

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA DOS BASALTOS TOLEÍTICOS DE 2.1 GA DO *GREENSTONE*
BELT VILA NOVA, ESCUDO DAS GUIANAS, AMAPÁ, BRASIL**

ITIANA BORGES HOFFMANN

ORIENTADOR – Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Porto Alegre – 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA DOS BASALTOS TOLEÍTICOS DE 2.1 GA DO *GREENSTONE*
BELT VILA NOVA, ESCUDO DAS GUIANAS, AMAPÁ, BRASIL**

ITIANA BORGES HOFFMANN

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi (Instituto de Geociências, UFRGS)

Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann (Instituto de Geociências, UFRGS)

Prof. Dr. Romulo Machado (Instituto de Geociências, USP)

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção do
Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2017

CIP - Catalogação na Publicação

Borges Hoffmann, Itiana

Petrologia dos Basaltos Toleíticos de 2.1 Ga do
Greenstone Belt Vila Nova, Escudo das Guianas,
Amapá, Brasil / Itiana Borges Hoffmann. -- 2017.
84 f.

Orientador: Ruy Paulo Philipp.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2017.

1. Petrologia. 2. Cráton Amazônico. 3. Geoquímica.
4. Bacias de back-arc. 5. Greenstone Belt. I.
Philipp, Ruy Paulo, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço ao meu orientador que me acompanhou durante o desenvolvimento do TCC e do mestrado. Prof. Ruy Paulo Philipp, obrigada por compreender minhas limitações e a falta de tempo para este trabalho, e principalmente às críticas, incentivos e discussões que me instigam mais e mais a compreender os processos geológicos.

Aos amigos, jóias preciosas que tive o prazer de dividir o chimarrão, a parceria, com algumas o sanduíche do almoço no campo, a sonzeira da hora feliz: Evelin Schnorr, Hemeli Ligabue, Téfi, Yoyo, Sissa, Núscia e Camila Thomé. O Vale não teria sido o mesmo sem vocês. A Thamy Lara pela parceria em ler o trabalho. E à Cristiano Borguetti, por ter trazido as amostras lá do Cupixi, por tirar dúvidas. E a todos por serem quem são.

A Paulista, querido amigo, obrigada por me acalmar, ouvir pacientemente e me incentivar em todos os aspectos. Seria mais difícil sem você.

Aos professores do PPGGEO, em especial Prof. Léo Afrâneo Hartmann, através do qual obtive valiosas dicas na estruturação do texto. Aos professores Rômulo Vieira Conceição e Márcia Elisa Boscato Gomes sempre fraternais e abertos ao diálogo. Ao secretário Roberto Pereira do PPGGEO. Aos professores Lauro Valentim Stoll Nardi e Rômulo Machado pela revisão da dissertação.

Não menos importante, à minha família, que enfrentou algumas adversidades nesses últimos tempos. Em especial à minha mana Piera, obrigada por ter segurado a barra sempre que precisei, e por trazer Caetano contigo. Eu nunca escolheria outra irmã.

