogênea, o que levou à adoção das denominações Domínio Canaã dos Carajás (DCC) e Domínio Sapucaia (DS) para as porções norte e sul desse segmento crustal da província, respectivamente (Figuras 1B e 1C; Dall’Agnol et al., 2013).

O DRM, mesoarqueano, é caracterizado por associações *greenstone belt* do Supergrupo Andorinhas de 3,0 a 2,9 Ga (Macambira e Lancelot, 1991; Pimentel e Machado, 1994; Avelar, 1996; Souza et al., 2001; Sousa et al., 2015). Os granitoides englobam:

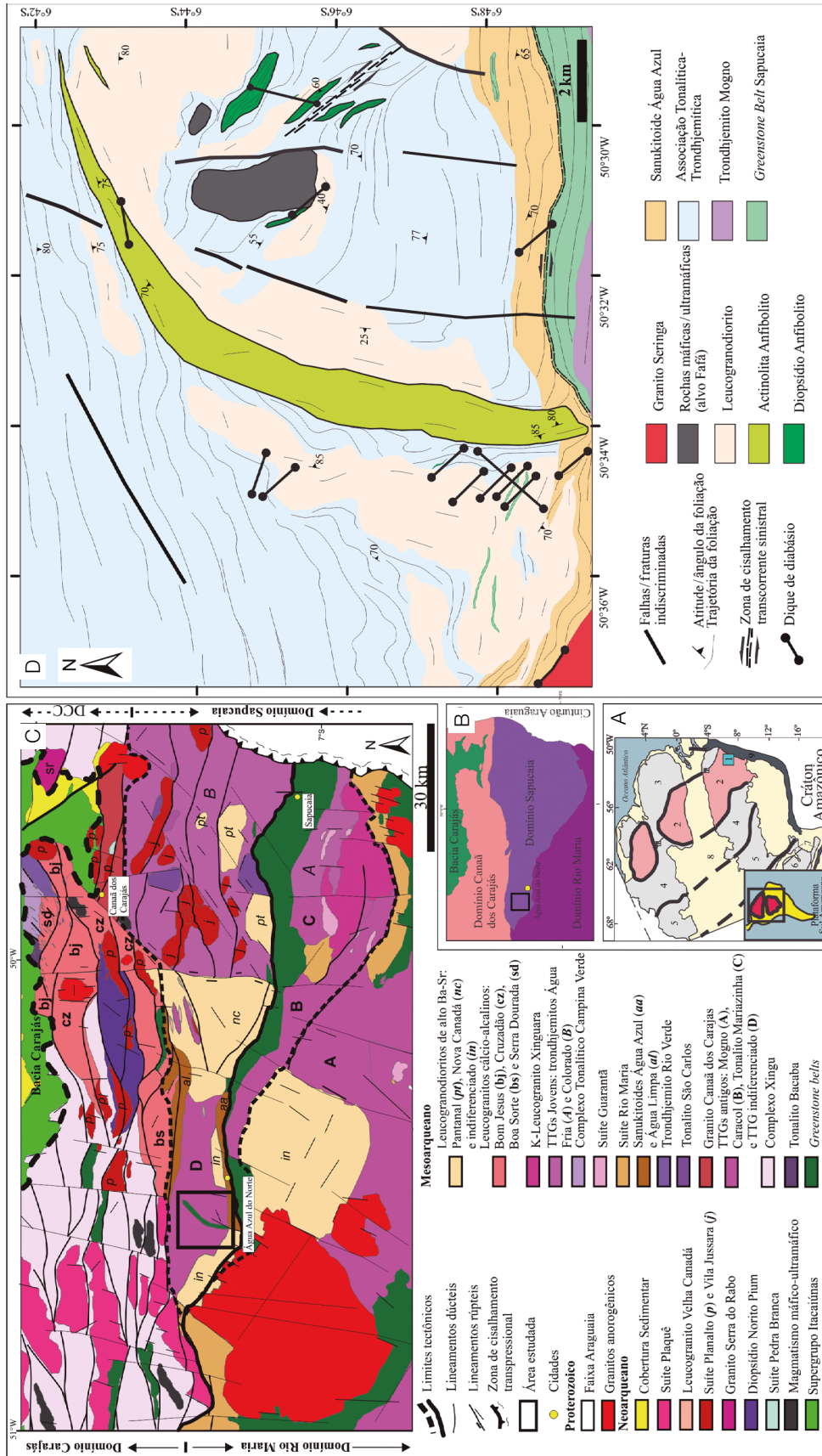


Figura 1. (A) Cráton amazônico e sua posição em relação à plataforma sul-americana; (2) Província Carajás; (3) Província Amazônia Central; (4) Província Maroni Itacatuas; (5) Província Venturi-Tapajós; (6) Província Rio Negro-Juruena; (7) Província Sunsás; (8) cobertura sedimentar da Bacia do Solimões (Tassinari e Macambira, 1999, 2004); (9) nova proposta tectônica para a Província Carajás (Dall’Agnol et al., 2013); (C) mapa geológico da Província Carajás, destacando a área de ocorrência dos corpos anfibolíticos de Água Azul do Norte. Modificado de Vasquez et al. (2008), Oliveira et al. (2010), Feio et al. (2013), Guimarães et al. (2012), Santos et al. (2012), Santos e Oliveira (2012), e Gabriel (2012); (D) mapa geológico da área de Água Azul do Norte, com destaque para os corpos anfibolíticos.

1. rochas TTG de 2,96 – 2,93 Ga (Macambira e Lafon, 1995; Almeida et al., 2011);
2. Suíte Sanukitoide Rio Maria e rochas associadas de 2,87 Ga (Oliveira et al., 2009; Santos e Oliveira, 2015);
3. leucogranodiorito-granitos de alto Ba-Sr agrupados na Suíte Guarantã de 2,87 Ga por Almeida et al. (2010);
4. leucogranitos potássicos datados em 2,87 Ga (Leite et al., 2004), representados pelo Granito Mata Surrão e afins.

Já no Paleoproterozoico, esse terreno foi intrudido por granitos tipo-A de 1,88 Ga (Dall'Agnol e Oliveira, 2007) e enxames de diques associados (Rivalenti et al., 1998; Silva et al., 2015).

O DCC é caracterizado pela dominância de granitos mesoarqueanos *stricto sensu* e associações charnockíticas neoarqueanas (Suíte Planalto e Diopsídio-Norito Pium), com raras ocorrências de TTG e granitos anorogênicos (Moreto et al., 2011; Feio et al., 2013; Rodrigues et al., 2014; Santos et al., 2013), enquanto o DS é formado por granitoides TTG, sanukitoides e leucogranitos diversos, análogos àqueles identificados no Domínio Rio Maria, sendo, porém, afetados por eventos neoarqueanos (Oliveira et al., 2010; Teixeira et al., 2013; Silva et al., 2014; Gabriel e Oliveira, 2014; Gabriel et al., 2015; Leite-Santos e Oliveira, 2014, 2016).

Os litotipos de caráter ultramáfico e máfico são reconhecidos em:

1. seqüências de *greenstone belts*, representados pelo Grupo Sapucaia (DOCEGEO, 1988; Costa et al., 1994), que, segundo Sousa et al. (2015), inclui rochas metaultramáficas afins de komatiitos empobrecidos em alumínio (tipo Barberton), cuja composição química sugere semelhanças com basaltos de ilhas oceânicas (OIB) e hornblenda anfíbolitos com protólitos formados em ambiente MORB. Esses autores consideram que o Grupo Sapucaia apresenta resquícios de platôs ou ilhas oceânicas gerados durante o Mesoarqueano;
2. *anfíbolitos*, identificados na localidade de Nova Canadá e Xinguara com protólitos classificados como toleitos de arco de ilha, assinatura geoquímica de N-MORB, os quais foram submetidos a metamorfismo de caráter dinâmico em condições dúcteis em fácies xisto verde a anfíbolito baixo (Marangoanha e Oliveira, 2014; Silva et al., 2015).

EMBASAMENTO DA REGIÃO DE ÁGUA AZUL DO NORTE

O embasamento da região de Água Azul do Norte é representado por uma crosta TTG, predominantemente trondhjêmica. São rochas afins das demais ocorrências TTG do DC (trondhjemitos Rio Verde, Colorado e de Nova Canadá) e

diferem daquelas do DRM (tonalitos Caracol, Arco Verde, Mariazinha, trondhjemitos Mogno e Água Fria), por apresentarem termos mais evoluídos, peraluminosos e conteúdos menos expressivos de minerais acessórios primários, com ausência de plagioclásio intensamente descalcificado (trondhjemitos mogno). O modelo de deformação regional por transpressão sinistral com partição da deformação é adotado para as rochas do embasamento mesoarqueano da região de Água Azul do Norte, semelhante ao que foi estabelecido para o embasamento da Bacia Carajás (Pinheiro e Holdsworth, 2000) e do DRM (Althoff et al., 2000). O bandamento composicional E-W (S_n) representa a estruturação original do batólito, gerada durante sua colocação (~ 2,93 Ga, dados não publicados) dentro de um modelo de deformação com um forte componente de cisalhamento puro (compressão) em condições submagmáticas (Santos et al., 2017). A fase tardia de deformação dúctil (~ 2,87 Ga), dada sob condições de metamorfismo de fácies anfíbolito médio (~ 550°C), é marcada pela transposição de cisalhamento simples e puro das estruturas pretéritas, que deram origem aos padrões de foliação NW-SE, N-S, NE-SW e E-W. Bandas de cisalhamento dextrais N-S e sinistrais NW-SE e NE-SW, bem como as zonas de cisalhamento sinistrais E-W também ocorrem associadas (Figura 1D). Esse momento de deformação está diretamente ligado às intrusões tardias de leucogranitos sin a pós-tectônicos de idade mesoarqueana (Santos et al., 2017).

GEOLOGIA DOS CORPOS METAMÁFICOS DE ÁGUA AZUL DO NORTE

O mapeamento geológico realizado na região de Água Azul do Norte permitiu a identificação, em área antes atribuída apenas às rochas metamórficas do Complexo Xingu e da seqüência *greenstone belt* do Grupo Sapucaia, de uma crosta TTG cortada por granitoides de alto-Mg e leucogranodiorito-granitos mesoarqueanos (Gabriel e Oliveira, 2014; Leite-Santos e Oliveira, 2016). Boa parte desse embasamento granitoide é seccionada por diques de diabásio, corpos e lentes de rochas metamáficas e por intrusões máfica-ultramáficas serpentinizadas (Alvo Fafá; Figura 1D), ainda pouco estudadas e correlacionadas àquelas de idade neoarqueana (Lafon et al., 2000). Os corpos de rochas metamáficas de Água Azul do Norte configuram um relevo definido por morros alinhados de cristas descontínuas, contrastante com aqueles delineados pelas demais unidades, favorecendo a exposição de extensas áreas de ocorrência de rochas metamáficas na porção centro-leste da área de estudo (Figura 2A). Corpos afins foram caracterizados na região de Nova Canadá (Marangoanha e Oliveira, 2014) e Xinguara (Silva et al., 2015). Nesta última, os corpos de rocha metamáfica ocorrem como diques intrusivos no embasamento TTG (Tonalito Mariazinha de 2,93 Ga; Almeida et al., 2011) e

são seccionados por granitoides mais jovens (Leucogranito Xinguara de 2,86 Ga; Leite et al., 2004; Silva et al., 2015). Tais relações podem ser claramente observadas na pedra de Novo Nascimento (Figura 2B), localizada próximo à cidade de Xinguara. A partir das observações de campo, do modo de ocorrência e dos critérios petrográficos e microtexturais, os corpos estudados foram separados em duas variedades:

1. actinolita anfibolito: configura um extenso corpo alongado de orientação geral NNE-SSW, com aproximadamente 17 km de comprimento. Na porção sul da área, esse corpo apresenta orientação N-S, bem como foliação com mesmo *trend*, enquanto na porção norte nota-se uma inflexão, que passa a ter direção NE-SW, tendendo a paralelizar-se ao

trend regional E-W, o que confere aspecto curvado ao corpo (Figura 1D); tal controle estrutural também é observado nos granitoides encaixantes, interpretados como resultado da transposição da foliação mais antiga E-W para uma mais nova de direção geral N-S;

2. diopsídio anfibolito: identificado no extremo leste da área, aflora como pequenos corpos lenticulares de menor expressão, deformados em meio aos granitoides de uma associação tonalítica-trondhjêmica (Figura 1D); possuem orientação NW-SE e são balizados por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral paralela à disposição dos corpos, evidenciando forte controle estrutural para a sua orientação.



Figura 2. Aspectos de campo das rochas metamáficas de Água Azul do Norte: (A) forma de ocorrência; (B) relação de contato de diques metamáficos com os granitoides TTG e leucogranitos, afloramento situado na Pedreira Novo Nascimento em Xinguara-PA; (C) feição mesoscópica do actinolita anfibolito, mostrando a coloração cinza da rocha e granulação fina a média; (D) feição mesoscópica do diopsídio anfibolito, mostrando a coloração cinza escuro da rocha e granulação fina dessa variedade.

PETROGRAFIA E ASPECTOS MICROTEXTURAIS

Actinolita anfíbolito

As rochas desta unidade possuem coloração cinza esbranquiçado, granulação fina a média (Figura 2C), com anisotropia dada pela orientação dos cristais de anfíbólio e plagioclásio. Localmente, é possível observar relíquias de cristais de piroxênio e plagioclásio ígneos, caracterizando textura blastosubofítica. Sua mineralogia é representada essencialmente por anfíbólio (43 – 65%) e plagioclásio (34 – 56%; Figuras 3A e 3B); titanita, ilmenita, quartzo, apatita e minerais opacos ocorrem como acessórios; os minerais secundários são representados por epidoto e sericita, de forma subordinada.

O plagioclásio ocorre como aglomerados de cristais anédricos ou subédricos, inequigranulares com dimensões de 0,2 a 4 mm, contornos sub-retilíneos e geralmente substituídos por sericita e epidoto. Ocasionalmente, ocorre como inclusões nos cristais de anfíbólio. O maclamento do tipo albita é o mais comum, com aqueles do tipo albita-Carlsbad subordinados. Localmente, cristais tabulares de plagioclásio apresentam microfaturas preenchidas por anfíbólio, plagioclásio e quartzo (Figura 3C). Lamelas de geminação irregulares, descontínuas e truncadas são frequentes.

O anfíbólio ocorre como cristais anédricos, de dimensões inferiores a 2,5 mm. Possui pleocroísmo moderado com tonalidades que variam de verde-claro a verde-oliva e moderada birrefringência. Seus contatos são irregulares com os cristais de plagioclásio. Geminação múltipla, maclamento e zoneamento são características comuns nesses cristais.

A titanita ocorre como cristais finos (< 1,5 mm), anédricos e frequentemente associa-se a ilmenita, formando texturas de reações coroníticas (Figura 3D), que se encontram principalmente nas bordas dos cristais de anfíbólio, desenvolvendo contatos irregulares e interlobados. O quartzo ocorre como cristais anédricos de dimensões inferiores a 0,3 mm, com contornos irregulares. Por vezes, possui extinção ondulante e, localmente, ocorre como subgrãos ou encontra-se estirado, formando fitas (*quartz ribbon*).

