



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 418

**GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROLOGIA MAGNÉTICA DO
MAGMATISMO BÁSICO DA ÁREA DE NOVA CANADÁ (PA),
PROVÍNCIA CARAJÁS**

Dissertação apresentada por:

BHRENNO MARANGOANHA

Orientador: Prof. Davis Carvalho de Oliveira (UFPA)

**BELÉM (PA)
2013**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Marangoanha, Bhrenno, 1984-

Geologia, geoquímica e petrologia magnética do magmatismo básico da área de Nova Canadá (PA), Província Carajás / Bhrenno Marangoanha. - 2013.

Orientador: Davis Carvalho de Oliveira.

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

1. Diabásio. 2. Petrologia. 3. Rochas - Propriedades magnéticas. I. Título.

CDD 22. ed. 552



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

**GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROLOGIA MAGNÉTICA
DO MAGMATISMO BÁSICO DA ÁREA DE NOVA CANADÁ
(PA), PROVÍNCIA CARAJÁS**


DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

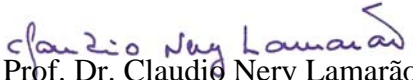
BHRENNO MARANGOANHA


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

Data de Aprovação: 29 / 08 / 2013

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira
(Orientador-UFPA)


Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão
(Membro-UFPA)


Prof.^a Dr.^a Lúcia Travassos da Rosa-Costa
(Membro-CPRM)

AGRADECIMENTOS

Este trabalho teve a colaboração de várias pessoas e instituições, às quais quero expressar meus sinceros agradecimentos:

- À minha família, por todo apoio ao longo desses anos;
- À Universidade Federal do Pará, pela infraestrutura disponibilizada do Instituto de Geociências (IG);
- Ao orientador Davis Carvalho de Oliveira, pela oportunidade, apoio e orientação ao longo desse trabalho;
- Ao CNPq (2011-2013), pela concessão de bolsa de mestrado;
- Ao projeto de pesquisa INCT – GEOCIAM/CNPq, pelo apoio financeiro nas etapas de trabalho;
- Ao professor Cláudio Lamarão e à técnica de laboratório Ana Paula, que cederam o espaço e disponibilizaram o Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências;
- Aos integrantes do GPPG, pela companhia e auxílio durante esses anos;
- Aos integrantes da sala 3, Christophe, Eleilson, Pablo, Daniel e Alice, e aos amigos, Fabriciana, Max, P. H., Mayara e Patrick, pela companhia e momentos de descontração;
- Aos professores do PPGG, pelo conhecimento transmitido;
- Aos funcionários do Instituto de Geociências, pela dedicação e atenção;
- E a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a execução desse trabalho.

*“O começo de todas as ciências é o espanto de
as coisas serem o que são.”*

Aristóteles

RESUMO

O mapeamento geológico realizado na área de Nova Canadá, porção sul do Domínio Carajás, Província Carajás, possibilitou a individualização de duas unidades de caráter máfico e intrusivas nos granitoides do Complexo Xingu e, mais restritamente, na sequência *greenstone belt* do Grupo Sapucaia. São representadas por diques de diabásio isotrópicos e por extensos corpos de anfibolito, com os últimos descrevendo texturas nematoblástica e granoblástica, de ocorrência restrita à porção SW da área. Ambos apresentam assinatura de basaltos subalcalinos de afinidade toleítica, sendo que os diques de diabásio são constituídos por três variedades petrográficas: hornblenda gabronorito, gabronorito e norito, sendo essas diferenças restritas apenas quanto à proporção modal de anfibólio, orto- e clinopiroxênio, já que texturalmente, as mesmas não apresentam diferenças significativas. São formados por plagioclásio, piroxênio (orto- e clinopiroxênio), anfibólio, minerais óxidos de Fe-Ti e olivina, apresentam um padrão ETR moderadamente fracionado, discreta anomalia negativa de Eu, ambiente geotectônico correspondente a intraplaca continental, e assinaturas dos tipos OIB e E-MORB. Já os anfibolitos são constituídos por plagioclásio, anfibólio, minerais opacos, titanita e biotita, mostram um padrão ETR horizontalizado, com anomalia de Eu ausente, sendo classificados como toleítos de arco de ilha e com assinatura semelhante aos N-MORB. Os dados de química mineral obtidos nessas unidades mostram que, nos diques de diabásio, o plagioclásio não apresenta variações composicionais significativas entre núcleo e borda, sendo classificados como labradorita, com raras andesina e bytownita; o anfibólio mostra uma graduação composicional de Fe-hornblenda para actinolita, com o aumento de sílica. Nos anfibolitos, o plagioclásio mostra uma grande variação composicional, de oligoclásio à bytownita nas rochas foliadas, sendo que nas menos deformadas, sua classificação é restrita à andesina sódica. O piroxênio, presente apenas nos diabásios, exibe considerável variação em sua composição, revelando um aumento no teor de magnésio nos núcleos, e de ferro e cálcio, nas bordas, permitindo classificá-los em augita, pigeonita (clinopiroxênio) e enstatita (ortopiroxênio). Os diabásios apresentam titanomagnetita, magnetita e ilmenita como os principais óxidos de Fe-Ti, permitindo reconhecer cinco formas distintas de ilmenita nessas rochas: ilmenita treliça, ilmenita sanduíche, ilmenita composta interna/externa, ilmenita em manchas e ilmenita individual. Feições texturais e composicionais sugerem que a titanomagnetita e os cristais de ilmenita composta externa e individual foram originados durante o estágio precoce de cristalização. Durante o estágio *subsolidus*, a titanomagnetita foi afetada pelo processo de oxi-exsolução, dando origem a intercrescimentos de magnetita pobre

em titânio com ilmenita (ilmenitas treliça, em mancha, sanduíche e composta interna). Os anfibolitos possuem a ilmenita como único mineral óxido de Fe e Ti ocorrendo, portanto, sob a forma de ilmenita individual, onde encontra-se sempre associada ao anfibólio e à titanita. Os valores mais elevados de suscetibilidade magnética (SM) estão relacionados aos gabronoritos e noritos, os quais exibem maiores conteúdos modais de minerais opacos e apresentam titanomagnetita magmática em sua paragênese. A variedade hornblenda gabronorito define as amostras com valores intermediários de SM. Os menores valores de SM são atribuídos aos anfibolitos, que são desprovidos de magnetita. A correlação negativa entre valores de SM com os conteúdos modais de minerais ferromagnesianos indica que os minerais paramagnéticos (anfibólio e piroxênio) não possuem influência significativa no comportamento magnético dos diabásios, enquanto nos anfibolitos a tendência de correlação positiva entre estas variáveis pode sugerir que estas fases são as principais responsáveis pelos seus valores de SM. Dados geotermobarométricos obtidos a partir do par titanomagnetita-ilmenita nos diabásios indicam que estes se formaram em condições de temperatura (1112°C) e fO_2 (-8,85) próximas daquelas do tampão NNO.

Palavras-chave: Diabásio, Anfibolito, Geoquímica, Magnetita, Suscetibilidade Magnética, Carajás

ABSTRACT

Through geologic mapping of the Nova Canadá area, was possible to individualize two mafic units, typified for diabase dikes, isotropic, and extensive bodies of amphibolites with nematoblastic and granoblastic textures, outcropping only in the southwestern part of the area. Both units cross-cut granitoids of Xingu Complex and Sapucaia greenstone belts sequence. They are classified as subalkaline tholeiitic basalts. Diabase dikes are divided into three varieties, namely hornblende-gabbro-norite, gabbro-norite and norite, being the differences between these ones only concerned the modal contents of amphibole, ortho- and clinopyroxene, once petrographically, they don't show significant differences. They consist of plagioclase, ortho-/clinopyroxene, amphibole, Fe-Ti oxides and olivine; they show a moderate fractional pattern REE and unremarkable negative Eu anomaly. Tectonically, they are related to a continental intraplate environment, and show OIB and E-MORB-types signatures. On the other hand, the amphibolites show a flat REE pattern and an absence of Eu anomaly. They are classified as island arc tholeiites and show N-MORB-type signature. This lithotype includes plagioclase, amphibole, opaque minerals, titanite and biotite as main mineralogical phases. The mineral chemistry shows in the diabases no significant variation between plagioclase core and rim, being classified as labradorite, with rare andesine and bytownite; the amphibole shows a compositional gradation from Fe-hornblende to actinolite with increasing silica. In the amphibolites, the plagioclase shows a wide compositional variation, from oligoclase to bytownite in the foliated rocks; in the amphibolites less/no foliated, there is only sodic andesine. Pyroxene is only found in the diabase dikes and exhibits considerable variation compositional, showing a magnesium content increasing in the cores; the iron and calcium contents increase toward the rims; it is classified as augite, pigeonite (clinopyroxene) and enstatite (orthopyroxene). Diabase dikes have titanomagnetite, magnetite and ilmenite as main Fe-Ti oxides. Textural analyses of these oxides allowed identifying five distinct forms of ilmenite in the diabase dikes: trellis ilmenite, sandwich ilmenite, patch ilmenite, individual ilmenite, internal and external composite ilmenite. Texture features suggest that titanomagnetite and individual and external composite ilmenite crystallized in early magmatic stage. During the subsolidus stage, titanomagnetite was transformed by oxidation-exsolution in intergrowths of almost pure magnetite and ilmenite (sandwich, patch, trellis and internal composite ilmenite). Amphibolites have ilmenite as the only Fe-Ti oxide mineral, that occurs as individual ilmenite, and it is always associated to amphibole and titanite. Norites and gabbro-norites are characterized by the highest values of the magnetic susceptibility (MS);

these varieties exhibit the highest modal opaque minerals content, having primary titanomagnetite as mineralogical phase. Hornblende-gabbro-norites exhibit the moderate values of the MS, and amphibolites, the lowest ones. The negative correlation between MS values with modal ferromagnesian contents of the diabases shows that paramagnetic minerals (amphibole and pyroxene) don't have significant influence in the magnetic behavior in these rocks. In contrast, the positive correlation between these variables, of the amphibolites, suggests these mineral phases are the main responsible for its values of the MS. Geothermobarometric data obtained from titanomagnetite-ilmenite pair in the diabase dikes show temperature and oxygen fugacity conditions (1112°C and -8,85, respectively) close to NNO buffer.

Keywords: Diabase, Amphibolite, Geochemistry, Magnetite, Magnetic Susceptibility, Carajás.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo	2
Figura 1.2 - Mapas geológico (a) da Província Carajás e (b) da área de Nova Canadá	4

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 - Mapas geológico (a) da Província Carajás e (b) da área de Nova Canadá	14
Figura 2.2 - Relações entre zonas de cisalhamento e magma máfico na gênese de diques sintectônicos	17
Figura 2.3 - Diagramas modais dos diques de diabásio de Nova Canadá.....	19
Figura 2.4 - Aspectos texturais meso- e microscópicos dos diques de diabásio e dos anfibolitos de Nova Canadá.....	20
Figura 2.5 - Diagramas de classificação de (a) plagioclásio e de (b) piroxênio para os diques de diabásio e anfibolitos de Nova Canadá.....	24
Figura 2.6 - Diagramas de classificação de anfibólios dos diques de diabásio e dos anfibolitos de Nova Canadá.....	25
Figura 2.7 - Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV e espectros EDS das fases minerais óxidos de Fe e Ti.....	28
Figura 2.8 - Diagramas MPR dos anfibolitos de Nova Canadá.....	27
Figura 2.9 - Diagrama FeO_T x TiO_2 discriminativo para orto- e para-anfibolitos	30
Figura 2.10 - Diagrama de classificação geral das unidades estudadas	31
Figura 2.11 - (a) Diagrama AFM e (b) diagrama catiônico ($Fe^{+2}+Fe^{+3}+Ti - Al - Mg$).....	32
Figura 2.12 - Diagramas discriminantes de ambiente tectônico.....	33
Figura 2.13 - Diagramas de variação #Mg x óxidos das unidades estudadas	34
Figura 2.14 - Diagramas de variação #Mg x elementos traços das unidades estudadas	35
Figura 2.15 - Diagrama multielementar	36
Figura 2.16 - Diagrama de elementos terras raras (ETR) para as unidades estudadas.....	37
Figura 2.17 - Diagrama ETR sintetizando a média dos diques de diabásio e anfibolitos de Nova Canadá, dos diques de diabásio de Rio Maria, dos metagabros e metabasaltos toleíticos da sequência <i>greenstone belt</i> de Identidade, e dos padrões OIB, E-MORB e N-MORB	37
Figura 2.18 - Diagrama Di-Hd-En-Fs	38

Figura 2.19 - Diagrama $Fe/(Fe+Mg) \times Al_t$ de anfibólios.....	39
Figura 2.20 - Diagramas de variação (a) Zr/Y vs. Nb/Y e (b) Nb/Th vs. Zr/Nb	40

CAPÍTULO 3

Figura 3.1 - Mapas geológico (a) da Província Carajás e (b) da área de Nova Canadá	55
Figura 3.2 - Diagramas modais dos diques de diabásio de Nova Canadá	58
Figura 3.3 - (a) Polígono de frequência e (b) gráfico de probabilidade	61
Figura 3.4 - Histograma de frequência	62
Figura 3.5 - Diagramas de variação de SM vs. conteúdos de: (a) minerais opacos, (b) minerais ferromagnesianos, (c) Fe_2O_{3T} , (d) MgO , (e) CaO e (f) $Cr + Ni$	64
Figura 3.6 - Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV e espectros EDS das fases minerais óxidos de Fe e Ti.....	66
Figura 3.7 - Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV e espectros EDS das fases minerais óxidos de Fe e Ti.....	67
Figura 3.8 - Ordem de cristalização dos minerais opacos dos diques de diabásio de Nova Canadá	69
Figura 3.9 - Diagrama T vs. fO_2	71

LISTA DE TABELAS**CAPÍTULO 2**

Tabela 2.1 - Composições modais dos diques de diabásio de Nova Canadá	19
Tabela 2.2 - Composições químicas representativas de plagioclásio, piroxênio e anfibólio ...	23
Tabela 2.3 - Composições químicas representativas dos óxidos de Fe e Ti.....	28
Tabela 2.4 - Composição química dos diques de diabásio e dos anfibolitos.....	29

CAPÍTULO 3

Tabela 3.1 - Composições modais dos diques de diabásio de Nova Canadá	58
Tabela 3.2 - Dados de suscetibilidade magnética.....	60
Tabela 3.3 - Composições dos pares titanomagnetita-ilmenita	70

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO	1
1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	3
1.3. MAGMATISMO MÁFICO NA PROVÍNCIA CARAJÁS	5
1.4. APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	6
1.5. OBJETIVOS	7
1.6. MÉTODOS	8
1.6.1. Pesquisa Bibliográfica	8
1.6.2. Mapeamento Geológico	8
1.6.3. Petrografia	9
1.6.4. Química Mineral	9
1.6.5. Suscetibilidade Magnética	9
1.6.6. Geoquímica	10
2. PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E GEOQUÍMICA DO MAGMATISMO BÁSICO DA ÁREA DE NOVA CANADÁ (PA), PROVÍNCIA CARAJÁS	11
3. PETROLOGIA MAGNÉTICA DO MAGMATISMO BÁSICO DA ÁREA DE NOVA CANADÁ (PA), PROVÍNCIA CARAJÁS	52
4. CONCLUSÕES FINAIS	77
REFERÊNCIAS	81

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO

A Província Carajás (PC) é caracterizada por apresentar uma grande variedade de recursos minerais, incluindo depósitos de ferro, ouro, manganês, níquel e cobre. Isso motivou a realização de diversos estudos, os quais contribuíram para o conhecimento geológico da mesma. Esta se situa a sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), no contexto geológico da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 1999, 2004) ou Carajás (Santos 2003). Segundo Dall’Agnol *et al.* (1997), a mesma é dividida tectonicamente em Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) a sul, Bloco Carajás (BC) a norte, e Domínio de Transição (DT), situado entre os dois terrenos. Mais recentemente, Vasquez *et al.* (2008) em revisão à geologia do estado do Pará, subdividiram a PC em dois domínios tectônicos: Domínio Rio Maria, de idade Mesoarqueana (3,0 – 2,87 Ga), e Domínio Carajás, formado por rochas meso- e neoarqueanas (3,0 – 2,76 Ga), fazendo com que Feio *et al.* (2012) redefinisse o DT como Subdomínio de Transição (SDT).

Nas últimas décadas, inúmeros trabalhos de mapeamento geológico foram executados pelas equipes da DOCEGEO e CPRM, onde foram definidos os principais aspectos tectonoestruturais da PC. Além disso, contribuições de grupos de pesquisa da Universidade Federal do Pará (UFPA), a partir dos anos 80, reuniram dados importantes sobre a geologia da região, onde destacam-se aqueles de caráter petrológico e geocronológico de rochas granitoides. Em virtude da quantidade bastante restrita de estudos feitos em rochas máficas na PC, este trabalho buscou caracterizar as rochas de caráter máfico que ocorrem na forma de extensos corpos máficos intrusivos na porção sul do SDT, mais precisamente na área de Nova Canadá, município de água Azul do Norte (Figura 1.1).

A presente dissertação foi elaborada na forma de integração de artigos científicos, referentes aos capítulos 2 e 3, sendo que o capítulo introdutório (capítulo 1) aborda pontos relacionados à apresentação e localização da área de estudo, ao contexto geológico regional da Província Carajás e à caracterização de seu magmatismo máfico, assim como a apresentação do problema, os objetivos a serem alcançados e os métodos utilizados. O capítulo 4 encerra a dissertação apresentando as discussões e conclusões, integrando todos os dados apresentados nos capítulos precedentes. Os artigos serão apresentados na seguinte ordem:

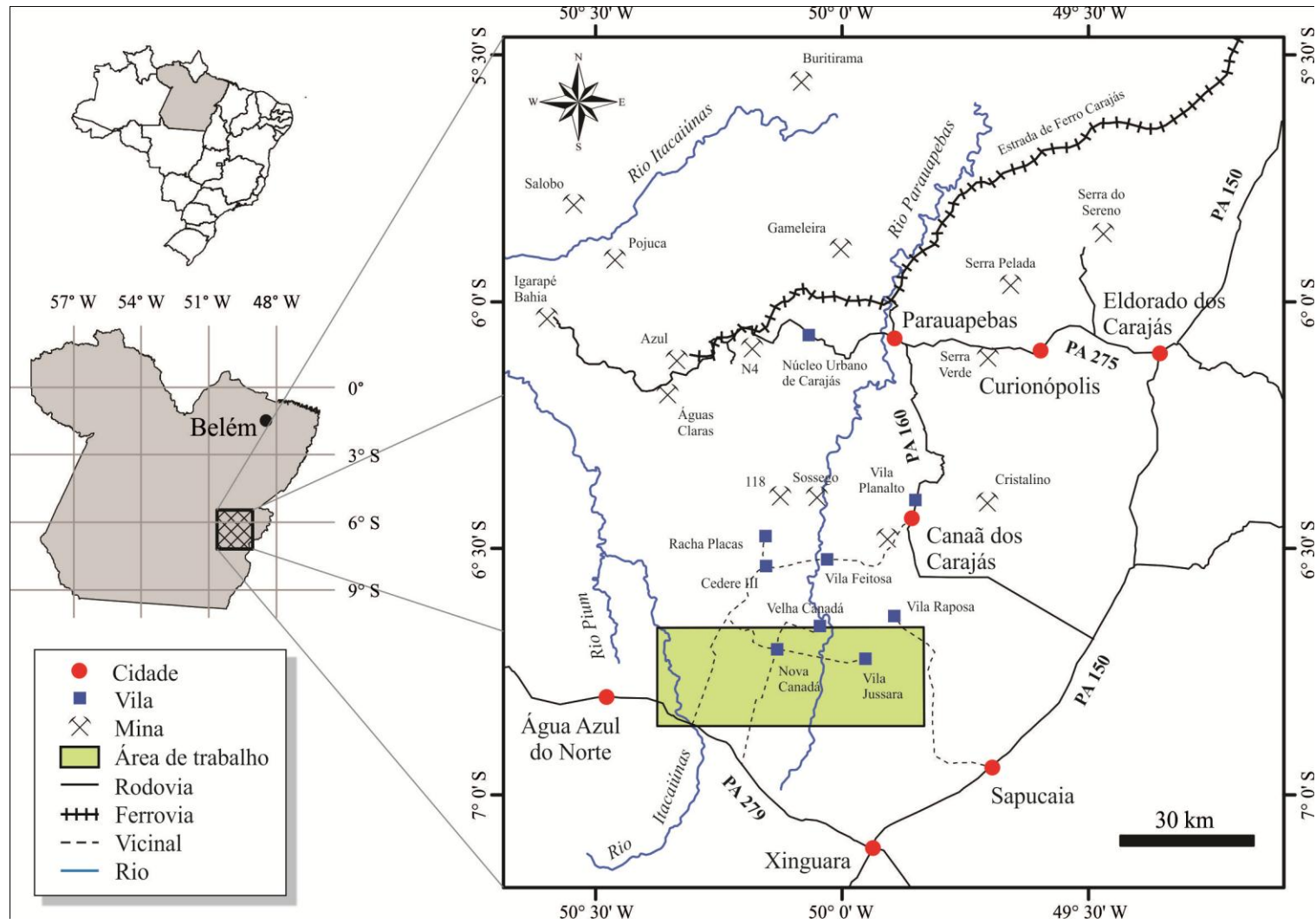


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo.

CAPÍTULO 2 – Artigo 1: **“Petrografia, Química Mineral e Geoquímica do Magmatismo Básico da Área de Nova Canadá (PA), Província Carajás”**. Submetido para publicação à revista Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Este artigo apresenta dados de campo, petrográficos, geoquímicos e de química mineral relacionados às rochas de caráter básico na área de Nova Canadá, apresentando parâmetros que permitiram discriminar e diferenciar os litotipos que ocorrem em forma de diques e pequenas intrusões.

CAPÍTULO 3 – Artigo 2: **“Petrologia Magnética do Magmatismo Básico da Área de Nova Canadá (PA), Província Carajás”**. Submetido para publicação à revista Geologia-USP Série Científica. Este artigo aborda dados de suscetibilidade magnética das rochas máficas que ocorrem na área de Nova Canadá que, quando confrontados com os minerais óxidos de Fe e Ti, tornou-se possível distinguir e caracterizar os litotipos presentes, além de seus respectivos processos relacionados à fugacidade de oxigênio durante sua formação.

1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de Nova Canadá está localizada na Província Carajás (Figura 1.2a), que é limitada a leste pelo Cinturão de Cisalhamento Araguaia, do Neoproterozoico, relacionado ao Ciclo Brasileiro (Pan-Africano); a norte, pela Província Maroni-Itacaiúnas, formada durante o Evento Trans-Amazônico (2,2 – 2,1 Ga); e a oeste, por um terreno dominado por granitoides paleoproterozoicos e assembleias vulcânico-piroclásticas do Supergrupo Uatumã, com idades em torno de 1,88 Ga (Teixeira *et al.* 2002). A subdivisão desta província nos domínios tectônicos de Rio Maria e Carajás (Vasquez *et al.* 2008), fez com Feio *et al.* (2012) introduzisse o termo Subdomínio de Transição para a região que ocorre entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás. Os limites tectônicos do Subdomínio de Transição se estendem entre a região situada imediatamente a norte de Xinguara, passando lateralmente por Tucumã e São Félix do Xingu até a borda sul da Bacia Carajás, uma região tectonicamente conhecida como Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo & Maia 1991, Costa *et al.* 1995). Apesar de possuir similaridades com o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, essa área é intensamente afetada por eventos tectônicos, magmáticos e hidrotermais relacionados à evolução da Bacia Carajás (Soares 2002, Gomes 2003, Gomes *et al.* 2004, Sardinha *et al.* 2004, Sardinha 2005, Dall’Agnol *et al.* 2006).

A escassez de trabalhos de caráter geológico e petrológico do Subdomínio de Transição o torna ainda pouco conhecido. Os trabalhos desenvolvidos nesta área foram de

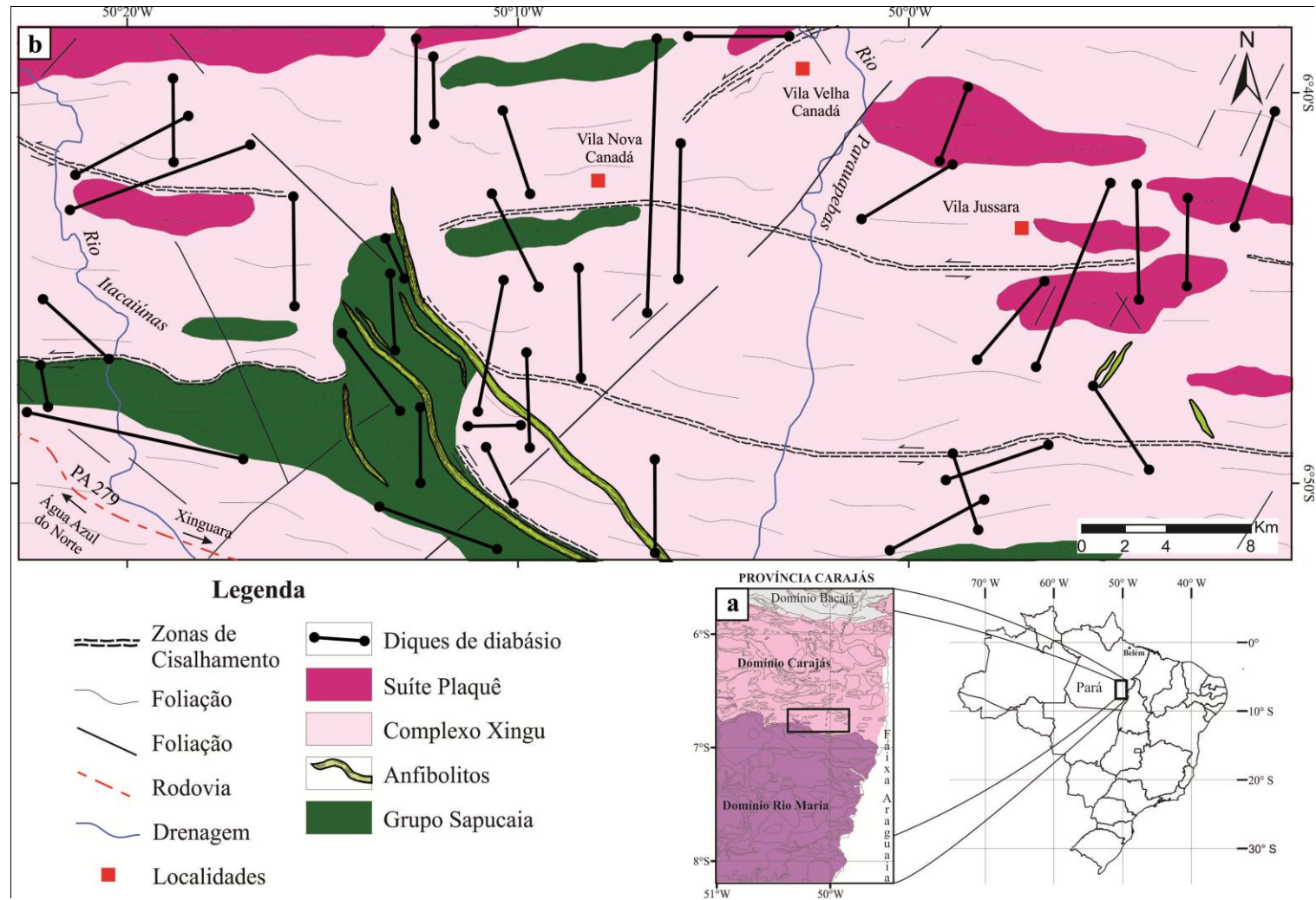


Figura 1.2 - (a) Mapa geológico simplificado da Província Carajás (Vasquez *et al.* 2008), com a localização da área de estudo a sul do Domínio Carajás; e (b) mapa geológico da área de Nova Canadá, mostrando a distribuição dos diques de diabásio e anfibolitos na área (modificado de Araújo & Maia 1991).

escala regional, possibilitando a individualização, até então, nas seguintes unidades: Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.* 2008), Diopsídio-Norito Pium (Hirata *et al.* 1982, Pidgeon *et al.* 2000, Santos *et al.* 2008, Vasquez *et al.* 2008), rochas mais antigas do Tonalito Bacaba (Moreto *et al.* 2011), granitoides e gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu (Machado *et al.* 1991), seguidos no tempo pelas intrusões da Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale, 1997), da Suíte Pedra Branca (Sardinha *et al.* 2004, Gomes & Dall'Agnol 2007) e dos plútons das suítes Plaqué e Planalto (Avelar *et al.* 1999, Huhn *et al.* 1999, Oliveira 2003, Gomes 2003, Sardinha *et al.* 2004, Vasquez *et al.* 2008, Oliveira *et al.* 2010, Feio *et al.* 2012). Recentemente, Feio (2011) identificou diversas unidades mesoarqueanas, representadas pelo Granito Canaã dos Carajás, Trondhjemito Rio Verde, Complexo Tonalítico Bacaba e granitos Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada.

1.3. MAGMATISMO MÁFICO NA PROVÍNCIA CARAJÁS

As pesquisas geológicas direcionadas aos diques máficos não apenas na área de Nova Canadá, mas em toda a Província Carajás, foram em um número bastante reduzido. Os primeiros trabalhos de mapeamento geológico a respeito desses corpos foram efetuados por Medeiros (1987) e Gastal (1987, 1988). Silva Jr. *et al.* (1999) desenvolveram estudo de maior detalhe sobre os diques da área de Rio Maria e, com base em dados petrográficos e geoquímicos, identificaram quatro litotipos distintos: diabásios, andesitos, dacitos e riolitos. Mais recentemente, Ferreira *et al.* (2008), em trabalho realizado na área de Bannach, identificaram as mesmas associações de rochas relatadas por Silva Jr. *et al.* (1999).

As primeiras referências de pesquisas geológicas direcionadas aos complexos máficos na região de Carajás devem-se a Santos (1978), ao divulgar os trabalhos na Serra da Onça pelo Grupo INCO. Posteriormente, Hirata (1982) assinalou a presença de complexos máficos/ultramáficos estratificados na área do Rio Pium. Nesse período, vários corpos máficos e ultramáficos alinhados foram identificados e pesquisados a sul da Serra dos Carajás, tais como: Puma, Luanga, Jacaré, Jacarezinho, Ourilândia, Vermelho, entre outros (Bernardelli 1982, Jorge João 1982, Medeiros Filho & Meirelles 1985, Heim & Castro Filho 1986, Castro Filho & Mattos 1986).

Em seguida, vários estudos foram realizados nestes corpos, dividindo o magmatismo máfico/ultramáfico da região de Carajás em: (i) Complexo Máfico/Ultramáfico Luanga, representado por dois corpos acamadados constituídos de dunitos (zona ultramáfica), harzburgitos, ortopiroxenitos, cromititos e noritos (zona de transição), e gabros com intercalações de ortopiroxenitos e cromititos (zona máfica; Jorge João *et al.* 1982, Suíta 1988,

Ferreira Filho *et al.* 2007), com idade U-Pb de 2763 ± 6 Ma, interpretada como de cristalização deste complexo (Machado *et al.* 1991); (ii) Suíte Intrusiva Cateté, formada pelos corpos Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Vermelho, entre outros, com ocorrências de gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos, e cumulados de olivina, clino- e ortopiroxênios (Araújo & Maia 1991, Macambira & Vale 1997, Macambira & Ferreira Filho 2002), com idades Sm-Nd de $2378 \pm 55,5$ Ma (Macambira & Tassinari 1998) e U-Pb de 2766 ± 6 Ma (Lafon *et al.* 2000) obtidas no corpo Serra da Onça; e (iii) Gabro Santa Inês, representado por um corpo gabroide alongado segundo *trend* NE-SW e constituído por gabros porfiríticos, leucogabros, microgabros e anortositos (Meirelles *et al.* 1984, Docegeo 1988), com idade de 2,71 Ga (Macambira *et al.* 1990, Mougeot *et al.* 1996) obtidas em diques e corpos máficos que cortam as sequências de *greenstone belts*, o Complexo Xingu e a Formação Águas Claras, do Domínio Carajás, que poderiam ser correlacionados ao Gabro Santa Inês (Vasquez *et al.* 2008).

O Complexo Pium foi descrito por Araújo & Maia (1991) como ortogranulitos pertencentes ao embasamento do denominado Domínio Imbricado, soerguidos por zonas de cavalgamentos de caráter transpressivo. Ricci & Carvalho (2006) e Vasquez *et al.* (2008) recapitularam a denominação para este complexo e denominaram de Diopsídio-Norito Pium a unidade anteriormente mapeada por Araújo & Maia (1991) na seção tipo no rio homônimo, sendo este composto fundamentalmente por rochas gabroicas diversas (gabros da série charnockítica), e de Ortogranulito Chicrim-Cateté a unidade representante do embasamento granulítico do Domínio Carajás que aflora na seção do Rio Cateté. Pidgeon *et al.* (2000) obtiveram uma idade SHRIMP (U-Pb) para este complexo de 3002 ± 14 Ma, interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo. Posteriormente, Santos (2013) diferenciaram dentro do Complexo Pium da área de Canaã dos Carajás, rochas ígneas de composição norítica, quartzo-diorítica e, mais restritamente, ultramáfica, seguindo a proposta estratigráfica anteriormente estabelecida.

1.4. APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

Os trabalhos de mapeamento geológico desenvolvidos no SDT foram de escala regional, possibilitando a individualização, até então, dos complexos Pium e Xingu, dos granitos das suítes Plaquê e Planalto, e das sequências metavulcanossedimentares do Grupo Sapucaia, além de ocorrências localizadas de rochas de caráter básico a ultrabásico (tipo Vermelho e Onça-Puma). Alvo desse trabalho, o magmatismo máfico do SDT ainda encontra-se muito pobremente caracterizado. Dados de campo, petrográficos, geocronológicos e

geoquímicos deste tipo de magmatismo são muito limitados embora haja, nesta área, excelentes exposições dessas rochas, e informações adicionais são ainda necessárias para sua caracterização. Além disso, alguns diques de composição gabroica, pequenas intrusões e corpos aparentemente associados ao Diopísídio-Norito Pium foram incluídos indiscriminadamente no Grupo Sapucaia.

Como ainda não se dispõe de estudos detalhados referentes à extensão aflorante e aos aspectos petrográficos e geoquímicos, tampouco quanto aqueles de petrologia magnética, pretende-se neste trabalho, realizar um estudo envolvendo tais aspectos, com a finalidade de contribuir para um melhor entendimento sobre o magmatismo máfico da área de Nova Canadá (Figura 1.2b), bem como estabelecer parâmetros para a individualização e condições de cristalização de tais unidades.

Portanto, espera-se que a caracterização do magmatismo máfico da porção sul do Domínio Carajás seja de grande relevância, já que essas quantidades expressivas de corpos máficos marcam o início de amplos sistemas extensionais/cisalhantes, e são fundamentais para compreensão da evolução crustal deste segmento da PC, e uma ferramenta a mais a ser utilizada na avaliação do potencial metalogenético da região.