Resumo

O significado da idade do magmatismo, reconhecimento das séries magmáticas e ambientes tectônicos que controlaram a origem das rochas metavulcânicas do *Greenstone Belt* da Vila Nova (GBVN), é uma importante ferramenta para entender a evolução do Escudo das Guianas durante o Paleoproterozóico. Este trabalho apresenta novos dados geoquímicos de rochas metavulcânicas e de U/Pb em zircão (LA-MC-ICPMS), que foram suplementados por petrografia, dados estratigráficos e estruturais obtidos através de mapeamento geológico e descrição de furos de sondagem. Na região de Vila Nova, as unidades do GBVN repousam sobre o embasamento Arqueano composto por ortognaisses, metagranitos e anfibolitos do Complexo Tumucumaque. A base do GBVN é composta por metabasaltos e metabasaltos andesíticos, sotoposto por um domínio superior metassedimentar com rochas químico exalativas e metavulcânicas subordinadas. As rochas metavulcânicas incluem anfibolitos e anfibólio xistos, cujos corpos estão alongados segundo a xistosidade regional de direção NW-SE. A geocronologia pelo método U-Pb em zircão mostra uma idade de 2.154 ± 6 Ma para um meta-andesito da porção inferior do GBVN. O evento de metamorfismo orogênico esteve associado a três eventos deformacionais. Os eventos D_1 e D_2 formaram a xistosidade (S_1), preservada como dobras intrafoliais (F_2) e a clivagem de crenulação (S_2), originadas a partir de movimentos de cavalgamento. O pico metamórfico (M_1) está marcado pela assembleia plagioclásio+hornblenda+granada e, plagioclásio+hornblenda+diopsídio, indicando temperaturas entre 450 e 650 °C e pressão entre 4 e 6 kbares. Os metabasitos compreendem Fe-toleítos e Mg-toleítos com afinidade komatítica, composições geoquímicas enriquecidas em LILE e ETR e empobrecidas em HFSE (com anomalias negativas de Nb, Ti e P) e padrões de ETR semelhantes ao MORB. As características observadas indicam um magmatismo toleítico relacionado à bacias de retro-arco e arco de ilhas de 2.15 Ga no Escudo das Guianas.

Palavras-chave: Cráton Amazônico, Escudo das Guianas, *Greenstone Belt* Vila Nova, Paleoproterozoico, metavulcânicas, petrologia.

Abstract

The significance of the age of magmatism, magma series and tectonic settings that controls the origin of metavolcanic rocks of Vila Nova Greenstone Belt (VNGB) is an important issue in order to understand the evolution of Guiana Shield in Paleoproterozoic times. This work presents new U-Pb LA-ICP-MS geochronological and geochemical analyzes carried out on zircon grains and metavolcanic rocks of the Vila Nova greenstone belt (VNGB) which were supplemented by petrography, and stratigraphic and structural data acquired through description of boreholes and field work. In the Vila Nova region, the VNGB units rest on the Archaean basement composed of orthogneisses of the Tumucumaque Complex. The lower portion of the VNGB is composed of metabasalts and andesitic metabasalts, supported by an upper metasedimentary domain with exhalative chemical rocks and subordinate metavolcanic rocks. The metavolcanic rocks include amphibolites and amphibole schists, whose bodies are elongated according to the regional NW-SE schistosity. U-Pb zircon geochronology data showed an age of 2154 ± 6 Ma for a meta-andesite of the lower portion of VNGB. Orogenic metamorphism event followed by three deformation events were recognized. The D_1 and D_2 events formed the schistosity (S_1), preserved as intrafolial folds (F_2) and the crenulation cleavage (S_2), derived from thrust movements. The assemblages plagioclase + hornblende + garnet and plagioclase + hornblende + diopside define the metamorphic peak (M_1 - M_2) with temperatures from 450-650 °C and lithostatic pressure between 4 and 6 kbars. The metabasites comprise Fe-tholeiites and Mg-tholeiites with komatiitic affinity, geochemical compositions enriched in LILE and REE and depleted in HFSE (with negative Nb, Ti and P anomalies) and MORB-like REE patterns. The observed features indicate an expressive magmatism related to back-arc basins and island arcs at 2.15 Ga in Guiana Shield.

Keywords: Amazonian Craton, Guianas Shield, Vila Nova Greenstone Belt, Paleoproterozoic, metavolcanics, petrology.