Diopsídio anfíbolito

Essa unidade é caracterizada por rochas de coloração cinza escura com granulação fina ou média (Figuras 2D e 3E). Mostra textura porfiroblástica com matriz nematoblástica e sem resquícios texturais do seu protólito. Apresenta foliação contínua a espaçada zonal, disjuntiva suave e localmente anastomosada. A foliação milonítica e as estruturas S-C ocorrem localmente, principalmente nas rochas localizadas próximo à zona de cisalhamento sinistral (ver mapa geológico; Figura 1D). As paragêneses minerais reconhecidas nessa

variedade incluem: Plg + Amph + Di + Ilm, que representa o pico metamórfico, e Plg + Amph + Ep + Czo + Tit + Ap + Qtz + Ser, associada ao retrometamorfismo.

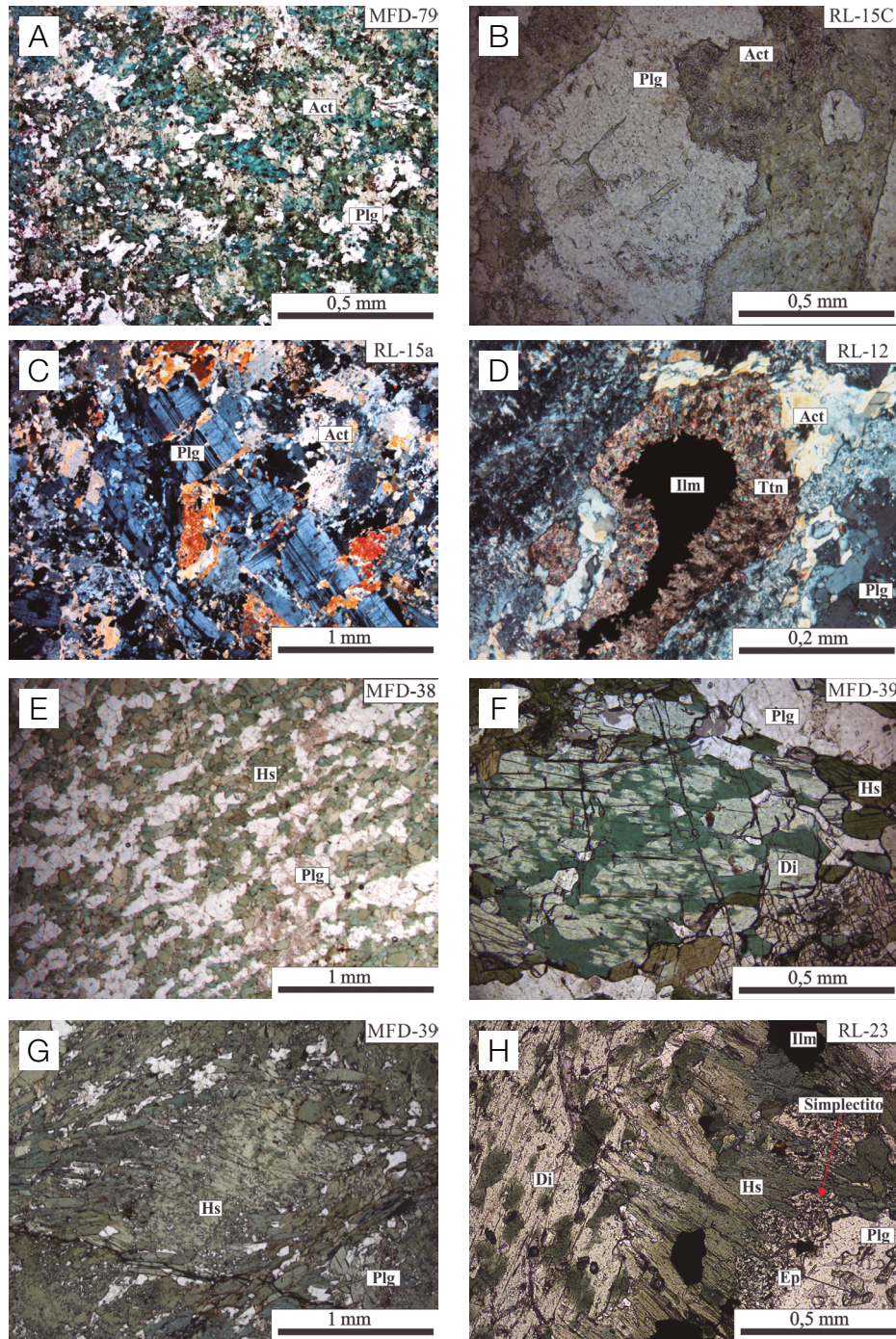
O plagioclásio ocorre como cristais subédricos, equigranulares com dimensões menores que 4 mm e difere daqueles descritos anteriormente pela ausência de cristais preservados e pelo menor grau de alteração para sericita. O anfíbólio ocorre principalmente como cristais subédricos, fortemente orientados, com dimensões de até 3,8 mm. Mostra pleocroísmo forte com variações de verde-claro ao verde-escuro. Ocorre mantendo e substituindo os cristais de diopsídio (Figura 3F) ou como porfiroblastos anédricos com dimensões que variam de 6 a 10 mm (Figura 3G). Em geral, a foliação amolda-se à forma desses cristais, sendo que, em alguns casos, esses porfiroblastos possuem uma foliação interna, oblíqua à foliação milonítica, sugerindo sua blastese sin-cinemática em relação a uma foliação metamórfica prévia ao cisalhamento. Isso sugere a existência de, pelo menos, duas gerações de anfíbólio nessas rochas: a primeira prévia à milonitização, representada pelos porfiroblastos, e a segunda, representada pelo anfíbólio retrometamórfico que ocorre nas bordas do diopsídio. Associados a essa segunda geração de anfíbólio são reconhecidos finos simplectitos nos contatos entre clinopiroxênio e plagioclásio, caracterizados pelo intercrescimento de epidoto rico em ferro (Fe) e clinozoisita com diminutas lamelas de quartzo (Figura 3H). A titanita ocorre como pequenos cristais subédricos com dimensões inferiores a 1,5 mm e contatos interlobados com o anfíbólio. Ocorre também substituindo a ilmenita, que, por sua vez, apresenta-se como cristais subédricos finos (< 0,5 mm) e dispostos segundo os planos de clivagem do anfíbólio ou em vênulas milimétricas.

QUÍMICA MINERAL

As análises de química mineral dos metabasitos de Água Azul do Norte foram obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB), com equipamento Jeol, modelo JXA-8230 equipado com cinco espectrômetros WDS e um EDS, sob as seguintes condições de análise: corrente de aceleração do feixe de elétrons de $20 \pm 0,1 \text{ nA}$, tensão de 15 kV e feixe de elétrons de 5 μm (de diâmetro). Silicatos naturais foram usados como padrões para todos os elementos. Foram analisados plagioclásio, anfíbólio e piroxênio, classificados conforme as recomendações de Deer et al. (1992), Leak et al. (1997) e Morimoto (1988), respectivamente.

Plagioclásio

As variações da composição do plagioclásio analisado (Figura 4A) e as suas fórmulas estruturais (1, 2, 3 e 4),



Act: actinolita; Di: diopsídio; Ep: epidoto; HS: hastingsita; Ilm: ilmenita; Plg: plagioclásio; Ttn: titanita. Fonte: abreviações minerais de Kretz (1973).

Figura 3. Aspectos texturais das rochas metabásicas de Água Azul do Norte: (A) aspecto microtextural do actinolita anfibolito, mostrando conteúdo mineral com predominância de plagioclásio e anfibólio (polarização simples); (B) cristal de actinolita, mostrando contato irregular e interlobado com plagioclásio; (C) cristal subédrico de plagioclásio reliquiar com microfraturas preenchidas por anfibólio, quartzo e recristalização de plagioclásio (polarização cruzada); (D) cristal xenomórfico de ilmenita manteado por titanita, evidenciando reação metamórfica; (E) aspecto microtextural do diopsídio anfibolito, com destaque para textura granonematoblástica (polarização simples); (F) cristal anédrico de diopsídio, parcialmente substituído por Mg-hastingsita (polarização simples); (G) porfiroblasto de Mg-hastingsita; notar a foliação principal moldando-se à forma deste cristal e uma foliação interna oblíqua, evidenciando seu caráter sin-cinemático à essa foliação (polarização simples); (H) simplectitos constituídos por intercrescimentos de epidoto rico em Fe e clinozoisita com finas lamelas de quartzo nas bordas dos cristais de Mg-hastingsita em contato com o plagioclásio (polarização simples).

calculadas na base de 32 oxigênios, são apresentadas na Tabela 1. No actinolita anfíbolito, o plagioclásio possui uma ampla variação composicional, desde oligoclásio cálcico a labradorita cálcica (An₂₈ a An₆₅). As Figuras 5A e 5B evidenciam que alguns cristais de plagioclásio representam heranças ígneas, o que é indicado pelo maior conteúdo de Ca e Al total (conteúdo mais elevado da molécula anortita, An = ~52) e das razões Ca/(Ca + Na + K) e (Al-1)/(Al + Si-3). No entanto, o plagioclásio metamórfico também foi reconhecido e apresenta-se mais enriquecido em Na e Si (mais sódico, An = ~ 31). O plagioclásio do diopsídio anfíbolito possui composição mais homogênea, concentrada no campo da andesina sódica (An₃₁ a An₃₅). Apesar de não haver um zoneamento expressivo nos cristais desse conjunto de rochas, é possível notar o centro dos cristais levemente mais enriquecidos em Ca e Al em detrimento do Si e Na, que, por sua vez, são mais abundantes nas bordas (Figura 6C), o que pode refletir reequilíbrio retrometamórfico.

Actinolita anfíbolito – Amostra DME-34 (um cristal)

Núcleo (n): (Ab_{47,42}An_{52,23}Or_{0,35}) - (Na_{0,47}Ca_{0,52}K_{0,003})Al_{1,58}Si_{2,43}O₈ – labradorita (1)

Borda (b): (Ab_{67,43}An_{32,23}Or_{0,34}) - (Na_{0,67}Ca_{0,32}K_{0,003})Al_{1,40}Si_{2,61}O₈ – andesina (2)

Diopsídio Anfíbolito – Amostra MDF-39 (um cristal)

Núcleo (n): (Ab_{65,26}An_{33,50}Or_{1,24}) - (Na_{0,65}Ca_{0,33}K_{0,012})Al_{1,39}Si_{2,62}O₈ – andesina (3)

Borda (b): (Ab_{65,43}An_{33,26}Or_{1,31}) - (Na_{0,65}Ca_{0,33}K_{0,013})Al_{1,39}Si_{2,62}O₈ – andesina (4)

Anfíbólio

Os dados analíticos obtidos para o anfíbólio e o cálculo de sua fórmula estrutural (7, 8 e 9) na base de 23 átomos de oxigênio são mostrados na Tabela 1. O anfíbólio do actinolita anfíbolito apresenta-se zonado, com razão Mg/Fe levemente maior em relação ao anfíbólio do diopsídio

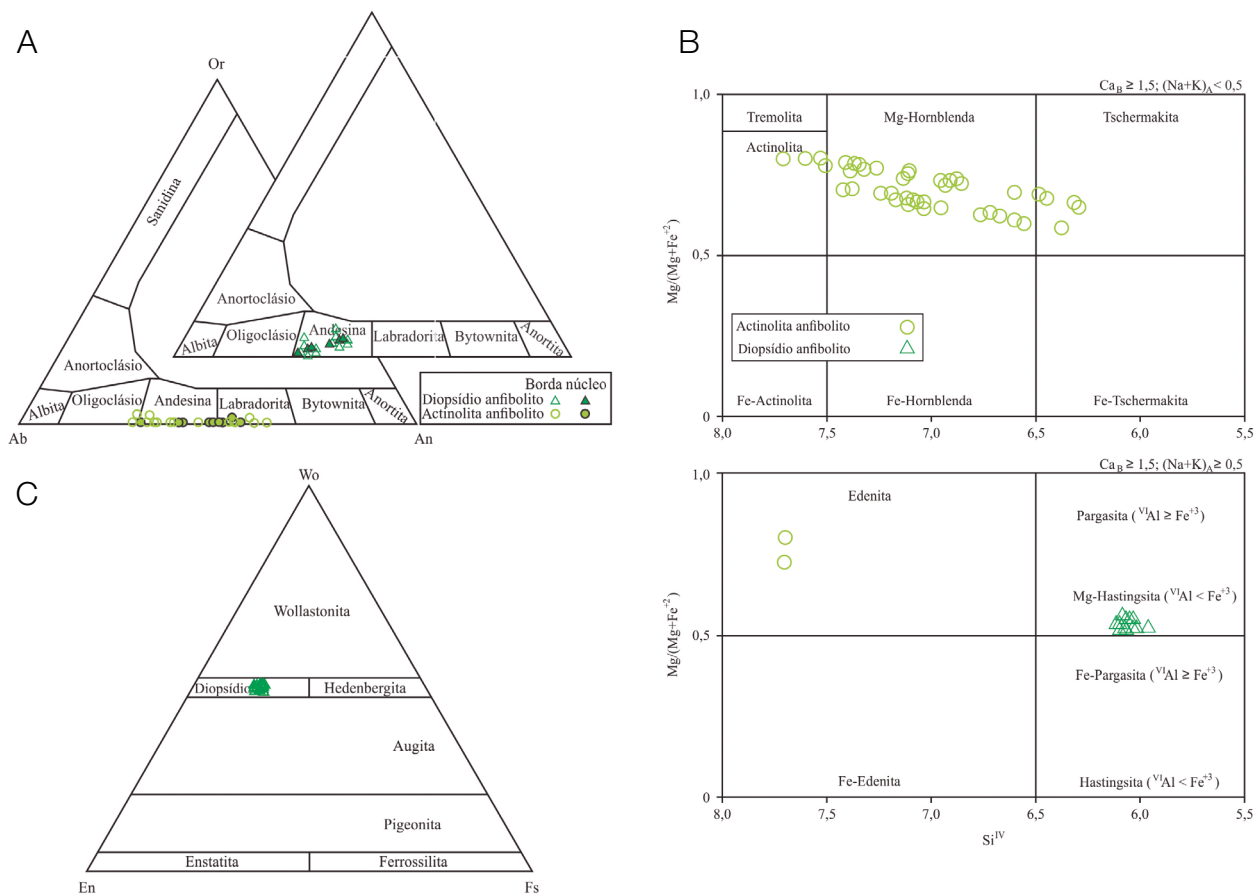


Figura 4. Diagramas de classificação de minerais das rochas metabásicas de Água Azul do Norte: (A) plagioclásio, segundo Deer et al. (1992); (B) anfíbólio, segundo Leak et al. (1997); (C) piroxênio, segundo Morimoto (1988).

anfibolito. Mostra ampla variação composicional, com análises incidindo nos campos da Mg-hornblenda, tschermakita, actinolita e edenita (Figura 4B), de acordo com a classificação de Leak et al. (1997). As composições obtidas no núcleo dos cristais são mais enriquecidas em Al, Na, K e Ti, o que favorece a formação da molécula de tschermakita (Figura 7). Por outro lado, as bordas são empobrecidas nesses elementos e são ricas em Ca e Si, denunciando a presença de actinolita. Na transição entre tais zonas, observa-se um aumento no conteúdo de Mg, o que resulta na formação de Mg-hornblenda (Figuras 6 e 7). No diopsídio anfibolito, o anfibólio, além de apresentar

razão Mg/Fe levemente menor do que aquela dos cristais de anfibólio do actinolita anfibolito, possui conteúdos de ^{VI}Al de ~ 0,40 a.p.f.u (átomos por fórmula unitária) e de Fe^{3+} entre 0,72 e 0,80 a.p.f.u, o que permite classificá-lo como Mg-hastingsita. O núcleo desses cristais é levemente empobrecido em Si e Al, e enriquecido em Mg e Ca, porém não ocorre uma variação composicional capaz de mudar a sua classificação.