1.5. OBJETIVOS

Levando-se em consideração o conhecimento bastante limitado sobre o magmatismo básico da porção sul do Domínio Carajás, este trabalho tem como objetivo ampliar e aprofundar o conhecimento a respeito deste tipo de magmatismo no quadro geológico do Domínio Carajás, através de dados petrográficos, químicos e de suscetibilidade magnética, uma vez que o mesmo representa importante alvo para estudos referentes à composição e dinâmica do manto superior. Deste modo, os objetivos específicos dessa pesquisa foram:

- Realizar o mapeamento geológico na escala 1:50.000 da área de Nova Canadá, buscando identificar as diferentes variedades texturais e composicionais dos corpos máficos, assim como suas relações com as demais unidades e a distribuição espacial dos mesmos;
- Caracterizar petrograficamente essas rochas, definindo suas possíveis variedades ou litotipos, a partir de dados de composições modais, feições deformacionais e transformações tardi- e pós magmáticas;
- Caracterizar mineralogicamente, através da realização de microanálises em plagioclásio, piroxênio e anfibólio, permitindo identificar suas variações composicionais em cada litotipo;

- Definir geoquimicamente os diferentes litotipos e discutir, com base nisso, os processos magmáticos que controlam sua evolução, bem como suas afinidades geoquímicas e estimar suas prováveis fontes e condições de cristalização;
- Caracterizar o comportamento magnético dos litotipos identificados na área de estudo, estabelecendo comparações entre os valores de suscetibilidade magnética de tais variedades, bem como definir os minerais óxidos de Fe e Ti presentes nessas rochas, procurando relacionar estes dados com aqueles de suscetibilidade magnética;
- Confirmar a natureza e as características dos minerais opacos presentes nas rochas, enfatizando o estudo de suas relações texturais, através de observações em microscópio eletrônico de varredura; e
- Comparar as principais características obtidas neste trabalho sobre as rochas máficas de Nova Canadá, com aquelas de corpos análogos que ocorrem em outras regiões da Província Carajás, com o intuito de avaliar as similaridades e contrastes existentes, e assim, contribuir para um melhor entendimento da evolução geológica desta província.

1.6. MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos, foram adotados os seguintes procedimentos:

1.6.1. Pesquisa Bibliográfica

Durante as primeiras etapas de trabalho, foi realizado um levantamento bibliográfico referente à geologia da região entre os municípios de Canaã dos Carajás e Água Azul do Norte, além de temas relacionados a magmatismo máfico, petrologia magnética, suscetibilidade magnética, minerais opacos em rochas ígneas, química mineral e geoquímica de rochas máficas.

1.6.2. Mapeamento Geológico

A etapa de campo envolveu a descrição de aproximadamente 90 pontos e coleta sistemática de amostras. Para a localização dos pontos amostrados, foi utilizado um aparelho GPS (*Global Position System*) com precisão de aproximadamente 3 metros que, posteriormente, foram locados em uma base georreferenciada para a produção do mapa de amostragem. Além disso, houve a contribuição de alguns pontos pelos geólogos Eleilson Gabriel, Pablo Leite, Mara Letícia e Mayara Fraeda, referentes às suas respectivas etapas de campo.

1.6.3. Petrografia

1.6.3.1. Microscopia de Luz Transmitida

Esta etapa abrangeu a análise macroscópica das amostras, seguido de estudo em microscópio petrográfico em 31 lâminas delgadas, utilizando as técnicas de luz transmitida, e envolveu a identificação de minerais e sua descrição sistemática, o estudo das texturas magmáticas e de alteração, a obtenção de composições modais com contador automático de pontos da marca *Swift* (~1.800 pontos/amostra) e a classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (Streckeisen 1976, Le Maitre *et al.* 1989).

1.6.3.2. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Nessa etapa, foram analisadas seis seções polidas representativas dos diferentes litotipos, dando prioridade à fase opaca. Essa fase do trabalho foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPA, sob a supervisão do Professor Cláudio Nery Lamarão, e auxílio da técnica de laboratório Ana Paula, utilizando-se o equipamento *LEO*, modelo 1430, sob condições de voltagem de 20 kv. As lâminas polidas das amostras, utilizadas nos estudos, foram preparadas e metalizadas a carbono. Foram realizadas análises semi-quantitativas nas fases minerais de maior interesse para a pesquisa, por meio de espectrometria de energia dispersiva de raios-X (EDS), acessório essencial para caracterização composicional dos minerais.

1.6.4. Química Mineral

Para o estudo de química mineral foram selecionadas seis amostras, sendo três de diabásio e três de anfibólito. As análises foram obtidas por meio de espectrometria de energia dispersiva de raios-X (EDS), em mesmo equipamento descrito no item anterior. Foram analisados cristais de plagioclásio, anfibólio e piroxênio, tendo os pontos analisados, sempre que possível, localizados nos núcleos e nas bordas, a fim de obter uma caracterização mais precisa de sua composição.

1.6.5. Suscetibilidade Magnética

As medidas de SM foram realizadas em 76 amostras de mão, empregando-se o suscetibilímetro SM-30, fabricado pela *ZH Instruments*, que permite medidas em materiais com SM variando até 1×10^{-7} SI. O medidor SM-30 é um equipamento portátil que pode realizar medidas tanto no campo quanto em laboratório, neste caso envolvendo amostras de superfície ou de furos de sondagem, devido aos diversos tipos de sensores (bobinas) que

podem ser acoplados a ele. A suscetibilidade magnética da rocha é determinada, por esse aparelho, através de medidas comparativas de indutância. O procedimento consiste primeiramente na obtenção das indutâncias da bobina em contato direto com o ar (sem amostra) e, posteriormente, em contato com a amostra, sendo a suscetibilidade magnética representativa de cada amostra calculada através da razão entre as medidas de indutância do ar e as medidas realizadas na amostra. Em cada amostra foi realizado um número variável de medidas em função da superfície disponível, tomando-se a média aritmética das medidas obtidas em cada amostra como representativa.

A partir daí, os dados foram tratados utilizando o programa *Minitab 16*, através da elaboração de histogramas de frequência e diagramas de probabilidade. Esse último serviu de base para a discriminação das populações por tornar mais clara a separação de grupos com características magnéticas diferentes.

1.6.6. Geoquímica

Foram realizadas análises químicas em rocha total em 23 amostras representativas dos diferentes litotipos, sendo 10 amostras de diabásio e 13 de anfibolitos, após prévia seleção petrográfica. As amostras a serem analisadas foram trituradas, pulverizadas, homogeneizadas e quarteadas no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA), pertencente ao Instituto de Geociências da UFPA.

Tais análises foram realizadas no Acme-Lab, sendo os elementos maiores e menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 e Cr_2O_3) analisados por fluorescência de raios-X, ao passo que os elementos-traço (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ga, Sc, Th, U e V), incluindo os elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), foram analisados por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry).

A caracterização geoquímica destas rochas teve como base os princípios gerais discutidos em Ragland (1989) e Rollinson (1993) e foi baseada na avaliação dos seguintes elementos:

- Elementos maiores e menores: diagramas de variação, classificação e tipologia (Pearce, 1968; Irvine & Baragar, 1971; Cox et al., 1979; Peloggia & Figueiredo, 1991);
- Elementos-traços: diagramas de variação e discriminantes de ambientes geotectônicos (Pearce & Norry, 1979; Pearce, 1982); avaliação de possíveis processos magmáticos e;
- Elementos terras raras: possíveis fases fracionadas durante a geração do magma ou se processo de cristalização.

CAPÍTULO 2

PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E GEOQUÍMICA DO MAGMATISMO BÁSICO DA ÁREA DE NOVA CANADÁ (PA), PROVÍNCIA CARAJÁS

Bhrenno Marangoanha^{1,2} (bhrenno@ufpa.br), Davis Carvalho de Oliveira^{1,2} (davis@ufpa.br)

¹ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) – Instituto de Geociências (IG) – Universidade Federal do Pará (UFPA). Caixa Postal: 8608, CEP: 66075-900, Belém, Pará.

² Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) – IG – UFPA.

RESUMO

O magmatismo máfico presente da área de Nova Canadá é representado por diques de diabásio, de caráter isotrópico, com ampla distribuição por toda a área, e extensos corpos de anfibolito, que descrevem texturas nematoblástica e granoblástica, de ocorrência restrita à porção SW da área, ambos encaixados nos granitoides do Complexo Xingu e na sequência *greenstone* de Sapucaia. Ambos apresentam assinatura de basaltos subalcalinos de afinidade toleítica. Os diques de diabásio são formados mineralogicamente por plagioclásio, piroxênio (orto- e clinopiroxênio), anfibólio, minerais opacos e olivina; apresentam um padrão ETR moderadamente fracionado, discreta anomalia negativa de Eu, com ambiente geotectônico correspondente a intraplaca continental, e caracterizados por apresentarem assinaturas dos tipos OIB e E-MORB. Diferentemente dos diabásios, os anfibolitos mostram um padrão ETR horizontalizado, com anomalia de Eu ausente, sendo classificados como toleítos de arco de ilha e assinatura semelhante aos N-MORB, sendo essas rochas constituídas essencialmente por plagioclásio, anfibólio, minerais opacos, titanita e biotita. As comparações entre os litotipos, quanto à química mineral mostram que, nos diques de diabásio, o plagioclásio não apresenta variações composicionais significativas entre núcleo e borda, sendo classificados como labradorita, com raras andesina e bytownita, e seu anfibólio mostra uma gradação composicional de Fe-hornblenda para actinolita, com o aumento de sílica. Nos anfibolitos, o plagioclásio mostra uma grande variação composicional, de bytownita à oligoclásio nas rochas foliadas, sendo que nas rochas menos deformadas, sua classificação é restrita à andesina sódica. O piroxênio, presente apenas nos diques de diabásio, exhibe considerável variação em sua composição, revelando um aumento no teor de magnésio nos núcleos e de ferro e cálcio nas bordas, permitindo classificá-los em augita, pigeonita (clinopiroxênio) e

enstatita (ortopiroxênio). As condições de cristalização dos diques de diabásio apontam para temperaturas iniciais entre 1200 e 1100°C, e pressões que variam entre 1 e 3 kbar.

Palavras-chave: Diabásio, Anfibolito, Geoquímica, Química Mineral, Carajás.

ABSTRACT

PETROGRAPHY, MINERAL CHEMISTRY AND GEOCHEMISTRY OF BASIC MAGMATISM IN THE NOVA CANADÁ (PA) AREA, CARAJÁS PROVINCE.

The mafic magmatism in the Nova Canadá area is represented for isotropic diabase dikes, distributed throughout the area, and extensive bodies of amphibolites with nematoblastic and granoblastic textures, outcropping only in the southwestern part of the area. Both lithotypes cross-cut granitoids of Xingu Complex and Sapucaia greenstone belt sequence. They are classified as subalkaline tholeiitic basalts. The diabase dikes consist of plagioclase, ortho-/clinopyroxene, amphibole, opaque minerals and olivine; they show a moderate fractional pattern REE and unremarkable negative Eu anomaly. Tectonically, they are related to a continental intraplate environment, and show OIB and E-MORB-types signatures. On the other hand, the amphibolites show a flat REE pattern and an absence of Eu anomaly. They are classified as island arc tholeiites and show N-MORB-type signature. This lithotype includes plagioclase, amphibole, opaque minerals, titanite and biotite as main mineralogical phases. The mineral chemistry shows in the diabases no significant variation between plagioclase core and rim, being classified as labradorite, with rare andesine and bytownite; the amphibole shows a compositional gradation from Fe-hornblende to actinolite with increasing silica. In the amphibolites, the plagioclase shows a wide compositional variation, from oligoclase to bytownite in the foliated rocks; in the amphibolites less/no foliated, there is only sodic andesine. Pyroxene is only found in the diabase dikes and exhibits considerable compositional variation, showing a magnesium content increasing in the cores; the iron and calcium contents increase toward the rims; it is classified as augite, pigeonite (clinopyroxene) and enstatite (orthopyroxene). The crystallization condition of the diabase dikes led to temperatures between 1200 – 950°C and pressures between 1 – 3 kbar.

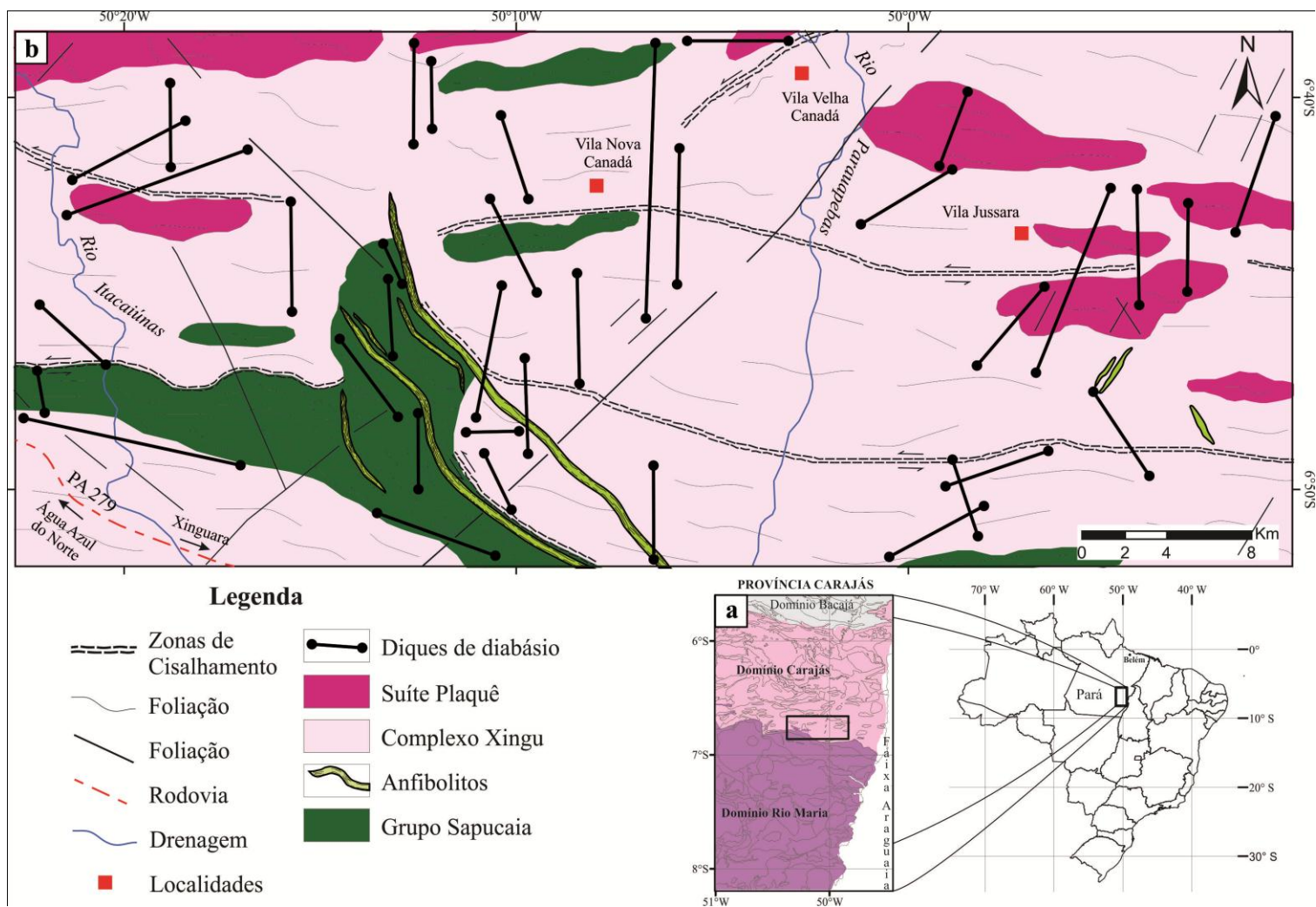
Keywords: Diabase, Amphibolite, Geochemistry, Mineral Chemistry, Carajás.

INTRODUÇÃO

Enxames de diques e pequenas intrusões máficas são bastante comuns na Província Carajás (Figura 2.1a), no entanto, as pesquisas geológicas direcionadas aos diques máficos, não apenas na área de Nova Canadá, mas em toda a Província Carajás, foram em um número bastante reduzido. Os primeiros trabalhos de mapeamento geológico a respeito desses corpos foram efetuados no Domínio Rio Maria por Medeiros (1987), Gastal *et al.* (1988) e Silva Jr. (1996), onde identificaram diversos diques de composições basálticas, andesíticas e riolíticas, que seccionam todas as unidades arqueanas com *trend* preferencial NW-SE. Estes possuem idade paleoproterozoica (1,88 Ga) e estão ligados aos processos de *underplating* na geração dos granitos tipo-A (Oliveira *et al.* 2008, 2010a). Rivalenti *et al.* (1998) dividem os basaltos deste domínio em alto e baixo titânio (HTi e LTi, respectivamente), onde os diques HTi são basaltos transicionais com assinatura do tipo E-MORB relacionados à fusão do manto litosférico com eclogito residual, enquanto que aqueles LTi são toleíticos e assemelham-se aos basaltos de alto-Al enriquecidos em LILE (*large-ion lithophile elements*) e ETRL, com anomalia negativa de Nb e positiva de Sr, originados a partir da fusão do manto litosférico metassomatizado.

Em trabalhos mais recentes, Teixeira *et al.* (2011a,b) obtiveram idades significativamente mais jovens (535 Ma e 200 Ma, U-Pb em badeleíta) para um conjunto de diques máficos de *trend* N-S da região de Parauapebas, porção NE do Domínio Carajás. Estas idades estariam ligadas à abertura do Oceano Atlântico (200 Ma) e a eventos colisionais mais jovens, como amalgamação da Amazônia Oriental e África Ocidental (540 – 520 Ma). Dados de campo, petrográficos, geocronológicos, litoquímicos e de química mineral deste tipo de magmatismo são muito limitados na Província Carajás, e informações adicionais são ainda necessárias para sua caracterização. Além disso, em trabalhos anteriores (Araújo & Maia 1991, Vasquez *et al.* 2008), alguns diques de composição gabroica, pequenas intrusões e corpos aparentemente associados ao Complexo Pium foram incluídos indiscriminadamente no Grupo Sapucaia do Domínio Carajás.

O presente trabalho tem como objetivo realizar um estudo detalhado, apresentando dados referentes à petrografia, litoquímica e química mineral, relacionando tais aspectos a fim de contribuir para um melhor entendimento sobre o magmatismo básico da região de Nova Canadá (Figura 2.1b) da porção sul do Domínio Carajás, bem como estabelecer parâmetros para a individualização de tais unidades.



CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de Nova Canadá está inserida no segmento de crosta correspondente à porção sul do Domínio Carajás (Figura 2.1a), onde o conhecimento geológico ainda é limitado, uma vez que o mesmo só veio ganhar devida atenção a partir da última década. Em um cenário geológico atualizado, a porção sul do Domínio Carajás é formada por: (i) metavulcânicas máficas do Grupo Sapucaia; (ii) rochas de alto grau metamórfico do Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.* 2008), que representaria o embasamento mesoarqueano de 3,0 Ga; (iii) associações de granitoides mesoarqueanos cujas idades variam entre 2,96 e 2,83 Ga (Nascimento 2006, Rodrigues *et al.* 2010, Moreto *et al.* 2011, Feio *et al.* 2012), e os ortognaisses e granitoides do Complexo Xingu de 2,97 a 2,85 Ga (Silva *et al.* 1974, DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1999); (iv) granitoides neoarqueanos de 2,75 a 2,73 Ga das suítes Plaquê (Araújo *et al.* 1988, Avelar *et al.* 1999), Planalto (Huhn *et al.* 1999, Gomes 2003, Oliveira *et al.* 2010b, Feio *et al.* 2012) e Pedra Branca (Sardinha *et al.* 2004, Gomes & Dall’Agnol 2007, Feio *et al.* 2012), além de granitoides da série charnockítica (Feio *et al.* 2012, Gabriel 2012); (v) rochas gabroicas da série charnockítica de 2,74 Ga do Diopsídio-Norito Pium (Santos 2013); (vi) complexos máfico-ultramáficos da Suíte Cateté (Macambira & Vale 1997, Lafon *et al.* 2000); e (vii) granito anorogênico paleoproterozoico Rio Branco (Dall’Agnol *et al.* 2005, Santos *et al.* 2013) e enxames de diques de composição predominantemente máfica.

MAGMATISMO MÁFICO DO DOMÍNIO CARAJÁS

A primeira referência oficial às rochas metamáficas do Grupo Sapucaia do Domínio Carajás deve-se a Hirata *et al.* (1982), que descreveram metabasaltos e metaperidotitos (talco-tremolita-clorita xistos) com textura *spinifex*. Posteriormente, Souza *et al.* (2001) e Vasquez *et al.* (2008) inseriram este grupo na sequência *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas, de 3046 ± 32 Ma a 2904 ± 5 Ma (DOCEGEO 1988, Macambira & Lancelot 1991, Pimentel & Machado 1994, Avelar 1996, Souza *et al.* 2001). Dados isotópicos obtidos por Souza *et al.* (2001) sugerem que a litosfera oceânica foi a provável fonte para os protólitos desta sequência, a partir da fusão parcial de um manto depletado.

Pesquisas geológicas direcionadas aos complexos máficos na região de Carajás devem-se inicialmente a Santos (1978), ao divulgar os trabalhos na Serra da Onça pelo Grupo INCO. Posteriormente, vários corpos máficos e ultramáficos estratificados de idade neoarqueana (2,76 Ga; Machado *et al.* 1991, Lafon *et al.* 2000), formados por dunitos (zona ultramáfica), harzburgitos, ortopiroxenitos, cromititos e noritos (zona de transição) e gabros

com intercalações de ortopiroxenitos e cromititos (zona máfica), foram identificados e pesquisados a sul da Serra dos Carajás, tais como: (i) Complexo Luanga (Jorge João *et al.* 1982, Ferreira Filho *et al.* 2007); e (ii) Suíte Intrusiva Cateté, formada pelos corpos das serras da Onça, Puma, Jacaré, Jacarezinho, Vermelho, entre outros (Araújo & Maia 1991, Macambira & Vale 1997, Macambira & Ferreira Filho 2002). Ainda na porção sul deste domínio, o conjunto de corpos e diques máficos formados por gabros porfiríticos, leucogabros, microgabros e anortositos foram agrupados dentro do Gabro Santa Inês (DOCEGEO 1988), com idade de 2,71 Ga (Macambira *et al.* 1990, Santos 2002).

As rochas máficas do Complexo Pium foram consideradas inicialmente por Araújo & Maia (1991) como ortogranulitos pertencentes ao embasamento do Domínio Carajás. Ricci & Carvalho (2006) e Vasquez *et al.* (2008) redefiniram as rochas deste complexo e o denominaram de Diopsídio-Norito Pium, sendo formado por rochas gabroicas da série charnockítica. Idades mesoarqueanas foram inicialmente atribuídas a estas rochas (3,0 Ga; Pidgeon *et al.* 2000), porém novos dados geocronológicos obtidos por Santos *et al.* (2012) forneceram uma idade de 2746 ± 1 Ma, o que denuncia sua formação simultânea com as suítes graníticas neoarqueanas. Idades T_{DM} obtidas por estes autores indicam a formação do protólito juvenil de $\sim 3,0$ Ga.

ASPECTOS GERAIS E CLASSIFICAÇÃO

O magmatismo máfico da área de Nova Canadá compreende dois grupos de rochas, sendo representados por diques de diabásio e extensos corpos alongados de anfibolitos, onde um deles chega à atingir ~ 20 km de extensão (Figura 2.1b). Ambos ocorrem seccionando as sequências *greenstones* e os granitoides arqueanos. As principais diferenças petrográficas entre estes litotipos referem-se à presença predominante de anfibólio e às texturas metamórficas dos anfibolitos, em contraste com a mineralogia e texturas ígneas dos diabásios, bem como a ausência de deformação destes últimos. Os diques de diabásio distribuem-se por toda a área de estudo, com disposições preferenciais NE-SW e N-S, apresentando raras ocorrências NW-SE (Figura 2.1b). Por outro lado, os corpos anfibolíticos apresentam distribuição mais restrita, ocorrendo na porção sul da área, imediatamente a norte da área de ocorrência das rochas do Grupo Sapucaia, e sempre dispostos nas direções NW-SE e N-S.

Ao contrário dos diques de diabásio, os corpos de anfibolito encontram-se metamorfisados sob fácies xisto-verde a anfibolito, onde toda sua mineralogia ígnea original foi substituída pela metamórfica, com sua paragênese indicando caráter ortoderivado – anfibólio, plagioclásio, titanita, ilmenita e biotita. Reconhecimentos estruturais na área

investigada evidenciaram a presença de extensas zonas de cisalhamento transcorrente (ZCT) de caráter dúctil afetando essas rochas, as quais apresentam orientação preferencial de seus anfibólios prismáticos, conferindo foliação à mesma. Nas porções próximas às zonas de maior deformação (zonas de borda), este aspecto torna-se mais evidente, havendo o desenvolvimento de textura nematoblástica (milonitos), sendo que no interior destes corpos as rochas tornam-se incipientemente deformadas, exibindo textura granoblástica (Figura 2.2a).

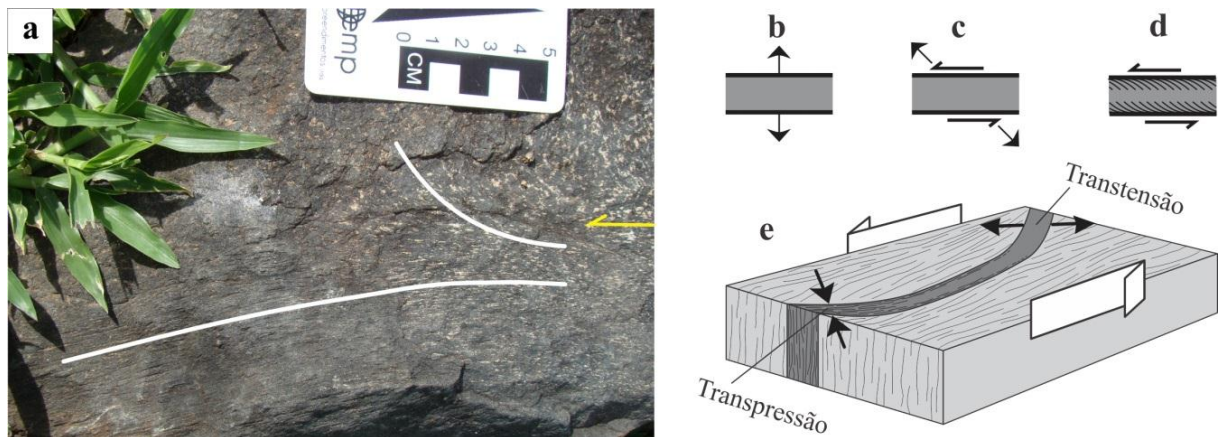


Figura 2.2 - Relações entre zonas de cisalhamento e magma máfico na gênese de diques sintectônicos: (a) aspecto mesoscópico do anfibólito de Nova Canadá, mostrando porções com forte a fraca foliação mineral, indicada pelas linhas brancas, com movimento sinistral, sendo a seta amarela indicador cinemático do movimento da zona de cisalhamento transcorrente sobre estas rochas; (b) *stress* extensional, acompanhado por preenchimento de magma; (c) regime transtensivo, com cisalhamento simples sinistral, onde a extensão permite a intrusão de magma; (d) atuação de cisalhamento simples com regime transpressivo, após a solidificação do magma, produzindo margens cisalhadas nos diques; e (e) modelo representando a atuação de regimes transpressivos e transtensivos em uma mesma zona de cisalhamento não linear (baseado em Cadman *et al.* 1990).

Diversos trabalhos têm discutido a gênese de diques máficos ligada ao desenvolvimento de ZCT (Wilson *et al.* 1985, Park & Tarney 1987, Cadman *et al.* 1990, Chaves 2011, Pratheesh *et al.* 2011). Park & Tarney (1987) e Hanmer *et al.* (1997) observaram que diques paleoproterozoicos intrusivos em terrenos arqueanos de médio a alto grau metamórfico da Escócia e Groelândia mostram margens cisalhadas devido à movimentação lateral da zonas de cisalhamento nas quais estão alojados. Dentro deste contexto e levando em consideração a sinuosidade das extensas zonas de cisalhamento instaladas na região de Carajás ainda no Arqueano, o que permitiria o desenvolvimento de zonas que marcam fases alternadas de extensão e compressão ao longo das mesmas, é possível compreender as relações entre os extensos corpos anfibolíticos arqueanos da área de Nova Canadá e regimes de transcorrência, conforme mostrado na Figura 2.2b-e. A injeção de magma básico se daria inicialmente nos segmentos transtensionais aliados à movimentação sinistral (Figura 2.2b,c), os quais subsequentemente se tornariam zonas de cisalhamento

transpressivas (estágio *subsolidus*), resultando no desenvolvimento de margens cisalhadas nestes corpos (Figura 2.2d). Dessa forma, zonas de cisalhamento atuam como condutos para a migração de magma, auxiliando no desenvolvimento de texturas de cisalhamento em níveis crustais intermediários e com grau metamórfico (fácies anfibólito) equivalente àquele das rochas encaixantes.

Para a classificação petrográfica dos diques de diabásio, foram realizadas análises modais microscópicas em 31 amostras representativas destes corpos, com contagem média de 1.800 pontos/lâmina (Tabela 2.1). Tais composições foram lançadas nos diagramas classificatórios para rochas máficas de Streckeisen (1976; Figura 2.3), os quais permitiram a distinção de três variedades petrográficas: hornblenda gabronorito (HGn), gabronorito (Gn) e norito (Nr). Apesar da clara separação destas variedades nestes diagramas, as mesmas apresentam uma monótona variação textural e composicional, sendo suas diferenças restritas apenas quanto às proporções modais de anfibólio, orto- e clinopiroxênio. Estas são formadas por rochas faneríticas, holocristalinas, de aspecto isotrópico, mesocráticas a melanocráticas (M = 33,1 a 64,5%) e de coloração cinza escura (Figura 2.4a), consistindo essencialmente de plagioclásio, piroxênio, anfibólio e minerais opacos e, mais raramente, de olivina, feldspato alcalino e quartzo. Os dois últimos, quando ocorrem, descrevem intercrescimento gráfico. Os minerais de alteração limitam-se à sericita e clorita.

Dentre as amostras analisadas, os conteúdos modais médios de minerais máficos não divergem significativamente, com valores de 52,9% para aquelas da variedade HGn, 43,6% para os Gn e 46,3 para os Nr. O conteúdo modal de quartzo nestas amostras é bastante restrito ou ausente, sendo sempre inferior a 1%, exceto na amostra AMP-101 que apresenta 2,5%. Estes decrescem da variedade HGn (0,5%) e Gn (0,4%) até os noritos, onde seus valores são nulos. Por outro lado, a distinção entre estas variedades fica evidente quando se compara os valores modais de anfibólio, orto- e clinopiroxênio. O conteúdo modal de ortopiroxênio é claramente superior nos Nr, onde atinge valor médio de 37,5%, enquanto que nas variedades grabronoríticas estes atingem 18,0 e 12,4%. Já aqueles de clinopiroxênio são destacadamente mais elevados nos gabronoritos (15,3 e 18,4%) em relação aos Nr (1,6%), o que resulta em altas razões ortopiroxênio/clinopiroxênio nestes últimos (Tabela 2.1). Comportamento similar é observado para o anfibólio, que apresenta valores decrescendo do HGn (13,3%) em direção às amostras do Gn (2,7%) e Nr (0,5%).

Tabela 2.1 - Composições modais dos diques de diabásio de Nova Canadá.

Variedade	Hornblenda Gabronorito											Gabronorito											Norito								
	ADK 107	ADK 118-B	ADK 38	ADK 43	ADK 48	AMP 55	AMP 66	AMP 9	MRS 72	SE 30-B	SE 41	ADK 101	ADK 25	ADK 3	ADK 58	AMP 101	MAR 79	SE 2	SE 60	SE 92	EDC 30	PDE 92-A	EDC 17-B	DMG 4	DMG 5	PDE 93	PDE 91	PDE 55	PDR 22-B	PDE 13	PDR 27-C
Plagioclásio	49,9	42,3	36,4	50,5	47,1	53,9	60,6	47,8	45,7	35,1	43,4	51,2	57,2	45,3	50,7	52,3	51,9	65,1	46,8	63,5	62,2	60,7	66	50,6	55	64,7	53	52,7	61,7	49,6	50,6
Quartzo	0,2	0,1	0,7	0,1	0,5	0,7	0,3	0,5	0,1	0,4	2	0,1	0,4	0,2	0,1	2,5	0,3	0,1	0,5	0,4	-	-	0,9	0,5	0,3	-	-	-	-	-	-
Olivina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,8	1,2	-	0,9	-	-	-	-	-	-	3,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ortopiroxênio	20,7	19,8	13	20,7	12,2	11,7	16,7	10,2	18,3	38,3	16,2	7,1	15,3	20,4	10,1	13,3	12,8	9,9	12,8	8,1	14,7	10,8	9,5	22,2	12,7	6,2	34,6	35,3	29,9	42,1	45,8
Clinopiroxênio	15,7	24,5	13,9	16,4	17,3	17,5	7,7	5,8	23,7	2,1	23,8	24,5	16,4	27,3	27,6	15,8	27,3	13	26,6	9,1	8,2	19	9,3	17,2	29,3	5	3,1	4,4	0,4	-	-
Anfibólio	8,5	6,8	24,4	9,5	18,3	7,9	12,9	32,3	6,4	14,5	4,6	1,8	0,9	3,2	3,6	3,9	2,5	3,8	5,3	6,6	-	-	4,5	3,9	0,8	-	-	2,3	-	-	-
Biotita	-	-	10,2	0,8	0,3	3,8	0,4	-	0,1	7,8	7	0,9	1,4	-	0,3	1,5	0,5	-	1,1	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	2,7	4,7	1,4	2	2,4	2,5	1,4	2,6	2,8	0,7	3	10	5,6	3,3	6,1	6,4	3,3	4,8	6,7	9	5	6,2	7,2	2,3	1,7	17,7	3,3	4	0	3,9	1,6
Clorita	2,3	1,8	-	-	1,9	2	-	0,8	2,9	1,1	-	1,6	1,6	0,3	0,6	4,3	1,4	3,3	0,2	3,3	9,9	-	2,6	3,3	0,2	6,4	6	1,3	5,6	4,4	2
Máficos	49,9	57,6	62,9	49,4	52,4	45,4	39,1	51,7	54,2	64,5	54,6	48,7	42,4	54,5	49,2	45,2	47,8	34,8	52,7	36,1	37,8	39,3	33,1	48,9	47,7	35,3	47	47,3	38,3	50,4	49,4
Opx/Cpx	1,32	0,81	0,94	1,26	0,71	0,67	2,17	1,76	0,77	18,24	0,68	0,29	0,93	0,75	0,37	0,84	0,47	0,76	0,48	0,89	1,79	0,57	1,02	1,29	0,43	1,24	11,16	8,02	74,75	S/D	S/D
Anf/Px	0,23	0,15	0,91	0,26	0,62	0,27	0,53	2,02	0,15	0,36	0,12	0,06	0,03	0,07	0,10	0,13	0,06	0,17	0,13	0,38	N	N	0,24	0,10	0,02	N	N	0,06	N	N	N

Abreviações: S/D = razão sem divisor; N = razão nula; Opx/Cpx = razão ortopiroxênio/clinopiroxênio; Anf/Px = razão anfibólio/piroxênio; - = mineral não observado.

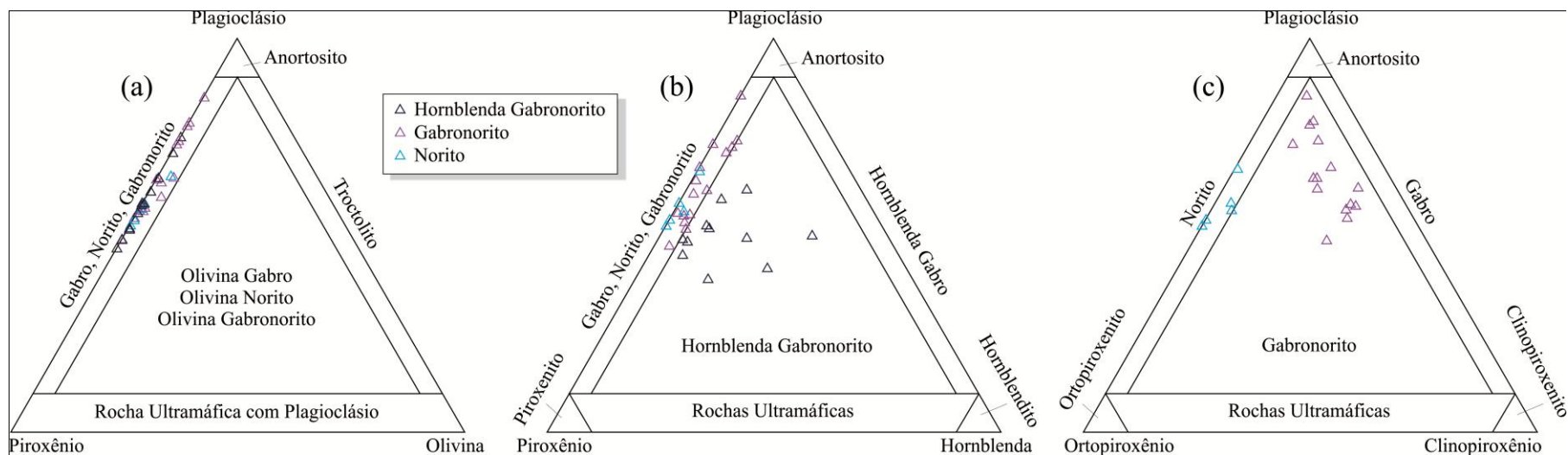


Figura 2.3 - Diagramas (a) Plagioclásio-Piroxênio-Olivina, (b) Plagioclásio-Piroxênio-Hornblenda e (c) Plagioclásio-Ortopiroxênio-Clinopiroxênio de Streckeisen (1976), dos diques de diabásio de Nova Canadá.