Lista de Abreviaturas

Instituições

IUGS - *International Union of Geological Sciences*

UFRGS - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

IGEO - Instituto de Geociências

DEMIPE - Departamento de Mineralogia e Petrologia

CPGq - Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica

CPRM - Serviço Geológico do Brasil

CPGeo-IGc-USP - *Geochronological Research Center of the Geosciences
Institute of São Paulo University*

Unidades Geológicas e Tectônicas

GBVN - *Greenstone Belt Vila Nova*

VNGB-Vila Nova *Greenstone Belt*

VLSZ - Zona de Cisalhamento Vila Nova

BMUC - *Mafic-Ultramafic Bacuri Complex*

TTG - Tonalito - Trondjemito - Granodiorito

OIB - *Ocean Island Basalt*

MORB -*Mid Ocean Ridge Basalt*

N-MORB -*Normal Mid Ocean Ridge Basalt*

E-MORB- *Enriched Mid Ocean Ridge Basalt*

Métodos e Técnicas

LA - *Laser Ablation*

MC-ICP-MS - *Multi Colector-Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*

ICP-ES - *Inductively Coupled Plasma - Emission Spectrometry*

TIMS - *Thermal Ionization Mass Spectrometry*

MEV - Microscópio Eletrônico de Varredura

BSE - Backscattered-electron

CL - *Cathodoluminescence*

ETR - Elementos Terras Raras

ETRL- Elementos Terras Raras Leves

ETRM- Elementos Terras Raras Médios

ETRP- Elementos Terras Raras Pesados

REE - *Rare Earth Elements*

LREE - *Light Rare Earth Elements*

HREE - *Heavy Rare Earth Elements*

LILE- *Large-Ion Litophile Elements*

HFSE- *High Field Strength Elements*

Medidas e Grandezas

fO_2 - Fugacidade de Oxigênio

Ga - Bilhões de anos

mm – milímetro(s)

μm – micrômetro(s)

Sumário

Resumo.....	1
<i>Abstract</i>	2
Lista de Abreviaturas.....	3
Sumário.....	5
1. Estrutura da Dissertação.....	6
2. Capítulo I.....	7
2.1 Introdução.....	7
2.2 Contexto Geológico e Geotectônico.....	7
3. Capítulo II – Revisão Conceitual.....	15
3.1 Greenstone Belts.....	15
3.1.1 Desenvolvimento e Estruturação dos Terrenos <i>Greenstone Belt</i>	16
3.1.2 Características do magmatismo em <i>Greenstone Belts</i> Arqueanos e Paleoproterozóicos.....	17
3.2 Bacias de <i>Back-arc</i>	18
3.2.1 Bacias de <i>Back-arc</i> : mecanismos de extensão.....	19
3.2.2 A importância da água na formação dos basaltos de <i>back-arc</i>	20
3.2.3 Fontes mantélicas envolvidas na formação dos basaltos de <i>back-arc</i> : N-MORB e E-MORB.....	22
3.2.4 Os componentes de subducção e o modo de interação com o manto.....	23
3.3 Diagramas Geoquímicos.....	24
3.3.1 Elementos Maiores.....	25
3.3.2 Elementos Menores e Traços.....	26
4. Capítulo III - Metodologia.....	28
4.1 Revisão Bibliográfica.....	29
4.2 Petrografia.....	29
4.3 Geoquímica de Rocha Total.....	30
4.4 Geocronologia pelo método U/Pb.....	31
Referências Bibliográficas.....	32
5. Capítulo IV- Corpo principal da tese.....	39

1. Estrutura da Dissertação

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de um artigo publicado em periódico. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

O **Capítulo I** apresenta uma breve introdução sobre o tema, os objetivos do trabalho, e o contexto geológico e geotectônico em que a área de estudo está inserida. O **Capítulo II** apresenta uma revisão conceitual sobre *greenstone belts* e geoquímica de rochas vulcânicas. No **Capítulo III** estão descritos os procedimentos e técnicas empregados no desenvolvimento da Dissertação. No **Capítulo IV** é apresentado o artigo científico, cujo manuscrito foi submetido à revista *Journal of South American Earth Sciences* sob o título *Geochemistry and origin of the tholeiitic basalts from the 2.1 Ga Vila Nova Greenstone Belt, Guiana Shield, Brazil*.