Actinolita anfibolito – amostra DME-34

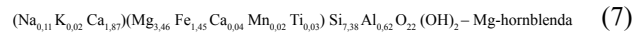
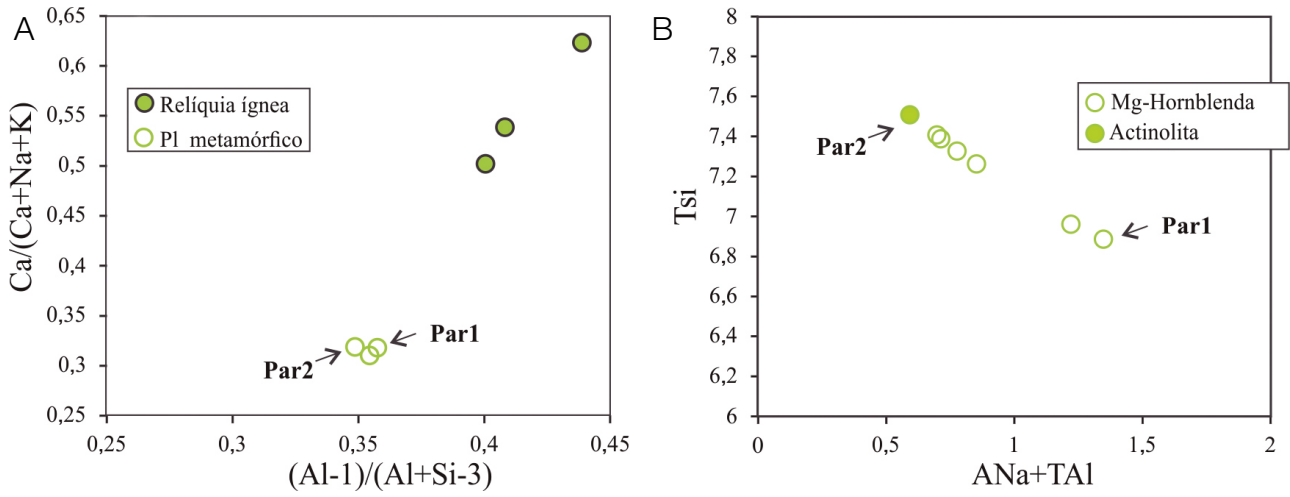


Tabela 1. Composições químicas representativas de plagioclásio, anfibólio e piroxênio dos metabasitos de Água Azul do Norte.

Mineral	Plagioclásio						Anfibólio				Piroxênio	
	Act anfibolito		Di Anfibolito		Act anfibolito		Di anfibolito		Di anfibolito			
	Litotipo	Act anfibolito	Di Anfibolito	Act anfibolito	Di anfibolito	Di anfibolito	Act anfibolito	Di anfibolito	Di anfibolito	Di anfibolito		
Amostra	DME-34	RL15	MFD-39	DME-34	RL-15	MDF-39	MDF-39	MDF-39	MDF-39			
n/b	n	b	n	b	n	b	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	54,35	58,65	54,51	54,06	58,87	59,81	52,34	51,53	43,50	43,29	52,55	51,83
TiO ₂	0,12	0,09	0,08	0,00	0,00	0,06	0,25	0,45	1,08	0,44	0,18	0,17
Al ₂ O ₃	29,95	26,61	29,32	24,24	26,59	26,87	3,73	1,65	11,95	12,00	1,53	1,28
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,07	0,03	0,01	0,01	0,02
FeO	0,10	0,07	0,05	0,01	0,11	0,08	12,18	6,50	17,53	17,43	9,41	9,86
MnO	0,02	0,06	0,08	0,03	0,00	0,00	0,13	0,27	0,31	0,24	0,26	0,38
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	16,30	14,62	10,97	11,24	13,21	12,91
CaO	10,69	6,86	10,19	8,13	7,02	7,03	12,54	23,53	11,68	11,93	23,42	23,73
Na ₂ O	5,37	7,93	5,54	9,24	7,56	7,64	0,40	0,29	1,64	1,46	0,63	0,46
K ₂ O	0,06	0,06	0,08	0,53	0,22	0,23	0,14	0,03	0,98	0,96	0,01	0,02
Total	100,65	100,33	99,84	96,23	100,41	101,72	98,04	98,93	99,65	98,99	101,21	100,65
Si	9,74	10,45	9,83	10,24	10,47	10,50	7,38	7,71	6,04	6,03	1,95	1,94
Ti	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04	0,12	0,05	0,00	0,00
Al	6,32	5,59	6,23	5,41	5,57	5,56	0,62	0,29	1,96	1,97	0,07	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	1,45	0,71	2,09	2,09	0,29	0,31
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,46	2,84	2,33	2,41	0,73	0,72
Ca	2,05	1,31	1,97	1,65	1,34	1,32	1,91	3,29	1,79	1,84	0,93	0,95
Na	1,86	2,74	1,94	3,39	2,61	2,60	0,11	0,07	0,45	0,41	0,05	0,03
K	0,01	0,01	0,02	0,13	0,05	0,05	0,02	0,00	0,18	0,18	0,00	0,00
Total	20,02	20,13	20,02	20,82	20,07	20,04	15,00	15,00	15,00	15,00	4,03	4,04
An	52,23	32,23	50,18	31,88	33,50	33,26	-	-	-	-	-	-
Ab	47,42	67,43	49,38	65,64	65,26	65,43	-	-	-	-	-	-
Or	0,35	0,34	0,44	2,48	1,24	1,31	-	-	-	-	-	-
Mg*	-	-	-	-	-	-	0,70	0,80	0,53	0,53	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	47,66	48,05
En	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	37,40	36,37
Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14,94	15,58
Classif.	Lbr	Ands	Lbr	Ands	Ands	Ands	Mg-Hbl	Act	Mg-Hs	Mg-Hs	Di	Di

Os teores de An (anortita), Ab (albita), Or (ortoclásio), Wo (wollastonita), En (enstatita) e Fs (ferrossilita) são dados em percentagem; Mg#: Mg/(Mg+Fe+2); n: núcleo; b: borda; -: sem correspondência; Act: actinolita; Ands: andesina; Lbr: labradorita; Mg-Hbl: magnésio hornblenda; Mg-Hs: magnésio hastingsita. Abreviações minerais de Kretz (1973).



Par1 e Par2: pares escolhidos para realização de cálculos no TWQ; T e A: posição estrutural do cátion.

Figura 5. Diagrama vetorial para minerais do actinolita anfibilito, mostrando diferenças entre o plagioclásio ígneo e o metamórfico em (A), e ampla variação composicional do anfibólio em (B).

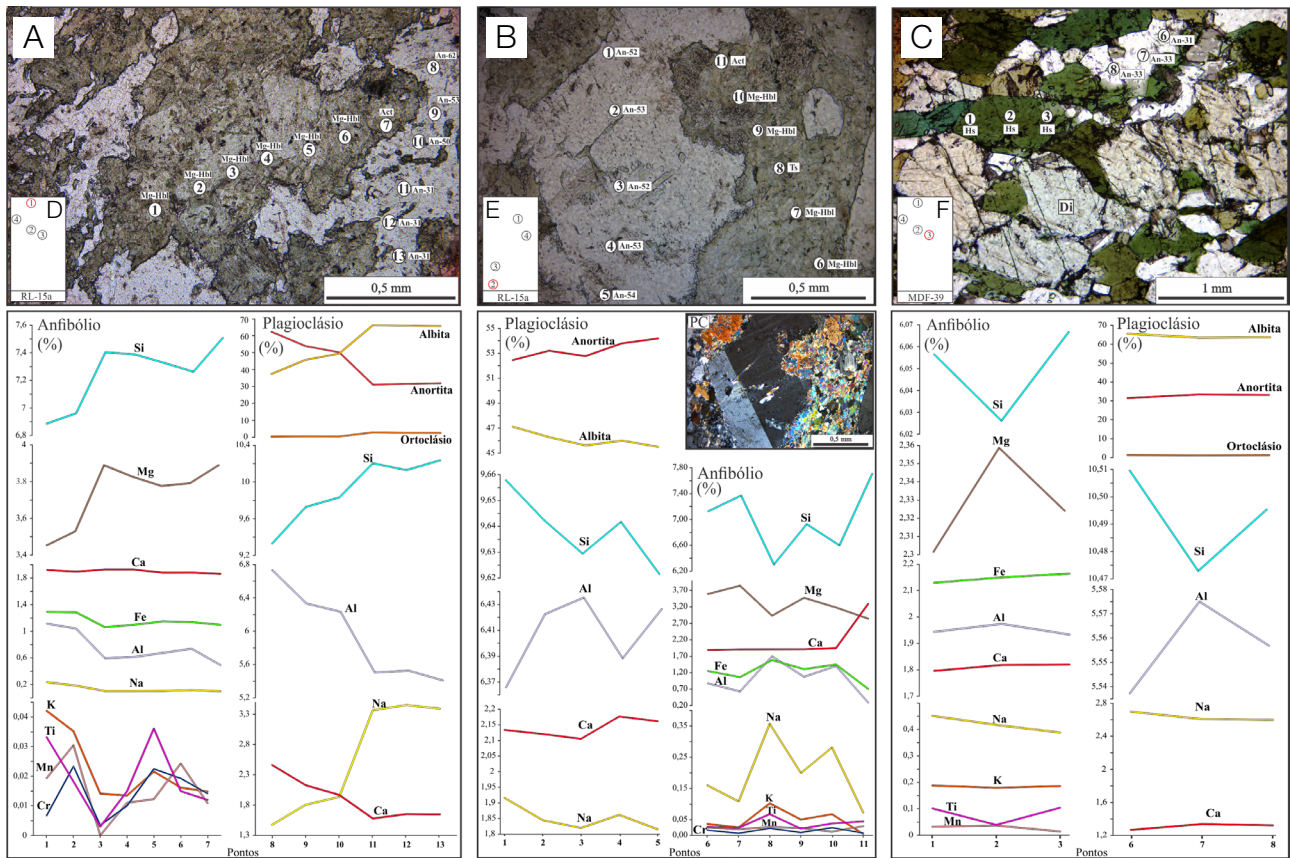
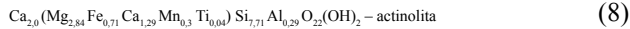
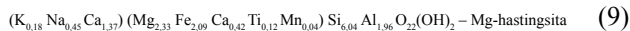


Figura 6. Perfis analíticos em minerais dos metabasitos de Água Azul do Norte: (A) e (B) fotomicrografias do actinolita anfibilito (NS; amostra RL-15a); (C) do diopsídio anfibilito (NS; lâmina MDF-39), mostrando abaixo a variação composicional nos cristais de anfibólio e plagioclásio, das diferentes seções; (D), (E) e (F) mapa das lâminas delgadas utilizadas, com destaque para o posicionamento do círculo no qual a análise foi realizada.

Actinolita anfibolito – amostra RL-15

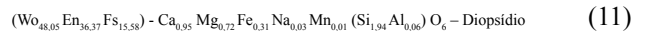
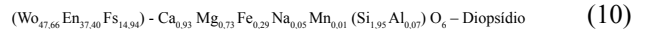


Diopsídio anfibolito – amostra MDF-39



um comportamento homogêneo, com todos os pontos com composição no campo do diopsídio.

Diopsídio anfibolito – amostra MDF-39



Piroxênio

As fórmulas estruturais (10 e 11) desse mineral foram calculadas na base de 6 átomos de oxigênio, com seus resultados projetados no diagrama de Morimoto (1988; Figura 4C), que mostra as porcentagens das moléculas de wollastonita, enstatita e ferrossilita (Wo-En-Fs; ver Tabela 1). O piroxênio da amostra MDF-39 foi analisado em 15 pontos e apresentou

GEOQUÍMICA

Para a caracterização geoquímica das rochas metabásicas de Água Azul do Norte, foram realizadas 18 análises químicas, em rocha total no ACME – *Analytical Laboratories Ltd.* (Vancouver, Canadá), em 11 amostras representativas do