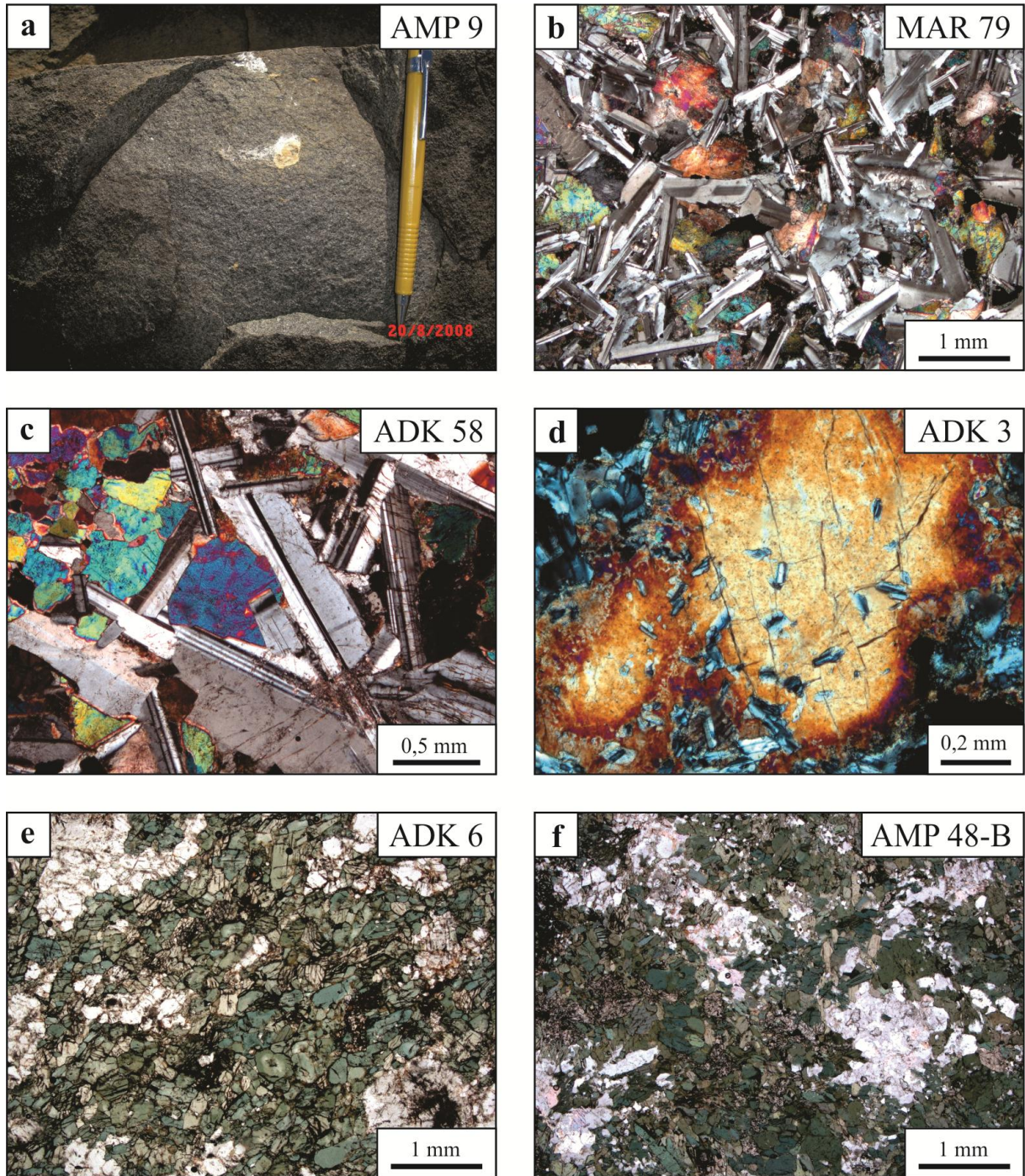


Figura 2.4 - Aspectos texturais meso- e microscópicos dos diques de diabásio e dos anfíbolitos de Nova Canadá: (a) feição mesoscópica mostrando o aspecto isotrópico, granulação fina e coloração cinza escuro dos diques de diabásio; (b) fotomicrografia apresentando o aspecto textural dos diabásios, observando-se as ripas de plagioclásio dispostas aleatoriamente, em meio aos minerais máficos (nicóis cruzados, NC); (c) textura intergranular, onde o cristal de clinopiroxênio preenche o espaço entre as ripas de plagioclásio nos diabásios (NC); (d) textura óptica, onde pequenas ripas de plagioclásio estão envolvidas totalmente por cristal de ortopiroxênio, além de textura corona, onde o mesmo cristal de ortopiroxênio apresenta-se bordejado por clinopiroxênio (NC); e (e) e (f) fotomicrografias apresentando anfíbolitos com forte foliação (textura nematoblástica) e isotrópico (textura granoblástica), respectivamente (nicóis paralelos, NP).

QUÍMICA MINERAL E ASPECTOS TEXTURAIS

Para os estudos de química mineral, foram selecionadas seis amostras, sendo três pertencentes aos diabásios e três aos anfibolitos. Tais análises foram obtidas por meio de espectrometria de energia dispersiva de raios-X (EDS), no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando-se um MEV *Leo-Zeiss*, modelo 1430, sob as seguintes condições: voltagem de aceleração constante = 20 kv, temperatura de análise = 30 segundos, voltagem de feixe de elétrons = 90 μ a, distância de trabalho = 15 mm. As lâminas foram metalizadas com carbono. Os minerais analisados foram o plagioclásio, piroxênio e anfibólio sendo que, nos diabásios, foi possível realizar medidas no núcleo e na borda dos cristais, exceto para o anfibólio, tendo em vista sua granulação muito fina. Da mesma forma, nos anfibolitos foram realizadas medidas apenas no centro dos cristais de anfibólio e plagioclásio.

Plagioclásio: seus cristais perfazem entre 36 e 66% do volume total das amostras de diabásio, onde ocorrem como cristais euédricos a subédricos, inequigranulares finos a médios e com dimensões entre 0,3 e 3,5 mm. Apresentam seções alongadas (em forma de ripas; Figura 2.4b,c) com geminação polissintética do tipo albita e periclina, e baixa a moderada alteração para sericita. Descreve, juntamente com cristais de orto- e clinopiroxênio, textura intergranular (Figura 2.4c) e (sub)ofítica (Figura 2.4d). Ocasionalmente, ocorrem cristais fortemente corroídos, com textura em peneira, sugerindo reabsorção magmática causada por reação do líquido residual com cristais de plagioclásio gerados precocemente e de composição mais cálcica, devido à instabilidade do sistema magmático no processo ascensional do magma. Já nos anfibolitos, sua composição modal varia de 20 a 40%, aparecem como aglomerados de cristais anédricos (recristalizados) de dimensões sempre inferiores a 2,5 mm, normalmente exibindo extinção ondulante e maclas polissintéticas deformadas e descontínuas. As análises de EDS permitiram obter suas composições, que foram projetadas no diagrama que analisa as porcentagens das moléculas de ortoclásio, albita e anortita (Or-Ab-An, Figura 2.5a), com o cálculo da fórmula estrutural realizado na base de 32 oxigênios (ver fórmulas 1 a 4, e Tabela 2.2). Observa-se nesse diagrama que a maioria dos cristais de plagioclásio analisados nas amostras de diabásio são classificados como labradorita, com raras ocorrências de andesina cálcica e bytownita, não havendo, também, uma variação composicional significativa entre os núcleos cálcicos e as bordas mais sódicas. Nos anfibolitos, tais análises revelaram que os cristais das rochas intensamente deformadas possuem uma grande variação composicional, de oligoclásio a bytownita (An_{24} a An_{76} , respectivamente), contrariamente ao

que é observado naqueles das rochas menos recristalizadas, que tem sua classificação restrita à andesina sódica ($\sim\text{An}_{34-37}$).

Amostra AMP 9 (Diabásio)

núcleo (n): $(\text{Ab}_{44,4} \text{An}_{55,4} \text{Or}_{0,2}) (\text{Na}_{0,44} \text{Ca}_{0,55} \text{K}_{0,002}) (\text{Al}_{1,50} \text{Si}_{2,50} \text{O}_8)$ – Labradorita (1)

borda (b): $(\text{Ab}_{50,4} \text{An}_{49,2} \text{Or}_{0,4}) (\text{Na}_{0,50} \text{Ca}_{0,49} \text{K}_{0,004}) (\text{Al}_{1,43} \text{Si}_{2,57} \text{O}_8)$ – Andesina (2)

Amostras ADK 6 e ADK 16 (Anfibolito)

$(\text{Ab}_{75,7} \text{An}_{24} \text{Or}_{0,3}) (\text{Na}_{0,75} \text{Ca}_{0,24} \text{K}_{0,003}) (\text{Al}_{1,21} \text{Si}_{2,79} \text{O}_8)$ – Oligoclásio (3)

$(\text{Ab}_{23,4} \text{An}_{76,2} \text{Or}_{0,4}) (\text{Na}_{0,23} \text{Ca}_{0,76} \text{K}_{0,004}) (\text{Al}_{1,71} \text{Si}_{2,29} \text{O}_8)$ – Bytownita (4)

Piroxênio: representa o mineral ferromagnésiano dominante nos diabásios, perfazendo até cerca de 45% do volume total da rocha. Seus cristais são subédricos e inequigranulares finos a médios ($\leq 2,7$ mm), sendo que ocasionalmente aparecem substituindo os finos e raros cristais de olivina. As análises EDS realizadas nos núcleos e nas bordas destes cristais indicam que há uma considerável variação na composição desses minerais, o que revelou um aumento no teor de magnésio (ortopiroxênio_{n-b}: 25,62 a 19,15%; clinopiroxênio_{n-b}: 18,96 a 8,50%) nestes núcleos, e de ferro (ortopiroxênio_{n-b}: 12,98 a 16,07%; clinopiroxênio_{n-b}: 8,79 a 27,14%) em direção às bordas (Tabela 2.2), enquanto que o cálcio varia neste mesmo sentido no ortopiroxênio_{n-b} (1,67 a 2,8%) e decresce acentuadamente em direção às bordas dos cristais de clinopiroxênio_{n-b} (15,13 a 10,27%; amostra ADK 48). As fórmulas estruturais desses minerais, listadas abaixo (fórmulas 5 e 6), foram calculadas na base de 6 átomos de oxigênio, com seus resultados projetados nos diagramas de Morimoto (1988; Figura 2.5b), que leva em consideração as porcentagens das moléculas de wollastonita, enstatita e ferrossilita (Wo-En-Fs; ver Tabela 2.2). Segundo esse diagrama, as amostras de clinopiroxênio analisadas concentram-se nos campos da augita e pigeonita, já no caso do ortopiroxênio, suas amostras plotam no campo da enstatita, caracterizando um enriquecimento em magnésio nesse mineral.

Amostra SE 2

n: $(\text{Wo}_{3,5} \text{En}_{71,1} \text{Fs}_{21,4}) (\text{Ca}_{0,07} \text{Mg}_{1,48} \text{Fe}^{2+}_{0,42} \text{Na}_{0,02} \text{Ti}_{0,01}) [(\text{Si}_{1,90} \text{Al}_{0,10}) \text{O}_6]$ – Enstatita (5)

b: $(\text{Wo}_{6,9} \text{En}_{63,3} \text{Fs}_{29,8}) (\text{Ca}_{0,14} \text{Mg}_{1,24} \text{Fe}^{2+}_{0,59} \text{Na}_{0,02} \text{Ti}_{0,01}) [(\text{Si}_{1,89} \text{Al}_{0,11}) \text{O}_6]$ – Pigeonita (6)

Anfibólio: Perfaz entre 50 a 70% do volume total das amostras de anfibolito, enquanto que nos diabásios, representa, em geral, menos que 5% modal nas amostras das variedades gabronorito e norito, sendo que nos hornblenda gabronoritos, este valor chega a atingir até 32%. De modo geral, formam cristais anédricos, equigranulares finos (< 1 mm), com

Tabela 2.2 - Composições químicas representativas de plagioclásio, piroxênio e anfibólio dos diques de diabásio e dos anfibólitos de Nova Canadá.

Litotipo	Diabásio															Anfibólito															
	Plagioclásio										Piroxênio					Anfibólio			Plagioclásio			Anfibólio									
Mineral	SE 2					AMP 9					SE 2		ADK 48			AMP 9			ADK 6	AMP 48-B	ADK 16	ADK 16		AMP 48-B							
Amostra	1		1		2		3		4		1		1		2		1		2		3		1	1		1		2		2	
Análise	1		1		2		3		4		1		1		2		1		2		3		1	1		1		2		2	
n/b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	
SiO ₂	53,08	56,69	59,30	59,04	48,16	53,17	55,89	57,73	53,86	54,19	56,07	57,06	54,95	52,46	55,32	53,62	49,42	52,75	47,22	63,99	60,59	53,57	50,56	57,58	47,49	46,64					
TiO ₂	0,12	0,19	0,06	0,24	0,12	0,22	0,07	0,10	0,12	0,17	0,32	0,43	0,33	0,93	0,22	0,44	0,00	0,00	0,00	0,09	0,05	0,16	0,08	0,00	0,00	0,00					
Al ₂ O ₃	30,96	27,40	26,54	26,70	32,29	30,20	28,43	27,32	29,58	29,86	2,53	2,89	2,81	1,52	1,42	1,13	7,72	4,86	7,62	23,37	25,66	30,18	31,93	4,18	13,24	13,50					
Cr ₂ O ₃	0,06	0,08	0,06	0,15	0,09	0,22	0,12	0,13	0,13	0,14	0,12	0,19	0,34	0,16	0,15	0,10	0,00	0,00	0,00	0,19	0,08	0,15	0,22	0,00	0,00	0,00					
FeO	0,56	0,94	0,16	0,21	2,27	0,51	0,66	0,23	0,73	0,41	12,98	16,07	8,79	25,31	18,85	27,14	21,61	22,99	22,03	0,13	0,08	0,38	0,15	10,96	15,29	17,47					
MnO	0,15	0,11	0,10	0,11	0,15	0,15	0,08	0,10	0,18	0,11	0,46	0,25	0,42	0,55	0,70	0,88	0,00	0,00	0,00	0,13	0,09	0,09	0,13	0,00	0,00	0,00					
MgO	0,15	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,62	19,15	16,91	8,50	18,96	12,09	8,59	10,41	7,77	0,02	0,06	0,10	0,03	14,60	9,59	7,70					
CaO	10,59	9,50	7,79	7,50	15,25	12,01	10,20	9,15	11,62	11,21	1,67	2,88	15,13	10,27	4,06	4,26	9,93	6,73	9,60	4,39	6,83	11,66	14,39	12,04	12,00	11,77					
Na ₂ O	2,87	4,70	5,88	5,98	1,56	3,50	4,51	5,18	3,71	3,83	0,21	0,21	0,33	0,27	0,28	0,29	1,24	0,64	1,25	7,64	6,50	3,66	2,44	0,29	1,22	1,57					
K ₂ O	1,46	0,29	0,12	0,06	0,11	0,02	0,03	0,06	0,09	0,08	0,01	0,86	0,00	0,02	0,04	0,05	0,64	0,42	0,94	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07	0,45	0,33					
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,85	1,19	3,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,70	1,02					
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100					
Si	9,48	10,19	10,48	10,44	8,94	9,58	10,00	10,27	9,71	9,70	1,90	1,89	1,89	1,93	1,94	1,95	6,76	7,22	6,72	11,18	10,67	9,62	9,17	6,67	6,02	5,96					
Ti	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00					
Al	6,52	5,81	5,52	5,56	7,06	6,42	6,00	5,73	6,29	6,30	0,10	0,11	0,11	0,07	0,06	0,05	1,24	0,78	1,28	4,82	5,33	6,38	6,83	1,33	1,98	2,04					
Cr	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00					
Fe	0,09	0,15	0,03	0,04	0,35	0,08	0,11	0,04	0,12	0,07	0,42	0,57	0,29	0,91	0,63	0,96	2,77	2,98	2,68	0,02	0,01	0,06	0,02	1,76	2,05	2,36					
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00					
Mg	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,47	1,21	1,00	0,54	1,13	0,77	1,96	2,41	1,69	0,01	0,02	0,03	0,01	2,85	2,29	1,85					
Ca	2,30	1,95	1,65	1,58	3,01	2,50	2,14	1,92	2,41	2,38	0,07	0,13	0,64	0,47	0,17	0,19	1,63	1,12	1,50	0,94	1,44	2,45	2,97	1,94	2,06	2,04					
Na	1,13	1,75	2,26	2,29	0,56	1,32	1,71	1,97	1,39	1,47	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,37	0,19	0,35	2,95	2,48	1,39	0,91	0,34	0,38	0,49					
K	0,38	0,07	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,08	0,17	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,09	0,07					
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,22	0,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,13	0,19					
Total	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	15,00	15,00	15,00	20,00	20,00	20,00	20,00	15,00	15,00	15,00					
An	60,43	51,75	41,97	40,75	83,73	65,40	55,45	49,18	63,04	61,51	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24,01	36,62	63,55	76,18	-	-	-					
Ab	29,67	46,38	57,27	58,86	15,52	34,45	44,35	50,41	36,40	37,98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	75,65	63,02	36,13	23,41	-	-	-					
Or	9,90	1,87	0,76	0,39	0,75	0,15	0,20	0,41	0,56	0,51	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,35	0,36	0,32	0,41	-	-	-					
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,53	6,86	33,24	24,55	8,99	10,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
En	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	75,11	63,33	51,69	28,24	58,41	39,80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	21,36	29,82	15,07	47,21	32,60	50,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				

Os valores dos óxidos são dados em porcentagem de peso; os teores de An (anortita), Ab (albita), Or (ortoclásio), Wo (wollastonita), En (enstatita) e Fs (ferrossilita) são dados em porcentagem. Legenda: n = núcleo; b = borda; - = sem correspondência.

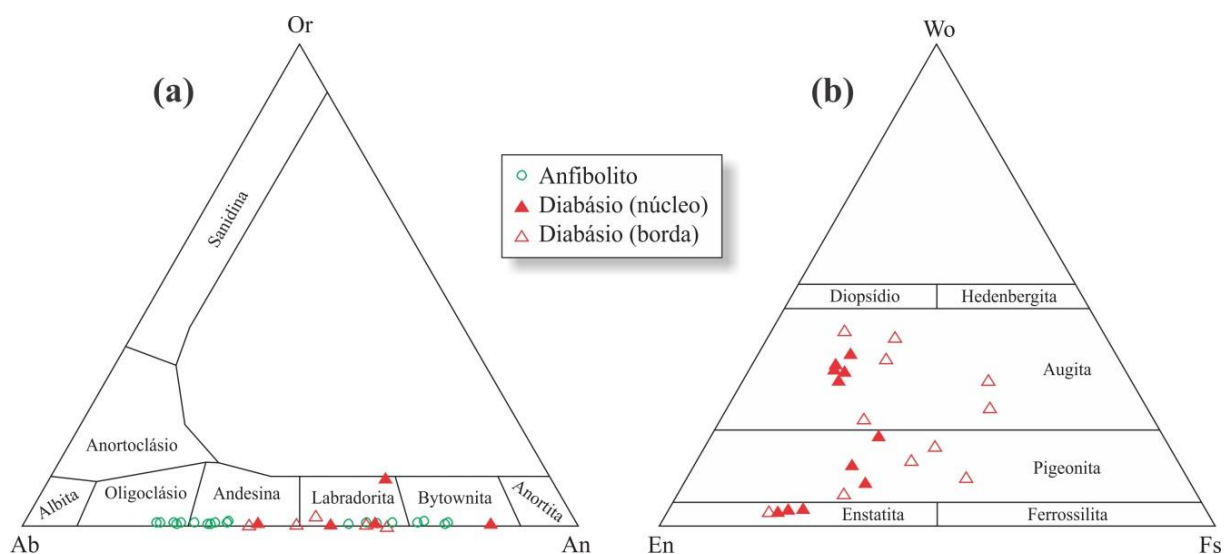
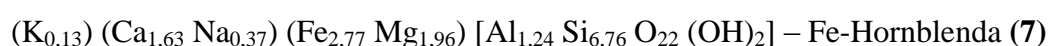


Figura 2.5 - (a) Diagrama de classificação de plagioclásio para os diques de diabásio e anfibolitos de Nova Canadá e (b) diagrama de classificação de piroxênio, segundo Morimoto (1988), para os diques de diabásio de Nova Canadá.

pleocroísmo moderado a forte, definido por tonalidades verde claro a verde oliva ou até mesmo castanho claro. Nos diabásios, este mineral ocorre ocasionalmente substituindo os cristais de piroxênio (textura tipo corona) e, nas amostras de anfibolito que ocorrem próximo às zonas de cisalhamento, apresentam-se intensamente orientados, descrevendo textura nematoblástica (Figura 2.4e). Tais aspectos tendem a diminuir, ou até mesmo desaparecer, nas rochas mais distantes das áreas onde a deformação cisalhante é mais intensa (Figura 2.4f). De acordo com os dados analíticos obtidos para o anfibólito apresentados na Tabela 2.2, tendo o cálculo de sua fórmula estrutural realizado na base de 23 átomos de oxigênio (fórmulas 7 a 9), mostram, de acordo com a classificação de Leake *et al.* (1997), uma gradação composicional de Fe-hornblenda para actinolita, com o aumento de Si, além da presença de Fe-edenita nos diabásios (Figura 2.6a). Nos anfibolitos, este mineral apresenta uma considerável variação composicional. Nas rochas moderada a intensamente deformadas, predomina a hornblenda rica em magnésio e tschermakita (Figura 2.6a), enquanto que nas rochas isotrópicas ou com foliação incipiente, há o predomínio de pargasita rica em ferro (Figura 2.6b), tendo apenas uma análise plotando no campo da Fe-tschermakita (Figura 2.6a).

Amostra AMP 9 (Diabásio)



Amostras ADK 16 e AMP 48-B (Anfibolito)



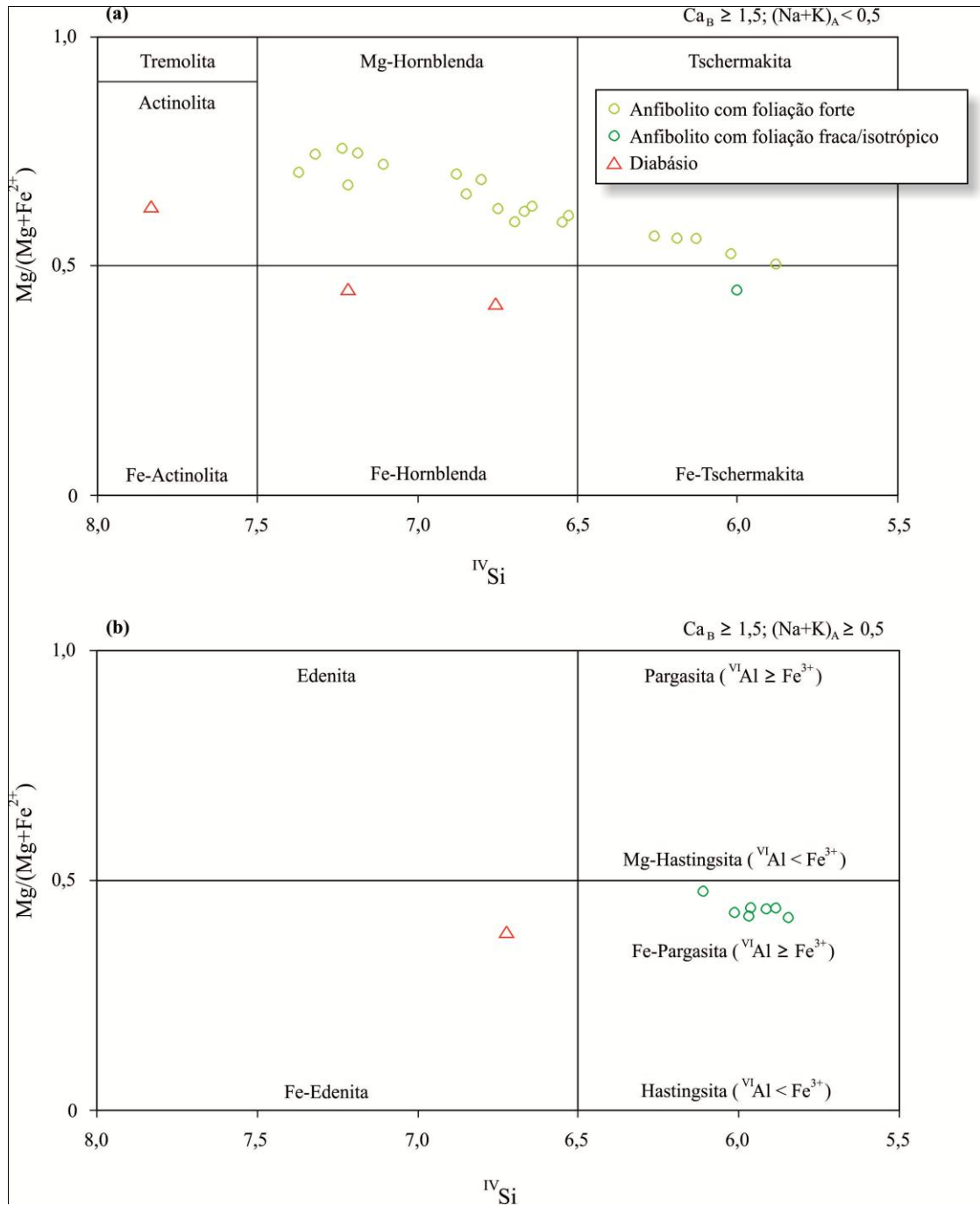


Figura 2.6 - Diagramas de classificação de anfíbólios (Leake *et al.* 1997) dos diques de diabásio e dos anfíbólios de Nova Canadá: (a) $Ca_B \geq 1,5; (Na+K)_A < 0,5$ e; (b) $Ca_B \geq 1,5; (Na+K)_A \geq 0,5$.

Minerais opacos: ocorrem principalmente como finos cristais subédricos ($\leq 0,3$ mm), inclusos ou associados aos minerais ferromagnesianos, como olivina, piroxênio e anfibólio. Estes minerais, de acordo com as composições modais (cf. Tabela 2.1), mostram variações expressivas em seus conteúdos nas diferentes variedades gabroicas, onde atingem desde teores baixos (0,7%) até bastante elevados ($\leq 10\%$), podendo raramente alcançar 17,7%. Nos anfíbólios, geralmente, estes valores não ultrapassam 1%, podendo raramente alcançar 2,4%.

Suas microanálises químicas revelaram que estes ocorrem principalmente como minerais óxidos de Fe e Ti [magnetita (Fe_3O_4), titanomagnetita (Fe_2TiO_4) e ilmenita (FeTiO_3); Tabela 2.3], além de raros cristais de sulfetos (pirita e calcopirita) nos diabásios. Nos anfibolitos, os minerais opacos analisados apresentam pouca variação composicional, sendo identificados apenas ilmenita e pirita. Estes litotipos apresentam aspectos texturais distintos para os óxidos, sendo frequente nos diques de diabásio o aspecto esquelético da titanomagnetita (Figura 2.7a) e feições de oxi-exsolução entre magnetita e ilmenita (Figura 2.7b) e, nos anfibolitos, a textura tipo corona, onde a ilmenita é bordejada por cristais de titanita (Figura 2.7c).

GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Os dados geoquímicos abordados foram obtidos a partir de 23 análises químicas realizadas em rocha total, sintetizados na Tabela 2.4. Quanto aos anfibolitos, por tratarem-se de rochas básicas metamorfisadas e, a fim de obter uma maior confiabilidade dos resultados referente a esse litotipo, avaliou-se a possibilidade de mobilização de certos elementos químicos durante a atuação de processos metamórficos-hidrotermais sin- ou pós magmáticos, utilizando-se para isso, os diagramas das razões de proporções moleculares (MPR – *Molecular Proportion Ratio*) de Pearce (1968) e Beswick (1982). Nestes, foi utilizado como elemento normalizador o Zr (incompatível em magmas máficos), enquanto que os óxidos analisados, cujos elementos participam das fases fracionantes, foram SiO_2 , Al_2O_3 , FeO_T , MgO , CaO , Na_2O e K_2O (Figuras 2.8a-f). TiO_2 e P_2O_5 não foram analisados, pois seus referidos cátions (Ti e P) possuem baixa mobilidade durante o metamorfismo, devido aos seus elevados potenciais iônicos.

As informações fornecidas por estes diagramas evidenciam a baixa mobilidade do Zr, dada pela tendência de correlação linear na maior parte dos diagramas MPR. Tais alinhamentos (*trends*) mostram que os elementos Si, Al, Fe, Mg e Ca, os mais importantes no processo de fracionamento, praticamente não foram mobilizados no metamorfismo sofrido pelo corpo anfibolítico de Nova Canadá. Já a grande dispersão apresentada por Na_2O e K_2O (Figuras 2.8e,f) indicam uma notável mobilização de Na e K durante o metamorfismo deste corpo. Tais comportamentos indicam que as tendências ígneas originais foram preservadas, permitindo, dessa forma, prosseguir no tratamento dos dados químicos, que se inicia com a averiguação do caráter ortoderivado dos anfibolitos através do diagrama $\text{FeO}_T\text{xTiO}_2$ (Peloggia & Figueiredo 1991; Figura 2.9).

Estas amostras, quando plotadas no diagrama de Cox *et al.* (1979), que relaciona o teor de sílica total *versus* álcalis (Figura 2.10), verifica-se que todos os anfibólitos e a maioria dos diabásios são classificados quimicamente como basaltos subalcalinos, exceto uma amostra desse último, que plota no campo dos dioritos (Figura 2.10). O caráter toleítico dos anfibólitos e dos diabásios é confirmado através do posicionamento dos mesmos no diagrama ternário AFM (Irvine & Baragar 1971). Neste diagrama, tanto as amostras dos anfibólitos quanto aquelas dos diques de diabásio mostram tendências de diferenciação no campo dos toleítos, com típico enriquecimento de FeO_T em relação aos álcalis (Figura 2.11a). No diagrama catiônico ($\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Ti} - \text{Al} - \text{Mg}$) de Jensen (1976; Figura 2.11b) as amostras de anfibólito distribuem-se igualmente nos campos dos basaltos Fe-toleíticos e dos basaltos toleíticos ricos em Mg, enquanto que os diabásios coincidem com o campo daqueles ricos em Fe, sendo que duas amostras (SE 41 e SE 60) plotam no campo dos basaltos komatiíticos.

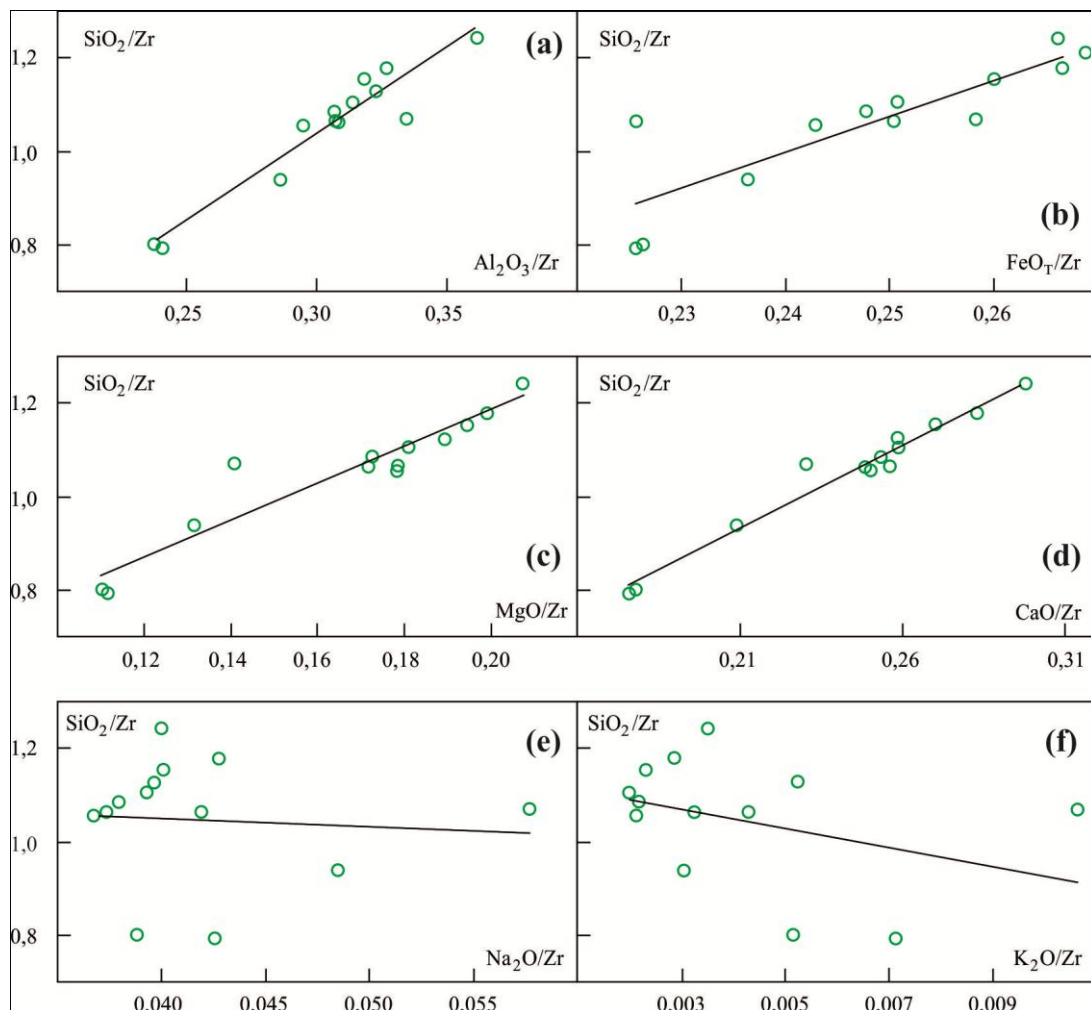


Figura 2.7 - Diagramas de razões de proporções moleculares (MPR; Pearce 1968) dos anfibólitos de Nova Canadá.

Tabela 2.3 - Composições químicas representativas dos óxidos de Fe e Ti dos diques de diabásio e dos anfibolitos de Nova Canadá.