2. Capítulo I

2.1 Introdução

Os *Greenstone Belts* ocorrem na forma de cinturões alongados em escudos Pré-cambrianos, com registros abundantes nas eras Arqueana e Paleoproterozóica. De forma geral, essas sequências são constituídas pela intercalação de rochas metavulcânicas e rochas metassedimentares, metamorfisadas em baixo a médio grau, exibindo grande diversidade nas relações estratigráficas e composicional dos litotipos em decorrência da idade e dos variados ambientes tectônicos de formação, e na sua forma e extensão, em resposta aos processos deformacionais e de erosão.

No Cráton Amazônico foram descritos diversos *Greenstone Belts* de idade Paleoproterozóica e Arqueana, ainda pouco investigados sob o aspecto petrológico, e comumente sem integração de dados estruturais, petrográficos e geoquímicos. O estudo das rochas metavulcânicas associadas a estes terrenos permite avaliar a idade de deposição da bacia, as fontes e os processos geradores do magmatismo bem como os sucessivos estágios de deformação e metamorfismo, fundamentais para a reconstrução geotectônica do contexto em que está inserido.

Este trabalho discute a origem e evolução do *Greenstone Belt* Vila Nova, por meio das relações estratigráficas e da caracterização de suas rochas metavulcânicas através de análises petrográficas, geoquímica de rocha total e geocronologia.

2.2 Contexto Geológico e Geotectônico

Inserido na porção setentrional da Plataforma Sul-Americana (Almeida & Hasui, 1984), o Cráton Amazônico, com cerca de 5.6 milhões de km² (sendo 4.4 milhões de km² no Brasil) representa uma das mais expressivas áreas no mundo de idade Arqueana e Proterozóica. Entretanto, a maior parte da área contida no Escudo das Guianas é pouco acessível, coberta por espesso manto de alteração intempérica e por densa floresta tropical, o que torna esse segmento ainda pouco conhecido com relação à evolução de suas paleogeografias e ambientes tectônicos.

A região sudeste e leste do Escudo das Guianas está contida dentro de um dos maiores cinturões orogênicos paleoproterozóicos do mundo, com evolução tectônica relacionada ao chamado Ciclo Orogrênico Transamazônico, (2.26-1.95 Ga).

A Província Maroni-Itacaiúnas envolve a porção central do cráton, representada por um núcleo de crosta continental Arqueana (Tassinari and Macambira 1999; Tassinari et al. 2000; Santos et al. 2000; Rosa-Costa et al. 2006).

Do ponto de vista geotectônico, o Cráton Amazônico insere-se como uma grande unidade estável durante a orogênese Brasileira, funcionando como um anteparo rígido quando da colisão das grandes massas continentais que deram origem ao supercontinente Rodinia, no final do proterozóico. Em sua porção leste e sudeste, o Cráton Amazônico é limitado por faixas móveis neoproterozóicas, representadas pela Província Tocantins e a oeste pela Cadeia Andina.

A individualização do Cráton Amazônico em segmentos crustais teve início no trabalho de Amaral (1974), no qual através dos métodos K-Ar e Rb-Sr o autor reconheceu três domínios estruturados em sentido NNW-SSE, as denominadas Província Oeste, atribuída ao Mesoproterozóico, Província Central, de idade arqueana, e a Província Leste, paleoproterozóica. Com a disponibilização de novos dados geocronológicos (Sm-Nd e U-Pb nos mais recentes), foram redefinidos os limites entre as províncias, e a sua evolução foi abordada de duas formas distintas. O modelo ensiálico, proposto por Costa & Hasui (1997), implica em um segmento crustal arqueano fortemente retrabalhado durante o paleoproterozóico, à que foram sendo acrescentados segmentos crustais mais jovens, por meio de tectônica vertical, sem um papel significativo dos processos de subducção.