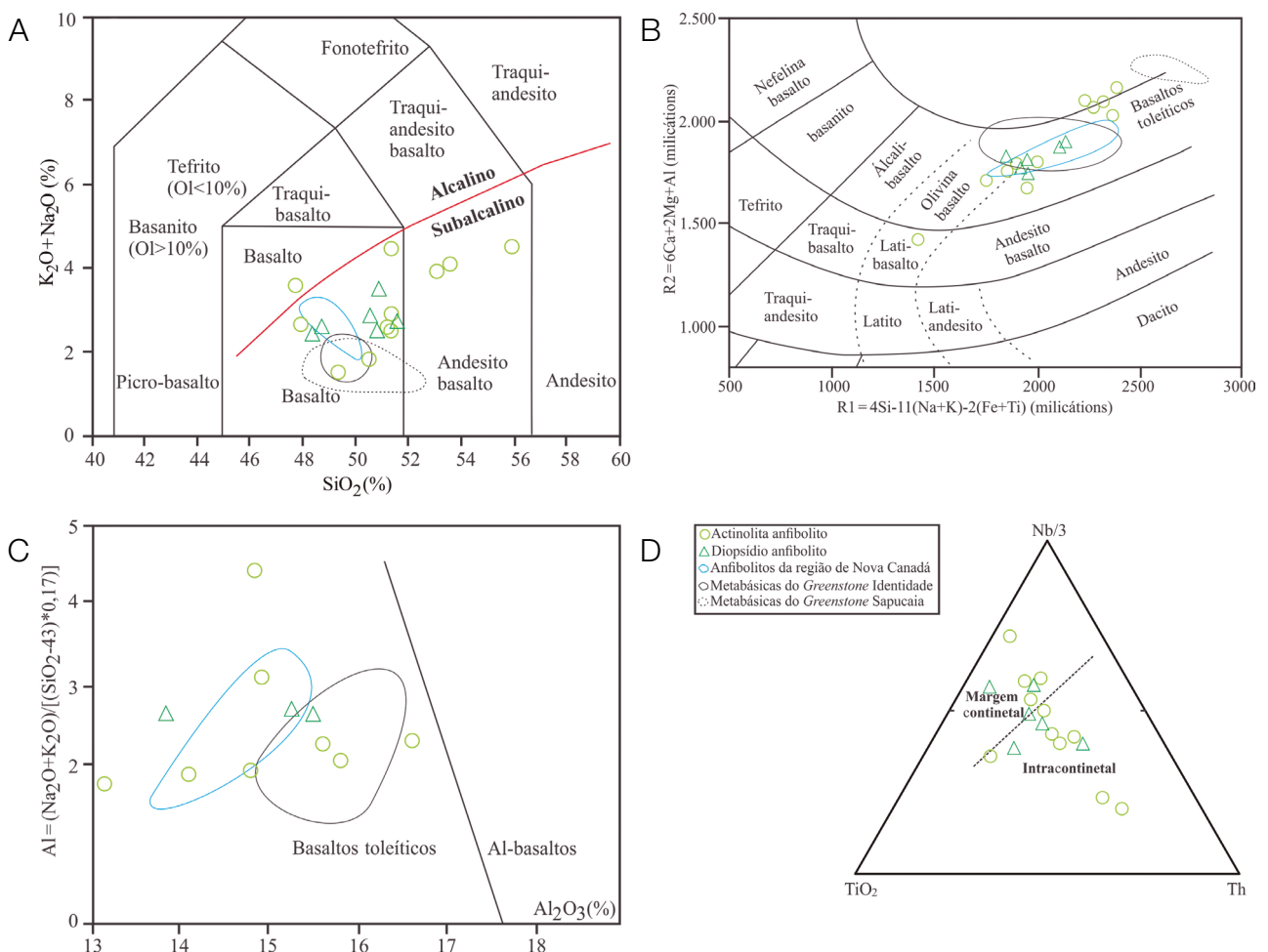


Figura 7. Diagramas geoquímicos discriminantes com plotagem dos metabásitos de Água Azul do Norte: (A) diagrama de classificação geral dos litotipos estudados, de acordo com Miyashiro (1978); (B) diagrama R1-R2 de De La Roche et al. (1980), evidenciando caráter toleítico dessas rochas, com tendência transicional a olivina basalto; (C) diagrama Al₂O₃-Al de Middlemost (1975), reforçando o caráter toleítico dos anfibolitos de Água Azul do Norte em relação aos Al-basaltos; (D) diagrama de discriminação de ambiente TiO₂-Nb/3-Th para essas rochas, segundo Pearce (1975).

actinolita anfíbolito e 6 do diopsídio anfíbolito (Tabela 2). A classificação química de Miyashiro (1978), baseada no total de álcalis *versus* sílica, evidencia que as rochas metabásicas de Água Azul do Norte correspondem, em sua maioria, a basaltos

subalcalinos (Figura 7A), com exceção de três amostras que plotam no campo do andesito basalto (subalcalinos) e uma no campo dos basaltos alcalinos. O diagrama R1-R2 (De La Roche et al., 1980; Figura 7B) aponta o caráter toleítico dessas rochas,

Tabela 2. Composições químicas das rochas metabásicas da região de Água Azul do Norte.

Litotipo	Actinolita anfíbolito										Diopsídio anfíbolito							
	Amostras	DME-22	DME-33	DME-21	DME-12	DME-24	DME-38	RL-15A	RL-14B	RL-66	RL-136	DME-09	DME-14	MDF-39	MDF-38	RL-21	MDF-31	DME-17
SiO ₂ (% em peso)	55,92	53,60	53,15	51,35	51,35	51,32	50,82	50,49	49,41	47,98	47,71	51,62	50,89	50,84	50,45	48,63	48,37	
TiO ₂	0,23	0,51	0,40	0,25	1,75	0,41	0,26	0,87	0,99	0,99	0,78	1,37	1,39	0,67	1,42	0,92	0,85	
Al ₂ O ₃	15,80	15,60	16,63	13,14	11,51	14,79	14,10	7,02	5,67	14,92	14,87	9,06	8,30	13,83	9,07	15,25	15,49	
Fe ₂ O _{3t}	6,07	7,82	7,27	8,52	14,45	8,17	8,28	12,61	12,61	14,74	10,36	13,08	13,26	11,14	13,85	13,90	14,15	
MnO	0,10	0,11	0,12	0,12	0,29	0,12	0,12	0,24	0,20	0,22	0,16	0,21	0,20	0,16	0,20	0,21	0,21	
MgO	6,05	6,74	6,64	10,76	7,27	9,04	10,30	13,72	15,74	7,02	9,67	9,91	11,05	8,69	10,04	7,19	7,20	
CaO	10,05	10,73	10,73	12,19	7,81	12,69	12,04	11,49	11,94	10,52	8,84	11,22	11,00	10,51	10,52	10,44	10,27	
Na ₂ O	4,26	3,87	3,37	1,98	3,82	2,42	2,18	1,40	1,19	2,08	2,04	2,05	1,79	2,91	2,28	2,20	2,10	
K ₂ O	0,25	0,21	0,51	0,52	0,61	0,30	0,30	0,35	0,26	0,53	1,52	0,67	0,72	0,62	0,59	0,39	0,31	
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,07	0,04	0,15	0,04	0,03	0,06	0,08	0,10	0,23	0,13	0,10	0,09	0,11	0,08	0,07	
PF	1,00	0,60	0,90	0,90	0,70	0,50	1,30	1,40	1,50	0,70	3,40	0,40	0,90	0,30	1,20	0,60	0,80	
Total	99,80	99,86	99,82	99,88	99,71	99,89	99,83	99,75	99,81	99,84	99,64	99,79	99,73	99,83	99,78	99,85	99,86	
K (ppm)	2075	1743	4234	4317	5064	2490	2490	2906	2158	4400	12618	5562	5977	5147	4898	3238	2573	
Ba	74	73	109	75	220	50	83	194	35	122	843	210	325	105	220	63	96	
Rb	4,30	6,20	21,60	18,50	25,80	12,50	17,30	5,60	1,40	10,40	38,20	12,30	5,30	11,60	9,60	9,50	12,90	
Sr	278	218	232	116	546	150	126	290	134	123	598	263	240	124	259	171	124	
Zr	32	51	30	15	148	30	17	59	68	60	80	102	102	82	104	54	52	
Ti	1379	3058	2398	1499	10492	2458	1559	5216	5935	5935	4676	8213	8333	4017	8513	5516	5096	
Nb	1,10	4,60	1,90	3,20	11,60	3,60	3,40	7,80	7,90	2,80	4,80	14,40	9,30	6,30	9,20	3,30	5,10	
Y	8,80	13,10	10,20	6,90	20,30	9,90	6,20	14	17,50	22,30	13,80	14,70	35,50	21,70	22,10	19,20	19	
Ga	13,40	14,30	14,10	9,40	17,80	11	11,30	10,60	8,40	17,20	14,90	13,60	13,50	13,80	13,50	16,90	14,80	
Sc	34	34	31	45	29	45	47	41	37	42	37	35	35	36	37	42	41	
Th	1	1,70	2,20	0,50	4,10	0,80	0,20	1,10	1,40	0,70	1,50	2,30	2,40	2,60	2	0,90	0,50	
U	0,20	0,30	<0,10	<0,10	0,80	0,20	<0,10	0,10	0,50	0,20	0,20	0,60	0,40	0,40	0,20	0,10	0,20	
V	163	172	152	181	254	197	186	222	203	289	206	244	243	210	261	270	257	
Cr	144	151	219	732	21	616	705	691	1505	246	411,0	458	889	506	363	239	253	
La (ppm)	6,90	5,10	3,80	3,20	22,30	4,20	3,20	18,40	16,30	6,20	22,70	19,10	51,70	13,20	66,80	5,00	4,30	
Ce	8,10	10,80	8,70	5,40	47,50	10,20	5,00	26,20	23,10	11,20	42,70	37,20	37,30	25,70	34,30	11,10	7,80	
Pr	1,29	1,54	1,23	0,66	6,44	1,23	0,58	4,60	4,48	1,54	5,17	4,95	14,77	3,36	14,00	1,68	1,35	
Nd	5,70	6,90	5,10	3,20	27,20	5,80	3,00	19,00	18,90	7,60	19,30	21,70	61,80	13,80	51,70	7,30	7,40	
Sm	1,09	1,61	1,32	0,81	6,42	1,27	0,63	3,67	4,37	2,33	3,05	4,50	12,90	2,66	9,77	2,14	2,02	
Eu	0,35	0,64	0,44	0,30	1,76	0,56	0,34	1,32	1,34	0,90	1,04	1,34	4,20	0,68	2,65	0,85	0,71	
Gd	1,42	2,12	1,74	1,18	5,69	1,72	1,10	3,88	4,49	3,15	2,87	4,11	11,65	3,61	7,86	3,21	2,76	
Tb	0,23	0,36	0,28	0,18	0,88	0,29	0,21	0,63	0,65	0,60	0,46	0,62	1,64	0,63	1,16	0,59	0,50	
Dy	1,19	2,03	1,64	1,13	4,77	1,90	1,44	3,18	3,33	3,51	2,72	3,24	7,66	3,57	5,44	3,50	3,37	
Ho	0,28	0,48	0,38	0,24	0,81	0,41	0,29	0,55	0,62	0,79	0,55	0,56	1,35	0,74	0,88	0,77	0,72	
Er	0,81	1,32	1,10	0,74	2,05	1,06	0,80	1,34	1,54	2,12	1,71	1,40	3,16	2,34	2,28	2,16	2,01	
Tm	0,11	0,21	0,19	0,09	0,30	0,17	0,10	0,19	0,18	0,34	0,25	0,19	0,39	0,32	0,29	0,32	0,28	
Yb	0,71	1,31	1,06	0,74	1,71	1,11	0,74	1,16	1,05	2,15	1,42	1,15	2,14	2,11	1,73	2,28	2,02	
Lu	0,12	0,22	0,17	0,10	0,25	0,16	0,10	0,18	0,15	0,39	0,24	0,17	0,31	0,32	0,26	0,35	0,31	
La/Yb N	6,55	2,62	2,42	2,92	8,79	2,55	2,92	10,69	10,47	1,94	10,78	11,20	16,29	4,22	26,03	1,48	1,44	
La/Sm N	3,98	1,99	1,81	2,49	2,18	2,08	3,20	3,15	2,35	1,67	4,68	2,67	2,52	3,12	4,30	1,47	1,34	
Gd/Yb N	1,61	1,31	1,32	1,29	2,69	1,25	1,20	2,70	3,45	1,18	1,63	2,88	4,39	1,38	3,67	1,14	1,10	
Mg#	0,66	0,63	0,64	0,71	0,50	0,69	0,71	0,68	0,71	0,49	0,65	0,60	0,62	0,61	0,59	0,51	0,50	

com uma tendência transicional a olivina basalto. O diagrama Al_2O_3 -Al de Middlemost (1975) reforça a assinatura toleítica dessas rochas em relação aos Al-basaltos (Figura 7C).

Diagramas binários de variação de óxido de elementos maiores e elementos-traço em função do número de Mg (Mg#) revelam algumas diferenças entre os litotipos estudados (Figura 8). Em geral, essas rochas apresentam variações do Mg# no intervalo de 0,49 a 0,71, sendo que o diopsídio anfibolito apresenta os valores mais baixos,

variando entre 0,50 e 0,62, enquanto as amostras do actinolita anfibolito detêm os valores mais elevados, com teores entre 0,63 e 0,71, excetuando-se duas amostras com valores coincidentes com aquelas de conteúdos mais baixos do diopsídio anfibolito. Apesar de o conjunto de amostras do actinolita anfibolito apresentar maior dispersão nos diagramas binários, é possível notar alguns *trends* que podem sugerir a atuação de processos de cristalização fracionada nessas rochas. Nesse sentido, nota-se um decréscimo dos

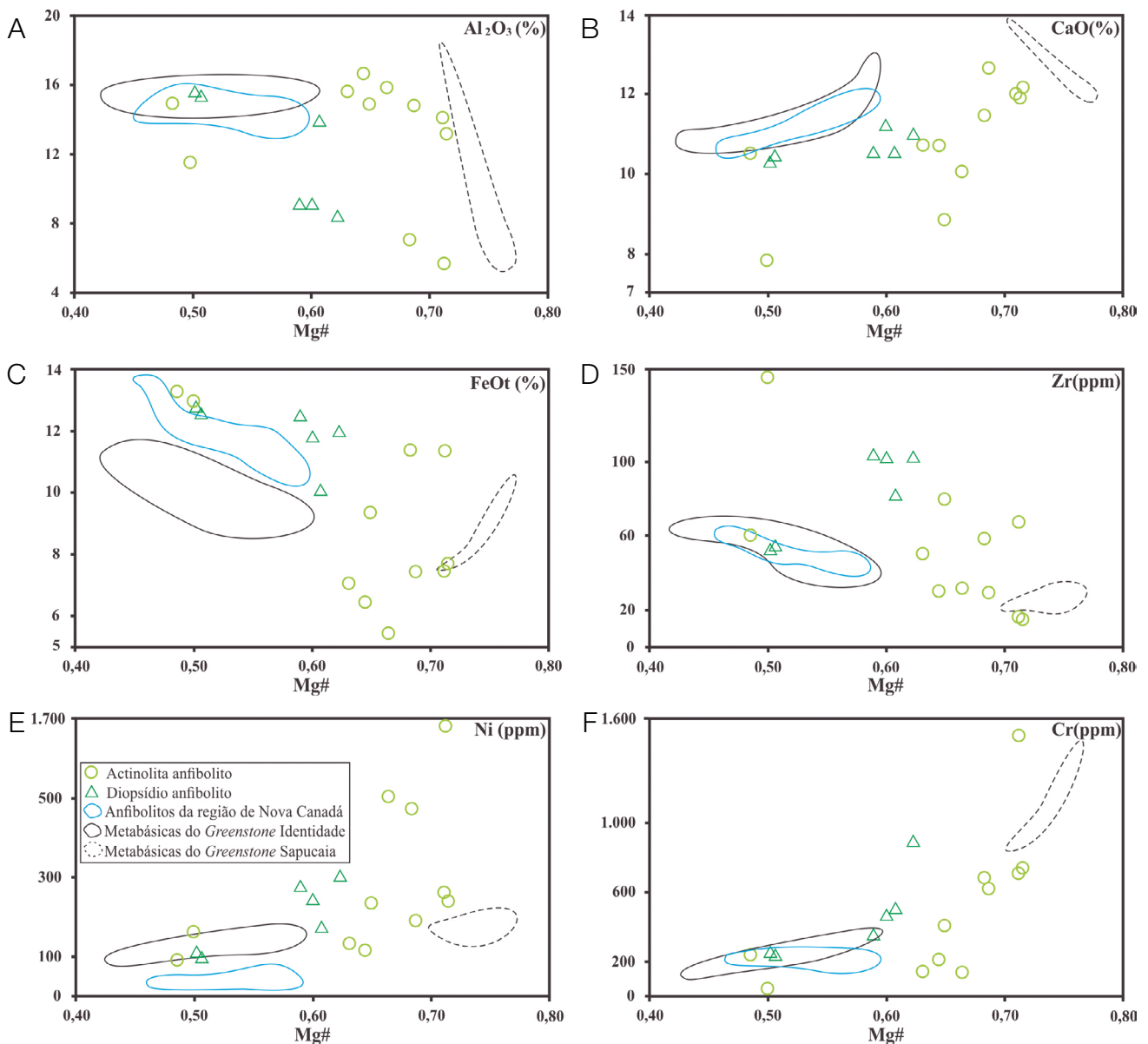


Figura 8. Diagramas de variação Mg# versus óxidos de elementos maiores (%) e elementos-traço (ppm) dos metabasitos de Água Azul do Norte [Mg# = $MgO/(MgO + FeO_T)$ em razão molar]. Campo referente aos anfibolitos de Nova Canadá segundo Marangoanha e Oliveira (2014), e rochas metabásicas dos Greenstones Identidade e Sapucaia, segundo Souza et al. (1996) e Sousa et al. (2015), respectivamente.

conteúdos de CaO, Ni e Cr com a diminuição dos valores de Mg#, enquanto o comportamento inverso é observado para Al_2O_3 , Zr e FeO_T , o que sugere um controle pelo fracionamento de minerais ferromagnesianos.

O diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizado para os valores do condrito, segundo Boynton (1984; Figuras 9A e 9B), mostra que os metabasitos podem ser divididos em dois subgrupos:

1. anfibolitos com razão Gd/Yb_N maior do que 2 (Figura 9A), semelhantes aos toleítos enriquecidos de Condie (1981), estes possuem padrão similar aos basaltos de ilha oceânica (OIB) e uma pronunciada anomalia negativa de Ce que pode evidenciar um ambiente com mais alto grau de oxidação e/ou que essas amostras foram mais afetadas por processos supérgenos (Cotten et al., 1995);
2. anfibolitos com Gd/Yb_N próximo de 1 (Figura 9B), correlatos a toleítos empobrecidos de Condie (1981); em contrapartida, este grupo apresenta menor fracionamento de ETRL e assemelha-se ao padrão ETR do

E-MORB. Tais diferenças podem ser resultado da heterogeneidade do reservatório fonte dessas rochas ou do envolvimento de processos de assimilação crustal e/ou metassomáticos.

No diagrama multielementar, normalizado pelo manto primitivo (Wood et al., 1979; Figuras 9C e 9D), os metabasitos apresentam dois padrões similares aos discutidos por Holm (1985):

1. basaltos toleíticos de baixo K (Figura 9A; amostras DME-22, RL-15A, RL-136 e DME-12), típicos de margens continentais e arcos de ilha, com pronunciada anomalia negativa de Nb, moderada anomalia negativa de Ti e P, e anomalias positivas de Ba, La e Sm, sendo que a amostragem para esse grupo se restringe ao actinolita anfibolito;
2. basaltos toleíticos continentais (Figura 9B; amostras DME-24, MDF-38 e DME-14), com um padrão mais fracionado e moderada anomalia negativa de Nb sendo importante. O diopsídio anfibolito predomina nesse grupo.

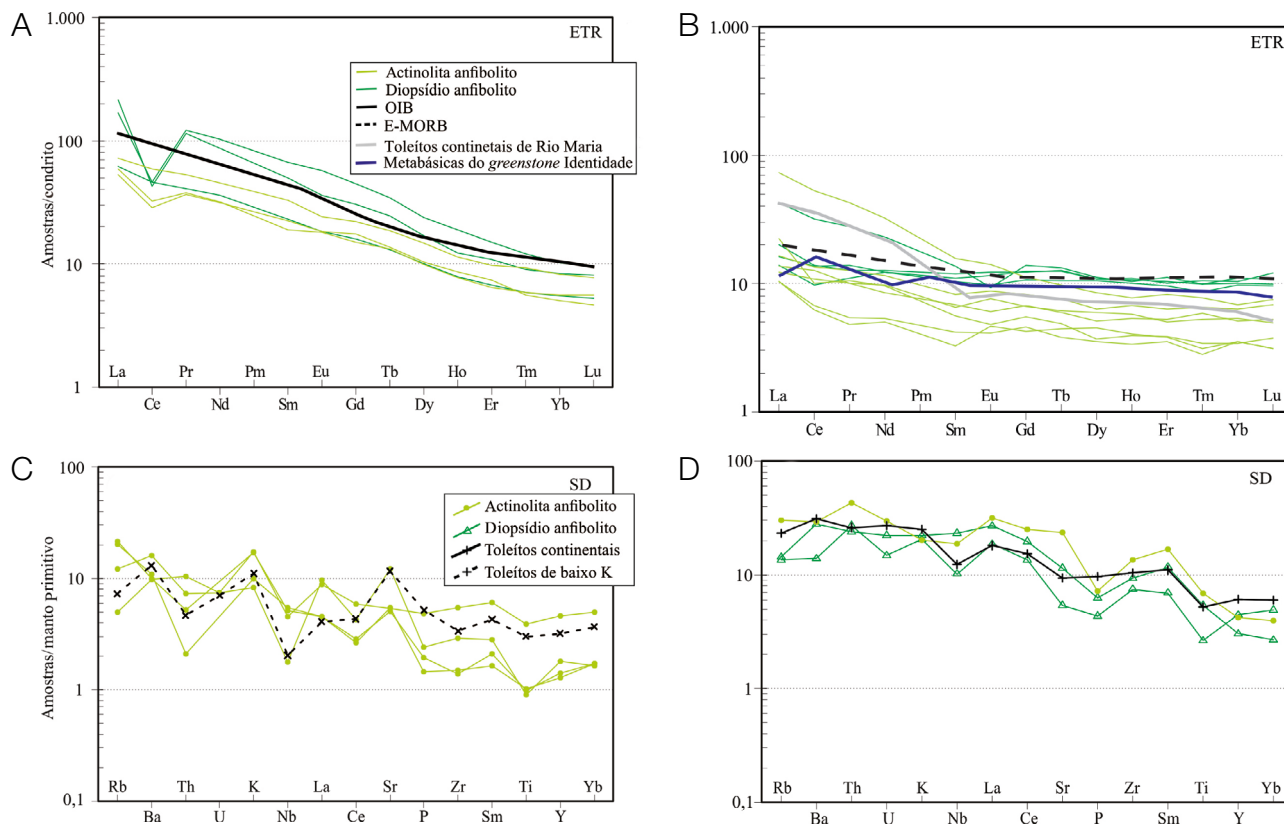


Figura 9. Digramas geoquímicos dos metabasitos de Água Azul do Norte: (A) e (B) diagramas de elementos terras raras (ETR) normalizado para os valores do condrito, segundo Boynton (1984), (A) $Gd/Yb_N > 2$ e (B) $Gd/Yb_N \sim 1$; (C) e (D) diagramas multielementares, normalizados ao manto primitivo, segundo Wood et al. (1979). Padrões (A) OIB e (B) E-MORB segundo Boynton (1984), (B) toleítos continentais de Rio Maria segundo Silva Jr. et al. (1999), (B) metabásicas do greenstone identidade segundo Souza e Dall'Agnol (1995), e (C) toleítos de baixo K e (D) toleítos continentais segundo Holm (1985).

METAMORFISMO

Uma vez que os dois grupos de rochas metabásicas de Água Azul do Norte apresentam paragêneses metamórficas distintas, a determinação da evolução do metamorfismo deve registrar trajetórias metamórficas diferentes nesses litotipos. Para isso, cálculos geotermobarométricos foram realizados a fim de estimar as condições de P-T do pico metamórfico e o retrometamorfismo ao qual essas rochas foram submetidas. O grau de equilíbrio das paragêneses foi testado com uma base de dados termodinâmicos internamente consistentes, com a utilização do *software* TWQ1 (Berman, 1991).

Diopsídio anfibolito

Apresenta paragêneses minerais do pico metamórfico com Di + MgHs + Ands e associações minerais retrometamórficas com Mg-hastingsita e simplectitos de epidoto-clinzoisita e quartzo. Os cálculos para a paragênese de pico metamórfico desse litotipo foram realizados considerando o sistema químico Mg-Ca-K-Na-Fe-Mn-Ti-Al-Si-H₂O-CO₂ e as reações entre os membros finais diopsídio, albita-anortita, tremolita-tschermakita-pargasita e quartzo beta

(Figura 10A). Também foram feitos cálculos para a mesma paragênese mineral, incluindo-se também os membros finais ricos em ferro (hedenbergita, Fe-tschermackita, Fe-actinolita, Fe-pargasita, na presença de quartzo beta; Figura 10B).

Por esse método, as condições de equilíbrio para a associação de pico metamórfico foram estimadas em aproximadamente 5,1 kbar e 540°C, a $X_{H_2O} = 1,0$. Cálculos considerando também os membros finais ricos em ferro evidenciam condições P-T análogas, definidas pela área de intersecção das reações dependentes da temperatura, ou geotermômetros, e da reação dependente da pressão, geobarômetro. Contudo, esses cálculos resultam em estimativas mais imprecisas e evidenciam desequilíbrios (Figura 10B).

As texturas coroníticas e simplectíticas refletem reações metamórficas relativas à evolução retrógrada. Comumente, a Mg-hastingsita ocorre na borda do diopsídio, separando-o do plagioclásio, que é, por sua vez, envolvido pelos simplectitos de epidoto-clinzoisita-quartzo. Embora a Mg-hastingsita represente uma fase mineral estável no pico metamórfico, essas texturas também evidenciam sua formação a partir de reações entre diopsídio e plagioclásio.

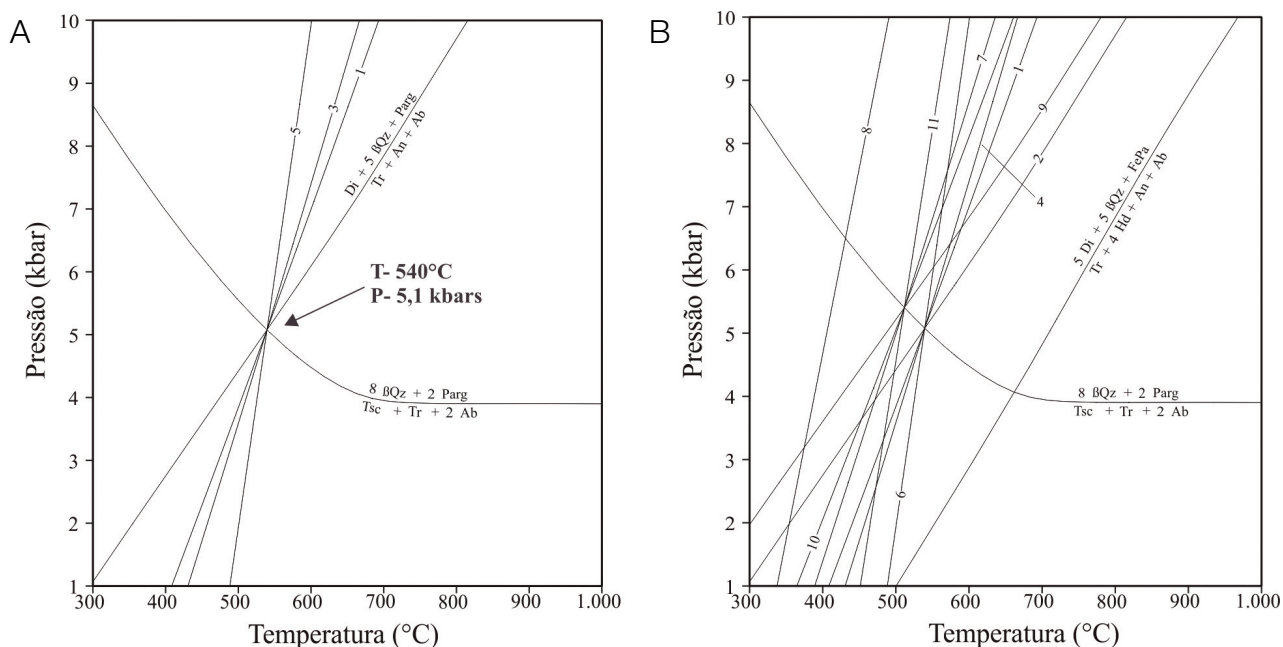


Figura 10. Condições termobarométricas estimadas a partir do TWQ1 para a paragênese de pico metamórfico do diopsídio anfibolito, estimadas a partir da composição do plagioclásio, diopsídio e da Mg-hastingsita, considerando: (A) presença dos membros finais diopsídio, tschermackita, tremolita, pargasita, albita, anortita, na presença de quartzo beta e H₂O; (B) presença dos membros finais diopsídio, hedenbergita, Fe-tschermackita, Fe-actinolita, Fe-pargasita, albita, anortita, na presença de quartzo beta e H₂O. As reações são indicadas por números e apresentadas na Tabela 3. Abreviações de minerais: Kretz (1973). Atividades dos membros finais de Berman (1988); McMullin et al. (1991); Mader e Berman (1992); Fuhrman e Lindsley (1988).

Tabela 3. Reações metamórficas consideradas nos cálculos termobarométricos das condições P-T de pico metamórfico do diopsídio anfibolito.

Reações metamórficas (a). Membros finais: Di-Ts-Parg-Tr-Ab-An

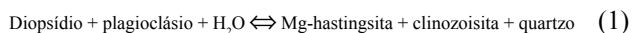
- 1) $2 \text{ Di} + 2 \text{ bQz} + \text{ Ts} = \text{ Tr} + 2 \text{ An}$
- 2) $\text{ Di} + 5 \text{ bQz} + \text{ Parg} = \text{ Tr} + \text{ An} + \text{ Ab}$
- 3) $2 \text{ Ab} + 8 \text{ Di} + 5 \text{ Ts} = 2 \text{ Parg} + 3 \text{ Tr} + 8 \text{ An}$
- 4) $8 \text{ bQz} + 2 \text{ Parg} = \text{ Ts} + \text{ Tr} + 2 \text{ Ab}$
- 5) $\text{ Ab} + \text{ Di} + \text{ Ts} = \text{ Parg} + 3 \text{ bQz} + \text{ An}$

Reações metamórficas (b). Membros finais: Di-Hd; Fe-Ts; Fe-Parg; Fe-Act; Ab-An

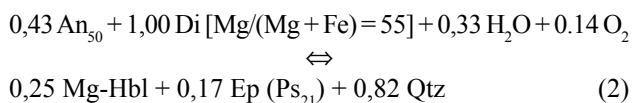
- 1) $2 \text{ Di} + 2 \text{ bQz} + \text{ Ts} = \text{ Tr} + 2 \text{ An}$
- 2) $\text{ Di} + 5 \text{ bQz} + \text{ Parg} = \text{ Tr} + \text{ An} + \text{ Ab}$
- 3) $5 \text{ Di} + 5 \text{ bQz} + \text{ Fe-Parg} = \text{ Tr} + 4 \text{ Hd} + \text{ An} + \text{ Ab}$
- 4) $2 \text{ Ab} + 8 \text{ Di} + 5 \text{ Ts} = 2 \text{ Parg} + 3 \text{ Tr} + 8 \text{ An}$
- 5) $8 \text{ bQz} + 2 \text{ Parg} = \text{ Ts} + \text{ Tr} + 2 \text{ Ab}$
- 6) $\text{ Ab} + \text{ Di} + \text{ Ts} = \text{ Parg} + 3 \text{ bQz} + \text{ An}$
- 7) $2 \text{ Ab} + 8 \text{ Hd} + 5 \text{ Ts} = 2 \text{ Fe-Parg} + 3 \text{ Tr} + 8 \text{ An}$
- 8) $\text{ Ab} + 4 \text{ Hd} + \text{ Ts} = \text{ Fe-Parg} + 3 \text{ bQz} + 3 \text{ Di} + \text{ An}$
- 9) $5 \text{ Parg} + 20 \text{ bQz} + 4 \text{ Hd} = 4 \text{ Ab} + 4 \text{ An} + 4 \text{ Tr} + \text{ Fe-Parg}$
- 10) $\text{ Parg} + 2 \text{ Ts} + 4 \text{ bQz} + 4 \text{ Hd} = 4 \text{ An} + 2 \text{ Tr} + \text{ Fe-Parg}$
- 11) $4 \text{ Ab} + 4 \text{ Hd} + 4 \text{ Ts} = \text{ Fe-Parg} + 3 \text{ Parg} + 12 \text{ bQz} + 4 \text{ An}$

Ab: albита; An: anortita; bQz: Quartzo beta; Di: diopsídio; Fe-Act: ferro-actinolita; Fe-Parg: ferro-pargasita; Fe-Ts: ferro-tschermackita; Hd: hedenbergita; Parg: pargasita; Tr: tremolita; Ts: tschermackita. Abreviações de acordo com Kretz (1973).