Amostra	Análise	Mineral	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total	FeO _T	Ti	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Ni	X _(Usp) % mol	X _(Ilm) % mol	T (°C)
SE 92	1	Tmt	20,79	0,31	27,73	48,97	0,76	0,06	0,13	0,16	98,91	73,92	0,596	0,009	0,796	1,562	0,025	0,004	0,005	0,005	59,63	-	1112
		Ilm	48,47	0,31	10,90	38,70	0,78	2,24	0,09	0,15	101,64	48,52	0,895	0,006	0,202	0,795	0,016	0,082	0,002	0,003	-	89,53	
SE 92	2	Tmt	19,10	0,17	33,70	47,10	0,86	0,86	0,09	0,13	102,00	77,37	0,530	0,005	0,934	1,451	0,027	0,047	0,004	0,004	52,96	-	755
		Ilm	51,00	0,13	5,80	44,50	0,73	0,24	0,16	0,11	102,67	49,77	0,944	0,003	0,108	0,916	0,015	0,009	0,004	0,002	-	94,39	
SE 2	3	Tmt	17,02	0,07	38,40	46,50	1,09	0,07	0,17	0,17	103,48	80,99	0,469	0,002	1,058	1,424	0,034	0,004	0,007	0,005	46,9	-	717
		Ilm	51,16	0,16	5,60	44,60	0,76	0,25	0,18	0,18	102,89	49,64	0,945	0,003	0,104	0,916	0,016	0,009	0,005	0,004	-	94,53	
SE 92	4	Tmt	16,28	0,15	37,80	45,20	0,91	0,10	0,06	0,18	100,68	79,22	0,461	0,005	1,071	1,422	0,029	0,006	0,003	0,005	46,09	-	687
		Ilm	51,89	0,15	4,90	45,40	0,80	0,21	0,08	0,11	103,55	49,84	0,952	0,003	0,091	0,926	0,017	0,008	0,002	0,002	-	95,24	
AMP 37	5	Ilm	52,95	0,10	1,93	44,45	2,77	0,08	0,17	0,11	102,57	46,19	0,980	0,002	0,036	0,915	0,058	0,003	0,005	0,002	-	98,04	-

As composições químicas (em % de peso nos óxidos) foram calculadas segundo Carmichael (1967). Legenda: Tmt = titanomagnetita; Usp = ulvoespínélio; Ilm = ilmenita; T = temperatura.

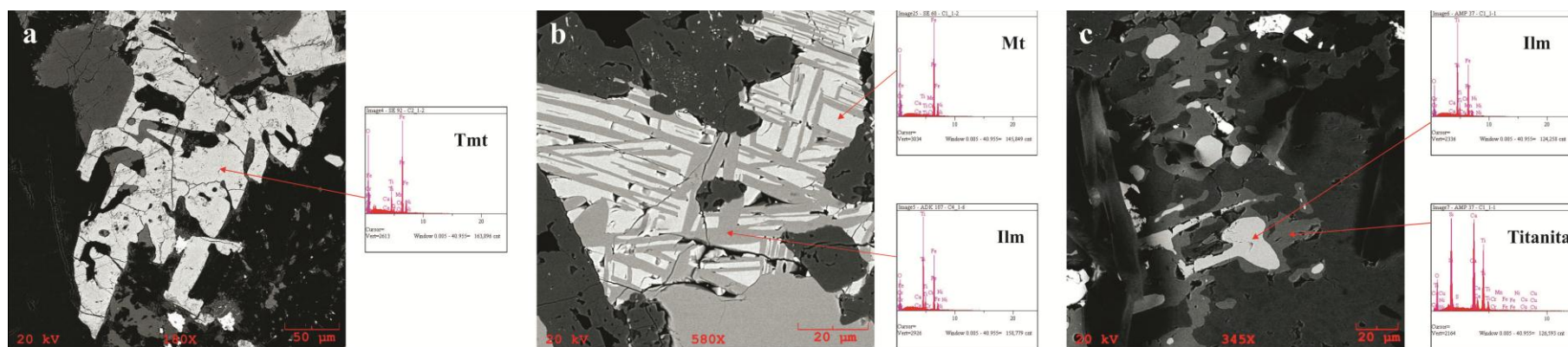


Figura 2.8 - Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em microscópio eletrônico de varredura, acompanhadas de espectro de EDS das fases minerais óxidos de Fe e Ti identificadas nas rochas máficas de Nova Canadá: (a) cristal de titanomagnetita (Tmt) subédrico, apresentando aspecto esquelético; (b) feições de oxidação entre magnetita (Mt) e ilmenita (Ilm) e; (c) cristais de ilmenita bordejadas por titanita.

Tabela 2.4 - Composição química dos diques de diabásio e dos anfibolitos de Nova Canadá.

Litotipo	Diabásio										Anfibolito												
	AMP 55	SE 41	ADK 43	SE 92	PDE 92-A	MAR 79	SE 60	PDR 22-B	DMG 4	DMG 5	PDE 75-B1	PDE 54-A	PDE 75-B	PDE 6-A	PDE 6-B	PDE 88-A	PDE 88-B	PDE 54-D	PDE 54-B	PDE 54-C	PDE 80	PDE 84	DMG 3
SiO ₂ (%)	55,15	53,36	51,01	51,77	47,58	50,20	51,26	47,23	50,86	51,04	49,34	49,66	47,98	50,11	49,28	48,42	49,26	49,67	50,11	49,81	49,69	50,11	49,56
TiO ₂	1,04	0,81	0,86	1,13	3,05	1,47	0,67	3,25	0,90	0,78	0,99	0,93	1,01	0,91	0,92	1,10	0,90	0,89	0,87	0,92	0,82	0,90	0,89
Al ₂ O ₃	12,77	10,86	13,87	15,54	12,53	13,83	11,90	13,22	14,15	14,54	15,42	14,33	14,53	14,21	14,26	14,31	14,98	13,77	13,82	13,89	14,46	14,14	14,16
Fe ₂ O ₃ T	13,96	11,73	13,48	12,76	16,77	14,66	10,40	17,04	13,81	12,73	13,24	11,69	15,15	12,63	12,89	15,17	13,77	12,48	12,55	12,72	11,84	12,70	12,67
MnO	0,20	0,17	0,21	0,15	0,25	0,22	0,15	0,25	0,21	0,20	0,21	0,18	0,21	0,21	0,23	0,23	0,21	0,23	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20
MgO	4,31	9,42	7,24	5,62	5,92	6,60	12,49	5,21	7,02	7,25	6,49	8,32	6,74	8,20	7,95	6,64	6,89	8,38	8,44	8,40	8,29	7,96	8,32
CaO	8,55	8,86	10,82	7,91	10,10	10,29	9,01	9,87	10,51	10,85	10,62	11,93	10,63	11,72	11,51	10,72	10,95	11,91	11,73	11,77	11,92	11,68	11,37
Na ₂ O	2,31	2,73	1,98	2,85	2,35	2,32	2,75	2,51	2,06	2,03	2,66	1,74	2,57	1,78	1,94	2,34	2,54	1,80	1,74	1,73	1,60	1,75	1,75
K ₂ O	1,28	1,23	0,45	0,95	0,70	0,42	0,41	0,75	0,48	0,41	0,49	0,20	0,43	0,09	0,15	0,31	0,16	0,12	0,10	0,10	0,14	0,10	0,23
P ₂ O ₅	0,21	0,10	0,08	0,21	0,32	0,12	0,09	0,34	0,10	0,09	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,09	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07
Cr ₂ O ₃	0,02	0,14	0,04	0,01	0,02	0,02	0,13	0,01	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
LOI	0,00	0,20	-0,30	0,80	0,10	-0,40	0,30	0,00	-0,40	-0,20	0,20	0,70	0,40	-0,20	0,50	0,40	0,00	0,40	0,10	0,10	0,70	0,10	0,50
Total	99,80	99,61	99,74	99,70	99,69	99,75	99,56	99,68	99,74	99,77	99,76	99,78	99,76	99,76	99,73	99,76	99,76	99,76	99,76	99,74	99,75	99,74	99,75
K (ppm)	10626	10211	3736	7886	5811	3487	3404	6226	3985	3404	4068	1660	3570	747	1245	2573	1328	996	830	830	1162	830	1909
Ba	309	531	122	491	196	97	263	196	132	103	134	35	125	22	92	79	39	122	24	25	46	19	44
Rb	51,7	37,2	15,7	10,8	21,6	12,1	13,7	22,5	16,7	13	9,1	6,8	11	1,6	5,9	8,5	4,5	8,8	3,9	3,1	5	3	7,7
Sr	127,8	214,9	92,8	351,2	142,8	124,5	231,4	160	88,7	80,1	259,1	162,9	171,2	93,1	109,7	120,4	113	135,7	98,5	93,7	106	89,8	107,3
Zr	122,6	162,1	68,4	87,5	215,6	84,9	77,4	236,6	67,8	56,1	46,1	46,6	60,4	45,3	46,3	60,3	52,4	42,1	43,4	47,1	40	46,1	43,9
Ti	6235	4856	5156	6775	18285	8813	4017	19484	5396	4676	5935	5576	6055	5456	5516	6595	5396	5336	5216	5516	4916	5396	5336
Nb	5,8	9,3	3,4	2,6	14,6	4,2	5	16,2	2,6	2	2,2	4,2	3,2	2,4	2,9	2,1	2,3	4,1	3,6	2,5	2,3	2,3	1,9
Y	27,4	23	23	17	54	23,1	14,9	63,8	24,7	20,5	16,5	17,6	18,9	17,5	17,8	20,6	17,4	16,2	17,2	17,1	15,8	17,7	19,3
Ga	17,9	13,3	16,7	17,7	20,5	17,4	13,2	20,4	16,7	15	14	14,6	15,3	16,6	14,9	17,1	15,4	15,5	14,8	15,5	14,2	14,7	14
Sc	33	22	44	27	49	39	25	46	43	42	38	43	38	43	43	39	39	43	44	44	42	43	43
Th	4,2	3,5	1,7	0,4	3,2	1,4	2,2	3,3	1,7	1,4	0,4	<0,2	0,6	0,2	0,3	0,6	0,5	0,2	0,2	0,3	<0,2	0,2	<0,2
U	1,1	0,9	0,4	0,1	0,9	0,4	0,6	0,9	0,5	0,4	0,2	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
V	147	163	259	188	445	271	171	469	248	221	244	279	273	252	279	240	250	274	260	281	279	280	268
Cr	103	958	294	48	109	157	889	75	274	315	198	233	219	212	198	233	212	253	233	233	233	185	205
Ni	20	128	28	49	30	21	428	24	115	127	46	36	44	34	37	37	11	37	39	36	47	46	132
La (ppm)	17,60	19,40	7,50	14,00	19,50	8,00	9,80	20,60	7,20	5,80	2,50	3,00	3,70	2,60	2,50	4,10	3,60	2,70	2,40	2,50	2,40	2,90	2,40
Ce	36,40	43,50	14,30	28,70	40,90	18,50	18,10	45,60	16,30	12,70	6,80	6,60	8,10	6,20	6,40	9,40	7,90	6,40	6,00	6,80	6,20	7,50	7,10
Pr	4,49	5,40	1,93	3,43	6,12	2,49	2,29	6,77	2,19	1,82	0,99	1,10	1,26	1,03	1,03	1,48	1,21	1,02	1,00	1,06	0,94	1,12	1,17
Nd	19,90	18,50	7,50	16,30	29,20	11,80	8,90	31,00	9,00	7,00	6,40	5,60	8,20	5,00	4,70	7,50	5,30	5,50	4,10	5,20	5,20	5,70	6,00
Sm	4,28	5,09	2,32	2,90	7,90	3,27	2,23	7,63	2,53	2,03	1,56	1,78	1,98	1,85	1,86	2,43	1,88	1,65	1,76	1,92	1,53	1,88	2,03
Eu	1,16	1,19	0,79	1,07	2,22	1,11	0,65	2,43	0,83	0,67	0,73	0,64	0,80	0,67	0,72	0,83	0,70	0,63	0,68	0,73	0,67	0,70	0,74
Gd	4,37	4,32	3,01	3,00	9,64	3,79	2,44	10,42	3,46	2,73	2,32	2,35	2,64	2,31	2,44	2,86	2,64	2,25	2,21	2,38	2,01	2,51	2,76
Tb	0,82	0,79	0,59	0,54	1,56	0,75	0,42	1,70	0,61	0,50	0,47	0,48	0,50	0,48	0,48	0,58	0,51	0,46	0,45	0,50	0,44	0,49	0,48
Dy	5,10	4,14	4,11	3,24	10,54	4,75	2,40	10,79	4,47	3,60	2,97	2,83	3,46	2,92	3,29	3,17	3,06	3,09	3,19	3,15	2,77	3,22	3,53
Ho	1,07	1,09	0,85	0,71	1,96	1,01	0,55	2,24	0,84	0,70	0,67	0,71	0,72	0,63	0,72	0,83	0,74	0,71	0,68	0,69	0,65	0,72	0,63
Er	3,29	3,00	2,50	1,93	6,13	2,71	1,53	6,67	2,61	2,07	1,96	1,91	2,19	1,96	2,10	2,18	2,13	1,98	1,99	2,13	2,00	2,05	1,93
Tm	0,44	0,39	0,41	0,31	0,86	0,42	0,21	0,94	0,38	0,32	0,30	0,29	0,32	0,28	0,29	0,31	0,30	0,32	0,25	0,29	0,28	0,30	0,27
Yb	2,68	2,74	2,39	1,90	5,43	2,72	1,40	6,46	2,59	2,02	1,93	1,78	2,17	1,81	1,94	2,05	2,18	1,99	1,89	1,77	1,67	1,92	1,72
Lu	0,44	0,34	0,38	0,28	0,84	0,38	0,20	0,96	0,39	0,31	0,26	0,30	0,36	0,30	0,28	0,31	0,30	0,29	0,30	0,27	0,28	0,30	0,28
(La/Yb) _N	4,43	4,77	2,12	4,97	2,42	1,98	4,72	2,15	1,87	1,94	0,87	1,14	1,15	0,97	0,87	1,35	1,11	0,91	0,86	0,95	0,97	1,02	0,94
(La/Sm) _N	2,59	2,40	2,03	3,04	1,55	1,54	2,76	1,70	1,79	1,80	1,01	1,06	1,18	0,88	0,85	1,06	1,20	1,03	0,86	0,82	0,99	0,97	0,74
(Gd/Yb) _N	1,32	1,27	1,02	1,27	1,43	1,12	1,41	1,30	1,08	1,09	0,97	1,07	0,98	1,03	1,01	1,13	0,98	0,91	0,94	1,09	0,97	1,05	1,29
Eu/Eu*	0,81	0,76	0,91	1,10	0,78	0,96	0,85	0,83	0,86	0,87	1,17	0,96	1,07	0,99	1,03	0,96	0,96	1,00	1,05	1,04	1,17	0,99	0,96
Rb/Sr	0,40	0,17	0,17	0,03	0,15	0,10	0,06	0,14	0,19	0,16	0,04	0,04	0,06	0,02	0,05	0,07	0,04	0,06	0,04	0,03	0,05	0,03	0,07
Sr/Ba	0,41	0,40	0,76	0,72	0,73	1,28	0,88	0,82	0,67	0,78	1,93	4,65	1,37	4,23	1,19	1,52	2,00	1,11	4,10	3,75	2,30	4,73	2,44
#Mg	0,38	0,61	0,52	0,47	0,41	0,47	0,70	0,38	0,50	0,53	0,49	0,59	0,47	0,56	0,55	0,46	0,50	0,57	0,57	0,57	0,58	0,55	0,57

Legenda: Eu/Eu* = Eu_N/[(Sm_N+Gd_N)*0,5]; #Mg = razão molecular Mg/(Mg+Fe²⁺); LOI = loss on ignition (perda ao fogo) e; Fe₂O₃T = ferro total recalculado como Fe₂O₃.

No diagrama discriminante de ambiente tectônico de Pearce (1982; Figura 2.12a), as amostras dos anfibolitos apresentam-se bem distribuídas, limitando-se ao campo dos toleítos de arco de ilha. Já os diabásios, embora mostrem uma moderada dispersão, apresentam uma grande afinidade com os basaltos de ambiente intraplaca, tendo metade de suas amostras plotadas nesse campo. Entretanto, nota-se uma melhor discriminação dessas rochas quando plotadas no diagrama de Pearce & Norry (1979; Figura 2.12b), principalmente por parte dos diabásios que, apesar de mostrarem uma leve dispersão, apresentam, similarmente ao diagrama anterior, tendências de basaltos intraplaca, e os anfibolitos, toleíticas de arco de ilha. O comportamento distinto destes dois conjuntos de rochas nos diagrama discutidos acima é consequência do notável enriquecimento em Y (14,9 a 63,9 ppm) e Zr (56,1 a 236,6 ppm) nos diabásios em relação aos anfibolitos [Y (15,8 a 20,6 ppm) e Zr (40,0 a 60,4 ppm)].

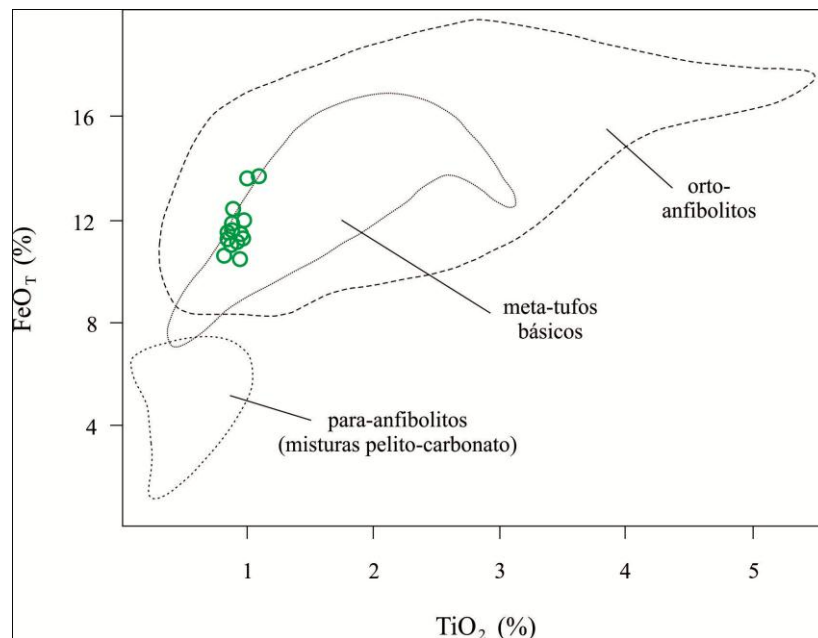


Figura 2.9 - Diagrama FeO_T x TiO_2 discriminativo para orto- e para-anfibolitos (Peloggia & Figueiredo 1991).

Os diagramas binários de variação de óxidos de elementos maiores e de elementos traços em função do #Mg [$\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_T)$, em razão molar] evidenciam ainda mais as principais diferenças entre os litotipos estudados, onde os valores do índice de magnésio apresentam variações de 0,46 – 0,59 para os anfibolitos, e 0,38 – 0,70 para os diabásios. Para os anfibolitos, esses valores indicam uma evolução moderada dos magmas antes da intrusão, enquanto que os diabásios, que apresentam uma grande variação desses valores, mostram que seus índices mais baixos e mais altos representam valores típicos de líquidos basálticos evoluídos e líquidos primários derivados de peridotitos mantélicos, respectivamente (Jaques & Green 1979, Jaques & Green 1980, Takahashi & Kushiro 1983, Bossi *et al.* 1993).

Nos diagramas da Figura 2.13, que representam as variações de óxidos de elementos maiores em função do #Mg (índice de evolução), observa-se a existência de alinhamentos bem definidos tanto por parte dos anfibolitos quanto dos diabásios, embora esses últimos apresentem um arranjo ligeiramente mais disperso em alguns casos. Nesses diagramas, percebe-se um claro aumento nas concentrações de P_2O_5 (0,08 – 0,34%), TiO_2 (0,78 – 3,25%), K_2O (0,41 – 1,28%), Na_2O (1,98 – 2,85%) e MnO (0,15 – 0,25%) com a diminuição do #Mg nos diabásios, enquanto que Al_2O_3 (10,86 – 15,54%) e CaO (7,91 – 10,85%) mostram uma correlação positiva, onde seus teores aumentam com o acréscimo do #Mg nestas rochas. Adicionalmente, os *trends* mostrados pelas variações Al_2O_3 e CaO *versus* #Mg sugerem a importância do fracionamento do plagioclásio e clinopiroxênio durante a cristalização do magma gerador dos diabásios, além de indicar, juntamente com o K_2O , a existência de dois *trends* distintos e paralelos de evolução para os mesmos, sendo que as amostras com os valores mais elevados de #Mg (SE 60 e SE 41) representariam um líquido independente daquele formador das demais amostras. Já as correlações negativas entre $P_2O_5/TiO_2/K_2O/Na_2O$ *versus* #Mg sugerem ainda que a apatita, titanita, K-feldspato e oligoclásio sódico foram provavelmente concentrados nas fases finais de diferenciação magmática dessas rochas.

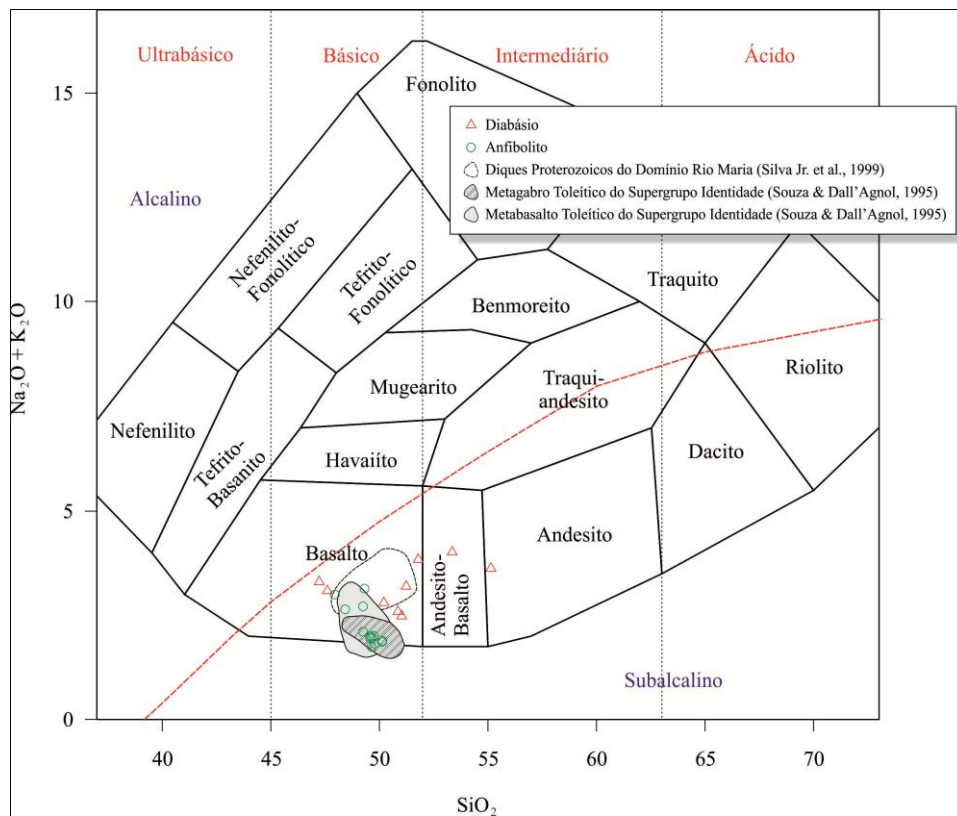


Figura 2.10 - Diagrama de classificação geral dos litotipos estudados, de acordo com Cox *et al.* 1979.

Nos diagramas da Figura 2.14, onde tem-se a variação de elementos traços em função do #Mg, observa-se nas amostras de diabásio uma clara diminuição dos valores de Rb (51,7 – 10,8 ppm), Zr (236,6 – 56,1 ppm), Y (63,8 – 17,0 ppm), Yb (6,46 – 1,40 ppm), Nd (31,0 – 7,0 ppm) e La (20,6 – 5,8 ppm) com o aumento do #Mg. O comportamento incompatível destes elementos justifica a ausência de minerais acessórios crustais como zircão, titanita, allanita e monazita nestas rochas. O comportamento das razões Rb/Sr (0,03 – 0,19) e Sr/Ba (0,40 – 1,28) reforça a ideia de que o K-feldspato foi concentrado nos líquidos finais de diferenciação magmática, enquanto que o plagioclásio foi uma importante fase fracionante. Por outro lado, a clara correlação positiva notada entre os conteúdos de Ni (20 – 428 ppm) e Cr (48 – 958 ppm) com aqueles do #Mg, onde seus teores diminuem acentuadamente até valores de ~0,50 de #Mg, atingindo conteúdos próximos a zero a partir deste, é indicativo do fracionamento de olivina durante o processo evolutivo do magma gerador dos diabásios.

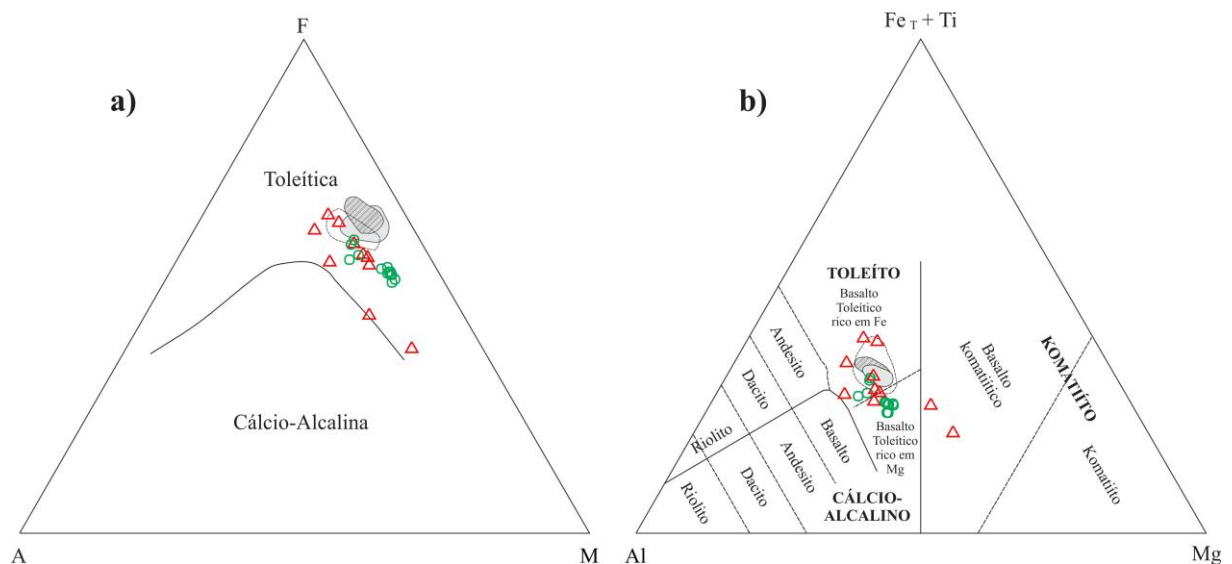


Figura 2.11 - (a) Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) e (b) diagrama catiônico ($\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Ti} - \text{Al} - \text{Mg}$) de Jensen (1976), mostrando o caráter toleítico dos anfibolitos e dos diques de diabásios. Legenda como na Figura 2.10.

Os comportamentos (*trends*) destes elementos nos diagramas das Figuras 2.13 e 2.14 tendem, de maneira geral, a se repetirem nas amostras de anfibolito, porém com teores bem mais restritos e significativamente inferiores em relação aos elementos maiores e menores [TiO_2 (0,82 – 1,10%), P_2O_5 (0,06 – 0,09%), MnO (0,18 – 0,23%), K_2O (0,09 – 0,49%) e Na_2O (1,60 – 2,66%)] e traços [Rb (1,6 – 9,1 ppm), Zr (40,0 – 60,4 ppm), Y (15,8 – 20,6 ppm), Yb (1,72 – 2,18 ppm), Nd (4,10 – 8,20 ppm), La (2,40 – 4,10 ppm), Ni (11-132 ppm), Cr (185 – 253 ppm) e Rb/Sr (0,03 – 0,07)], e superiores aqueles de CaO (10,62 – 11,93%), Al_2O_3 (13,77 – 15,42) e da razão Sr/Ba (1,11 – 4,73), encontrados nas amostras de diabásio.

Adicionalmente, nota-se uma clara correspondência dos valores destes elementos nos anfibolitos de Nova Canadá com aqueles encontrados nos metabasaltos arqueanos da sequência *greenstone belt* do Supergrupo Identidade do Domínio Rio Maria, Província Carajás. Por outro lado, aqueles atribuídos aos diabásios da área estudada diferem das rochas afins de Rio Maria, sobretudo pelo elevado #Mg e conteúdos mais altos de CaO, P₂O₅, Zr e Yb, e mais baixos de Al₂O₃, Rb e Ni.

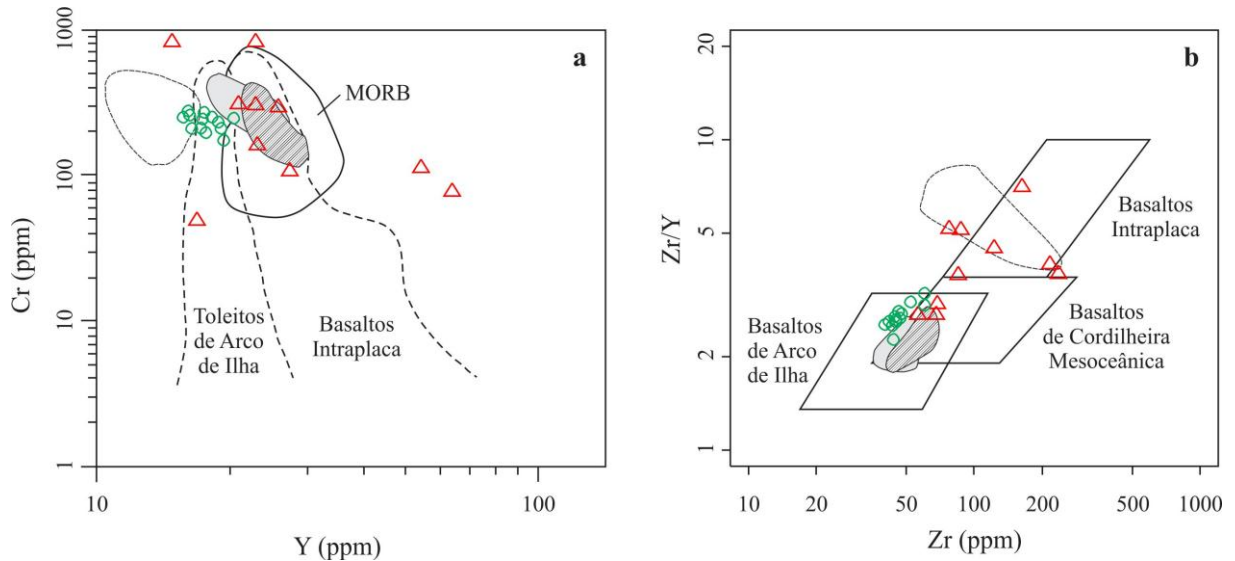


Figura 2.12 - Diagramas discriminantes de ambiente tectônico segundo Pearce (1982; a) e Pearce & Norry (1979; b), mostrando a distribuição dos litotipos estudados. Legenda como na Figura 2.10.

A Figura 2.15 mostra o diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (McDonough & Sun 1995) para as amostras dos anfibolitos e diques de diabásio. De modo geral, nota-se que os diabásios apresentam um padrão geoquímico mais enriquecido em toda a gama de elementos, quando comparados aos anfibolitos. Observa-se, nesse diagrama, que os anfibolitos apresentam concentrações mais baixas de elementos litófilos de raio grande (K, Rb e Ba), quando comparado aos diabásios, sendo que, para os valores dos elementos Ti, Y e Yb, ocorre uma sobreposição entre ambos os litotipos. É importante destacar que a pronunciada anomalia negativa de Nb apresentada pelos diabásios, que é ausente nos anfibolitos, é típica da maioria dos basaltos toleíticos continentais (Weaver & Tarney 1985), e considerada como consequência de uma fase residual rica em Nb durante o processo de fusão parcial, ou ainda, ser resultante de contaminação crustal (Wilson 1989). Outra importante anomalia pronunciada presente nesses litotipos é a de Sr, sendo negativa nos diabásios, e positiva nos anfibolitos. No caso dos diabásios, a anomalia negativa de Sr pode ser explicada pelo baixo grau de fusão da fonte mantélica do magma, que normalmente é enriquecida nesse elemento, e/ou pelo fracionamento do plagioclásio. Já no caso dos anfibolitos, a significativa anomalia positiva de

Sr, combinada com a ausência de anomalia de Eu, sugere que o plagioclásio não foi uma fase importante no processo de fracionamento magmático, o que é corroborado pelas altas razões Sr/Ba nestas rochas. Os padrões observados neste diagrama multielementar e o comportamento dos LILE's (K, Rb, Ba e Sr), aliado aos baixos teores de HFSE (Zr, Ti, Nb, P) são muito semelhantes aos de basaltos toleíticos intraplaca (Wilson 1989).

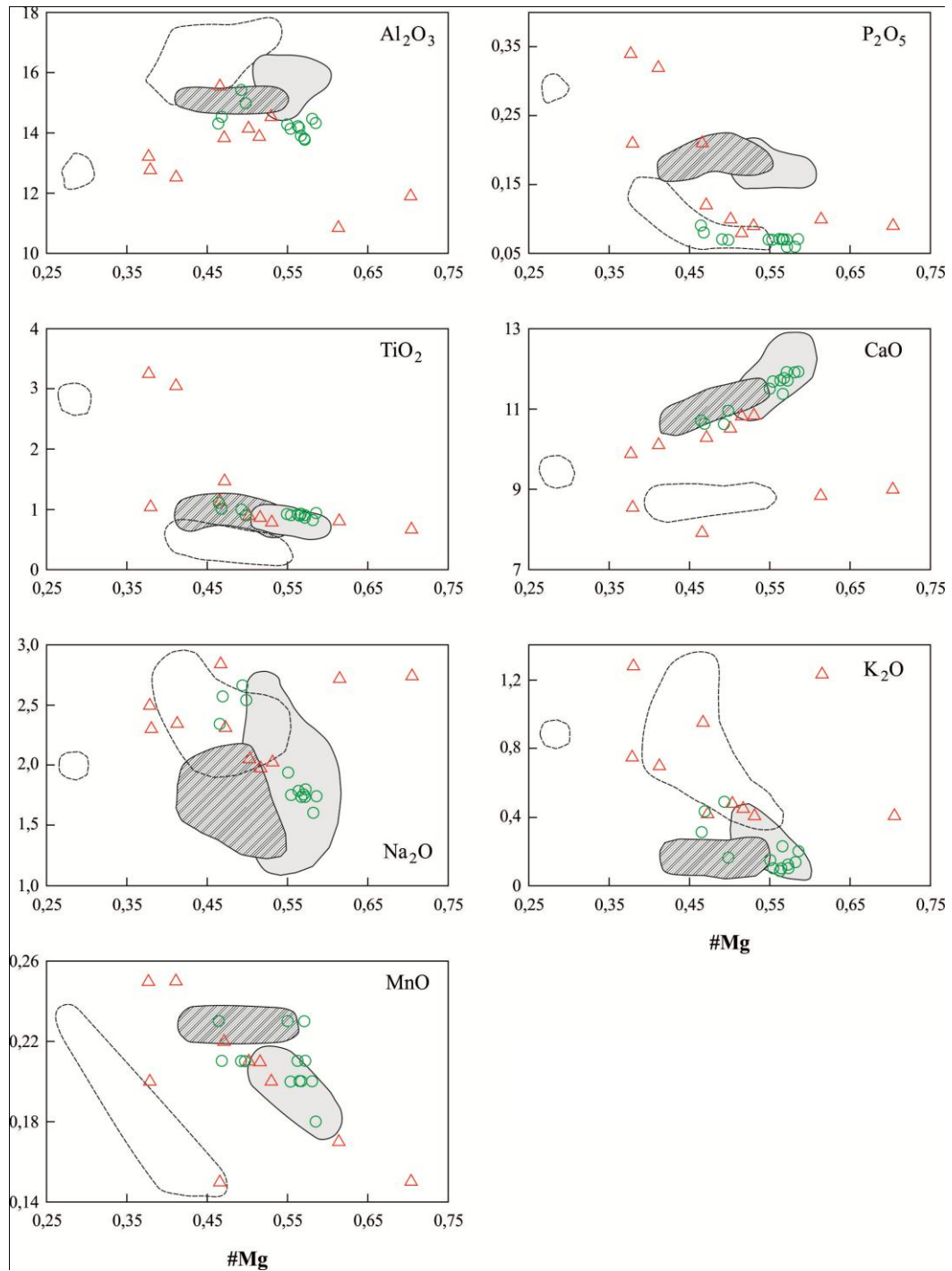


Figura 2.13 - Diagramas de variação #Mg x óxidos dos litotipos estudados. Legenda como na Figura 2.10.