Um segundo modelo, baseado em conceitos de acreção horizontal, foi construído ao longo dos trabalhos de Cordani et al. (1979), Teixeira et al. (1989), Tassinari & Macambira (1999) e Cordani & Teixeira (2007), e modificado por Santos et al. (2000) e Santos (2003). Nesse modelo, o Cráton Amazônico é composto em sua porção central por um extenso núcleo de crosta continental preservada e estabilizada desde o Arqueano circundado pelas faixas móveis Paleo a Mesoproterozóicas. Desta forma, foram individualizadas as províncias Amazônia Central (> 2,5 Ga), que compreende os núcleos arqueanos Carajás e Iricoumé, e as províncias paleo e mesoproterozóicas denominadas Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,9 Ga), Ventuari-Tapajós (1,9 – 1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55 – 1,3 Ga) e Sunsás (1,25 – 1,0 Ga).

A Província Maroni-Itacaiúnas tem sua evolução relacionada à orogênese do Ciclo Transamazônico e consiste de grandes extensões de crosta juvenil

paleoproterozóica e alguns remanescentes arqueanos retrabalhados (Teixeira et al., 1989; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 1999, 2004; Tassinari et al. 2000; Rosa-Costa et al. 2006). Esta província contém grande parte dos *greenstones belts* do Cráton Amazônico, incluindo o Pastora (Venezuela), Barama-Mazaruni (Guiana), Marowijne (Suriname), e no Brasil os *greenstones* Vila Nova, Ipitinga, Tartarugalzinho, Serra do Navio, Oiapoque e Lombarda (McReath & Faraco, 2006). Estes *greenstone belts* em geral constituem cinturões alongados na direção NW-SE, e são separados por largas faixas de rochas de embasamento, ou de granitoides e reúnem características semelhantes em termos de unidades litológicas, composição química e geocronologia (McReath & Faraco, 2006).

O *greenstone belt* Vila Nova localiza-se no extremo norte do Brasil, na porção centro-sul do Estado do Amapá, nos municípios de Mazagão e Porto Grande, cortada pelo rio Vila Nova, em seu médio-alto curso. A área está inserida entre os paralelos 0°19'00" e 0°32'00" de latitude norte e os meridianos 51°55'00" e 51°20'00" de longitude oeste (**Figura 01**):