Localmente, simplectitos são observados internamente na Mg-hastingsita, indicando progressão dessa reação e consumo total do diopsídio. Tais relações texturais permitem sugerir a formação dos simplectitos e do anfíbólio retrometamórfico, a partir da reação:



A reação acima é análoga àquela estimada por Chalokwu e Kuehner (1992) para texturas simplectíticas de epidoto-quartzo, descritas em metabasitos metamorfisados em fácies anfibolito dos Apalaches, na Geórgia, EUA. Cálculos de balanço de massa permitiram estimar a seguinte reação retrometamórfica:



Cálculos geotermobarométricos não foram feitos para a associação mineral de retrometamorfismo, uma vez que a ocorrência de simplectitos evidencia desequilíbrio. Contudo, essa associação mineral sugere condições de retrometamorfismo na fácies anfibolito inferior, ou epidoto anfibolito, o que é corroborado pela presença de titanita, que se torna instável em condições superiores. Adicionalmente, a textura simplectítica

também sugere, como discutido por Chalokwu e Kuehner (1992), alta atividade de H_2O durante o retrometamorfismo. Contudo, o desenvolvimento de foliação milonítica nessas rochas, que pode favorecer processos associados a influxos de H_2O , resulta em maior consumo total do diopsídio e progressiva destruição das texturas simplectíticas. Portanto, os anfibolitos cisalhados apresentam predominantemente a associação de Mg-hastingsita-plagioclásio-epidoto-quartzo-titanita, que também pode ser explicada como produto da reação (1).

Actinolita anfibolito

Apresenta relíquias de textura e minerais ígneos. Porém, nessas rochas foi possível também a identificação de associações minerais metamórficas parciais que refletem tanto as condições de pico metamórfico, estimadas a partir do núcleo dos minerais, como de retrometamorfismo, aferidas a partir de suas bordas. A escolha dos pares minerais (anfíbólio-plagioclásio) para os cálculos termobarométricos foi feita considerando-se os vetores $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ e $(\text{Al}-1)/(\text{Al} + \text{Si}-3)$, mostrados na Figura 5, que indicam trocas catiônicas sensíveis às mudanças nas condições de temperatura e pressão.

Os cálculos realizados para o actinolita anfibolito consideraram o sistema Mg-Ca-K-Na-Fe-Mn-Ti-Al-Si- H_2O - CO_2 e as reações entre os membros finais tschermackita, tremolita, pargasita, zoisita, albита e anortita, na presença de quartzo alfa e H_2O (Figura 11). Por esse método, as condições de equilíbrio para a associação de pico metamórfico foram estimadas em aproximadamente 2,7 kbar e 430°C (Figura 11A), a $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,9$ e $X_{\text{CO}_2} = 0,1$. Cálculos para a associação retrometamórfica indicaram equilíbrio a 1,1 kbar e 432,50°C (Figura 11B).

DISCUSSÃO

Sobre o regime deformacional e a colocação dos corpos

No domínio sul da área, o actinolita anfibolito, que é intrusivo em granitoides TTG, apresenta textura ígnea preservada e uma fraca foliação de orientação N-S, provavelmente mais antiga. Na porção norte, esse corpo sofre forte influência de deformação, com inflexão e transposição para NE, gerando foliações com direção NE-SW a E-W (Figura 12). Tal arranjo sugere que estruturas N-S no embasamento TTG condicionaram a colocação do magma máfico precursor do corpo de anfibolito, que ainda sofreu efeitos da tectônica regional. Evidências microestruturais, tais como anisotropia, relíquias de cristais de plagioclásio e piroxênio ígneos, plagioclásio com zoneamento composicional, cristais tabulares de plagioclásio (mineralogia ígnea) com microfraturas preenchidas

por anfíbólio, plagioclásio e quartzo, associados à textura blasto-subofítica, indicam que o protólito sofreu deformação em estágio submagmático (magma em proporções menores que 10 – 20% para rochas gabroicas; Nicolas et al., 1988), em que a deformação envolve fluxo de magma e cristais, acompanhada de deformação cristaloplástica (Paterson et al., 1998; Blenkinsop, 2000; Vernon, 2004). Enquanto o quartzo com extinção ondulante e localmente recristalizado na forma de subgrãos ou *ribbon* indica que essas rochas sofreram ainda um pico de deformação no estado sólido em profundidades rasas, em condições de crosta relativamente fria e com pouca influência de deformação dinâmica (Passchier e Trouw, 2005; Fossen, 2012). O amplo espectro composicional do plagioclásio (An_{28-65}), além das altas razões $Ca/(Ca+Na+K)$ de alguns cristais, confirma a presença de heranças ígneas nessas rochas. Já os anfibolitos pertencentes à variedade diopsídio anfibolito formam pequenos corpos anastomosados com orientação subparalela a uma zona de cisalhamento sinistral de orientação NW-SE, o que sugere que a foliação milonítica dessa variedade tenha relações genéticas com tal estrutura. A presença de texturas nematoblástica e porfiroblástica, trama planar bem desenvolvida e diopsídio na paragênese e a ausência de resquícios texturais do seu protólito reforçam a hipótese da importante atuação de um regime de deformação dúctil de maior intensidade e em profundidades relativamente elevadas nesses corpos.

Os dados estruturais sugerem que a crosta TTG sofreu dois momentos importantes de deformação com eixos de encurtamento principais coincidentes (N10-20°E), em que os corpos anfibolíticos representariam um importante registro dessa história deformacional. No primeiro momento (D1 ~ 2,93 Ga), o embasamento TTG foi submetido a cisalhamento puro (N-S) de natureza dúctil, contemporâneo à colocação dessas rochas, no qual o bandamento composicional E-W representaria o registro da deformação submagmática nesse momento (Santos, 2017). O segundo momento de deformação (D2 ~ 2,87 Ga) seria marcado por cisalhamento simples (rotação) com a colocação de corpos anfibolíticos, seguido

Tabela 4. Reações metamórficas consideradas nos cálculos geotermobarométricos das condições P-T de pico metamórfico e de retrometamorfismo do actinolita anfibolito.

Reações metamórficas (a) e (b). Membros finais: Ts-Tr-Parg; Zo; Ab-An;

- 1) $14 \text{ aQz} + 5 \text{ Tsc} + 12 \text{ cZo} = 3 \text{ Tr} + 28 \text{ An} + 8 \text{ H}_2\text{O}$
- 2) $6 \text{ cZo} + 4 \text{ Tsc} + 3 \text{ Ab} = 14 \text{ An} + 5 \text{ aQz} + 3 \text{ Parg} + 4 \text{ H}_2\text{O}$
- 3) $8 \text{ aQz} + 2 \text{ Parg} = \text{Tsc} + \text{Tr} + 2 \text{ Ab}$
- 4) $48 \text{ cZo} + 27 \text{ Tsc} + 14 \text{ Ab} = 112 \text{ An} + 5 \text{ Tr} + 14 \text{ Parg} + 32 \text{ H}_2\text{O}$
- 5) $27 \text{ aQz} + 5 \text{ Parg} + 6 \text{ cZo} = 4 \text{ Tr} + 14 \text{ An} + 5 \text{ Ab} + 4 \text{ H}_2\text{O}$

Ab: albíta; An: anortita; aQz: Quartzo alfa; cZo: clinozoisita; Parg: pargasita; Tr: tremolita; Ts: tschermackita; Zo: zosita.

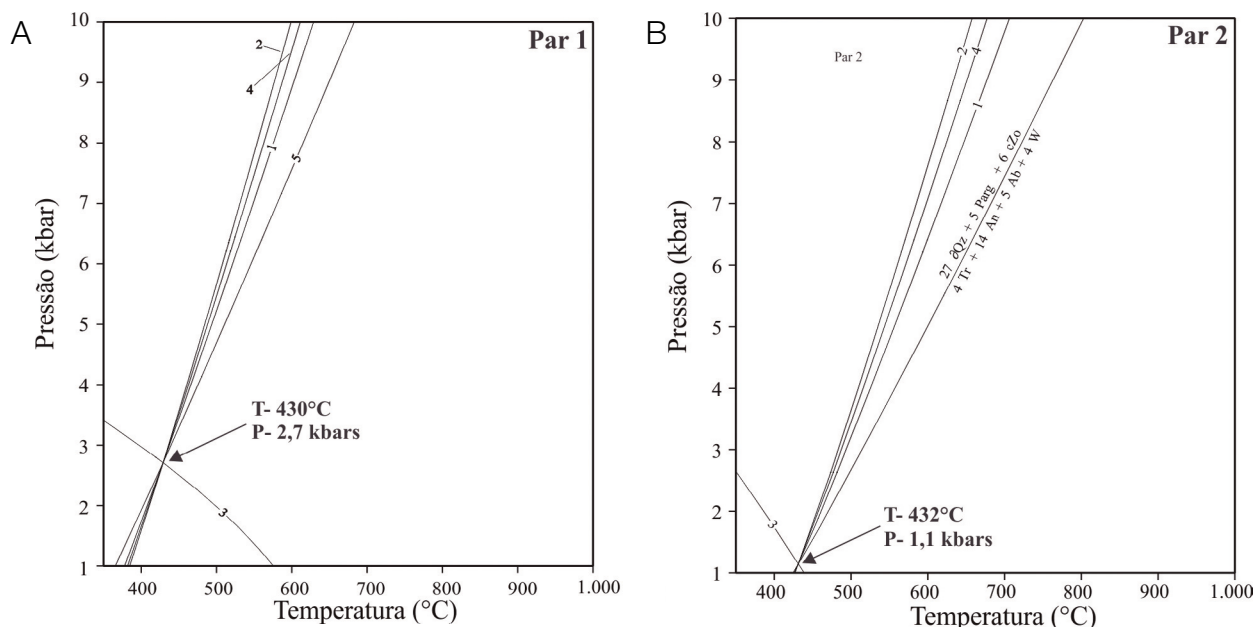


Figura 11. Condições termobarométricas estimadas a partir do TWQ1 para o actinolita anfibolito considerando-se a composição de pares minerais em equilíbrio: (A) Mg-hornblenda-plagioclásio do pico metamórfico; (B) actinolita-plagioclásio retrometamórficos. Foram considerados para os cálculos a presença dos membros finais: tschermackita, tremolita, pargasita, zosita, albíta e anortita, na presença de quartzo alfa e H_2O . As reações são indicadas por números e apresentadas na Tabela 4. Abreviações de minerais: Kretz (1973). Atividades dos membros finais de Berman (1988); McMullin et al. (1991); Mader e Berman (1992); Fuhrman e Lindsley (1988).

de intrusões leucograníticas, as quais teriam aproveitado estruturas pretéritas do embasamento para se alojar. A deformação heterogênea dessa fase é registrada no embasamento pela transposição da foliação contínua E-W para padrões NW-SE, N-S e NE-SW em arranjos anastomóticos. A presença desses litotipos é responsável pelo contraste reológico necessário para a transposição dessas estruturas dentro de um contexto de deformação dúctil regional. As bandas de cisalhamento dextrais e sinistrais identificadas em D2 são geometricamente comparáveis às falhas sintéticas (R e P) e antitéticas (R') do modelo de cisalhamento de Riedel com

vetor de encurtamento NNE-SSW, o que possibilitaria a colocação dos anfibolitos com direções oblíquas mesmo em níveis crustais diferentes (Figura 12).