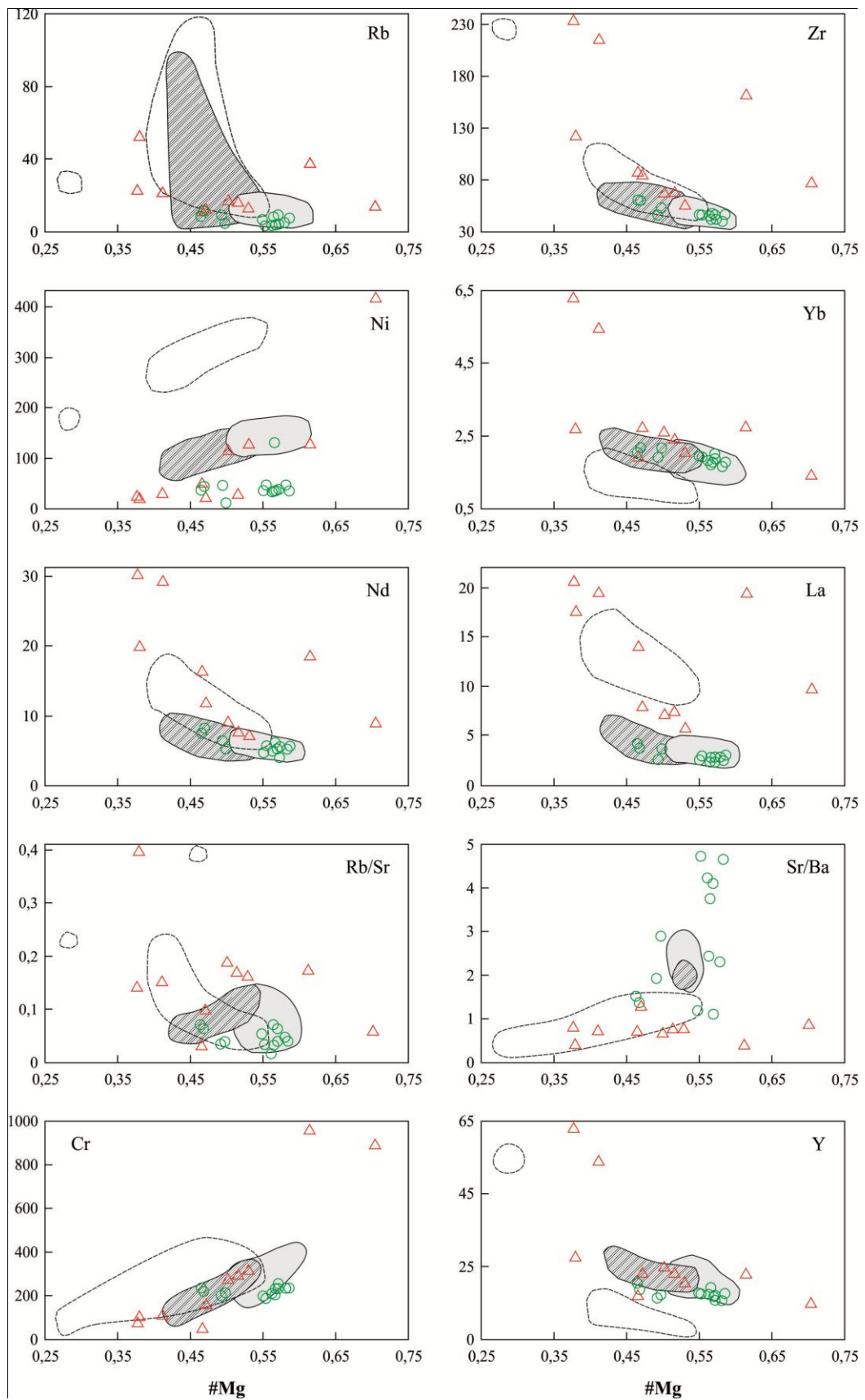


Figura 2.14 - Diagramas de variação #Mg x elementos traços dos litotipos estudados. Legenda como na Figura 2.10.

O diagrama de elementos terras raras (ETR), normalizados para os valores do condrito segundo Boynton (1984), apresentado na Figura 2.16, mostra que os diques de diabásios apresentam-se moderadamente fracionados e enriquecidos em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados [ETRP; $[(La/Yb)_N = 1,87 - 4,97$; $(La/Sm)_N = 1,54 - 3,04$; $(Gd/Yb)_N = 1,02 - 1,43$], além de uma discreta anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,76 - 1,10$). Por outro lado, os anfibolitos apresentam um padrão horizontalizado, com discreto fracionamento de ETR [$(La/Yb)_N = 0,86 - 1,35$; $(La/Sm)_N = 0,74 - 1,20$; $(Gd/Yb)_N = 0,91 - 1,29$], além da ausência de anomalia de Eu [$(Eu/Eu^*)_N = 0,96 - 1,17$]. Quando comparados entre si, os diabásios são mais enriquecidos em ETRL em relação aos anfibolitos. No entanto, no que concerne aos ETRP, há uma sobreposição entre ambos os litotipos, exceto duas amostras representadas pelos diabásios, que mostram-se mais enriquecidas nesses elementos.

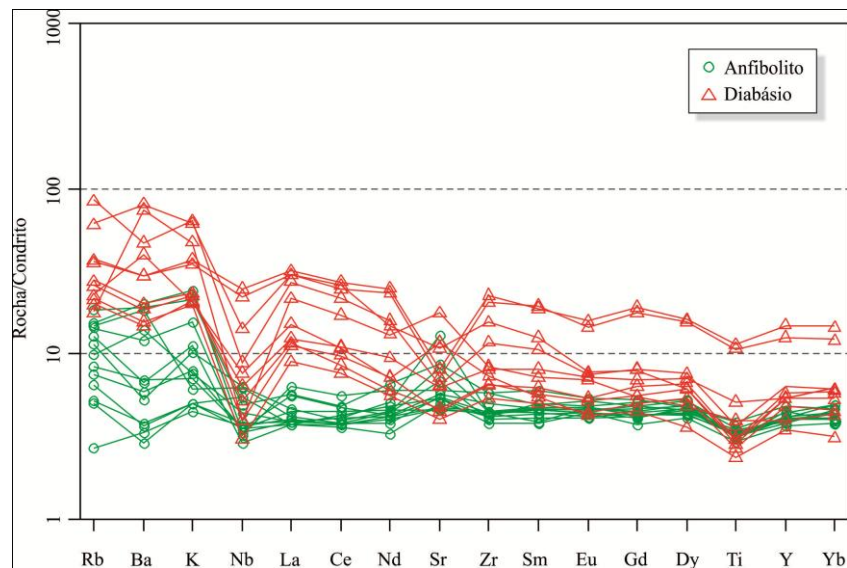


Figura 2.15 - Diagrama multielementar, normalizado pelo manto primitivo (McDonough & Sun 1995), para os litotipos estudados.

O padrão de ETR dos litotipos também foi comparado aos basaltos empobrecidos e enriquecidos de cadeia meso-oceânica (N-MORB e E-MORB, respectivamente), e aos basaltos de ilha oceânica (OIB; Figura 2.17). Nota-se que os diques de diabásio apresentam um padrão semelhante aos OIB, representadas por amostras desse litotipo enriquecidas em ETRL e, à medida que os valores de ETRL desse grupo diminuem, os mesmos tendem a apresentar um padrão semelhante aos E-MORB. Já os anfibolitos, por apresentarem um discreto fracionamento de ETR, mostram-se semelhantes aos N-MORB, com um padrão horizontalizado de ETRP, que sugere derivação de uma fonte mantélica primitiva em profundidades rasas para essas rochas (campo espinélio-lherzolito), na ausência de granada na

mineralogia da fonte. Os padrões de ETR normalizados para o manto primitivo/condrito dos anfibólitos e diabásios de Nova Canadá (Figura 2.16), bem como a abundância e distribuição de seus elementos maiores e traços, conforme mostrado nos diversos diagramas geoquímicos discutidos acima, são semelhantes aqueles observados nas rochas metavulcânicas máficas dos *greenstone belts* arqueanos (Supergrupo Identidade) e diabásios proterozoicos do Domínio Rio Maria da Província Carajás, respectivamente (Figura 2.17).

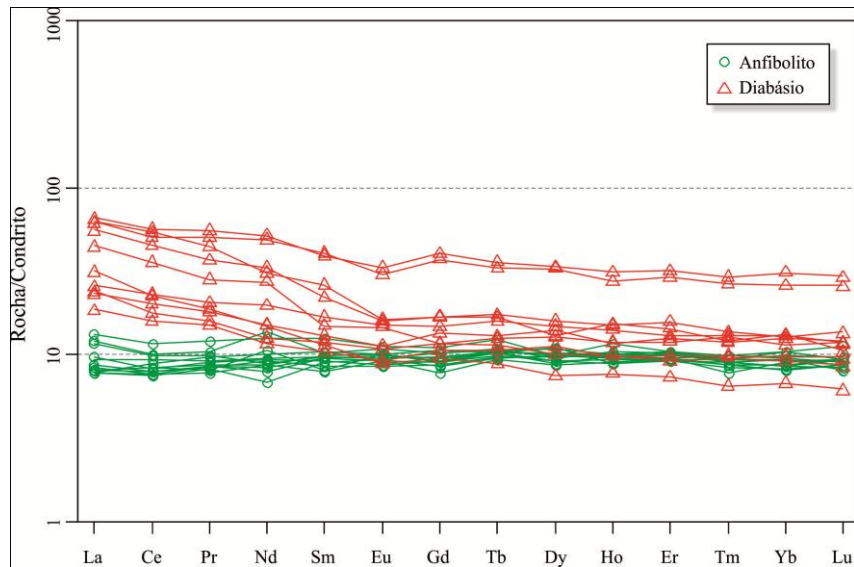


Figura 2.16 - Diagrama de elementos terras raras (ETR) para os litotipos estudados, normalizado para os valores do condrito segundo Boynton (1984).

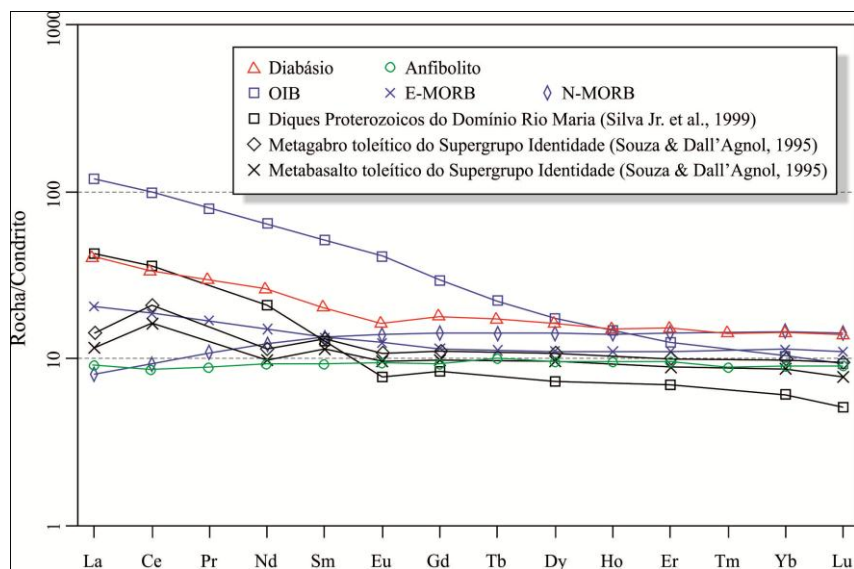


Figura 2.17 - Diagrama ETR sintetizando a média dos diques de diabásio e anfibólitos de Nova Canadá, dos diques de diabásio de Rio Maria (Silva Jr. *et al.* 1999), dos metagabros e metabasaltos toleíticos da sequência *greenstone belt* de Identidade (Souza & Dall'Agnol 1995) e dos padrões OIB, E-MORB e N-MORB, normalizados para os valores do condrito segundo Boynton (1984).

DISCUSSÕES

Condições de Temperatura e Pressão

Com o objetivo de investigar as condições de temperatura e pressão as quais essas rochas foram submetidas durante a cristalização, foram utilizados geotermômetros e geobarômetros empíricos e experimentais. Para estimar a temperatura de cristalização, foi utilizado o tetraedro de Lindsley (1983), através de dados de química mineral do piroxênio. A pressão foi estimada utilizando o diagrama $Fe/(Fe+Mg) \times Al_t$ de anfibólios, baseado em Anderson & Smith (1995), mostrando os possíveis intervalos de pressão de cristalização desse mineral. Diferentemente dos diques de diabásio, que apresentam anfibólio primário e piroxênio em sua composição, os anfibolitos, por se tratarem de rochas que foram submetidas ao metamorfismo e apresentarem uma mineralogia diferente de seu protólito ígneo, não poderiam ter sua temperatura e pressão estimadas por meio desses diagramas. Sendo assim, a utilização de tais diagramas fica restrita apenas às rochas dos diques de diabásio.

Os resultados obtidos através do tetraedro de Lindsley (1983; Figura 2.18) indicam temperaturas mais altas entre 1200 e 1100°C (para 1 kbar), que são temperaturas características de cristalização de basaltos. Em relação à pressão, os diques de diabásio teriam cristalizado a pressões relativamente baixas, entre 1 e 3 kbar, de acordo com o diagrama $Fe/(Fe+Mg) \times Al_t$ para anfibólios (Anderson & Smith 1995; Figura 2.19), apesar de uma amostra apresentar um valor bem inferior a esses.

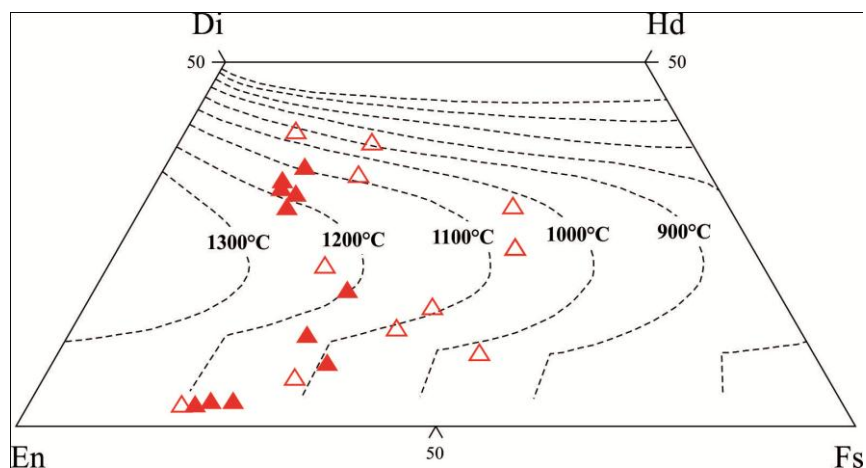


Figura 2.18 - Diagrama Di-Hd-En-Fs de Lindsley (1983) para estimar a possível temperatura de cristalização dos piroxênios. No caso dos diques de diabásio de Nova Canadá, os valores situam-se entre 1200 e 1100°C (núcleo).
Legenda: núcleo (triângulo preenchido); borda (triângulo vazado).

Adicionalmente, a coexistência de titanomagnetita e a ilmenita primária fornece indicadores da temperatura de cristalização para rochas vulcânicas (Carmichael 1967, René

2008). Para estimar as temperatura de cristalização dos diques de diabásio de Nova Canadá, utilizou-se as composições dos pares titanomagnetita-ilmenita (cf. Tabela 2.3), uma vez que ambas cristalizaram em equilíbrio em estágios iniciais da evolução magmática. Suas composições foram utilizadas no geotermômetro magnetita-ilmenita de Spencer & Lindsley (1981), através do software ILMAT, de Lepage (2003), o qual revelou temperatura de cristalização de 1112°C para estas rochas (ver Tabela 2.3). A composição do par de óxidos que forneceu tais condições de temperatura apresenta comportamento diferente dos demais pares, apontando um enriquecimento de moléculas de hematita e ulvoespinélio nos cristais de ilmenita e magnetita, respectivamente. Para os demais pares de óxidos, que apresentam composições de ilmenita e magnetita próximas de seus membros finais, verificou-se condições de temperatura entre 755 e 687°C, evidenciando condições de reequilíbrio desses óxidos.

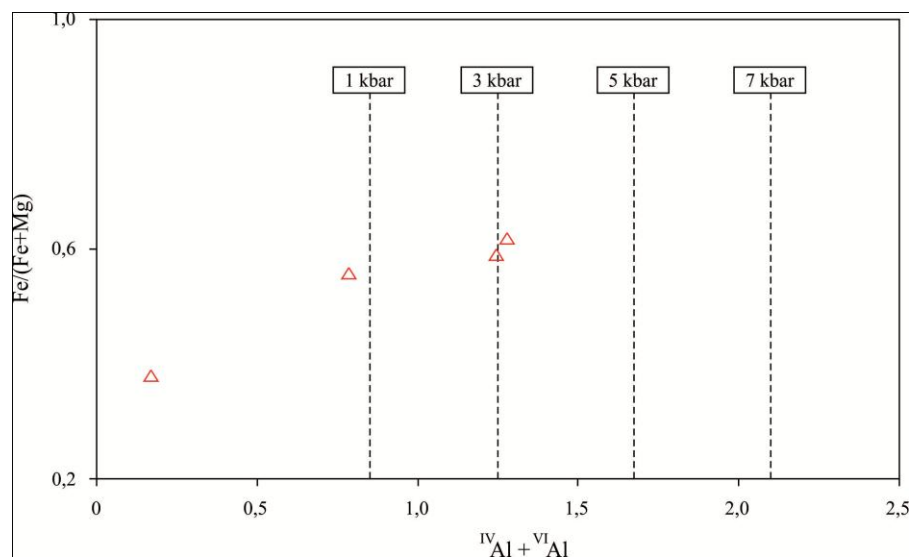


Figura 2.19 - Diagrama Fe/(Fe+Mg) x Al_t de anfibólios (Anderson & Smith 1995), mostrando os possíveis intervalos de pressão de cristalização de anfibólios dos diques de diabásio de Nova Canadá.

Investigação da Fonte Mantélica (Razões entre Elementos HFS)

Inúmeros trabalhos utilizaram as razões entre elementos HFS (Nb/Th, Zr/Nb, Zr/Y e Nb/Y) para caracterizar domínios mantélicos isotopicamente distintos em rochas vulcânicas máficas (p. ex. Weaver 1991, Hart *et al.* 1992, Fitton *et al.* 1997, Baksi 2001, Condie 2003, 2005, Leal *et al.* 2008). Como estes elementos são altamente incompatíveis em magmas máficos, suas razões no processo de fusão permanecem relativamente constantes e podem indicar heterogeneidade mantélica. No diagrama que utiliza as razões Nb/Y *vs.* Zr/Y (Figura 2.20a), fontes derivadas de plumas são diferenciadas de fontes não-pluma (manto

empobrecido e magmas de arco vulcânico). Neste diagrama, as amostras das rochas máficas e metamáficas de Nova Canadá incidem ao longo ou próximo da linha divisória entre fontes mantélicas derivadas de pluma e não-pluma, sendo que aquelas representativas dos anfibolitos concentram-se próximo ao campo (média) do manto primitivo (PM), com indicações de mistura entre PM e o manto empobrecido em profundidades rasas (DM), similarmente ao que é definido por rochas pertencentes às sequências *greenstone belts* arqueanas (ver Figura 2.20a). Já os diabásios podem ser divididos em dois grupos: o primeiro com baixas razões Zr/Y e Nb/Y, e o segundo com valores relativamente elevados destas razões. As amostras (DMG 4, DMG 5 e ADK 43) pertencentes ao primeiro grupo possuem razões próximas daquelas definidas pelos anfibolitos e, aquelas inseridas no segundo grupo, podem representar diferentes graus de mistura entre o PM e uma fonte mantélica enriquecida (EM/EN), possuindo, no entanto, contribuição mais significativa de EM, onde raras amostras plotam no campo de fonte pluma. Dentro deste contexto, EM representaria porções do manto enriquecido pela adição de litosfera oceânica subductada e/ou litosfera subcontinental junto com sedimentos crustais.

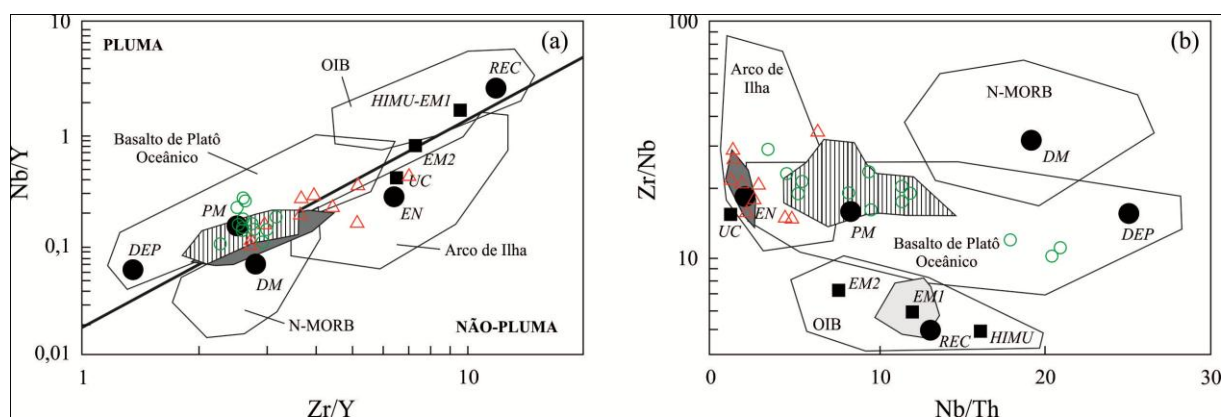


Figura 2.20 - Inferência da(s) fonte(s) das rochas máficas de Nova Canadá utilizando diagramas de variação (a) Zr/Y vs. Nb/Y e (b) Nb/Th vs. Zr/Nb. Nestas figuras, são mostrados campos de fontes mantélicas de basaltos associados a diversos ambientes tectônicos (Condie 2005). Legenda: triângulo vermelho, diques de diabásio de Nova Canadá; círculo verde, anfibolitos de Nova Canadá. Abreviações: 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; DEP, fonte mantélica empobrecida profunda; EN, componentes enriquecidos; REC, componentes reciclados. Dados de alguns *greenstone belts* arqueanos são mostrados para comparação: Província Superior do Canadá (campo com linhas verticais; Condie 2003); Província Báltica e Yilgarn (campo cinza escuro; Condie 2003); *greenstones belts* Norseman, Boston Township e Steep Rock Late (campo cinza claro; Condie 2003).

Similarmente ao que foi discutido acima, no diagrama Zr/Nb vs. Nb/Th (Figura 2.20b) a maioria das amostras de anfibolito plota próximo da média PM e coincide com o campo definido pelas metavulcânicas arqueanas da Província Superior do Canadá, enquanto que três amostras incidem no campo dos basaltos de platôs oceânicos. Por outro lado, os diabásios

mostram evidências de terem sido derivados apenas de fonte tipo EN/EM, com contribuições menos significativas do PM.

Condie (2005) sugere a inexistência de manto geoquimicamente empobrecido em tempos arqueanos, devido à reciclagem e mistura com frações significativas de componentes enriquecidos. Entretanto, os dados apresentados para os anfibolitos de Nova Canadá atribuem a formação de seus magmas parentais a partir da fusão parcial do manto empobrecido – metabasaltos das sequências *greenstone belts* da Província Superior do Canadá e do Domínio Rio Maria da Província Carajás foram provavelmente derivados de reservatórios mantélicos empobrecidos em profundidades relativamente rasas (Polat *et al.* 1999, Souza *et al.* 2001). Por outro lado, os dados químicos apresentados pelos diabásios (pós-arqueanos) podem mostrar evidências de mistura entre componentes EM e DM (Figura 2.20a) que, da mesma forma, os padrões ETR (Figura 2.17) sugerem mistura de componentes OIB com componentes mantélicos depletado. Isto pode ser possível se plumas (fonte de OIB), durante sua ascensão, incorporarem porções de material mantélico depletado de fonte rasa. Entretanto, apesar dos diagramas apresentados e analisados neste trabalho permitirem identificar e caracterizar reservatórios mantélicos, podem ser ainda mais significativos e convincentes se houver complementação com dados isotópicos.

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho foram apresentados os primeiros registros das rochas formadoras dos diques máficos e corpos anfibolíticos na porção sul do Domínio Carajás. As diferenças entre estes litotipos (diabásios / anfibolitos) são marcantes sob diferentes aspectos: (i) textural – isotrópico (intergranular e subofítica) / textura nematoblástica (milonítica) a granoblástica; (ii) mineralógico – plagioclásio (labradorita_{núcleo} - andesina-Ca_{borda}) + piroxênio (augita, pigeonita e enstatita) + anfibólio (Fe-hornblenda) + (titano)magnetita + ilmenita ± olivina / plagioclásio (oligoclásio-Ca, andesina-Na e labradorita) + anfibólio (Mg-hornblenda) + ilmenita + titanita + biotita ± tremolita-actinolita; (iii) geoquímico – razões La/Yb moderadas, anomalias negativas de Eu, Sr e Nb, enriquecimento relativo em LILE e HFSE / baixas razões La/Yb, anomalias de Eu e Nb ausentes e positivas de Sr, e maior empobrecimento em elementos incompatíveis, HFSE e ETRL; e (iv) estrutural – orientações N-S e NE-SW, discordantes com o padrão deformacional regional / orientação NW-SE, concordante com as principais feições estruturais da área.

Os dados geoquímicos obtidos para estas rochas mostraram que as mesmas possuem composição basáltica de natureza subalcalina, com os diques de diabásio sendo do tipo

toleítico rico em Fe, gerados em ambiente tectônico correspondente à intraplaca continental, com temperaturas de cristalização entre 1200 e 1100°C. Para estas rochas, o espectro multielementos mostra uma pronunciada anomalia negativa de Nb, típica da maioria dos basaltos toleíticos continentais, além de uma anomalia negativa de Sr, que pode ser explicada pelo baixo grau de fusão da fonte mantélica e/ou pelo fracionamento do plagioclásio. Isto é condizente com os comportamentos de Al_2O_3 , CaO e das razões Sr/Ba com o #Mg, os quais sugerem um *trend* de fracionamento do plagioclásio, e com a discreta anomalia negativa de Eu presente nestas rochas. As variações de elementos traços com o #Mg, em particular com Ni e Cr, sugerem ainda que a cristalização de olivina, orto- e clinopiroxênio também foram fases importantes no fracionamento magmático nos diabásios. Já nos anfíbolitos, destaca-se uma significativa anomalia positiva de Sr que, combinada com a ausente anomalia de Eu, é indicativo de que o plagioclásio não foi uma fase importante no processo de fracionamento magmático.

Estes dados, aliados aqueles apresentados pelos padrões de ETR, sugerem que estas rochas não sejam cogenéticas. As razões entre os HFSE sugerem que o magma primitivo das rochas formadoras dos diabásios foi derivado de um reservatório mantélico enriquecido e/ou da mistura entre reservatórios enriquecidos e empobrecidos, provavelmente com a presença de componentes OIB. Neste sentido, Rivalenti *et al.* (1998) atribuem fontes mantélicas metassomatizadas (N-MORB + fusão de eclogito) para a formação diques máficos de baixo Ti da porção norte da Província Carajás, resultando em padrões enriquecidos em LILE e ETRL. A pronunciada anomalia negativa de Nb, assim como os baixos conteúdo de TiO_2 (geralmente < 1,5%), também evidentes nos diabásios de Nova Canadá, podem ser atribuídos à retenção do rutilo no processo de fusão parcial, uma vez que o coeficiente de partição do Nb para esta fase é elevado em sistemas mantélicos (Rapp *et al.* 1991). Por outro lado, a uniformidade composicional mostrado pelos anfíbolitos sugere que os mesmos derivaram de uma mesma fonte, a partir de um grau de fusão parcial compatível com a geração de magmas toleíticos em ambiente de arco de ilha. Este padrão geoquímico é semelhante aos das rochas metavulcânicas de seqüências *greenstone belts*, em especial daquelas do Domínio Rio Maria, da Província Carajás. As razões entre HFSE apontam para os anfíbolitos de Nova Canadá, uma fonte primitiva/empobrecida, cujos padrões horizontalizados dos ETRP e as baixas razões La/Yb indicam que a fusão mantélica ocorreu em profundidades relativamente rasas, na ausência de granada na fonte.

Os eventos compressivos de sentido NNE-SSW assinalados por Araújo & Maia (1991) no Domínio Carajás é aqui entendido como o responsável pelo desenvolvimento das extensas

ZCT de movimentação sinistral, assim como aquelas subordinadas de movimentação dextral, instaladas na área de Nova Canadá (ver Figura 2.1b), as quais formam pares conjugados e simétricos em relação ao *stress* compressional máximo horizontal (σ_1). Estas teriam se formado em condições reológicas de crosta intermediária (mesozona), em virtude de seu caráter de tendência dúctil observado em campo. Dessa forma, a partir das coincidências entre as direções das zonas de cisalhamento e dos corpos de anfibolito, os quais podem atingir até cerca de 20 km de extensão, é razoável inferir que o magma que lhes originou se alojou sintectonicamente nas porções transtensionais das zonas transcorrentes sinistras e, após a sua consolidação (estágio *subsolidus*), foram metamorfisados em função da contínua movimentação horizontal ao longo das zonas cisalhantes, originando aspectos miloníticos (*sheared margins*) nas bordas destes corpos. Tais aspectos deformacionais descartam qualquer possibilidade de que essas rochas sejam de períodos pós-arqueanos, pois assinalam a atuação de esforços compressivos no neoarqueano e que condicionaram o alojamento dos granitoides sintectônicos mais jovens do Domínio Carajás.

O metamorfismo de caráter dinâmico sofrido por estes corpos máficos, em condições ainda de crosta dúctil, foi responsável pela recristalização da mineralogia original e pela ocorrência de reações metamórficas, com o auxílio de fluidos hidrotermais. Dentre estas reações destaca-se a transformação generalizada da augita em hornblenda rica em Mg (metamorfismo progressivo). A ausência de granada como subproduto desta reação envolvendo plagioclásio, a qual indicaria a atuação de metamorfismo de fácies anfibolito alto (Winkler 1976, Yardley 1989), evidencia condições de pressão e temperatura intermediárias para o metamorfismo atuante nestas rochas. Transformações em temperaturas decrescentes de metamorfismo (regressivo) são responsáveis pela formação de sericita + epidoto \pm carbonato, a partir do processo de descalcificação do plagioclásio, bem como pela formação de tremolita-actinolita em certas amostras às custas de augita primária remanescente em fácies xisto verde.

Por sua vez, a formação dos diques de diabásio retrata um evento magmático fissural relacionado aos processos de extensão e ruptura crustal em períodos pós-arqueanos. Essa afirmação é corroborada por dados referentes à expressiva anomalia negativa de Nb mostrada no espectro de multielementos, ao caráter exclusivamente isotrópico desses diques, bem como pela orientação discordante dos mesmos com o padrão deformacional regional. Sendo assim, o(s) processo(s) de formação/colocação desses diques pode(m) estar relacionado(s) a pelo menos três episódios de distensão crustal já relatados na Província Carajás: (i) formação de granitos tipo-A e diques paleoproterozoicos do Domínio Rio Maria (1,88 Ga; Dall'Agnol *et al.* 2005, Oliveira *et al.* 2008); (ii) amalgamação da Amazônia Oriental e África Ocidental

(Gondwana) entre 540 e 520 Ma (Teixeira *et al.* 2011b) e; (iii) abertura do Oceano Atlântico há 200 Ma (Teixeira *et al.* 2011a).

A partir do que foi discutido acima, a obtenção de dados geocronológicos em estudos futuros torna-se indispensável para uma discussão mais ampla sobre o contexto geotectônico em que tais diques foram gerados, assim como aqueles referentes a isótopos de Nd e Sr, e de modelamento geoquímico, para o entendimento mais profundo sobre a origem/fonte dos diabásios e anfibolitos, e na avaliação da heterogeneidade e dinâmica do manto em Carajás.

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; ao CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado ao primeiro autor e pela concessão de bolsas de produtividade em pesquisa (D. C. Oliveira – Processos nº 502074/2009-4 e 311610/2012-9); e à Faculdade de Geologia do Campus de Marabá, pelo apoio às atividades de campo. Este trabalho é uma contribuição para o convênio Vale/FAPESPA edital 01/2010, ICAAF: 053/2011 e ao INCT de Geociências da Amazônia (GEOCIAM – CNPq/MCT/FAPESPA – Processo nº 573733/2008-2).

REFERÊNCIAS

- Anderson J.L. & Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80:549-559.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Folha Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 136p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação Arqueana da folha Serra dos Carajás. *In: Congresso Latino Americano de Geologia*, 1, Anais, Belém, p. 324-338.
- Avelar V.G. 1996. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 149p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr F.C., Macambira E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4):453-460.

- Baksi A.K. 2001. Search for a deep mantle component in mafic lava using a Nb-Y-Zr plot. *Can. J. Earth Sci.*, 38:813-824.
- Beswick A.E. 1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. *In: Arndt & Nesbitt (eds.) Komatiites*. London, George Allen and Unwin, p. 283-308.
- Bossi J., Campal N., Civetta L., Demarchi G., Girardi V.A.V., Mazzucchelli M., Negrini L., Rivalenti G., Fragoso 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: Henderson P. (ed.) Rare-earth elements geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.
- Cadman A., Tarney J., Park R.G. 1990. Intrusion and crystallization features in proterozoic dyke swarms. *In: Parker A.J., Rickwood P.C., Tucker D.H. (eds.) Mafic dykes and emplacement mechanisms*. Rotterdam, A.A. Balkema, p. 13-24.
- Carmichael I.S.E. 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral Petrol.*, 14:36-64.
- Chaves A.O. 2011. O enxame de diques de anfibolito do Cráton São Francisco meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(3):509-524.
- Condie K.C. 2003. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(1):1005, doi:10.1029/2002GC000333.
- Condie K.C. 2005. High field strength ratios in Archean basalts: a window to evolving sources mantle plumes? *Lithos*, 79:491-504.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, Allen & Unwin, 450 p.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, 80:101-129.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, Anexo aos anais, CVRD, Belém, p. 11-59.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2012. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, DOI 10.1016/precambres.2012.04.007.