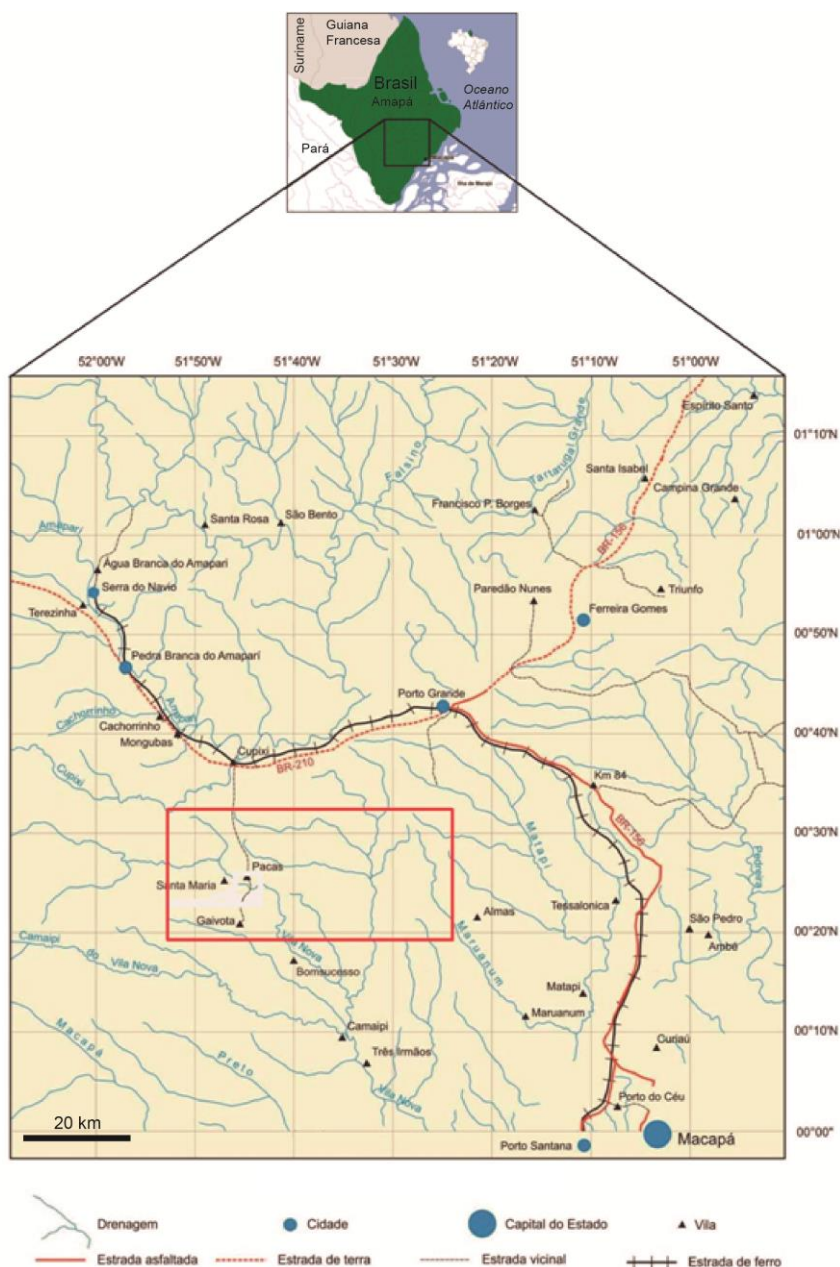


Figura 1. Localização geográfica da área de pesquisa. O retângulo vermelho delimita a área de estudo.

Na região da Vila Nova o embasamento é composto por ortognaisses e granitóides que foram interpretados como sendo composto por rochas paleoproterozóicas relacionadas a Província Maroni-Itacaiunas (Tassinari e Macambira, 1999; Tassinari et al., 2000). Com base nas relações de contato, tipos litológicos, dados geofísicos e geocronológicos e no grau metamórfico dos complexos, Rosa-Costa et al. (2003, 2006a,b) individualizaram no interior desta província um vasto segmento de crosta arqueana denominado de Bloco Amapá. Este bloco é constituído por um embasamento metamórfico de alto grau, de idade meso a neoarqueana, com alguma contribuição de paleoarqueano, intensamente

retrabalhado durante a orogênese Transamazônica no paleoproterozóico (Lima *et al.*, 1974).

Na região estudada, as unidades basais estão representadas pelo Complexo Tumucumaque, pelos granitos Anauerapucu, Mungubas, e pelas rochas intrusivas do Complexo Bacuri (Spier e Ferreira Filho, 1999; Pimentel *et al.*, 2002; Barbosa *et al.*, 2013; Borghetti *et al.* 2017). Sobre estas unidades repousam as rochas do *greenstone belt* Vila Nova, afetadas por metamorfismo orogênico de baixo a médio grau e intrudidas por granitos paleoproterozóicos.

O Complexo Tumucumaque é a unidade mais antiga e está composta por gnaisses tonalíticos a granodioríticos e gnaisses dioríticos, com ocorrência subordinada de corpos anfibolíticos (metagabros) pouco ou indeformados concordantes ao bandamento gnáissico regional (Rosa-Costa *et al.*, 2006; Borghetti *et al.*, 2017). Os ortognaisses mostram cores cinza claro a escuro e um bandamento incipiente marcado por níveis descontínuos de biotita e/ou hornblenda. (Borghetti *et al.* 2017). Estes gnaisses estão metamorfizados em condições da fácies anfibolito médio a superior.

Stocks de gabros de idade arqueana, bem como granitóides paleoproterozóicos com dimensões variadas também são comuns em vários pontos da área estudada (Borghetti *et al.* 2017). Na região do *greenstone belt* Tartarugalzinho, os ortognaisses do embasamento foram datados pelo método Pb-Pb em zircão (TIMS) em 3.48 Ga. Na região da Vila Nova foi obtida uma idade modelo T_{DM} de referência em rocha total pelo método Sm-Nd de 3.3 Ga (Pimentel *et al.* 2002). Mais recentemente, Rosa-Costa *et al.* (2006) e Borghetti *et al.* (2014, 2017a) obtiveram para ortognaisses do Complexo Tumucumaque idades Pb-Pb (TIMS) e U-Pb (LA-MC-ICPMS) em zircão no intervalo entre 2.85 e 2.67 Ga.

O Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri (CMUB) corresponde a um corpo máfico-ultramáfico alongado na direção E-W, constituído pela intercalação de camadas de metagabros, metaperidotitos, cromititos, anfibolitos, serpentinitos e tremolititos (Spier e Ferreira Filho, 1999). Estas unidades apresentam registro de intensa deformação dúctil e metamorfismo de fácies anfibolito. As rochas do CMUB apresentam relações intrusivas com os gnaisses do embasamento e contato tectônico com os metassedimentos do Complexo Vila Nova (Spier e Ferreira Filho, 1999). A natureza estratiforme do CMUB é definida pela estrutura acamadada e

pelas características químicas e texturais dos cromititos e das rochas máfico-ultramáficas (Spier e Ferreira Filho, 1999).

O Complexo Vila Nova (GBVN) foi a designação usada para denominar as unidades metavulcano-sedimentares que ocorrem como diversos *greenstone belts* denominados regionalmente como Ipitinga, Tumucumaque, Serra do Navio, Tartarugalzinho, Lombarda e Oiapoque (McReath e Faraco, 2006). Na região da Serra do Navio e da Vila Nova foi subdividido regionalmente em diversas formações da base para o topo (CPRM, 2004; Barbosa *et al.* 2013) (**Figura 2**).

A porção denominada **Vila Nova Indiviso** ocorre na Serra do Navio e na região do Cupixi, compreende a maior área de exposições, sendo composta por anfibolitos, actinolita xistos e xistos paraderivados com metamorfismo em fácies anfibolito, atingindo localmente a fácies granulito (Barbosa *et al.*, 2013). A **Formação Santa Maria do Vila Nova** compreende xistos paraderivados com biotita, granada e cordierita, por vezes com muscovita ou sillimanita, além de quartzitos. Inclui faixas isoladas de rochas paraderivadas químicas e clásticas, com BIFs, quartzitos a magnetita e magnetititos contendo depósitos de Fe. A **Formação Jornal** é composta por actinolita xistos, anfibolitos e clorita-cummingtonita-antofilita xistos. A **Formação Igarapé Araujo** é composta por metamafitos e metaultramafitos, representados por xistos a plagioclásio e actinolita e anfibolitos, e por metadunitos, metaperidotitos e xistos magnesianos com olivina, tremolita, antofilita-talco, e serpentina-clorita. A **Formação Serra das Coambas** é constituída por quartzitos puros e aluminosos, xistos pelíticos e BIFs (formação ferrífera bandada, fácies óxido e aluminoso) com ocorrência subordinada de anfibolitos e metariolitos (Barbosa *et al.*, 2013).

Na região da Vila Nova, a integração dos levantamentos geológicos de campo e aerogeofísicos permitiram o reconhecimento em escala de semi-detalle (1:50.000) de dois domínios petrotectônicos distintos, definindo um Domínio Basal essencialmente metavulcânico e um Domínio Superior predominantemente metassedimentar (**Figura 3**). As rochas metassedimentares detríticas incluem metaconglomerados com fragmentos de quartzitos e de veios de quartzo leitoso, quartzitos, fuchsitita-quartzo xisto e micaxistos, enquanto as de origem química incluem a formação ferrífera bandada (hematita filitos e xistos) e o quartzito

ferruginoso. As rochas metavulcânicas incluem anfibolitos e anfibólio xistos, com raras ocorrências de lentes de xistos magnesianos.