Os cristais de anfibólio do actinolita anfibolito apresentam-se zonados, com maior razão Mg/Fe em relação àquela do diopsídio anfibolito, e mostram, ainda, uma ampla variação composicional (Mg-hornblenda, tschermakita, actinolita e edenita), enquanto neste último o anfibólio apresenta composição uniforme (Mg-hastingsita). Comportamento similar também é observado para os cristais de plagioclásio dessas variedades, sendo que aqueles

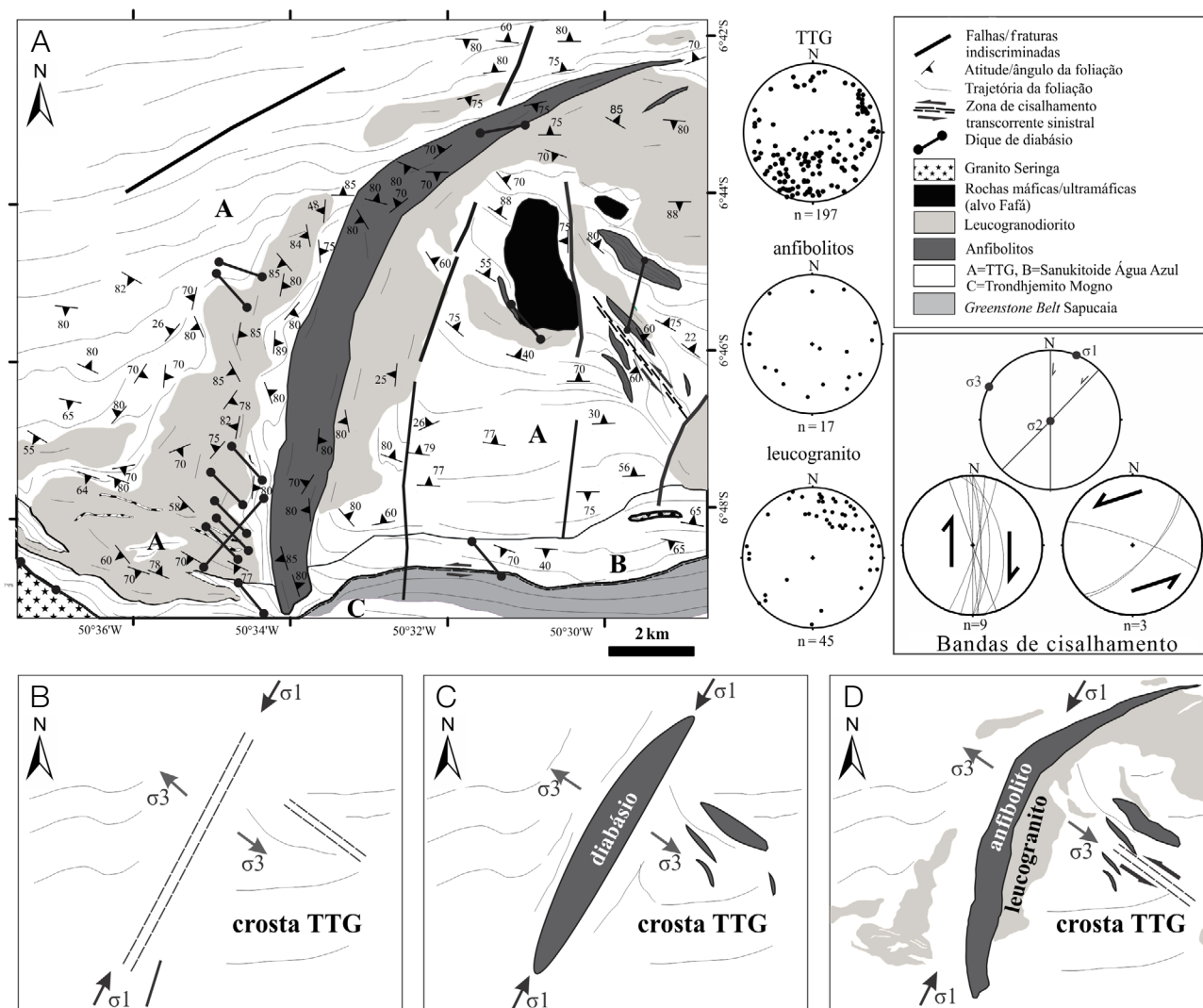


Figura 12. Modelo de colocação e deformação dos corpos anfibolíticos de Água Azul do Norte. (A) mapa estrutural da área; (B) estágio inicial do segundo momento de deformação da área (D2), com transpressão e transtensão, formando bandas de cisalhamento dextrais e sinistrais geometricamente comparáveis às falhas sintéticas (R e P) e antitéticas (R') do modelo de cisalhamento de Riedel com vetor de encurtamento NNE-SSW, o que possibilitaria em (C) a colocação dos anfibolitos com direções oblíquas em níveis crustais diferentes; (D) momento que marca a colocação dos corpos leucograníticos aproveitando-se de estruturas pretéritas do embasamento para se alojar.

do actinolita anfibolito variam de oligoclásio a labradorita, contrastando com a composição restrita à andesina sódica (An_{31-35}) do plagioclásio do diopsídio anfibolito. Marangoanha e Oliveira (2014) também verificaram tais contrastes composicionais nos anfibolitos de Nova Canadá, onde as amostras que sofreram menor influência da deformação apresentam comportamento análogo às do actinolita anfibolito, com o plagioclásio variando de andesina sódica a bytownita sódica (An_{34-78}) e o anfibólio de composições de Mg-tschermakita, Mg-hornblenda e Fe-tschermakita, enquanto naquelas mais deformadas predominam pargasita e andesina sódica (An_{34-37}). Tal comportamento indica maior envolvimento de fluidos e uma cinética de reações metamórficas mais eficazes nas rochas do diopsídio anfibolito, submetidas a tensões cisalhantes em níveis crustais mais profundos (~ 15 km).

Sobre a natureza do protólito

Os anfibolitos de Água Azul do Norte possuem protólitos de composição basáltica pertencentes à série toleítica. O actinolita anfibolito apresenta maior semelhança, em termos de Mg#, com os metabasitos do Grupo Sapucaia, enquanto o diopsídio anfibolito possui afinidade com os metabasitos do Supergrupo Identidade do TGGRM e com os corpos anfibolíticos de Nova Canadá. As amostras do actinolita anfibolito com os mais baixos valores de Mg# (0,49 – 0,51) representariam líquidos basálticos mais evoluídos (Jaques e Green, 1979, 1980; Takahashi e Kushiro, 1983; Bossi et al., 1993). Os valores de Mg# mais elevados de algumas amostras do actinolita anfibolito (0,63 – 0,71) indicariam um protólito de líquido primário derivado de peridotitos mantélicos, enquanto os valores inferiores do diopsídio anfibolito (0,50 – 0,62) evidenciariam uma evolução moderada desses magmas. O decréscimo de CaO, Ni e Cr com a evolução dessas rochas sugere o fracionamento de olivina, diopsídio e cromita.

Ambiente tectônico

O diopsídio anfibolito apresenta padrão geoquímico multielementar compatível com aquele dos basaltos toleíticos continentais discutidos por Holm (1985), com importante anomalia negativa de Nb, que indicaria a participação de crosta continental durante os processos magmáticos ou a presença de uma fase residual rica em Nb (rutilo) durante a fusão parcial (Thompson, 1984; Weaver e Tarney, 1985; Wilson, 1989). As moderadas anomalias negativas de Zr, Ti e P, a leve anomalia positiva de Sr e a acentuada anomalia negativa de Nb encontradas no actinolita anfibolito são características dos basaltos toleíticos de baixo K (KLT) típicos de margens continentais; entretanto, também podem estar presentes nos toleitos continentais (CT) com grau de

alteração considerável (Holm, 1985). Pearce (1975) utiliza o diagrama $TiO_2-Nb/3-Th$ para distinguir os basaltos intracontinentais daqueles derivados de margem continental (Figura 7D). Em sua maioria, os anfibolitos de Água Azul do Norte demonstram um enriquecimento em Th em relação ao Nb e sugerem um ambiente intracontinental para esses corpos, sendo que seis amostras incidem no campo dos basaltos toleíticos de margem continental.

Investigação da fonte mantélica

Devido ao alto grau de remobilização de isótopos de Sr, U e Pb durante os processos secundários, tem se tornado um grande desafio estender a classificação dos componentes ou domínios mantélicos identificados na fonte das rochas básicas do pós-arqueano para aquelas encontradas no Arqueano. Uma solução para este problema é a utilização das razões entre elementos de alto potencial iônico (HFSE), uma vez que tais elementos são incompatíveis e imóveis e suas razões não mudam com o tempo (Hart et al., 1992; Fitton et al., 1997; Baksi, 2001; Leal et al., 2008). Nesse sentido, as razões Nb/Th, Zr/Nb, Zr/Y e Nb/Y são utilizadas para discriminar os componentes mantélicos ligados a fonte de basaltos e diferenciar fontes derivadas de plumas mantélicas das do manto empobrecido raso e/ou arcos magmáticos (não pluma; Condie, 2005). O comportamento dos anfibolitos de Água Azul do Norte para essas razões evidencia fonte derivada de plumas mantélicas, como pode ser visualizado no diagrama que utiliza as razões Zr/Y e Nb/Y (Figura 13A). De modo geral, diferentes graus de mistura entre componentes enriquecidos (EN) e primitivos (PM), sugerem para essas rochas uma fonte derivada do manto primitivo, mais frequente no Arqueano, com mudanças significativas na composição do magma devido à interação com a crosta continental (UC) e/ou a litosfera subcontinental, como também pode ser observado no diagrama Nb/Th vs. Zr/Nb (Figura 13B). Cinco amostras evidenciam a participação de um componente reciclado (REC), entre as quais quatro plotam próximo à composição do *end-member* EM2 (Figura 13B), que representaria contribuição de sedimentos de crosta continental reciclada (Hart et al., 1992; Hofmann, 1997) ou que, alternativamente, poderia estar relacionada à litosfera oceânica reciclada com frações de magma aprisionado (Workman et al., 2003). Uma amostra incide próximo ao *end-member* HIMU, interpretado como crosta oceânica reciclada (Van Keken et al., 2002). Da mesma forma, os padrões ETR apresentados pelos anfibolitos (moderada e baixa razão La/Yb), sugerem mistura de componentes de pluma (OIB) com aqueles de fonte mantélica enriquecida (E-MORB). A ausência de um componente empobrecido raso (DM) no Arqueano (fonte dos MORBs) pode ser explicada pela reciclagem da litosfera oceânica no manto em altas profundidades e incorporada por plumas mantélicas, ou até mesmo, a reciclagem e

mistura do manto com componentes enriquecidos (crosta continental ou litosfera subcontinental), conforme discutido por Condie (2005). O comportamento de elementos-traço observado para os anfibólitos de Água Azul do Norte é coincidente com aqueles atribuídos a toleitos continentais (Figura 13B. Por outro lado, tais padrões diferem claramente do que é documentado para os anfibólitos de Nova Canadá e metabasaltos pertencentes às sequências *greenstone belts* de Carajás, para os quais é sugerido uma origem a partir da fusão parcial do manto empobrecido em profundidades relativamente rasas em ambiente de arco de ilhas (Souza e Dall'Agno, 1995; Marangoanha e Oliveira, 2014).

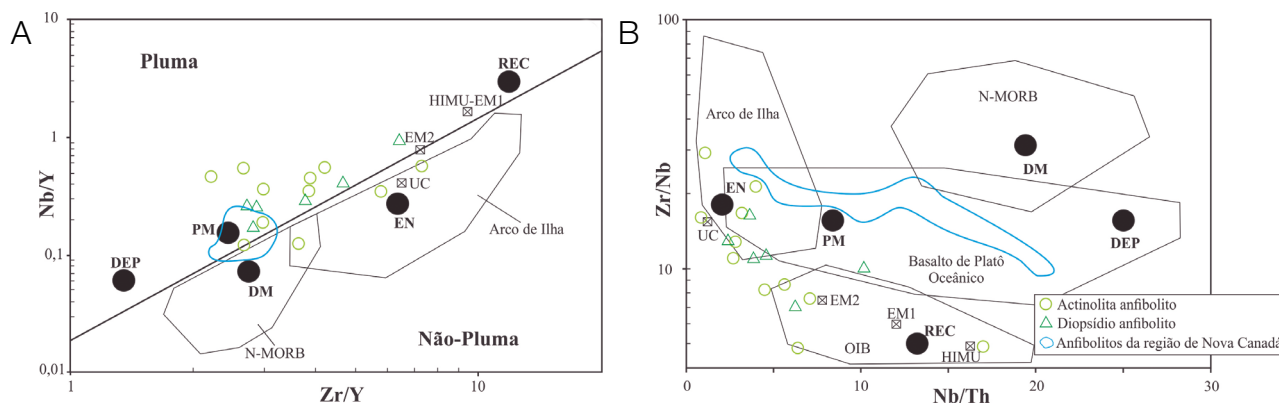
Sobre o metamorfismo

Os dados obtidos a partir de estudos geotermobarométricos estão de acordo com as observações microtexturais, que indicam que o diopsídio anfibólito e o actinolita anfibólito não seguiram, em sua evolução, uma mesma trajetória metamórfica. O actinolita anfibólito foi metamorfozido em condições de baixa pressão na fácies xisto verde (430°C e 2,7 kbar), e os cálculos para a associação retrometamórfica indicaram reequilíbrio a 1,1 kbar e 432°C. A trajetória metamórfica dessa rocha revela, portanto, descompressão isothermal associada à sua exumação. Seu metamorfismo poderia estar relacionado à colocação dos diversos corpos de leucogranito reconhecidos na área que teriam alçado as isotermas, uma vez que a colocação de seus magmas também se daria posteriormente ao longo da falha que hospeda o corpo do actinolita anfibólito. O diopsídio anfibólito registra condições de pico bórico de aproximadamente 5 kbar a temperaturas relativamente baixas (540°C), o que indica condições de nível crustal intermediário e ambiente de crosta relativamente fria. Tais condições metamórficas

em fácies anfibólito evidenciam atuação de metamorfismo regional anterior ao cisalhamento e são compatíveis com aquelas estimadas para os metabasitos do Grupo Sapucaia. Contudo, a ausência de estudos termobarométricos para as rochas do Grupo Sapucaia não permite, sob o ponto de vista do metamorfismo, relacioná-las ao mesmo *trend* de evolução tectonometamórfica. Os parâmetros de metamorfismo encontrados para os anfibólitos de Água Azul do Norte indicam que a colocação dessas rochas não foi sincrônica, uma vez que o diopsídio anfibólito (rocha de mais alto grau) revela uma história metamórfica bem mais complexa, relacionada a metamorfismo regional de margens ativas, ou seja, em ambiente distinto daquele de sua colocação, enquanto o actinolita anfibólito foi colocado e metamorfozido em condições próximas.

CONCLUSÕES

Os corpos anfibólitos de Água Azul do Norte estão inseridos no contexto geológico da porção centro-sul do Domínio Carajás (Domínio Sapucaia, segundo Dall'Agno et al., 2013). São intrusivos nos granitoides TTG mesoarqueanos e podem ser caracterizados como actinolita anfibólito, que configura um extenso corpo alongado de orientação N-S com inflexão para NE, com, pelo menos, 17 km de comprimento, e diopsídio anfibólito, que aflora como pequenos corpos lenticulares descontínuos de orientação NW-SE. O primeiro é constituído essencialmente por plagioclásio e anfibólio, em que localmente ainda é possível observar reliquias de cristais de piroxênio e plagioclásio ígneos associados à textura blasto-subofítica, enquanto no último as paragêneses minerais reconhecidas incluem: plagioclásio, anfibólio, diopsídio e ilmenita, que



UC: crosta continental superior; PM: manto primitivo; DM: manto empobrecido raso; HIMU: alto μ U (fonte U/Pb); EM1 e EM2: fontes mantélicas enriquecidas; ARC: basaltos de arco de ilha; DEP: fonte mantélica empobrecida profunda; EM: componentes enriquecidos; REC: componentes reciclados.

Figura 13. Inferência da(s) fonte(s) das rochas metabásicas de Água Azul do Norte utilizando diagramas de variação (a) Zr/Y vs. Nb/Y e (b) Nb/Th vs. Zr/Nb. Nessas figuras, são mostrados campos de fontes mantélicas de basaltos associados a diversos ambientes tectônicos (Condie, 2005). Campo dos anfibólitos de Nova Canadá, segundo Marangoanha e Oliveira (2014).

representa o pico metamórfico, e plagioclásio, anfibólio, epidoto, clinozoisita, titanita, apatita, quartzo e sericita, associada ao retrometamorfismo.