- Ferreira Filho C.F., Cançado F., Correa C., Macambira E.M.B., Siepierski L., Junqueira-Brod T.C. 2007. Mineralizações estratiformes de EGP-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. *In: Rosa-Costa L.T., Klein E.L., Viglio E.P. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia, Belém (PA), Publitec Gráfica & Editora, 5:1-14.*
- 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 Planet. Sci. Lett.*, 153:197-208.
- Gabriel E.O. 2012. Geologia, geoquímica e petrologia magnética dos granitóides Arqueanos da porção nordeste de Água Azul do Norte – Província Carajás. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 117p.
- Gastal M.C.P. 1988. Magmatismo ácido-intermediário do Proterozóico Médio da região de Rio Maria, SE do Pará: discussão quanto à tipologia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, 1988. Anais. Belém, SBG. 3:1147-1163.*
- Gomes A.C.B. 2003. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Belém. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160p.
- Gomes A.C.B., Dall'Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências, 37:182-193.*
- Hanmer S., Mengel F., Connelly J., Goll J.V. 1997. Significance of crustal-scale shear zones and synkinematic mafic dikes in the Nagssugtoqidian orogeny, SW Greenland: a re-examination. *Journal of Structural Geology, 19(1):59-75.*
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science, 256:517-519.*
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadkaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, 1982. Anais..., Belém, SBG. 1:100-110.*
- Huhn S.B., Macambira M.J.B, Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás – PA. *In: Simp. Geol. Amaz., 6. Manaus, Anais...SBG, 1:463-466.*
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical Classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.
- 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.*

- Jaques A.L., Green D.H. 1979. Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite. *American Mineralogist*, 64:1312-1321.
- Jensen L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Misc., Paper 66, 22 p.
- Jorge João X.S., Neves A.P., Leal J.W.L. 1982. Ouro da Serra Pelada: aspectos da geologia e garimpagem. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Anais, Belém, 2:52-62.
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In: International Geological Congress*, 31, Abstracts, Rio de Janeiro, CD-rom.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Schumacher J., Smith J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineral. Mag.*, 61:295-321.
- 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(3):476-487.
- Lepage L.D. 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences*, 29:673-678.
- Lindsley D.H. 1983. Piroxene termobarometry. *American Mineralogist*, 68:477-493.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará, DNPM/CPRM, Brasília, 384p.
- Macambira J.B., Ramos J.F.F., Assis J.F.P., Figueiras A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca: relatório final. SEPLAN/DOCEGEO/UFPA, DNPM/DOCEGEO/UFPA, Belém, 150p.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. *In: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 3, Resumos Expandidos, Belém, p.49-58.
- Macambira M.J.B., Ferreira Filho C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sudeste do Pará. *In: Klein E.L., Vasquez M.L. (eds) Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG, Belém, p. 105-114.
- Machado N., Lindenmayer Z.G., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research* 49:329-354.

- McDonough W.F., Sun S.S. 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120:223-253.
- Medeiros H. 1987. Petrologia da porção leste do Maciço Granodiorito Rio Maria, sudeste do Pará. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 184p.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic Implications. *Mineralium Deposita*, 46:789-811.
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Min. Mag.*, 52:535-550.
- Nascimento F.G.C. 2006. Petrologia magnética das associações magmáticas arqueanas da Região de Canaã dos Carajás – PA. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 177p.
- Oliveira D.C., Dall’Agnol R., Silva J.B.C., Almeida J.A.C. 2008. Gravimetric, radiometric, and Magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons, eastern Amazonian Craton, Brazil: Implication for architecture and zoning of A-type granites. *Journal of South American Earth Sciences*, 25:100-115.
- Oliveira D.C., Dall’Agnol R., Mesquita Barros C.E., Oliveira M.A. 2010a. Geology, geochemistry and magmatic evolution of the paleoproterozoic, anorogenic oxidized A-type Redenção Granite of the Jamon Suite, Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Canadian Mineralogist*, 47:1441-1468.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010b. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, CD-Rom (in Portuguese).
- Park R.G. & Tarney J. (eds.). 1987. Evolution of the Lewisian Complex and comparable precambrian high grade terrains. London, Geol. Soc. Special Public., 315 p.
- Pearce J.A. & Norry M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69:33-47.
- Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In: Thorpe, S. Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Chichester: Wiley, p. 525-548.
- Pearce T.H. 1968. A contribution to the theory of variation diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19:142-157.
- Peloggia A.U.G & Figueiredo M.C.H. 1991. Utilização de diagrama ferro-titânio na distinção química entre Orto- e para-Anfibolitos. *Boletim IG-USP – Série Científica*, 22:51-60.

- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166:159-171.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Boletim de Resumos Expandidos, Camboriú, p. 390-391.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D.A. 1999. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late archean Wawa greenstone belt, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle. *Precambrian Res.*, 94:139-173.
- Pratheesh P., Prasannakumar V., Praveen K.R. 2011. Mafic dykes of Moyar Shear Zone, North Kerala, India: emplacement history and petrogenetic interpretation based on structure, geochemistry and magnetic fabric. *Iranian Journal of Earth Sciences* 3:1-9.
- Rapp R.P., Waton E.B., Miller C.F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res.*, 51:1-25.
- René M. 2008. Titanite-ilmenite-magnetite phase relations in amphibolites of the Chýnov Area (Bohemian Massif, Czech Republic). *Acta Geodyn. Geomater.*, 5(3):239-246.
- Ricci P.S.F. & Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A deepseated high-T gabbroic pluton (charnockitoid-like) with xenoliths of Enderbitic gneisses dated at 3002 Ma – The basement problem revisited. *In: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, Belém, CD-rom.*
- Rivalenti G., Mazzucchelli M., Girardi V.A.V., Cavazzini G., Finatti C., Barbieri M.A., Teixeira W. 1998. Petrogenesis of the paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajas region, Amazonian Craton. *Lithos*, 43:235-265.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 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. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Anais, Belém, CD-rom.
- Santos B.A. 1978. Amazônia: seu potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento. Belém. DOCEGEO. 42 p. (Relatório interno).
- Santos M.G.S. 2002. Estudo dos isótopos de Pb e Nd do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA). Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 126p.
- Santos P.A., Feio G.L.R., 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. 43(1):2-15.

Santos R.D. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas máficas (granulitos?) do Complexo Pium – Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 82p.

Sardinha A.S., Dall’Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, CD-Rom.

Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Guimarães G., Issler R.S. 1974. Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais, Porto Alegre, 4:137-141.

Silva Jr R.O. 1996. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques da região de Rio Maria, SE – PA. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará, 123 p.

Silva Jr 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(2):163-181.

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.

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*, Rio de Janeiro, 67(2):217-233.

Spencer K.J., Lindsley D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 66(11-12):1189-1201.

Streckeisen A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.

Takahashi E. & Kushiro I. 1983. Melting of dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, 68:859-879.

Teixeira W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Girardi V.A.V. 2011a. 200 Ma dyke swarm in the Carajás Province, Amazonian Craton, South America: distal part of the CAMP event. Confidentiality expires 7 October, 2012 (Unpublished Report).

Teixeira W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Girardi V.A.V., Evans D.A.D. 2011b. 535 Ma dyke swarm in the Carajás Province, Amazonian Craton, South America: potential part of a regional intraplate event. Confidentiality expires 7 October, 2012 (Unpublished Report).

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. Organizadores: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

Weaver B.L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104:381-397.

Weaver B.L., Tarney J. 1985. Structure and evolution of the continental lithosphere, major and trace element composition of the continental lithosphere, eds Pollack H.N., Murthy V.R. *Phys. Chem. Earth, Oxford*, 15:39-68.

Wilson B.C., Dixon J.M., Helmstaedt H. 1985. Dyke intrusion in shear fractures: stress orientation and depth of emplacement. *In: International conference on mafic dyke swarms*, 1, Abstracts, p. 186-188.

Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. London, Chapman & Hall. 466 p.

Winkler H.G.F. 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 4 ed. Nova York, Springer-Verlag, 334 p.

Yardley B.W.D. 1989. *Introdução à petrologia metamórfica*. Brasília, EDUnB, 340 p.

CAPÍTULO 3

PETROLOGIA MAGNÉTICA DO MAGMATISMO BÁSICO DA ÁREA DE NOVA CANADÁ (PA), PROVÍNCIA CARAJÁS

Bhrenno Marangoanha^{1,2} (bhrenno@ufpa.br), Davis Carvalho de Oliveira^{1,2} (davis@ufpa.br), Eleilson Oliveira Gabriel^{1,2} (eleilson@ufpa.br)

¹ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) – Instituto de Geociências (IG) – Universidade Federal do Pará (UFPA). Caixa Postal: 8608, CEP: 66075-900, Belém, Pará.

² Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) – IG – UFPA.

RESUMO

O magmatismo máfico da área de Nova Canadá é representado por corpos anfibolíticos e diques de diabásio. O predomínio de anfibólio e as texturas metamórficas dos anfibolitos contrastam com a mineralogia e texturas ígneas dos diabásios, bem como a ausência de deformação destes últimos. Os diabásios são constituídos por três variedades petrográficas: hornblenda gabronorito, gabronorito e norito, sendo essas diferenças restritas apenas quanto à proporção modal de anfibólio, orto- e clinopiroxênio, já que petrograficamente, as mesmas não apresentam diferenças significativas. Apresentam ainda titanomagnetita, magnetita e ilmenita como os principais óxidos de Fe-Ti. A análise textural desses óxidos permitiu reconhecer cinco formas distintas de ilmenita nos diabásios: (i) lamelas de exsolução nos cristais de magnetita (ilmenita treliça); (ii) lamelas espessas e contínuas no interior da magnetita (ilmenita sanduíche); (iii) em cristais geralmente mais regulares associados a cristais de magnetita, seja no interior dos mesmos (ilmenita composta interna), seja agregado a ela (ilmenita composta externa); (iv) em forma de manchas irregulares no interior de cristais de magnetita (ilmenita em manchas); e (v) cristais isolados (ilmenita individual). Feições texturais e composicionais sugerem que titanomagnetita e os cristais de ilmenita composta externa e individual foram originados durante o estágio precoce de cristalização. Durante o estágio *subsolidus*, a titanomagnetita foi afetada pelo processo de oxi-exsolução, dando origem a intercrescimentos de magnetita pobre em titânio com ilmenita (ilmenitas treliça, em mancha, sanduíche e composta interna). Os anfibolitos possuem a ilmenita como único mineral óxido de Fe e Ti ocorrendo, portanto, sob a forma de ilmenita individual, e encontra-se sempre associada ao anfibólio e à titanita. Os valores mais elevados de suscetibilidade magnética (SM) estão relacionados aos gabronoritos e noritos, os quais exibem maiores

conteúdos modais de minerais opacos e apresentam titanomagnetita magmática em sua paragénese. A variedade hornblenda gabronorito define as amostras com valores intermediários de SM. Os menores valores de SM são atribuídos aos anfibolitos. A correlação negativa entre valores de SM com os conteúdos modais de minerais ferromagnesianos indica que os minerais paramagnéticos (anfíbólio e piroxênio) não possuem influência significativa no comportamento magnético dos diabásios, enquanto nos anfibolitos a tendência de correlação positiva entre estas variáveis pode sugerir que estas fases são as principais responsáveis pelos seus valores de SM. Dados geotermobarométricos obtidos a partir do par titanomagnetita-ilmenita nos diabásios indicam que estes se formaram em condições de temperatura (1112°C) e fO_2 (-8,85) próximas daquelas do tampão NNO.

Palavras-chave: Diabásio, Anfibolito, Suscetibilidade Magnética, Titanomagnetita, Magnetita, Ilmenita.

ABSTRACT

MAGNETIC PETROLOGY OF BASIC MAGMATISM OF THE NOVA CANADÁ (PA) AREA, CARAJÁS PROVINCE.

The mafic magmatism of the Nova Canadá area, Carajás Domain, is represented for bodies of amphibolites and diabase dikes. The high content of amphibole and the evident metamorphic textures of the amphibolites contrast with the igneous textures of diabases, as well as the absence of deformation in the last ones. Diabase dikes are divided into three varieties, namely hornblende-gabbronorite, gabbronorite and norite, being the differences between these ones only concerned the modal contents of amphibole, ortho- and clinopyroxene, once petrographically, they don't show significant differences. They have titanomagnetite, magnetite and ilmenite as main Fe-Ti oxides. Textural analyses of these oxides allowed identifying five distinct forms of ilmenite in the diabase dikes: trellis ilmenite, sandwich ilmenite, patch ilmenite, individual ilmenite, internal and external composite ilmenite. Texture features suggest that titanomagnetite and individual and external composite ilmenite crystallized in early magmatic stage. During the subsolidus stage, titanomagnetite was transformed by oxidation-exsolution in intergrowths of almost pure magnetite and ilmenite (sandwich, patch, trellis and internal composite ilmenite). Amphibolites have ilmenite as the only Fe-Ti oxide mineral, that occurs as individual ilmenite, and it is always associated to amphibole and titanite. Norites and gabbronorites are characterized by the highest values of the magnetic susceptibility (MS); these varieties exhibit the highest modal opaque minerals content, having primary titanomagnetite as mineralogical phase. Hornblende-gabbronorites

exhibit the moderate values of the MS, and amphibolites, the lowest ones. The negative correlation between MS values with modal ferromagnesian contents of the diabases shows that paramagnetic minerals (amphibole and pyroxene) don't have significant influence in the magnetic behavior in these rocks. In contrast, the positive correlation between these variables, of the amphibolites, suggests these mineral phases are the main responsible for its values of the MS. Geothermobarometric data obtained from titanomagnetite-ilmenite pair in the diabase dikes show temperature and oxygen fugacity conditions (1112°C and -8,85, respectively) close to NNO buffer.

Keywords: Diabase, Amphibolite, Magnetic Susceptibility, Titanomagnetite, Magnetite, Ilmenite.

INTRODUÇÃO

As pesquisas geológicas direcionadas aos diques máficos, não apenas na área de Nova Canadá (Figura 3.1a), mas em toda a Província Carajás (Figura 3.1b), foram em um número bastante reduzido. Os primeiros trabalhos de mapeamento geológico a respeito desses corpos foram efetuados no Domínio Rio Maria por Silva Jr. *et al.* (1999), onde identificaram diversos diques de composições basálticas, andesíticas e riolíticas, que seccionam todas as unidades arqueanas com *trend* preferencial NW-SE. Estes possuem idade paleoproterozoica (1,88 Ga) e estão ligados aos processos de *underplating* na geração dos granitos tipo-A (Oliveira *et al.* 2008, 2010a). Dados de campo, petrográficos, geocronológicos e geoquímicos deste tipo de magmatismo são muito limitados, e informações adicionais são ainda necessárias para sua caracterização. Além disso, alguns diques e pequenas intrusões de composição gabroica, e corpos aparentemente associados ao Complexo Pium, foram incluídos indiscriminadamente na sequência metavulcanossedimentar do Grupo Sapucaia.

A petrologia magnética é uma extensão da petrologia que integra o estudo das propriedades magnéticas com a petrologia convencional (Wasilewski & Warner 1988, Frost 1991, Clark 1999). Esta linha de pesquisa, também desenvolvida pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), tem concentrado suas atividades em rochas granitoides da Província Carajás, definindo parâmetros de cristalização, como a fugacidade de oxigênio (fO_2), através da caracterização textural e química dos minerais óxidos de Fe-Ti.

Como ainda não se dispõe de estudos detalhados referentes à extensão aflorante dos corpos máficos da área de Nova Canadá, tampouco quanto aos seus aspectos mineralógicos, petrográficos e de petrologia magnética, pretende-se neste trabalho, realizar um estudo envolvendo tais aspectos, relacionando o comportamento magnético com os

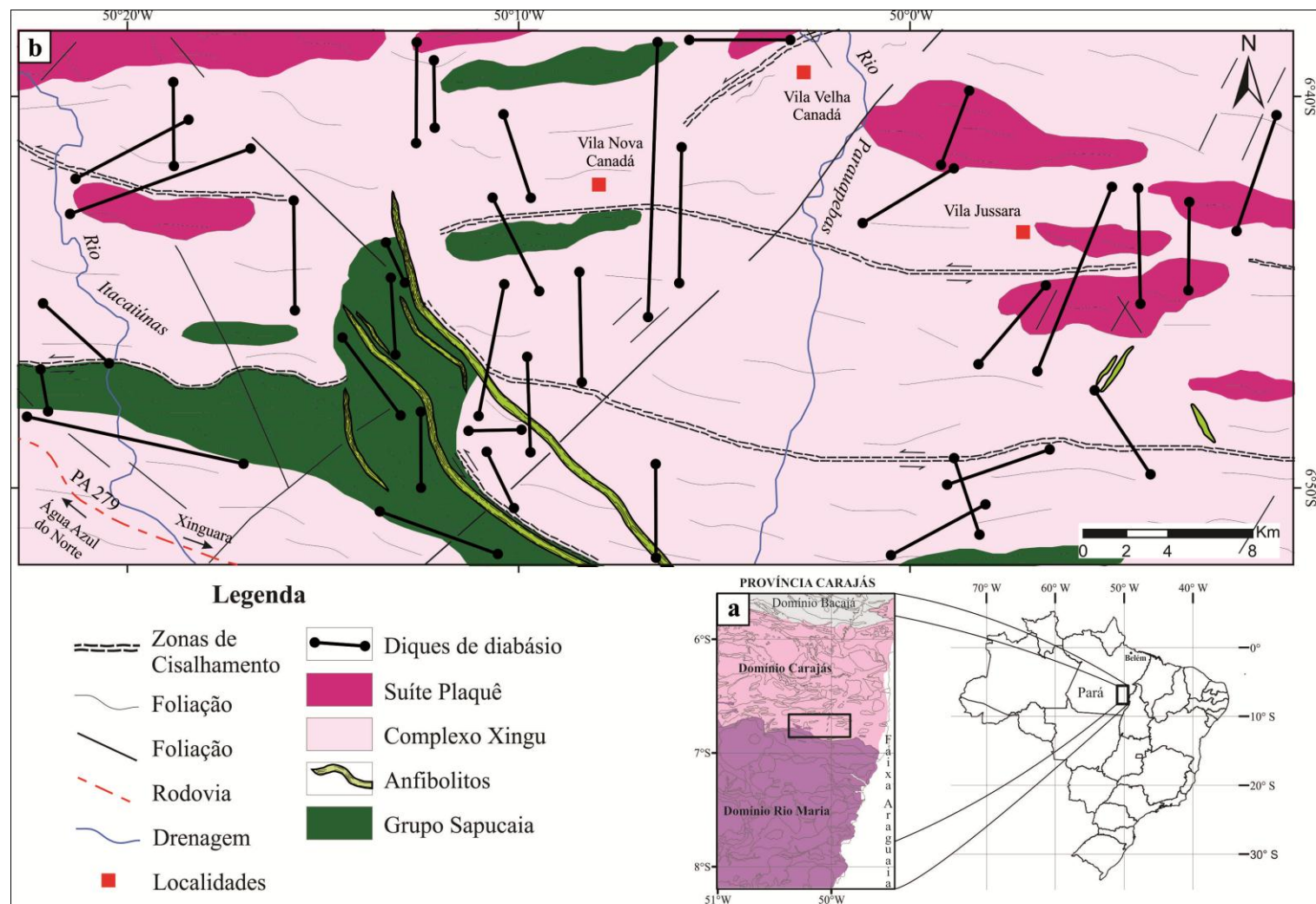


Figura 3.1 - (a) Mapa geológico simplificado da Província Carajás (Vasquez *et al.* 2008), com a localização da área de estudo a sul do Domínio Carajás; e (b) mapa geológico da área de Nova Canadá, mostrando a distribuição dos diques de diabásio e anfibolitos na área (modificado de Araújo & Maia 1991).

processos magmáticos e tardi/pós-magmáticos atuantes nessas rochas. Com base nisso, pretende-se discutir as condições de fO_2 presentes nos diferentes estágios de cristalização das mesmas, através da utilização de dados de suscetibilidade magnética (SM) e dos minerais óxidos de Fe-Ti, em especial da titanomagnetita e ilmenita, a fim de contribuir para um melhor entendimento sobre o magmatismo máfico da área de Nova Canadá, bem como estabelecer parâmetros para a individualização das diferentes litotipos/variedades petrográficas existentes.

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS

A área de Nova Canadá (Figura 3.1a) está inserida no segmento de crosta correspondente à porção sul do Domínio Carajás (Figura 3.1b), na Província Carajás, onde o conhecimento geológico ainda é limitado, uma vez que o mesmo somente só veio ganhar devida atenção a partir da última década. Em um cenário geológico atualizado, a porção sul do Domínio Carajás é formada por: (i) metavulcânicas máficas do Grupo Sapucaia; (ii) rochas de alto grau metamórfico do Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.* 2008), que representaria o embasamento mesoarqueano de 3,0 Ga; (iii) associações de granitoides mesoarqueanos cujas idades variam entre 2,96 e 2,83 Ga (Moreto *et al.* 2011, Nascimento 2006, Feio *et al.* 2012, Rodrigues *et al.* 2010), e os ortognaisses e granitoides do Complexo Xingu de 2,97 a 2,85 Ga (Silva *et al.* 1974, DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1999); (iv) granitoides neoarqueanos de 2,75 a 2,73 Ga das suítes Plaquê (Araújo *et al.* 1988, Avelar *et al.* 1999), Planalto (Huhn *et al.* 1999, Gomes 2003, Oliveira *et al.* 2010b, Feio *et al.* 2012) e Pedra Branca (Sardinha *et al.* 2004, Gomes & Dall'Agnol 2007, Feio *et al.* 2012), além de granitoides da série charnockítica (Gabriel 2012, Feio *et al.* 2012); (v) rochas gabroicas da série charnockítica de 2,74 Ga do Diopsídio-Norito Pium (Santos 2013); (vi) complexos máfico-ultramáficos da Suíte Cateté (Macambira & Vale 1997, Lafon *et al.* 2000) e; (vii) granito anorogênico paleoproterozoico Rio Branco (Dall'Agnol *et al.* 2005, Santos *et al.* 2013) e enxames de diques de composição predominantemente máfica.

O magmatismo de caráter básico presente na área de Nova Canadá compreende dois grupos de rochas, sendo representados por diques de diabásio e extensos corpos alongados de anfibolitos, que podem atingir ~20 km de extensão (Figura 3.1a). As principais diferenças petrográficas entre estas unidades referem-se à presença predominante de anfibólio e às texturas metamórficas dos anfibolitos, em contraste com a mineralogia e texturas ígneas dos diabásios, bem como a ausência de deformação destes últimos. Os diques de diabásio

distribuem-se por toda a área de estudo, com disposições preferenciais NE-SW e N-S, apresentando raras ocorrências NW-SE (Figura 3.1a). Por outro lado, os corpos anfibolíticos apresentam distribuição mais restrita, ocorrendo na porção oeste da área, imediatamente a norte da área de ocorrência das rochas do Grupo Sapucaia, e sempre dispostos nas direções NW-SE e N-S.

A mineralogia dos diabásios consiste essencialmente de plagioclásio (oligoclásio-Ca e andesina-Na), piroxênio (enstatita e diopsídio-augita), anfibólio (Fe-hornblenda) e minerais opacos e, mais raramente, de olivina, feldspato alcalino e quartzo, sendo que os dois últimos descrevem intercrescimento gráfico. Os minerais de alteração limitam-se à sericita, como produto da descalcificação do plagioclásio, e clorita. Os dados de análises modais obtidos para essas rochas (Tabela 3.1) mostraram que as mesmas apresentam as seguintes variedades petrográficas: hornblenda gabronorito, gabronorito e norito (Figura 3.2). Apesar da clara separação destas variedades, as mesmas apresentam uma monótona variação textural e composicional, sendo suas diferenças restritas apenas quanto às proporções modais de anfibólio, orto- e clinopiroxênio, além daquelas referentes à somatória de minerais ferromagnesianos e opacos, que serão discutidos em detalhe mais adiante. Ao contrário dos diques de diabásio, os corpos de anfibolito encontram-se metamorfisados sob fácies xisto-verde a anfibolito, onde toda sua mineralogia ígnea original foi substituída pela metamórfica, com sua paragênese indicando caráter ortoderivado – anfibólio, plagioclásio, titanita, ilmenita e biotita.

MÉTODOS DE TRABALHO

Com base no estudo petrográfico das rochas máficas de Nova Canadá, foram realizadas medidas de SM em 76 amostras representativas das diferentes variedades identificadas, utilizando-se para isso, do suscetibilímetro SM-30, fabricado pela *ZH Instruments*, que permite medidas em materiais com SM de até 1×10^{-7} SIv, pertencente ao Laboratório de Petrologia Magnética do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA). Para obtenção de valores mais confiáveis de SM foram realizadas em cada amostra pelo menos seis medidas, distribuídas em seções distintas da rocha, sendo considerado o valor médio como representativo da amostra. O tratamento estatístico dos dados foi realizado com o auxílio do programa *Minitab 16*, a partir do qual foram elaborados gráficos de probabilidade, histogramas e polígonos de frequência.

Os valores de SM são apresentados (Tabela 3.2) em unidades volumétricas (emu/cm^3) do Sistema Internacional (SI). Para sua conversão em unidades de massa (emu/g), divide-se

Tabela 3.1 - Composições modais dos diques de diabásio de Nova Canadá.

Variedade	Hornblenda Gabronorito											Gabronorito											Norito								
	ADK 107	ADK 118-B	ADK 38	ADK 43	ADK 48	AMP 55	AMP 66	AMP 9	MRS 72	SE 30-B	SE 41	ADK 101	ADK 25	ADK 3	ADK 58	AMP 101	MAR 79	SE 2	SE 60	SE 92	EDC 30	PDE 92-A	EDC 17-B	DMG 4	DMG 5	PDE 93	PDE 91	PDE 55	PDR 22-B	PDE 13	PDR 27-C
Plagioclásio	49,9	42,3	36,4	50,5	47,1	53,9	60,6	47,8	45,7	35,1	43,4	51,2	57,2	45,3	50,7	52,3	51,9	65,1	46,8	63,5	62,2	60,7	66	50,6	55	64,7	53	52,7	61,7	49,6	50,6
Quartzo	0,2	0,1	0,7	0,1	0,5	0,7	0,3	0,5	0,1	0,4	2	0,1	0,4	0,2	0,1	2,5	0,3	0,1	0,5	0,4	-	-	0,9	0,5	0,3	-	-	-	-	-	-
Olivina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,8	1,2	-	0,9	-	-	-	-	-	-	3,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ortopiroxênio	20,7	19,8	13	20,7	12,2	11,7	16,7	10,2	18,3	38,3	16,2	7,1	15,3	20,4	10,1	13,3	12,8	9,9	12,8	8,1	14,7	10,8	9,5	22,2	12,7	6,2	34,6	35,3	29,9	42,1	45,8
Clinopiroxênio	15,7	24,5	13,9	16,4	17,3	17,5	7,7	5,8	23,7	2,1	23,8	24,5	16,4	27,3	27,6	15,8	27,3	13	26,6	9,1	8,2	19	9,3	17,2	29,3	5	3,1	4,4	0,4	-	-
Anfibólio	8,5	6,8	24,4	9,5	18,3	7,9	12,9	32,3	6,4	14,5	4,6	1,8	0,9	3,2	3,6	3,9	2,5	3,8	5,3	6,6	-	-	4,5	3,9	0,8	-	-	2,3	-	-	-
Biotita	-	-	10,2	0,8	0,3	3,8	0,4	-	0,1	7,8	7	0,9	1,4	-	0,3	1,5	0,5	-	1,1	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	2,7	4,7	1,4	2	2,4	2,5	1,4	2,6	2,8	0,7	3	10	5,6	3,3	6,1	6,4	3,3	4,8	6,7	9	5	6,2	7,2	2,3	1,7	17,7	3,3	4	0	3,9	1,6
Clorita	2,3	1,8	-	-	1,9	2	-	0,8	2,9	1,1	-	1,6	1,6	0,3	0,6	4,3	1,4	3,3	0,2	3,3	9,9	-	2,6	3,3	0,2	6,4	6	1,3	5,6	4,4	2
Máficos	49,9	57,6	62,9	49,4	52,4	45,4	39,1	51,7	54,2	64,5	54,6	48,7	42,4	54,5	49,2	45,2	47,8	34,8	52,7	36,1	37,8	39,3	33,1	48,9	47,7	35,3	47	47,3	38,3	50,4	49,4
Opx/Cpx	1,32	0,81	0,94	1,26	0,71	0,67	2,17	1,76	0,77	18,24	0,68	0,29	0,93	0,75	0,37	0,84	0,47	0,76	0,48	0,89	1,79	0,57	1,02	1,29	0,43	1,24	11,16	8,02	74,75	S/D	S/D
Anf/Px	0,23	0,15	0,91	0,26	0,62	0,27	0,53	2,02	0,15	0,36	0,12	0,06	0,03	0,07	0,10	0,13	0,06	0,17	0,13	0,38	N	N	0,24	0,10	0,02	N	N	0,06	N	N	N

Abreviações: S/D = razão sem divisor; N = razão nula; Opx/Cpx = razão ortopiroxênio/clinopiroxênio; Anf/Px = razão anfibólio/piroxênio; - = mineral não observado.

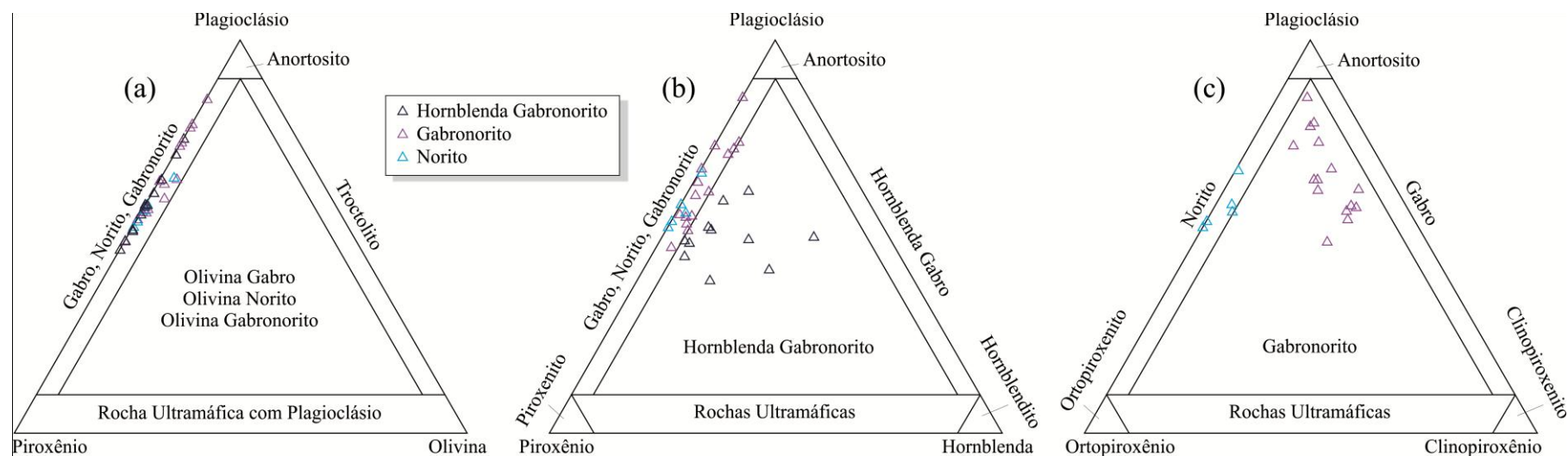


Figura 3.2 - Diagramas (a) Plagioclásio-Piroxênio-Olivina, (b) Plagioclásio-Piroxênio-Hornblenda e (c) Plagioclásio-Ortopiroxênio-Clinopiroxênio de Streckeisen (1976), dos diques de diabásio de Nova Canadá.

cada valor de SM pela densidade da rocha analisada. Além disso, para converter essas medidas para o sistema cgs, basta dividir os valores para 4π (Carmichael 1982).

Para o estudo e caracterização das associações dos minerais óxidos de Fe e Ti, bem como suas texturas, foram selecionadas seis amostras representativas dos litotipos para a confecção de lâminas polidas, as quais foram analisadas em microscópio petrográfico de luz refletida. Em uma etapa complementar, foram realizadas observações em microscópio eletrônico de varredura (MEV) do IG – UFPA. Os dados obtidos com o MEV, com destaque àqueles de determinação química semi-quantitativa por energia dispersiva de raios-X (EDS), complementaram o estudo petrográfico e permitiram uma melhor caracterização dos óxidos presentes nessas rochas. Em seguida, as composições dos óxidos de Fe e Ti (titanomagnetita-ilmenita) analisados foram lançadas no programa geotermobarométrico magnetita-ilmenita – ILMAT (Lepage 2003), para estimar as condições de temperatura e fugacidade de oxigênio às quais os diabásios foram submetidos.

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

Apresentação dos Dados

As rochas de caráter básico da área de Nova Canadá apresentam valores médios de SM variando entre $6,24 \times 10^{-2}$ e $1,61 \times 10^{-4}$ SIv (Tabela 3.2). A elaboração do histograma e polígono de frequência dessas rochas, a partir dos dados de SM, revelou que o conjunto de amostras estudadas apresenta uma distribuição francamente bimodal (Figura 3.3a). Esses dois picos estão concentrados nas faixas de log -3,6 a log -3,0 e log -2,4 a log -2,6 (SIv), com o primeiro intervalo sendo representado por um número de amostras ligeiramente mais expressivo. Por sua vez, o gráfico de probabilidade mostrado na Figura 3.3b permitiu separar três populações, designadas de A, B e C, as quais apresentam diferentes comportamentos magnéticos. Estas populações foram definidas a partir de segmentos de retas com diferentes inclinações, os quais cobrem diferentes intervalos de SM, partindo-se dos valores mais baixos em direção àqueles mais elevados.

Relação entre SM e Litotipos

A Tabela 3.2 e a Figura 3.4 mostram a participação de cada litotipo nas diversas populações magnéticas identificadas, onde observa-se uma boa correlação dos dados magnéticos com as distribuições das amostras das variedades petrográficas dos diabásios e dos anfíbolitos da área de Nova Canadá. Diante disto, nota-se que os valores mais elevados de SM ($1,03 - 6,24 \times 10^{-2}$ SIv, população C, $SM_{\text{média}} = 1,87 \times 10^{-2}$ SIv), estão quase que

Tabela 3.2 - Dados de suscetibilidade magnética das rochas máficas de Nova Canadá.

Pop.	Nº	Amostra	K (SIv)	Log K	Var.	Min. Op. (%)	Min. Fe-Mg (%)
	1	PDE 93	6,24x10 ⁻²	-1,2048	Gn	17,7	17,6
	2	SE 92	2,82x10 ⁻²	-1,5492	Gn	9,0	27,1
	3	SE 60	2,64x10 ⁻²	-1,5784	Gn	6,7	46,0
	4	AMP 101	2,53x10 ⁻²	-1,5969	Gn	6,4	38,8
	5	SE 2	2,24x10 ⁻²	-1,6507	Gn	4,8	30,0
	6	MRS 59	2,03x10 ⁻²	-1,6925	Gn	-	-
	7	PDE 55	1,80x10 ⁻²	-1,7447	Nr	4,0	43,3
	8	SE Dique 2	1,75x10 ⁻²	-1,7570	Gn	-	-
	9	ADK 101	1,73x10 ⁻²	-1,7607	Gn	10,0	38,7
	10	PDR 22-B	1,57x10 ⁻²	-1,8055	Nr	4,0	38,3
C	11	PDE 54-C	1,50x10 ⁻²	-1,8239	Anf	-	-
	12	PDE 91	1,49x10 ⁻²	-1,8268	Nr	3,3	43,7
	13	EDC 30	1,42x10 ⁻²	-1,8477	Gn	5,0	32,8
	14	SE 26	1,41x10 ⁻²	-1,8487	Gn	-	-
	15	MAR 79	1,35x10 ⁻²	-1,8697	Gn	3,3	44,5
	16	PDE 92-A	1,24x10 ⁻²	-1,9054	Gn	6,2	33,1
	17	ADK 58	1,21x10 ⁻²	-1,9190	Gn	6,1	43,1
	18	ADK 3	1,16x10 ⁻²	-1,9368	Gn	3,3	51,2
	19	EDC 17-B	1,12x10 ⁻²	-1,9508	Gn	7,2	25,9
	20	ADK 25	1,05x10 ⁻²	-1,9805	Gn	5,6	36,8
	21	PDE 13	1,04x10 ⁻²	-1,9851	Nr	3,9	46,5
	22	PDE 84	9,91x10 ⁻³	-2,0038	Anf	-	-
	23	SE Dique 1	8,99x10 ⁻³	-2,0465	Nr	-	-
	24	PDE 54-D	8,50x10 ⁻³	-2,0706	Anf	-	-
	25	AMP 9	7,96x10 ⁻³	-2,0993	HGn	2,6	49,1
	26	PDE 54-B	7,50x10 ⁻³	-2,1249	Anf	-	-
	27	ADK 118-B	7,00x10 ⁻³	-2,1549	HGn	4,7	52,9
	28	ADK 107	6,18x10 ⁻³	-2,2090	HGn	2,7	47,2
	29	PDR 27-C	5,90x10 ⁻³	-2,2291	Nr	1,6	47,8
	30	DMG 4	5,78x10 ⁻³	-2,2381	Gn	2,3	46,6
B	31	ADK 48	4,44x10 ⁻³	-2,3529	HGn	2,4	50,0
	32	MDP 16-B	3,70x10 ⁻³	-2,4318	HGn	-	-
	33	MAR 103	3,51x10 ⁻³	-2,4547	HGn	-	-
	34	DMG 5	2,83x10 ⁻³	-2,5482	Gn	1,7	46,0
	35	ADK 43	2,53x10 ⁻³	-2,5969	HGn	2,0	47,4
	36	SE 41	2,24x10 ⁻³	-2,6507	HGn	3,0	51,6
	37	MRS 72	1,81x10 ⁻³	-2,7435	HGn	2,8	51,4
	38	ADK 38	1,29x10 ⁻³	-2,8911	HGn	1,4	61,5
	39	PDE 88-A	1,09x10 ⁻³	-2,9646	Anf	-	-

Pop.	Nº	Amostra	K (SIv)	Log K	Var.	Min. Op. (%)	Min. Fe-Mg (%)
	40	PDE 37-B	9,60x10 ⁻⁴	-3,0177	Anf	-	-
	41	PDE 67	7,76x10 ⁻⁴	-3,1101	Anf	-	-
	42	PDE 24-B	7,05x10 ⁻⁴	-3,1518	Anf	2,1	76,2
	43	MAR 115	6,94x10 ⁻⁴	-3,1590	HGn	-	-
	44	PDE 48-B	6,77x10 ⁻⁴	-3,1694	Anf	-	-
	45	PDE 88-B	6,71x10 ⁻⁴	-3,1736	Anf	-	-
	46	PDE 26-A	6,11x10 ⁻⁴	-3,2137	Anf	0,3	71,4
	47	PDE 35-B	5,74x10 ⁻⁴	-3,2415	Anf	-	-
	48	AMP 37	5,70x10 ⁻⁴	-3,2441	Anf	1,6	77,7
	49	PDE 6-B	5,69x10 ⁻⁴	-3,2451	Anf	-	-
	50	PDE 54-A	5,47x10 ⁻⁴	-3,2620	Anf	0,4	64,3
	51	ADK 16	5,17x10 ⁻⁴	-3,2865	Anf	2,4	73,6
	52	PDE 17-C	5,12x10 ⁻⁴	-3,2907	Anf	1,6	61,9
	53	AMP 48-B	4,99x10 ⁻⁴	-3,3023	Anf	0,8	75,8
	54	PDE 41-C	4,96x10 ⁻⁴	-3,3045	Anf	-	-
	55	PDE 45-B	4,84x10 ⁻⁴	-3,3149	Anf	-	-
	56	PDE 78	4,79x10 ⁻⁴	-3,3197	Anf	0,8	74,8
	57	ADK 8	4,65x10 ⁻⁴	-3,3322	Anf	1,9	69,3
A	58	MRS 33	4,64x10 ⁻⁴	-3,3335	HGn	-	-
	59	PDE 75-B1	4,60x10 ⁻⁴	-3,3372	Anf	0,8	70,2
	60	AMP 47-B	4,59x10 ⁻⁴	-3,3387	Anf	0,1	57,3
	61	PDE 12	4,47x10 ⁻⁴	-3,3497	Anf	0,8	75,5
	62	MAR 68,0	4,27x10 ⁻⁴	-3,3600	HGn	-	-
	63	PDE 51	4,26x10 ⁻⁴	-3,3701	Anf	1,2	53,2
	64	ADK 9	4,22x10 ⁻⁴	-3,3747	Anf	0,8	75,5
	65	PDE 60	4,20x10 ⁻⁴	-3,3768	Anf	-	-
	66	AMP 55	4,15x10 ⁻⁴	-3,3825	HGn	2,5	42,9
	67	PDE 75-B	4,07x10 ⁻⁴	-3,3908	Anf	0,8	71,2
	68	AMP 66	3,89x10 ⁻⁴	-3,4101	HGn	1,4	37,7
	69	SE 30-B	3,87x10 ⁻⁴	-3,4123	HGn	0,7	63,8
	70	PDE 80	3,59x10 ⁻⁴	-3,4455	Anf	-	-
	71	ADK 35-B	3,40x10 ⁻⁴	-3,4685	Anf	-	-
	72	ADK 78	3,13x10 ⁻⁴	-3,5045	Anf	-	-
	73	ADK 6	2,80x10 ⁻⁴	-3,5534	Anf	0,9	59,5
	74	AMP 80-B	2,72x10 ⁻⁴	-3,5660	Anf	0,0	60,2
	75	ADK 136	2,68x10 ⁻⁴	-3,5719	Anf	0,2	74,8
	76	DMG 3	1,61x10 ⁻⁴	-3,7932	Anf	-	-

Abreviações: Pop. = população; Var. = variedade; Min. Op. = minerais opacos; Min. Fe-Mg (%) = minerais ferromagnesianos; K (SIv) = valor médio de SM em volume de cada amostra no Sistema Internacional; - = sem contagem modal; Gn = gabronorito; Nr = norito; HGn = hornblenda gabronorito; Anf = anfíbolito.

exclusivamente relacionados às amostras pertencentes aos diques de diabásio, em especial às variedades gabronorito (76% das amostras medidas) e norito (19% das amostras medidas, Tabela 3.2), que são as mais ricas em minerais opacos (magnetita e ilmenita), com teores médios de 6,3 e 3,4%, respectivamente. Já na faixa dos valores intermediários de SM ($1,08 - 9,91 \times 10^{-3}$ SIv), que corresponderia aqueles da população B ($SM_{\text{média}} = 5,06 \times 10^{-3}$ SIv), há ampla predominância da variedade hornblenda gabronorito, que perfaz ~55% das amostras pertencentes a esta população, e com teor médio de opacos (2,3%) significativamente inferior ao dos gabronoritos. Por fim, os valores mais baixos de SM ($1,61 - 9,60 \times 10^{-4}$ SIv) estão inseridos na população A ($SM_{\text{média}} = 4,85 \times 10^{-4}$ SIv) que, por sua vez, é formada exclusivamente pelas variedades enriquecidas em anfibólio, em especial pelos anfibolitos, que chegam a representar 84% das amostras com medidas de SM, e que são acentuadamente empobrecidos em minerais opacos (0,9%) em relação aos diabásios.

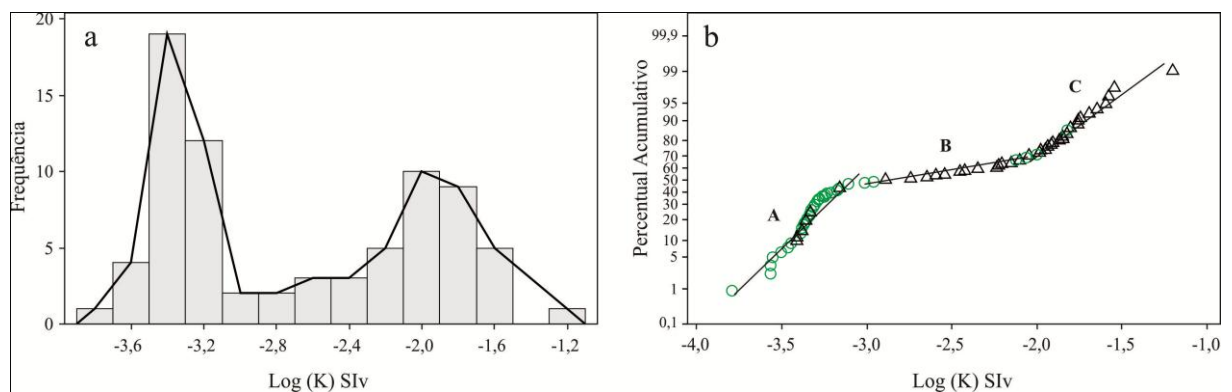


Figura 3.3 - (a) Polígono de frequência e (b) gráfico de probabilidade, referentes aos dados de SM das rochas máficas de Nova Canadá. Legenda: triângulo preto (diabásios); círculo verde (anfibolitos).

Relação entre SM e Composição dos Litotipos

O conteúdo modal médio de minerais opacos é bastante expressivo nos diabásios (4,5%), e significativamente inferior nos anfibolitos (0,9%). Nos diabásios, estes valores apresentam uma ampla variação (0,2 – 17,7%), distribuídos da seguinte forma dentre as suas variedades petrográficas: (i) nos gabronoritos e noritos, 80% das amostras com análise modal possuem conteúdo de minerais opacos entre 3,3 – 10,0% e 3,3 – 4,0%, respectivamente, e pertencem à população mais magnética (C), enquanto que uma amostra da variedade gabronorito apresenta conteúdo anômalo desse mineral (PDE 93, 17,7%), assim como valores de SM extremamente elevados em relação ao conjunto de amostras medidas – as demais amostras dessas variedades apresentam conteúdos inferiores de minerais opacos (1,6 – 2,3%) e valores moderados de SM (população B); e (ii) os hornblenda gabronoritos apresentam conteúdos de minerais opacos entre 0,7 e 4,7%, sendo que 50% das amostras possuem teores

superiores a 2,5% e pertencem exclusivamente à população B, enquanto que a outra metade se divide entre as duas populações menos magnéticas. Nos anfibolitos, a variação nos conteúdos de minerais opacos é bastante restrita em relação aos diabásios, com seus teores variando entre 0,2 e 2,4%, tendo a totalidade das amostras com análise modal, e 85% do total de amostras com SM, pertencentes à população menos magnética, A.

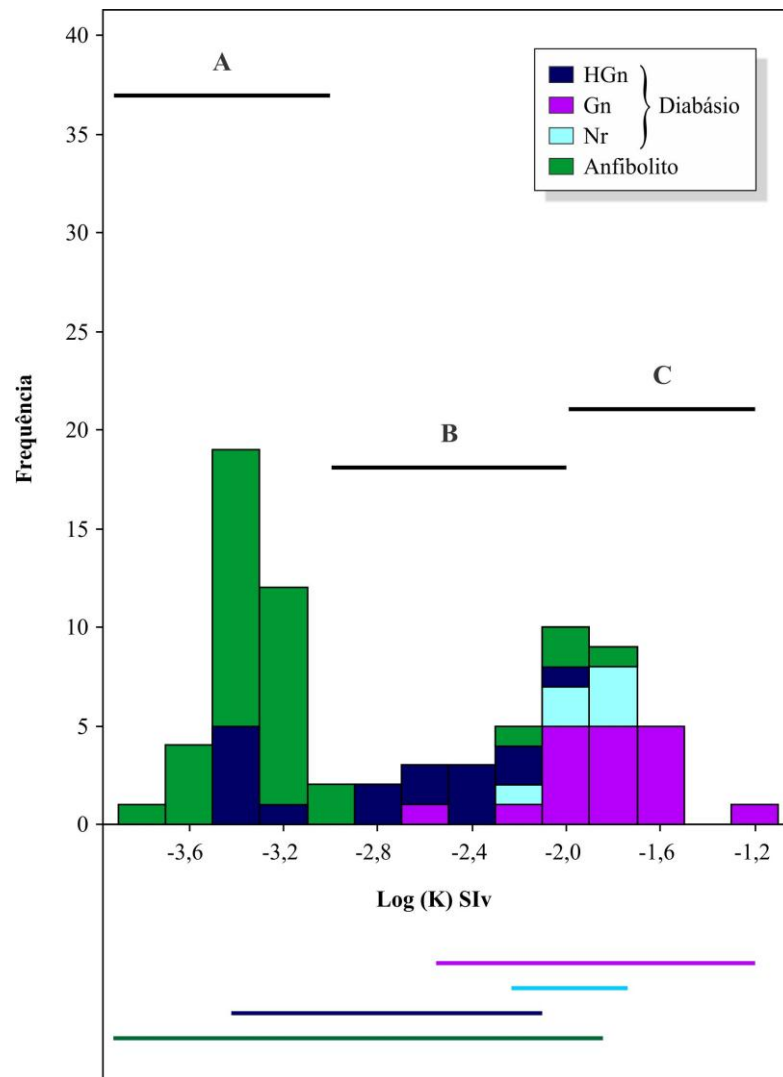


Figura 3.4 - Histograma de frequência mostrando a distribuição dos diques de diabásio, com suas variedades, e dos anfibolitos. As barras indicam os intervalos de SM das três populações, bem como as variedades e os litotipos. Siglas como na Tabela 3.2.

Além do contraste nos conteúdos modais de minerais opacos entre os diabásios e anfibolitos nota-se, dentre as variedades petrográficas, uma tendência geral no aumento destes teores no sentido hornblenda gabronorito → norito → gabronorito (ver Tabela 3.2). A relação entre o conteúdo desses minerais com os valores médios de SM das amostras dos litotipos estudados (Figura 3.5a) é claramente positiva, com o aumento dos teores de minerais opacos

em direção às rochas com valores mais elevados de SM, confirmando o *trend* sugerido anteriormente. Os anfibolitos, além de apresentarem os valores médios mais baixos de SM e de conteúdo de opacos, mostram ainda uma forte concentração de suas amostras, o que pode sugerir variações restritas na natureza de seus minerais opacos (óxidos de Fe-Ti).

As superposições entre amostras de diferentes variedades petrográficas podem ser atribuídas às suas afinidades mineralógicas e imprecisões nas medidas de SM e de análises modais. Além disso, outros fatores podem provocar variações significativas nos valores de SM em amostras com conteúdos modais de minerais opacos semelhantes, tais como: (i) presença de outros minerais opacos (p. ex. sulfetos e óxidos); (ii) variações na forma e dimensões dos cristais de magnetita; (iii) grau de recristalização, resultando em neoformação de magnetita; e (iv) alteração hidrotermal levando à desestabilização da magnetita primária, favorecendo a formação de outros óxidos.

Devido ao caráter básico destes litotipos, o conteúdo modal médio de minerais ferromagnesianos é bastante elevado tanto nos anfibolitos (69%) quanto nos diabásios (43%). Dentre estes últimos, os teores médios mais elevados destes minerais pertencem à variedade hornblenda gabronorito (50%), enquanto que os mais baixos são encontrados no norito (44%) e gabronorito (37%). A figura 3.5b, que relaciona o conteúdo modal de minerais ferromagnesianos com os valores médios de SM de cada amostra destes litotipos, apresenta uma nítida correlação negativa entre tais variáveis, onde percebe-se claramente o aumento dos valores de SM com a diminuição acentuada do conteúdo modal desses minerais no sentido anfibolito → hornblenda gabronorito → norito → gabronorito. Este comportamento pode sugerir, a priori, que os minerais paramagnéticos não são responsáveis pelo aumento da SM nestas rochas, principalmente quando confrontado com aquele fornecido para essas amostras na relação entre SM e conteúdo modal de minerais opacos (ver Figura 3.5a).

Por outro lado, quando se relaciona o conteúdo químico com os valores médios de SM obtidos para essas rochas, nota-se uma clara dispersão desses valores com aqueles dos óxidos Fe_2O_{3T} , MgO e CaO e dos elementos traços Cr e Ni (Figuras 3.5c-f). Porém, quando se analisa apenas as amostras pertencentes aos diabásios, percebe-se uma sutil correlação positiva entre SM e Fe_2O_{3T} , e negativa com MgO, CaO e a somatória de Cr e Ni, sugerindo *trends* de enriquecimento e empobrecimento, respectivamente, no sentido hornblenda gabronorito → norito → gabronorito. O comportamento apresentado pelo Fe_2O_{3T} pode refletir diretamente a influência dos minerais óxidos de Fe-Ti, em especial da magnetita, nos valores de SM destas rochas, uma vez que noritos e gabronoritos são as variedades mais enriquecidas em minerais opacos. Esta hipótese pode ser corroborada pelos seguintes fatores: (i) a

magnetita possui valor de SM que chega a ser dez vezes maior que a de outros minerais magnéticos, como ilmenita e hematita (Luiz & Silva 1995); e (ii) o comportamento de MgO, CaO e a somatória de Cr e Ni, que reflete, sobre tudo, o empobrecimento em minerais ferromagnesianos paralelamente ao aumento da SM. Já o padrão horizontalizado fornecido pelas amostras dos anfibolitos, reflete as baixas variações nos conteúdos modais de minerais ferromagnesianos e, provavelmente, a ausência de magnetita nestas rochas.

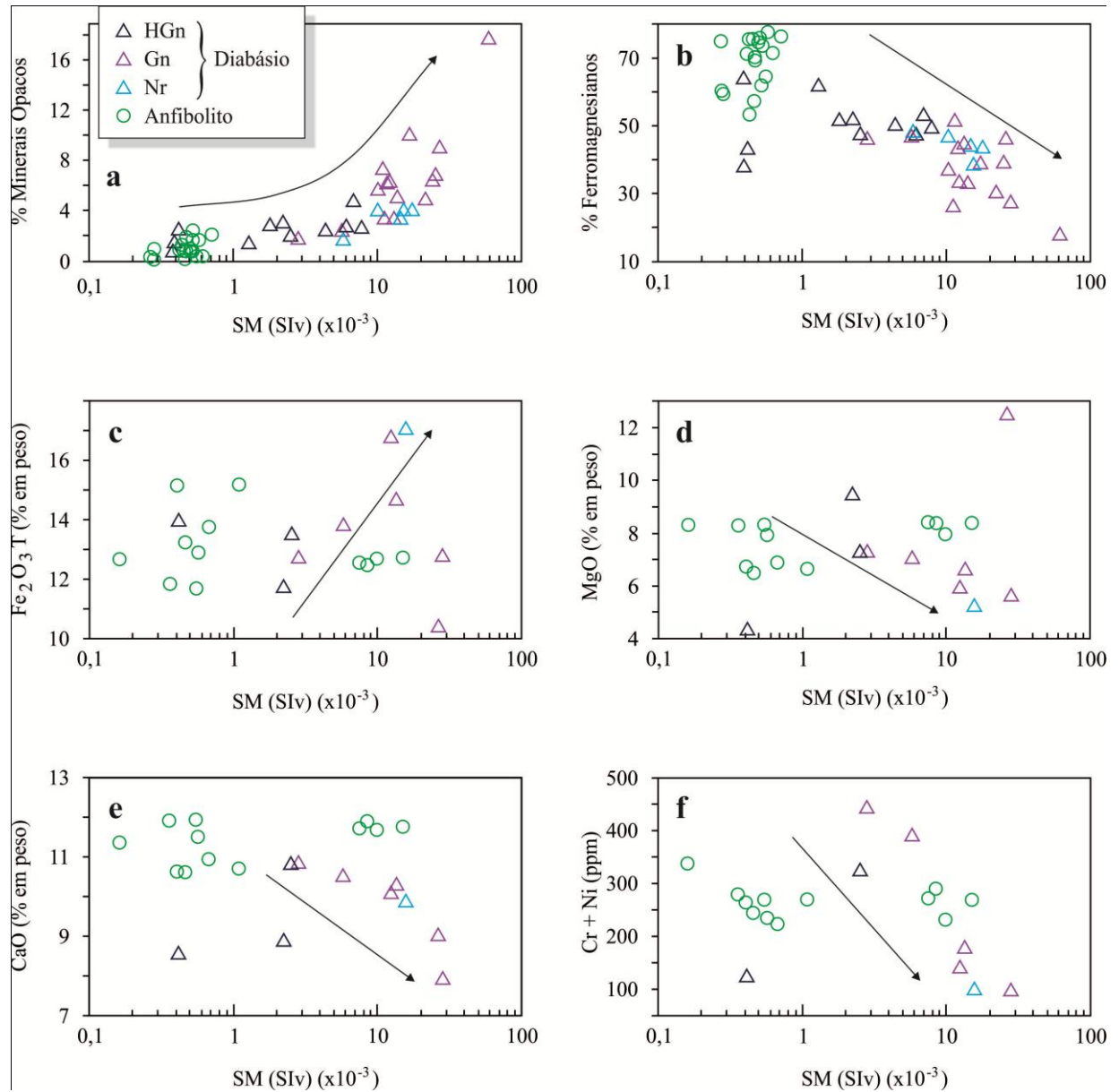


Figura 3.5 - Diagramas mostrando as relações entre o comportamento dos valores de SM e os conteúdos de: (a) minerais opacos, (b) minerais ferromagnesianos, (c) Fe_2O_{3T} , (d) MgO, (e) CaO e (f) Cr + Ni. Siglas como na Tabela 3.2.

MINERALOGIA E TEXTURA DOS MINERAIS ÓXIDOS DE Fe-Ti

Estes minerais ocorrem como fases acessórias nos diques de diabásio de Nova Canadá, com variações em seus teores modais bastante expressivas (0,2 – 10,0%, ver Tabela 3.1), chegando a representar até 17,7% em uma de suas amostras. Estes minerais são representados pela titanomagnetita, magnetita e ilmenita, além de sulfetos (pirita e calcopirita). As variedades petrográficas diferenciadas dentre os diabásios apresentam fortes afinidades mineralógicas, porém diferem entre si pela presença da titanomagnetita original, que é restrita às amostras pertencentes aos noritos e gabronoritos, e ausente naquelas da variedade hornblenda gabronorito. Nestas amostras, a titanomagnetita ocorre como cristais euédricos a subédricos, parcialmente corroídos, por vezes exibindo aspecto esquelético (Figura 3.6a), e inclusos ou associados a minerais ferromagnesianos, como olivina, piroxênios e anfibólio.

A magnetita ocorre como cristais subédricos, desprovidos de feições de oxidação (martitização) em estágio *subsolidus*, estando sempre associados aos minerais ferromagnesianos, onde atingem dimensões de até 0,2 mm. As análises semi-quantitativas obtidas por EDS em MEV, mostraram que esses cristais possuem baixos teores de titânio (Figuras 3.6b-d). Aliado a isto, sua associação com diversos tipos texturais de ilmenita, além da presença de titanomagnetita primária (solução sólida ulvoespínélio-magnetita) nestas rochas, sugerem que a associação magnetita-ilmenita (intercrescimento) foi originada a partir do processo de oxi-exsolução da titanomagnetita, transformando o componente ulvoespínélio em ilmenita (Buddington & Lindsley 1964, Dall'Agnol *et al.* 1997).

A ilmenita encontra-se associada aos minerais ferromagnesianos e à magnetita, onde apresenta-se como cristais anédricos e subédricos, de dimensões que alcançam até 0,3 mm. De acordo com a classificação definida por Buddington & Lindsley (1964), Haggerty (1981, 1991) e Dall'Agnol *et al.* (1997), para descrever os tipos texturais de ilmenita, foram identificados nestas rochas: (i) Ilmenita *Trellis* ou treliça (Ilm T), que corresponde à lamelas provenientes de oxi-exsolução a partir da titanomagnetita, intercrescidas com magnetita ao longo de seus planos de clivagem (Figura 3.7a); (ii) Ilmenita *Composite* ou composta (Ilm C), que corresponde à cristais em contato com a magnetita, seja interna (Ilm Cint, Figura 3.6b) ou externamente (Ilm Cext, Figura 3.7a); (iii) Ilmenita Sanduíche (Ilm S, Figura 3.6c), presente como uma faixa contínua no interior da magnetita; (iv) Ilmenita *Patch* ou em manchas (Ilm P, Figura 3.6d), presente como manchas irregulares na magnetita, provavelmente associadas aos processos de oxi-exsolução; e (v) Ilmenita Individual (Ilm I), cujos cristais não estão intercrescidos ou em contato com a magnetita (Figura 3.7b).

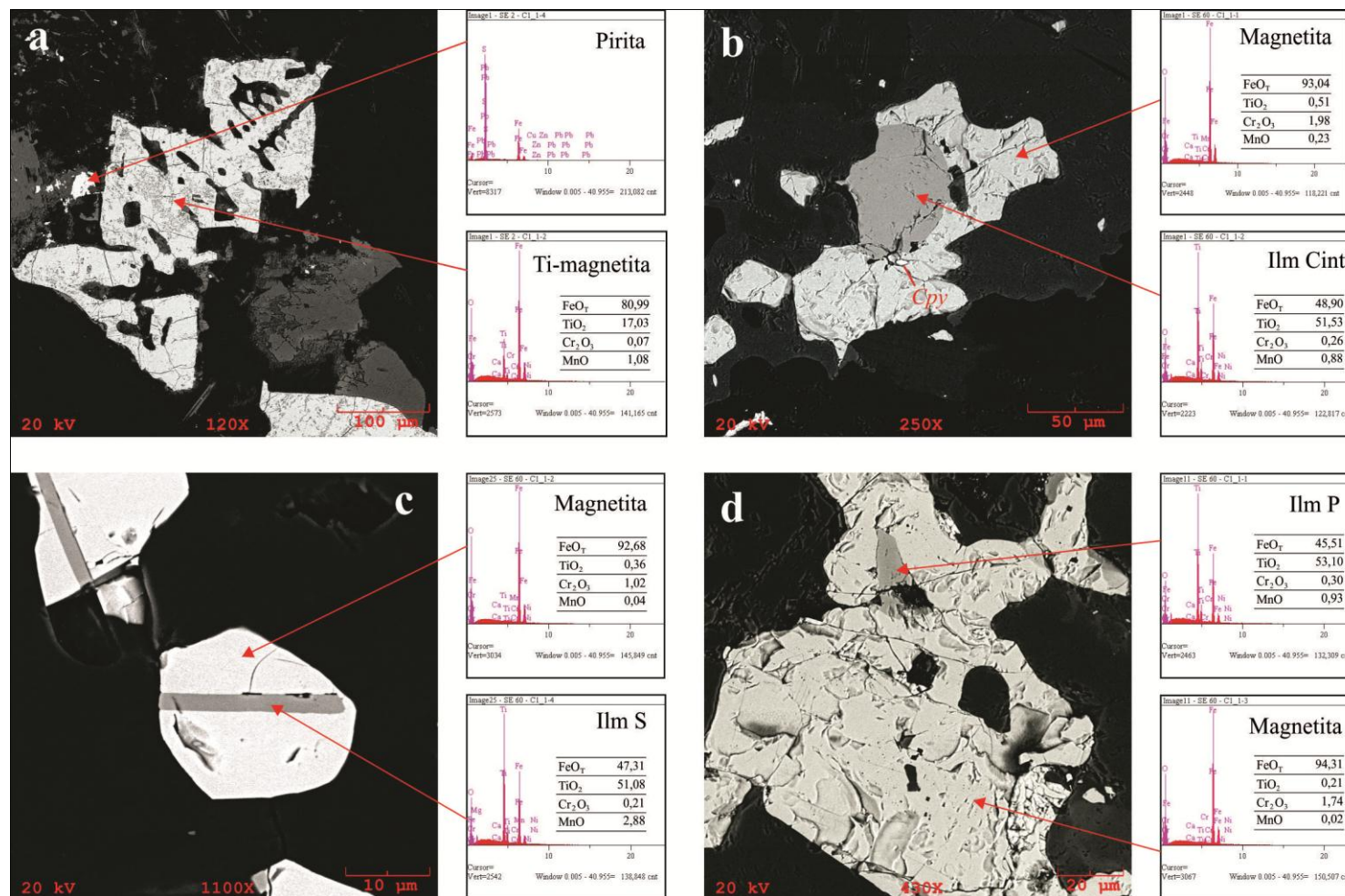


Figura 3.6 - Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV, acompanhadas de espectros de análises EDS semi-quantitativas das principais fases minerais identificadas nos diabásios da área de Nova Canadá: (a) cristal de titanomagnetita subédrico, apresentando aspecto esquelético; (b) cristais anédricos de magnetita associados à ilmenita composta interna (Ilm Cint), além de cristal submilimétrico de calcopirita; (c) cristais de magnetita associados à ilmenita sanduíche (Ilm S); e (d) cristal anédrico de magnetita associado à ilmenita em mancha (*Patch*; Ilm P).

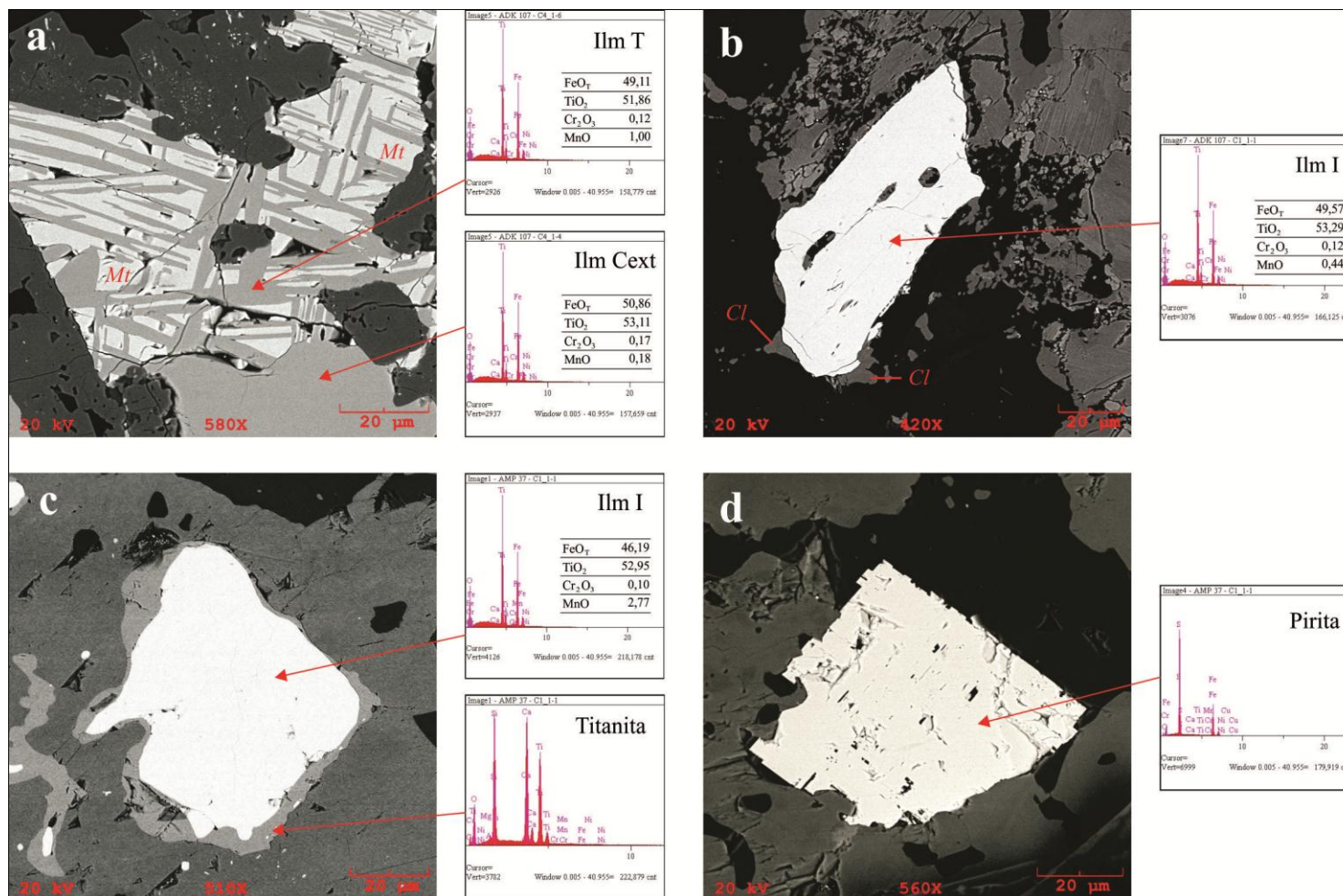


Figura 3.7 - Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV, acompanhadas de espectros de análises EDS semi-quantitativas das principais fases minerais identificadas nos diabásios (*a* e *b*) e anfibolitos (*c* e *d*) da área de Nova Canadá: (*a*) cristal de magnetita associado às ilmenitas em treliça (Ilm T) e composta externa (Ilm Cext); (*b*) cristal de ilmenita individual (Ilm I), sendo bordejado por clorita; (*c*) cristal de ilmenita individual (Ilm I), sendo bordejado por titanita; e (*d*) cristal subédrico de pirita.

Nos anfibolitos, os conteúdos modais de minerais opacos são significativamente inferiores àqueles identificados nos diabásios, geralmente abaixo de 1% (cf. Tabela 3.2). Dentre estes, o único mineral óxido de Fe-Ti identificado foi a ilmenita do tipo individual (Ilm I; Figura 3.7c), além de raros cristais de sulfeto (pirita, Figura 3.7d). Em geral, a ilmenita ocorre como cristais xenomórficos, associados ao anfibólio e à titanita, onde encontram-se frequentemente bordejados por coroas de titanita, sugerindo substituição parcial dos mesmos.

Natureza e Evolução dos Minerais Óxidos de Fe-Ti

Segundo Buddington & Lindsley (1964), os processos de oxi-exsolução que deram origem às variações texturais entre magnetita e ilmenita descritos acima, ocorrem à temperaturas inferiores a 620°C, caracterizando transformações no estágio *subsolidus*. Por outro lado, Haggerty (1981) considera que estes processos possam ser iniciadas ainda no estágio magmáticos, através da seguinte reação (oxi-exsolução):



Os tipos texturais de ilmenita, bem como suas associações com outros minerais, observados inicialmente no estudo petrográfico, foram confirmados pelas análises de EDS em microscópio eletrônico de varredura, demonstrando que as composições da Ilm T, S e P são muito similares (Figuras 3.6 e 3.7). Isto, juntamente com as evidências texturais, sugere contemporaneidade entre estes tipos texturais, cuja origem estaria relacionada às reações de oxi-exsolução a partir da titanomagnetita primária. Um raciocínio análogo é atribuído para a origem da Ilm Cint. Já os tipos texturais Ilm I e Cext (Figuras 3.7a,b) possuem composições semelhantes, mas com conteúdos de Mn significativamente inferiores aos dos cristais de Ilm T, S, P e Cint (ver tabelas nas Figuras 3.6 e 3.7). Dall'Agnol *et al.* (1997) e Almeida *et al.* (2007) revelaram através de estudos composicionais em minerais óxidos de Fe-Ti que tanto a Ilm I quanto a Ilm Cext seriam de origem magmática, enquanto que as demais variedades texturais de ilmenita resultariam do processo de oxi-exsolução e se formariam mais tardiamente. Os dois conjuntos discutidos acima foram distinguidos tanto pelos seus aspectos texturais quanto pelo conteúdo, em geral, mais elevado de MnO nas ilmenitas tardias, assim como se observa nos gabros de Nova Canadá (Figuras 3.6 e 3.7).

As evidências texturais mostram que os minerais opacos ocorrem frequentemente como inclusões nas principais fases minerais, o que denuncia seu caráter precoce na história de cristalização do magma gerador dos diabásios de Nova Canadá. Com base nisso e nas relações texturais descritas acima, propõem-se a seguinte sequência de formação e evolução

dos minerais opacos, onde foram identificados pelo menos dois estágios principais de formação, como ilustra a figura 3.8: (i) Estágio magmático – cristalização precoce de ilmenita (I e Cext) e titanomagnetita, o que representaria a associação de minerais opacos primários dessas rochas; e (ii) Estágio tardi a pós-magmático – atuação de processos de oxi-exsolução sobre cristais de titanomagnetita primária, resultando em intercrescimentos de magnetita pobre em Ti com ilmenita (T, P, S e Cint). O momento de cristalização dos sulfetos (pirita e calcopirita) não pode ser determinado, mas estima-se que corresponda à fase *subsolidus*.