Os anfibolitos de Água Azul do Norte possuem um protólito de composição compatível com basaltos toleíticos, padrão multielementar de toleítos continentais (diopsídio anfibolito) e toleítos de baixo K (actinolita anfibolito), e razões de elementos incompatíveis HFSE que sugerem uma fonte derivada do manto primitivo, com mudanças significativas na composição do magma devido à interação com a crosta continental e/ou a litosfera subcontinental. As evidências químico-mineralógicas e texturais indicam que o actinolita anfibolito, originalmente um dique de orientação N-S, preserva texturas ígneas e de deformação no estágio submagmático, com posterior deformação e metamorfismo em condições de fácies xisto verde. A deformação dessas rochas estaria relacionada ao momento D2 da região de Água Azul do Norte, no qual a crosta TTG sofre deformação heterogênea com acomodação de zonas de cisalhamento dextrais e sinistrais. A trajetória metamórfica do actinolita anfibolito revela descompressão isothermal, associada à sua exumação, que pode ter sido concomitante à colocação de corpos de leucogranito, responsáveis por alçar as isotermas em níveis crustais rasos. Em contrapartida, o diopsídio anfibolito foi submetido a metamorfismo regional sob fácies anfibolito em ambiente de crosta relativamente fria e deformação dúctil condicionada à zona de cisalhamento sinistral NW-SE em profundidades relativamente elevadas. Esses dados denunciam a exposição de uma crosta arqueana relativamente profunda na região de Água Azul do Norte (~ 9 – 16 km).

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.
- Almeida, J. A. C., Dall'agnol, R., Dias, S. B., Althoff, F. J. (2010). Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: evidence from the Rio Maria. *Lithos*, 120, 235-257.
- Almeida, J. A. C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M. A., Macambira, M. B., Pimentel, M. M., Rämö, O. T., Guimarães, F. V., Leite, A. A. S. (2011). Zircon geochronology and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, 187, 201-221.
- Althoff, F. J., Barbey, P., Boullier, A. M. (2000). 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, 104(3-4), 187-206.
- Araújo, O. J. B., Maia, R. G. N. (1991). Folha Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A. *Relatório Final*. Rio de Janeiro: CPRM. 136p.
- Avelar, V. G. (1996). *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências – UFPA.
- Baksi, A. K. (2001). Search for a deep mantle component in mafic lava using a Nb-Y-Zr plot. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38, 813-824.
- Berman, R. G. (1988). Internally – Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the System Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, 29, 445-522.
- Berman, R. G. (1991). Thermobarometry Using Multi-Equilibrium Calculations: A new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, 29, 833-855.
- Blenkinsop, T. G. (2000). *Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 150p.
- Bossi, J., Campal, N., Civetta, L., Demarchi, G., Girardi, V. A. V., Mazzucchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G., Frago Cesar, A. R. S., Sinigoi, S., Teixeira, W., Piccirillo, E. M., Molesini, M., (1993). Early Proterozoic Dike Swarms from Western Uruguay: Geochemistry, Sr-Nd Isotopes and Petrogenesis. *Chemical Geology*, 106, 263-277.
- Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.), *Rare-earth elements geochemistry* (63-114). Amsterdã: Elsevier.
- Chalokwu, C. I., Kuehner, M. (1992). Mineral Chemistry and Thermobarometry of a Southern Appalachian amphibolite with epidote + quartz symplectite. *American Mineralogist*, 77, 617-630.
- Condie, K. C. (1981). *Archean greenstone belts*. Amsterdã: Elsevier. 434p.
- Condie, K. C. (2005). High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79, 491-504.

- Costa, J. B. S., Araújo, O. J. B., Jorge João, X. S., Maia, R., Macambira, E. M. B., Vale, A. G., Santos, A., Pena Filho, J. I. C., Neves, A. P. (1994). Panorama tectono-estrutural da região sudeste do Estado do Pará. *IV Simpósio Geologia da Amazônia*, p. 314-317. Belém: SBG.
- Costa, J. B. S., Araújo, O. J. B., Santos, A., Jorge João, X. S., Macambira, M. J. B., Lafon, J. M. (1995). A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, 7, 199-235.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R. (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119, 115-138.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. Londres: George Allen & Unwin. 450p.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D. C. (2007). Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93, 215-233.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D. C., Guimarães, F. V. E., Gabriel, O., Feio, G. R. L., Lamarão, C. N., Althoff, F. J., Santos, P. A., Teixeira, M. F. B., Silva, A. C., Rodrigues, D. S., Santos, M. J. P., Silva, C. R. P., Santos, R. D., Santos, P. J. L. (2013). Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, CD-ROM. Belém: SGA.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M. A., Almeida, J. A. C., Althoff, F. J., Leite, A. A. S., Oliveira, D. C., Barros, C. E. M. (2006). Archean and Paleoproterozoic Granitoids of the Carajás Metallogenic Province, Eastern Amazonian Craton. In: R. Dall'Agnol, L. T. Rosa-Costa, E. L. Klein (Eds.), *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton* (97-150). Abstracts, Volume and Field Trips Guide. Belém: PRONEX-UFPA/SBG.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Granclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major – Element analyses – Its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. 2. ed. New York: Longman Scientific & Technical; Wiley. 696p.
- DOCEGEO - Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (1988). Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, 11-59. Belém: CVRD/SBG.
- Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Santos, J. O. S., Althoff, F. J. (2013). Archean Granitoid Magmatism in the Canaã dos Carajás Area: Implication for Crustal Evolution of the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 227, 157-185.
- Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson, B. S., Taylor, R. N. (1997). Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 153, 197-208.
- Fossen, H. (2012) *Geologia estrutural*. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos. 584p.
- Fuhrman, M. L., Lindsley, D. H. (1988). Ternary feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73, 201-215.
- Gabriel, E. O. (2012). *Geologia, geoquímica e petrologia magnética da porção nordeste de Água Azul do Norte, Província Carajás*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências – UFPA.
- Gabriel, E. O., Oliveira, D. C. (2014). Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(3), 533-564.
- Gabriel, E. O., Oliveira, D. C., Galarza, M. A., Santos, M. S. (2015). Geocronologia e aspectos estruturais dos sanukitoides Mesoarqueanos da área de Água Azul do Norte: implicações para a história evolutiva da porção sul do Domínio Carajás. *XIV Simpósio de Geologia da Amazônia*, CD-ROM. Marabá: SBG.
- Guimarães, F. V., Dall'Agnol, R., Oliveira, D. C., Silva, A. C., Teixeira, M. F. B., Santos, P. A., (2012). Geologia Preliminar da Porção Leste do Subdomínio de Transição da Província Carajás – PA. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*, CD-ROM. Santos: SBG.

- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A., Whitehead, J. A. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256, 517-520.
- Hofmann, A. W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219-229.
- Holm, P. E. (1985). The Geochemical Fingerprints of Different Tectonomagmatic Environments Using Hf-magmatophile Element Abundances of Tholeiitic Basalts and Basaltic Andesites. *Chemical Geology*, 51, 303-323.
- Jaques, A. L., Green, D. H. (1979). Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite. *American Mineralogist*, 64, 1312-1321.
- Jaques, A. L., Green, D. H. (1980). Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 287-310.
- Kretz, R. (1973). Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near yellowknife. *The Canadian Mineralogist*, 12, 1-20.
- Lafon, J. M., Macambira, M. J. B., Pidgeon, R. T. (2000). Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: *31st International Geological Congress*, Abstracts, CDrom. Rio de Janeiro.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, E. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, I., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997). Youzhi, G. Nomenclature of Amphiboles. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.
- Leal, A. B. M., Paul, D., Silveira, W. P., Leal, L. R. B., Cruz, S. C. P., Santos, J. P. (2008). Geoquímica das rochas meta-vulcânicas máficas do greenstone belt de riacho de Santana, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 38, 476-487.
- Leite, A. A. S., Dall'Agnol, R., Macambira, M. J. B., Althoff, F. J. (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, 447-458.
- Leite-Santos, P. J., Oliveira, D. C. (2014). Trondhjemitos da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(3), 635-659.
- Leite-Santos, P. J., Oliveira, D. C. (2016). Geologia, Petrografia e Geoquímica das Associações Leucograníticas Arqueanas da Área de Nova Canadá – Província Carajás. *Geologia USP. Série Científica*, 16(2), 37-66.
- Macambira, M. J. B., Lafon, J. M. (1995). Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, 7, 263-288.
- Macambira, M. J. B., Lancelot, J. (1991). Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. *III Simpósio de Geologia da Amazônia*, Resumos Expandidos, 49-58. Belém: SBG.
- Mader, U., Berman, R. (1992). Amphibole thermobarometry: a thermodynamic approach. *Current Research*, Part E, Geological Survey of Canada Paper 92-1E, 393-400.
- Marangoanha, B., Oliveira, D. C. (2014). Diabásios e anfibolitos da Área de Nova Canadá: Natureza e implicações tectônicas para a Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(3), 565-596.
- McMullin, D. W. A., Berman, R. G., Greenwood, H. J. (1991). Calibration of the SGAM thermobarometer for pelitic rocks using data from phase-equilibrium experiments and natural assemblages. *Canadian Mineralogist*, 29, 889-908.
- Middlemost, E. A. K. (1975). The basalt clan. *Earth Science Reviews*, 11, 337-364.
- Miyashiro, A. (1978). Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 91-104.
- Moreto, C. P. N., Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Amaral, W. S., Santos, T. J. S., Juliani, C., Souza Filho, C. R. (2011). Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposite*, 46, 789-811.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Nicolas, A., Reuber, I., Benn, K. (1988). A new magma chamber model based on structural studies in the oman ophiolite. *Tectonophysics*, 151, 87-105.

- Oliveira, M. A., Dall'Agnol, R., Althoff, F. J., Leite, A. A. S. (2009). Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite–Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 27, 146-160.
- Oliveira, M. A., Dall'Agnol, R., Scaillet, B. (2010). Petrological constraints on crystallization conditions of mesoarchean sanukitoid rocks, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51, 2121-2148.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*. Berlin: Springer. 289p.
- Paterson, S. R., Fowler Jr, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., Miller, R. B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44, 53-82.
- Pearce, J. A. (1975). Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41-67.
- Pimentel, M. M., Machado, N. (1994). Geocronologia U-Pb dos Terrenos Granito–Greenstone de Rio Maria, Pará. *XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Boletim de Resumos Expandidos, 390-391. Camboriú: SBG.
- Pinheiro, R. V. L., Holdsworth, R. E. (2000). Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 597-606.
- Rivalenti, G., Mazzuchelli, M., Girardi, V. A. V., Cavazzini, G., Finatti, C., Barbieri, M. A., Teixeira, W. (1998). Petrogenesis of the paleoproterozoic basaltic-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian Craton. *Lithos*, 43, 235-265.
- Rodrigues, D. S., Oliveira, D. C., Macambira, M. J. B. (2014). Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9, 597-633.
- Santos, J. O. S. (2003). Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil – Central. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (Eds.), *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG (169-226). Brasília: CPRM.
- Santos, M. N. S., Oliveira, D. C. (2015). Rio Maria Granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte, Carajás Province: geology and petrological affinities. *XIV Simpósio de Geologia da Amazônia*, CD-ROM. Marabá: SBG.
- Santos, M. S. S., Oliveira, D. C., Gabriel, E. O. (2017). *Granitoides TTG de Água Azul do Norte: Implicações Tectônicas para a Província Carajás*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geologia – UFPA. 75p.
- Santos, P. A., Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Costi, H. T., Lamarão, C. N., Galarza, M. A. (2013). Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 43, 2-15.
- Santos, P. J. L., Oliveira, D. C. (2012). Geologia, Petrografia e Geoquímica das Associações Granodiorítica-Graníticas de Nova Canadá, Subdomínio de Transição, Província Carajás. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*, CD-ROM. Santos: SBG.
- Santos, R. D., Galarza M. A., Oliveira D. C. (2012). Caracterização Geoquímica, Geocronológica e Isotópica do Diopsídio-Norito Pium – Província Carajás. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*, CD-ROM. Santos: SBG.
- Santos, M. S., Oliveira D. C., Gabriel E. O. (2017). *Granitoides TTG de Água Azul do Norte: implicações tectônicas para a Província Carajás*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará. 75 p.
- Silva, A. C., Dall'Agnol, R., Guimarães, F. V., Oliveira, D. C. (2014). Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondjemíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(1), 13-45.
- Silva, F. F., Oliveira, D. C., Antonio, P. Y. J., D'Agrella-Filho, M. S., Lamarão, C. N. (2015). Bimodal magmatism of the Tucumã area, Carajás Province: U-Pb geochronology, classification and processes. *XIV Simpósio de Geologia da Amazônia*, CD-ROM. Marabá: SBG.
- Silva Junior, R. O., Dall'agnol R., Oliveira, E. P. (1999). Geologia, Petrografia e Geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geochimica Brasiliensis*, 13, 163-181.
- Sousa, S. D., Monteiro, L. V. S., Oliveira, D. C., Silva, M. A. D., Moreto, C. P. N., Juliani, C. (2015). O Greenstone Belt Sapucaia na Região de Água Azul do Norte, Província Carajás: contexto geológico e caracterização petrográfica e geoquímica. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 9, 305-328.

- Souza, Z. S., Dall'Agnol, R. (1995). Geochemistry of Metavolcanic Rocks in the Archean Greenstone Belt of Identidade, SE Pará, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67, 217-233.
- Souza, Z. S., Dall'Agnol, R., Althoff, F. J., Leite A. A. S., Barros, C. E. M. (1996). Carajás Mineral Province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás Block. *Symposium on Archean Terranes of South America Platform*, 1, 31-32.
- Souza, Z. S., Potrel, A., Lafon, J. M., Althoff, F. J., Pimentel, M. M., Dall'Agnol, R., Oliveira, C. G. (2001). Nd, Pb and Sr Isotopes in the Identidade Belt, an Archaean Greenstone Belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 109, 293-315.
- Takahashi, E., Kushiro, I. (1983). Melting of dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, 68, 859-879.
- Tassinari, C. G., Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22, 174-182.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito Neves (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida (471-485)*. São Paulo: Beca.
- Teixeira, M. F. B., Dall'Agnol, R., Silva, A. C., Santos, P. A. (2013). Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3), 291-323.
- Thompson, R. N. (1984). Dispatches from the basalt front. 1. Experiments. *Proceedings of Geologists' Association*, 95, 249-262.
- Van Keken, P. E., Hauri, E. H., Ballentine, C. J. (2002). Mantle mixing: the generation, preservation, and destruction of chemical heterogeneity. *Annual Reviews of Earth Planet Sciences*, 30, 493-525.
- Vasquez, L. V., Rosa-Costa, L. R., Silva, C. G., Ricci, P. F., Barbosa, J. O., Klein, E. L., Lopes, E. S., Macambira, E. B., Chaves, C. L., Carvalho, J. M., Oliveira, J. G., Anjos, G. C., Silva, H. R. (2008). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. Escala 1:1.000.000*. Belém: CPRM.
- Vernon, R. H. (2004). *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge: Cambridge University Press. 594 p.
- Weaver, B. L., Tarney, J. (1985). Structure and evolution of the continental lithosphere, major and trace element composition of the continental lithosphere. *Physics and Chemistry of the Earth*, 15, 39-68.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. London: Chapman & Hall. 466p.
- Wood, D. A., Joron, J. L., Treuil, M. (1979). A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45, 326-336.
- Workman, R. K., Hart, S. R., Blusztajn, J., Jackson, M., Kurz, M., Staudigel, H. (2003). Enriched mantle II: a new view from the Samoan hotspot. *Geophysics Research Abstracts*, 5, 136-156.