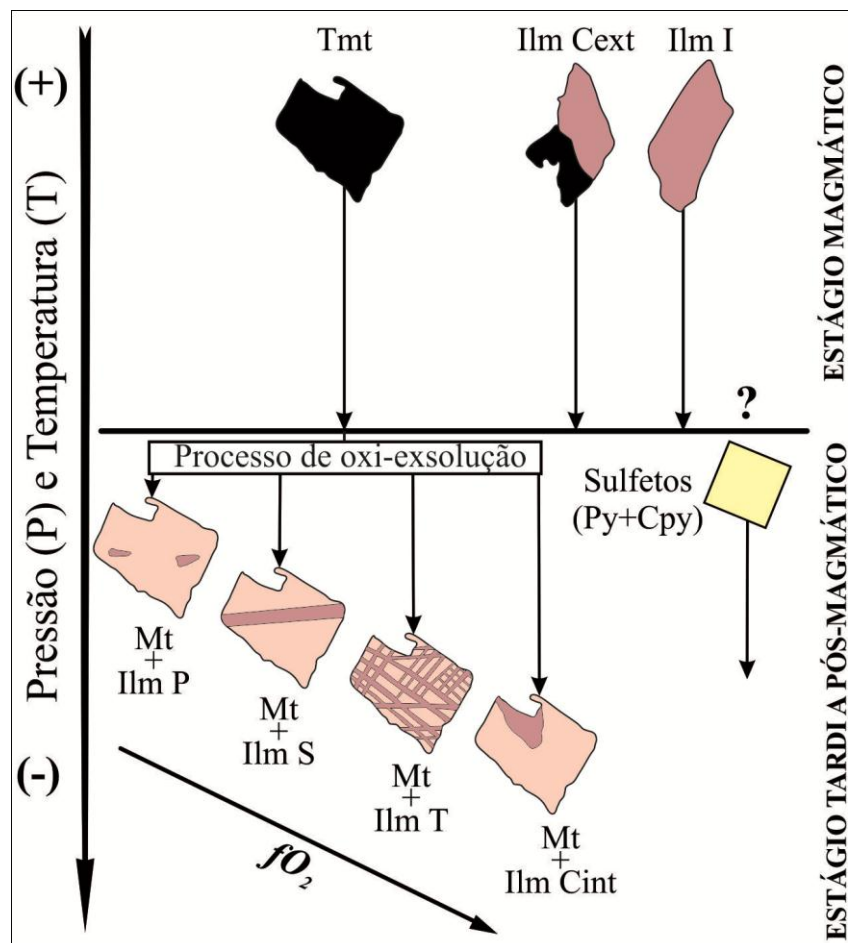


Figura 3.8 - Ordem de cristalização dos minerais opacos dos diques de diabásio de Nova Canadá. Legenda: Tmt (titanomagnetita), Mt (magnetita), Ilm I (ilmenita individual), Ilm Cext (ilmenita composta externa), Ilm Cint (ilmenita composta interna), Ilm T (ilmenita em treliça), Ilm S (ilmenita sandwich), Ilm P (ilmenita em machas) e Cpy (calcopirita).

Condições de Temperatura e Fugacidade de Oxigênio (fO_2)

A coexistência em equilíbrio de titanomagnetita (ulvoespinélio-magnetita_{SS}) e ilmenita (ilmenita-hematita_{SS}) fornece indicadores de condições de temperatura e fO_2 durante a formação desses minerais (Carmichael 1967), sendo que para isso, torna-se necessário interpretar os tipos texturais e as variações químicas dos óxidos e definir suas fases primárias

ou magmáticas (Dall'Agnol *et al.* 1997). Segundo esses mesmos autores, em rochas plutônicas, o resfriamento lento e a atuação de processos *subsolidus* favorecem a oxidação-exsolução de minerais óxidos de Fe-Ti e, somente em casos especiais, a titanomagnetita primária é preservada. Mesmo em rochas vulcânicas, cristais de titanomagnetita podem ser afetados por tais processos (Haggerty 1976, Bacon & Hirschmann 1988).

Para estimar as condições de fO_2 e temperatura dos diabásio de Nova Canadá, utilizou-se as composições dos pares titanomagnetita-ilmenita (Tabela 3.3), uma vez que ambos cristalizaram em equilíbrio ainda em estágio magmático. Suas composições revelaram condições de temperatura de 1112°C e fO_2 de -8,85 que, quando plotadas no diagrama proposto por Spencer & Lindsley (1981), incidem ligeiramente abaixo da curva tampão NNO (Figura 3.9). A composição do par de óxidos que forneceu tais condições de temperatura e fO_2 apresenta comportamento diferente dos demais pares, apontando para um enriquecimento de moléculas de hematita e ulvoespínélio nos cristais de ilmenita e titanomagnetita, respectivamente. Para os demais pares de óxidos, que apresentam composições de ilmenita e magnetita próximas de seus membros finais, verificou-se condições de temperatura entre 755 e 687°C, e fO_2 entre -16,25 e -18,26, localizado abaixo da curva do FMQ, evidenciando condições de reequilíbrio destes óxidos.

Tabela 3.3 - Composições dos pares titanomagnetita-ilmenita, para estimar as condições de fugacidade de oxigênio e temperatura dos diques de diabásio. O Fe_{OT} foi calculado segundo Carmichael (1967).

Amostra	SE 92		SE 92		SE 2		SE 92		AMP 37
Análise	1		2		3		4		5
Mineral	Tmt	Ilm Cext	Tmt	Ilm I	Tmt	Ilm I	Tmt	Ilm I	Ilm I
TiO ₂ (% em peso)	20,79	48,47	19,10	51,00	17,02	51,16	16,28	51,89	52,95
Cr ₂ O ₃	0,31	0,31	0,17	0,13	0,07	0,16	0,15	0,15	0,10
Fe ₂ O ₃	27,73	10,90	33,70	5,80	38,40	5,60	37,80	4,90	1,93
FeO	48,97	38,70	47,10	44,50	46,50	44,60	45,20	45,40	44,45
MnO	0,76	0,78	0,86	0,73	1,09	0,76	0,91	0,80	2,77
MgO	0,06	2,24	0,86	0,24	0,07	0,25	0,10	0,21	0,08
CaO	0,13	0,09	0,09	0,16	0,17	0,18	0,06	0,08	0,17
NiO	0,16	0,15	0,13	0,11	0,17	0,18	0,18	0,11	0,11
Total	98,91	101,64	102,00	102,67	103,48	102,89	100,68	103,55	102,57
Fe _{OT}	73,92	48,52	77,37	49,77	80,99	49,64	79,22	49,84	46,19
Ti	0,596	0,895	0,530	0,944	0,469	0,945	0,461	0,952	0,980
Cr	0,009	0,006	0,005	0,003	0,002	0,003	0,005	0,003	0,002
Fe ³⁺	0,796	0,202	0,934	0,108	1,058	0,104	1,071	0,091	0,036
Fe ²⁺	1,562	0,795	1,451	0,916	1,424	0,916	1,422	0,926	0,915
Mn	0,025	0,016	0,027	0,015	0,034	0,016	0,029	0,017	0,058
Mg	0,004	0,082	0,047	0,009	0,004	0,009	0,006	0,008	0,003
Ca	0,005	0,002	0,004	0,004	0,007	0,005	0,003	0,002	0,005
Ni	0,005	0,003	0,004	0,002	0,005	0,004	0,005	0,002	0,002
X _(Usp) % mol	59,63	-	52,96	-	46,9	-	46,09	-	-
X _(Ilm) % mol	-	89,53	-	94,39	-	94,53	-	95,24	98,04
T (°C)	1112		755		717		687		-
Log fO_2	-8,85		-16,25		-17,24		-18,26		-

Legenda: Tmt (titanomagnetita), Ilm Cext (ilmenita composta externa), Ilm I (ilmenita individual), Usp (ulvoespínélio), Ilm (ilmenita).

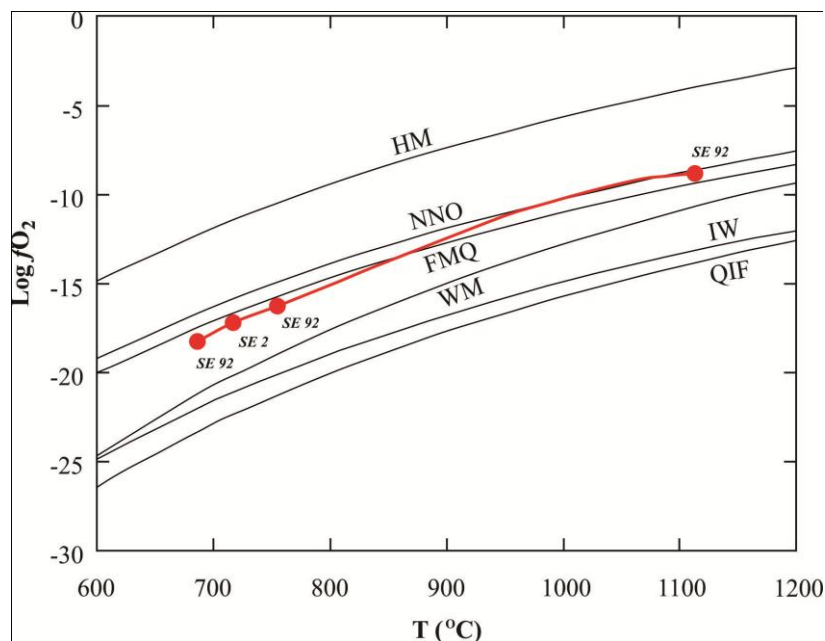


Figura 3.9 - Diagrama temperatura vs. fugacidade de oxigênio (T vs. fO_2) de Spencer & Lindsley (1981) mostrando os dados das composições dos pares titanomagnetita-ilmenita dos diques de diabásio de Nova Canadá. Legenda: HM (hematita-magnetita), NNO (níquel-óxido de níquel), FMQ (faialita-magnetita-quartzo), WM (wustita-magnetita), IW (ferro-wustita) e QIF (quartzo-ferro-faialita).

CONCLUSÕES E DISCUSSÕES FINAIS

As análises dos dados de SM obtidos nas rochas máficas e metamáficas da área de Nova Canadá, permitiram identificar três populações (A, B e C), com características magnéticas distintas, as quais se correlacionam coerentemente com os litotipos identificados e a natureza de seus minerais óxidos de Fe e Ti. De modo geral, os valores mais elevados de SM ($1,04 - 6,24 \times 10^{-2}$ SIv), que constituem a população magnética C, são representados predominantemente por gabronoritos e noritos, enquanto que os valores intermediários de SM ($1,09 - 9,91 \times 10^{-3}$ SIv, população B), são constituídos, em sua maioria, pela variedade hornblenda gabronorito. Já os valores menos magnéticos ($1,61 - 9,60 \times 10^{-4}$ SIv, população A) são atribuídos aos anfibolitos. Neste sentido, tem-se o decréscimo acentuado do conteúdo de minerais opacos, a ausência da titanomagnetita nas amostras das populações menos magnéticas, além da ilmenita ser a única fase óxido dos anfibolitos.

A clara correlação positiva entre os valores de SM e o conteúdo modal de minerais opacos, sugere que tais minerais são responsáveis pelo magnetismo destas rochas, em especial a magnetita e/ou titanomagnetita, assim como a ausência destes nos anfibolitos. Isto é reforçado pela nítida correlação negativa entre valores de SM com os conteúdos modais de minerais ferromagnesianos, que reflete, sobretudo, que os minerais paramagnéticos (anfibiólio

e piroxênio) não possuem influência significativa no comportamento magnético das variedades petrográficas dos diabásios, enquanto nos anfibolitos a tendência de correlação positiva entre estas variáveis pode sugerir que estas fases são as principais responsáveis pelos seus valores de SM. Isto é corroborado também pelo comportamento dos óxidos MgO e CaO, e da somatória de Ni e Cr, que decrescem em direção às rochas com valores mais elevados de SM, enquanto que o Fe_2O_{3T} aumenta neste mesmo sentido, o que também indicaria a forte influência dos minerais ferromagnéticos nos valores de SM dessas rochas.

As evidências texturais indicam que a associação de minerais óxidos de Fe-Ti encontrados nos diabásios é formada por titanomagnetita, ilmenita individual e ilmenita composta externa. Estes cristais de ilmenita mostram-se parcialmente substituídos por titanita nos anfibolitos (ainda em estágio tardi-magmático?). Os demais tipos texturais de ilmenita (ilmenita em treliça, composta interna, em manchas e sanduíche), juntamente com a magnetita pobre em titânio, foram originados, em condições mais elevadas de $f\text{O}_2$ e a mais baixas temperaturas, por processos de oxi-exsolução de cristais de titanomagnetita originais em estágio *subsolidus*.

Os cálculos obtido através do geotermobarômetro de Spencer & Lindsley (1981), a partir da composição das soluções sólidas ulvoespínélio-magnetita e ilmenita-hematita em equilíbrio no estágio magmático, revelaram condições de temperatura (1112°C) e $f\text{O}_2$ (-8,85) para a formação desses minerais próximas daquelas do tampão NNO. Segundo Frost *et al.* (1988) e Lindsley *et al.* (1990), a paragênese que envolve quartzo + ulvoespínélio (titanomagnetita) + ilmenita + faialita ou ortopiroxênio, que define os tampões QUIIF e QUIOp, é indicativa de condições fracamente oxidantes, com $f\text{O}_2$ relativamente baixa. Paragêneses semelhantes, formadas ainda no estágio magmático, foram observadas nas variedades noríticas e gabronoríticas, indicando que suas rochas se originaram a partir de um magma em condições de baixa $f\text{O}_2$. Esta hipótese é corroborada por Ulff-Møller (1985), onde sugere que rochas máficas tem seu equilíbrio em condições de $f\text{O}_2$ abaixo do tampão FMQ (faialita-magnetita-quartzo). Por outro lado, as transformações pós-magmáticas dos minerais óxidos de Fe-Ti (processo de oxi-exsolução), originando magnetita pobre em Ti, principalmente na variedade hornblenda gabronorito, sugerem que a $f\text{O}_2$ deve ter crescido durante o estágio *subsolidus* em condições acima do tampão FMQ, mas abaixo daquelas de HM (magnetita-hematita), haja vista a ausência do processo de martitização da magnetita nestas rochas.

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; ao CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado ao primeiro autor e pela concessão de bolsas de produtividade em pesquisa (D. C. Oliveira – Processos nº 502074/2009-4 e 311610/2012-9); e à Faculdade de Geologia do Campus de Marabá, pelo apoio às atividades de campo. Este trabalho é uma contribuição para o convênio Vale/FAPESPA edital 01/2010, ICAAF: 053/2011 e ao INCT de Geociências da Amazônia (GEOCIAM – CNPq/MCT/FAPESPA – Processo nº 573733/2008-2).

REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Guimarães F.V., Dall’Agnol R. 2007. Petrologia Magnética do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 37:17-36.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação Arqueana da folha Serra dos Carajás. *In: Congresso Latino Americano de Geologia*, 1, Anais, Belém, p. 324-338.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr F.C., Macambira E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4):453-460.
- Bacon C.R. & Hirschmann M.M. 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *Amer. Mineral.*, 73:57-61.
- Buddington A.F., Lindsley H.D. 1964. Iron-titanium oxides minerals and synthetic equivalents. *J. Petrology*, 5(2):310-357.
- Carmichael I.S.E. 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral Petrol.*, 14:36-64.
- Carmichael R.S. 1982. Magnetic properties of minerals and rocks. *In: R.S. CARMICHAEL (Ed.) Handbook of physical properties of rocks*. 2nd ed., CRC Press, 2:229-287.
- Clark D.A. 1999. Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, 30:5-26.
- Dall’Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, 80:101-129.

Dall'Agnol R., Pichavant M., Champenois M. 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, eastern Amazonian Region, Brazil: Implications for the oxygen fugacity in Proterozoic, A-type Granites. *An. Acad. Bras. Ci.*, 69(3):325-347.

DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, Anexo aos anais, CVRD, Belém, p. 11-59.

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2012. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, DOI 10.1016/precambres.2012.04.007.

Frost B.R. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. *In*: D.H. Lindsley (ed.) *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance*. Reviews in Mineralogy, 25, Mineralogical Society of America, Washington, p. 1-9.

Frost B.R., Lindsley D.H., Andersen D.J. 1988. Fe-Ti Oxide-silicate equilibria: assemblages with fayalitic olivine. *Am. Mineral.*, 73:727-740.

Gabriel E.O. 2012. Geologia, geoquímica e petrologia magnética dos granitóides Arqueanos da porção nordeste de Água Azul do Norte – Província Carajás. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 117p.

Gomes A.C.B. 2003. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Belém. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160p.

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

Haggerty S.E. 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous oxides. *In*: Rumble D. ed. *Oxide Minerals*. Mineral. Soc. Am., Reviews in Mineralogy, 3:101-300.

Haggerty S.E. 1981. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. *In*: RUMBLE III, D. Ed. *Oxide minerals*. 2nd ed. Washington, Mineralogical Society of America. Hg 1-Hg 99. (Reviews in Mineralogy, 3).

Haggerty S.E. 1991. Oxide textures – a mini-atlas. *In*: LINDSLEY, D. H. ed. *Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America. p. 126-219. (Reviews in Mineralogy, 25).

Huhn S.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás – PA. *In*: Simp. Geol. Amaz., 6. Manaus, Anais...SBG, 1:463-466.

- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In: International Geological Congress, 31, Abstracts, Rio de Janeiro, CD-rom.*
- Lepage L.D. 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences, 29:673-678.*
- Lindsley D.H., Frost B.R., Andersen D.J., Davidson P.M. 1990. Fe-Ti oxide-silicate equilibria: Assemblages with orthopyroxene. *In: R.J. Spencer and I.-M. Chou, Eds., Fluid-mineral interactions: A Tribute to H.P. Eugster. The Geochemical Society, San Antonio, Texas Special Publication 2:103-119.*
- Luiz J.G. & SILVA L.M.C. 1995. Geofísica de Prospecção. Belém. Universidade Federal do Pará, v.1, 311p.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará, DNPM/CPRM, Brasília, 384p.
- Machado N., Lindenmayer Z.G., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research 49:329-354.*
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic Implications. *Mineralium Deposita, 46:789-811.*
- Nascimento F.G.C. 2006. Petrologia magnética das associações magmáticas arqueanas da Região de Canaã dos Carajás – PA. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 177p.
- Oliveira D.C., Dall’Agnol R., Silva J.B.C., Almeida J.A.C. 2008. Gravimetric, radiometric, and Magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons, eastern Amazonian Craton, Brazil: Implication for architecture and zoning of A-type granites. *Journal of South American Earth Sciences, 25:100-115.*
- Oliveira D.C., Dall’Agnol R., Mesquita Barros C.E., Oliveira M.A. 2010a. Geology, geochemistry and magmatic evolution of the paleoproterozoic, anorogenic oxidized A-type Redenção Granite of the Jamon Suite, Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Canadian Mineralogist, 47:1441-1468.*
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010b. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CD-Rom (in Portuguese).*

Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 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. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CD-rom.

Santos P.A., Feio G.L.R., 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. 43(1):2-15.

Santos R.D. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas máficas (granulitos?) do Complexo Pium – Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 82p.

Sardinha A.S., Dall’Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, CD-Rom.

Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Guimarães G., Issler R.S. 1974. Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais, Porto Alegre, 4:137-141.

Silva Jr 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(2):163-181.

Spencer K.J., Lindsley D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 66(11-12):1189-1201.

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

Ulf-Møller F. 1985. Solidification history of the Kidlit Lens: Immiscible metal and sulfide liquids from a basalt dike on Disko, Central West Greenland, *J. Petrol.*, 26:64 - 91.

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. Organizadores: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

Wasilewski P. & Warner R. 1988. Magnetic petrology of deep crustal rocks-Ivrea Zone, Italy. *Earth Plan. Sci. Letters*, 87:347-361.

CAPÍTULO 4

CONCLUSÕES FINAIS

Os resultados obtidos a partir do mapeamento geológico e estudos petrográficos, geoquímicos, de química mineral e de petrologia magnética apresentados e discutidos nesse trabalho permitiram chegar as seguintes conclusões:

- Foram identificadas dois litotipos de caráter básico na área de Nova Canadá: os diques de diabásio e os anfibolitos. Esses litotipos diferenciam-se quanto aos seus aspectos microtexturais, mineralógico, geoquímico e estrutural, além daqueles relacionados à suscetibilidade magnética e aos tipos de minerais óxido de Fe-Ti. As análises litoquímicas dessas rochas mostraram que as mesmas são de composição gabroica, de natureza subalcalina do tipo toleítica, com os diques de diabásio gerados em ambiente geotectônico correspondente à intraplaca continental, e os anfibolitos, aos toleítos de arco de ilha.

- Os diques de diabásio são compostos essencialmente por plagioclásio (labradorita_{núcleo} - andesina-Ca_{borda}) + piroxênio (augita, pigeonita e enstatita) + anfibólio (Fe-hornblenda) + (titano)magnetita + ilmenita ± olivina. Abrangem três variedades: hornblenda gabronorito, gabronorito e norito. Estes apresentam uma monótona variação textural e composicional, sendo suas diferenças restritas apenas quanto às proporções modais de anfibólio, orto- e clinopiroxênio.

- Os anfibolitos afloram como extensos corpos alongados, atingindo ~20 km de extensão, e encontram-se metamorfisados sob fácies xisto-verde a anfibolito, onde toda sua mineralogia ígnea original foi substituída pela metamórfica, com sua paragênese indicando caráter ortoderivado: plagioclásio (oligoclásio-Ca, andesina-Na e labradorita) + anfibólio (Mg-hornblenda) + ilmenita + titanita + biotita ± tremolita-actinolita. Estas rochas foram afetadas por extensas zonas de cisalhamento transcorrente (ZCT), provocando orientação preferencial de seus anfibólios prismáticos, conferindo foliação à mesma. Nas porções próximas às zonas de maior deformação da área (zonas de borda), este aspecto torna-se mais evidente, havendo o desenvolvimento de textura nematoblástica, sendo que no interior destes corpos as rochas tornam-se incipientemente deformadas, exibindo textura granoblástica.

- Para os anfibolitos, o espectro multielementos mostra uma pronunciada anomalia negativa de Nb, típica da maioria dos basaltos toleíticos continentais, além de uma anomalia negativa

de Sr, que pode ser explicada pelo baixo grau de fusão da fonte mantélica e/ou pelo fracionamento do plagioclásio. Isto é condizente com os comportamentos de Al_2O_3 , CaO e das razões Sr/Ba com o #Mg, os quais sugerem um *trend* de fracionamento do plagioclásio, e com a discreta anomalia negativa de Eu presente nestas rochas. As variações de elementos traços com o #Mg, em particular com Ni e Cr, sugerem ainda que a cristalização de olivina, orto- e clinopiroxênio também foram fases importantes no fracionamento magmático nos diabásios. Já nos anfibolitos, destaca-se uma significativa anomalia positiva de Sr que, combinada com a ausente anomalia de Eu, indica que o plagioclásio não foi uma fase importante no processo de fracionamento magmático.

- As razões entre os HFSE sugerem que o magma primitivo das rochas formadoras dos diabásios foi derivado de um reservatório mantélico enriquecido e/ou da mistura entre reservatórios enriquecidos e empobrecidos, provavelmente com a presença de componentes OIB. Neste sentido, Rivalenti *et al.* (1998) atribuem fontes mantélicas metassomatizadas (N-MORB + fusão de eclogito) para a formação diques máficos de baixo Ti da porção norte da Província Carajás, resultando em padrões enriquecidos em LILE e ETRL. A pronunciada anomalia negativa de Nb, assim como os baixos conteúdo de TiO_2 (geralmente $< 1,5\%$), também evidentes nos diabásios de Nova Canadá, podem ser atribuídos à retenção do rutilo no processo de fusão parcial, uma vez que o coeficiente de partição do Nb para esta fase é elevado em sistemas mantélicos (Rapp *et al.* 1991). Por outro lado, a uniformidade composicional mostrada pelos anfibolitos sugere que os mesmos derivaram de uma mesma fonte, tendo o padrão geoquímico semelhante aos das rochas metavulcânicas de sequências *greenstone belts*, em especial daquelas do Domínio Rio Maria, da Província Carajás. As razões entre HFSE apontam para os anfibolitos de Nova Canadá, uma fonte primitiva/empobrecida, cujos padrões horizontalizados dos ETRP e as baixas razões La/Yb indicam que a fusão mantélica ocorreu em profundidades relativamente rasas, na ausência de granada na fonte.

- Os eventos compressivos de sentido NNE-SSW assinalados por Araújo & Maia (1991) no Domínio Carajás é aqui entendido como o responsável pelo desenvolvimento das extensas ZCT de movimentação sinistral, assim como aquelas subordinadas de movimentação dextral, instaladas na área de Nova Canadá, as quais formam pares conjugados e simétricos em relação ao *stress* compressional máximo horizontal (σ_1). Estas teriam se formado em condições reológicas de crosta intermediária (mesozona), em virtude de seu caráter de tendência dúctil observado em campo. sendo razoável inferir que o magma que lhes originou

se alojou sintectonicamente nas porções transtensionais das zonas transcorrentes sinistrais e, após a sua consolidação (estágio *subsolidus*), foram metamorfisados em função da contínua movimentação horizontal ao longo das zonas cisalhantes, originando aspectos miloníticos (*sheared margins*) nas bordas destes corpos. Tais aspectos deformacionais descartam qualquer possibilidade de que essas rochas sejam de períodos pós-arqueanos, pois assinalam a atuação de esforços compressivos no neoarqueano e que condicionaram o alojamento dos granitoides sintectônicos mais jovens do Domínio Carajás.

- Por outro lado, a formação dos diques de diabásio retrata um evento magmático fissural relacionado aos processos de extensão e ruptura crustal em períodos pós-arqueanos. Essa afirmação é corroborada por dados referentes à expressiva anomalia negativa de Nb mostrada no espectro de multielementos, ao caráter exclusivamente isotrópico desses diques, bem como pela orientação discordante dos mesmos com o padrão deformacional regional. Sendo assim, o(s) processo(s) de formação/colocação desses diques pode(m) estar relacionado(s) a pelo menos três episódios de distensão crustal já relatados na Província Carajás: (i) formação de granitos tipo-A e diques paleoproterozoicos do Domínio Rio Maria (1,88 Ga; Dall'Agnol *et al.* 2005, Oliveira *et al.* 2008); (ii) amalgamação da Amazônia Oriental e África Ocidental (Gondwana) entre 540 e 520 Ma (Teixeira *et al.* 2011b) e; (iii) abertura do Oceano Atlântico há 200 Ma (Teixeira *et al.* 2011a).

- Outro aspecto em que esses litotipos mostram características específicas diz respeito aos seus comportamentos magnéticos, onde foram identificadas três populações magnéticas, com os diques de diabásio representando as rochas de mais elevados valores de suscetibilidade magnética (SM), atribuídas as variedades gabronorito e norito. Os valores de SM intermediária são representados, predominantemente, pelos diques de diabásio, principalmente pela variedade hornblenda gabronorito. Já as rochas que exibem os menores valores de SM são compostas, em geral, pelos anfíbolitos.

- O comportamento magnético desses litotipos é atribuído, principalmente, à natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti presentes e seu conteúdo modal. As variedades gabronorito e norito, dos diques de diabásio, exibem em sua paragênese os mais altos conteúdos modais de minerais opacos, tendo a magnetita e ilmenita como principais representantes, além da titanomagnetita magmática, refletindo, assim, os mais elevados valores magnéticos dessas rochas. A variedade hornblenda gabronorito, também dos diabásios, já não apresenta titanomagnetita em sua paragênese, apresentando somente magnetita e ilmenita, além de

mostrar moderados valores modais dos mesmos atribuindo, a isso, seus moderados valores de SM. Os mais baixos valores magnéticos são reflexos não só do baixo conteúdo modal de opacos dos anfibolitos, mas também se sua natureza, sendo encontrado somente a ilmenita nesse litotipo.

- Os diques de diabásio cristalizaram sob condições de temperatura entre 1200 – 1100°C e fO_2 de -8,85, que incidem ligeiramente abaixo da curva tampão NNO. Além disso, a paragénese quartzo + ulvoespínélio (titanomagnetita) + ilmenita + faialita ou ortopiroxênio nesse litotipo mostra que essas rochas teve seu equilíbrio em fO_2 entre os tampões QUIIF e QUIIOp, indicando sua origem a partir de um magma que evoluiu em condições fracamente oxidantes (Frost *et al.* 1988, Lindsley *et al.* 1990).

- A obtenção de dados geocronológicos em estudos futuros torna-se indispensável para uma discussão mais ampla sobre o contexto geotectônico em que tais diques foram gerados, assim como aqueles referentes a isótopos de Nd e Sr, e de modelamento geoquímico, para o entendimento mais profundo sobre a origem/fonte dos diabásios e anfibolitos, e na avaliação da heterogeneidade e dinâmica do manto em Carajás.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v.17:1-29.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Folha Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 136p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr F.C., Macambira E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4):453-460.
- Bernardelli A.L. 1982. Jazida de Manganês do Azul. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1. Belém. Anexo dos Anais de Belém, p.47-60.
- Castro Filho L.W. & Mattos S.C. 1986. Depósito de níquel laterítico de Jacaré e Jacarezinho, Município de São Felix do Xingu, Pará. *In: Principais Depósitos Minerais Brasileiros - Ferro e Metais da Indústria do Aço*. DNPM, v. 2:369-384.
- 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* v.7: 199-235.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, Allen & Unwin, 450 p.
- 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. Abstracts, Volume and Field Trips Guide*, Belém, PRONEX-UFPA/SBG, p.97-150.
- Dall’Agnol R., Pichavant M., Champenois M. 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, eastern Amazonian Region, Brazil: Implications for the oxygen fugacity in Proterozoic, A-type Granites. *An. Acad. Bras. Ci.*, 69(3):325-347.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, Anexo aos anais, CVRD, Belém, p. 11-59.
- Feio G.R.L. 2011. Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 190p.
- Ferreira A.T.R., Almeida J.A.C., Dall’Agnol R. 2008. Geologia e petrologia magnética dos diques da área de Bannach, Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, sudeste do Pará. *In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, IV*, Foz do Iguaçu.

- Ferreira Filho C.F., Cançado F., Correa C., Macambira E.M.B., Siepierski L., Junqueira-Brod T.C. 2007. Mineralizações estratiformes de EGP-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. *In: Rosa-Costa L.T., Klein E.L., Viglio E.P. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia, Belém (PA), Publitec Gráfica & Editora, 5:1-14.*
- Gastal M.C.P. 1987. Petrologia do Maciço Granítico Musa, Sudeste do Pará. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 316 p. Tese (Mestrado em Petrologia e Geoquímica) – Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA.
- Gastal M.C.P. 1988. Magmatismo ácido-intermediário do Proterozóico Médio da região de Rio Maria, SE do Pará: discussão quanto à tipologia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, 1988. Anais. Belém, SBG. 3:1147-1163.*
- Gomes A.C.B. 2003. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Belém. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160p.
- Gomes A.C.B., Dall’Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências, 37:182-193.*
- Gomes A.C.B., Dall’Agnol R., Oliveira M.A. 2004. Granitos Arqueanos cálcico-alcálicos e do tipo-A da região a Leste de Canaã dos Carajás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá. Resumos, SBG. CD-rom.*
- Heim S.L. & Castro Filho L.W. 1986. Jazida de níquel laterítico de Puma-Onça, Município de São Felix do Xingu, Pará. *In: Principais Depósitos Minerais Brasileiros – Ferro e Metais da Indústria do Aço. DNPM, v.2:347-368.*
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadkaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, 1982. Anais..., Belém, SBG. 1:100-110.*
- Huhn S.B., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás – PA. *In: Simp. Geol. Amaz., 6. Manaus, Anais...SBG, 1:463-466.*
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical Classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci., 8:523-548.*
- Jorge João X.S., Neves A.P., Leal J.W.L. 1982. Ouro da Serra Pelada: aspectos da geologia e garimpagem. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Anais, Belém, 2:52-62.*
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian

Craton, Brazil). *In: International Geological Congress, 31, Abstracts...*, Rio de Janeiro, 1 CD-ROM.

Le Maitre R.W., Bateman P., Duxon A., Keller J., Lameyre J., Le Bassabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolwy R.A., Zannettin B. 1989. Recommendation of the IUGS, subcomission of the systematic on igneous rocks. Oxford, Blackwell Scientific Publications. 193p.

Macambira E.M.B. & Tassinari C.C.G. 1998. Estudos Sm-Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça - Sol do Pará. Implicações geocronológicas e geotectônicas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Anais...*, Belo Horizonte, 463 p.

Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará, DNPM/CPRM, Brasília, 384p.

Macambira J.B., RAMOS J.F.F., ASSIS J.F.P., FIGUEIRAS A.J.M. 1990. Projetos Serra Norte e Pojuca, Relatório final. Convênio DNPM/DOCEGEO/UFGA, Belém.

Macambira M.J.B., Ferreira Filho C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Catete – sudeste do Pará. *In: Klein E.L., Vasquez M. L. (eds) Contribuições à geologia da Amazônia. SBG, Belém, pp. 105-114.*

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

Medeiros Filho C.A. & Meireles E.M. 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área de Luanga. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Atas, Belém, v.3:1488-1499.*

Medeiros H. 1987. Petrologia da porção leste do Maciço Granodiorito Rio Maria, sudeste do Pará. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 184p.

Meireles E.M., HIRATA W.K., AMARAL A.F., MEDEIROS C.A.P, GATO W.C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. *In: CONOR. BRAS.GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.5:2164-2174.*

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

Mougeot R, Respaut J.P., Marcoux E., MILÉSI J.P., LEDRU P., JOHAN V. 1996. Geochemical and mineralogical characterizations of sulphide associated to the Jacobina gold mineralizations (Bahia-Brazil). *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Boletim de Resumos Expandidos. SBG, v.3:318-320.*

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

Oliveira M.A. 2003. Caracterização petrográfica, estudo de suscetibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás – PA. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 47p. (Trabalho de Conclusão de Curso).

Pearce J.A. & Norry M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69:33-47.

Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In*: Thorpe, S. Andesites: orogenic andesites and related rocks. Chichester: Wiley, p. 525-548.

Pearce T.H. 1968. A contribution to the theory of variation diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19:142-157.

Peloggia A.U.G & Figueiredo M.C.H. 1991. Utilização de diagrama ferro-titânio na distinção química entre Orto- e para-Anfibolitos. *Boletim IG-USP – Série Científica*, 22:51-60.

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

Ragland P.C. 1989. *Basic analytical Petrology*. 2. New York, Oxford University Press.

Ricci P.S.F. & Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A deepseated high-T gabbroic pluton (charnockitoid-like) with xenoliths of Enderbitic gneisses dated at 3002 Ma – The basement problem revisited. *In*: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, Belém, CD-rom.

Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Zimbabwe, p.1-344.

Santos B.A. 1978. Amazônia: seu potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento. Belém. DOCEGEO. 42 p. (Relatório interno).

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. *In*: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, il. p.169-226.

Santos R.D. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas máficas (granulitos?) do Complexo Pium – Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-

graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 82p.

Santos R.D., Oliveira D.C., Borges R.M.K. 2008. Geologia e Petrografia das rochas máficas e ultramáficas do Complexo Pium – Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 44, Anais, Curitiba. p.535.

Sardinha A.S. 2005. Geocronologia das séries magmáticas e evolução crustal da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás – PA . Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. p. 69. (Exame de Qualificação ao Doutorado).

Sardinha A.S., Dall’Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, CD-Rom.

Silva Jr 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(2):163-181.

Soares J.E.B. 2002. Geologia, petrografia e geoquímica das rochas granitoides arqueanas da região de Serra Dourada, Canaã dos Carajás – PA. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. p.70. (Exame de Qualificação ao Doutorado).

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

Suíta M.T. 1988. Geologia da Área Luanga com ênfase na petrologia do Complexo Básico/Ultrabásico Luanga e depósitos de cromita associados. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de mestrado, 321p.

Tassinari C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p. 471-485.

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

Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C., Bettencourt J.S. 2002. Geologia, Geoquímica, Geocronologia e Isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozoicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. *In: SBG, Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados*, 2, Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão, Belém, p.28.

Teixeira W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Girardi V.A.V. 2011a. 200 Ma dyke swarm in the Carajás Province, Amazonian Craton, South America: distal part of the CAMP event. Confidentiality expires 7 October, 2012 (Unpublished Report).

Teixeira W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Girardi V.A.V., Evans D.A.D. 2011b. 535 Ma dyke swarm in the Carajás Province, Amazonian Craton, South America: potential part of a regional intraplate event. Confidentiality expires 7 October, 2012 (Unpublished Report).

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. Organizadores: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.