As relações geocronológicas entre estas unidades foram investigadas por Borghetti et al. (2014, 2017), que demonstrou através de datações pelo método U-Pb em zircões detríticos um intervalo de idades entre 3.6 e 2.4 Ga, confirmando a erosão do embasamento arqueano na formação da *greenstone belt* da Vila Nova. Os autores obtiveram a idade de 2.170 ± 9 Ma para um protólito de basalto andesítico da região da Vila Nova, estabelecendo o período Riáciano como idade máxima de deposição da bacia do GBVN.

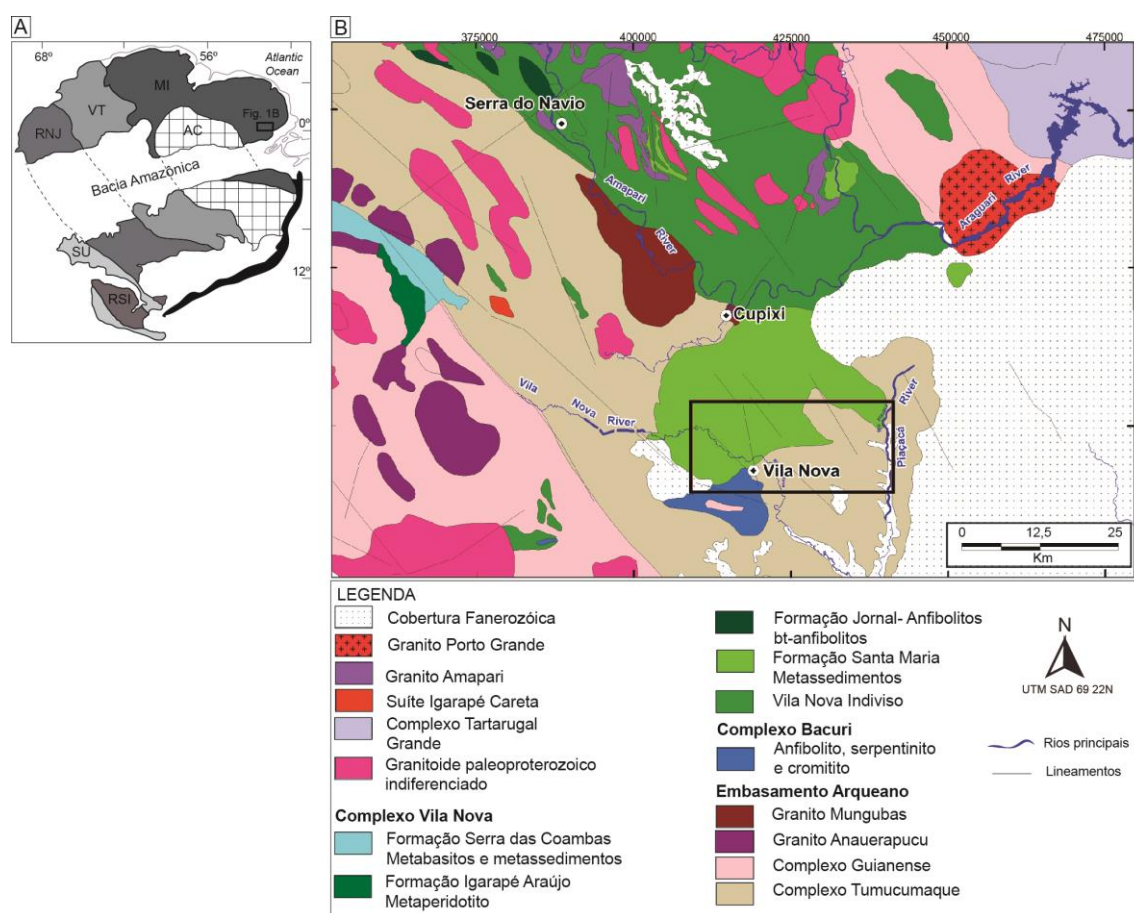


Figura 2. Contexto geológico da área de estudo. (A) Distribuição das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com Tassinari e Macambira (2004). MI = Maroni-Itacaiúnas; AC= Amazônia Central; VT= Ventuari Tapajós; RNJ- Rio Negro-Juruena; SU = Sunsás; RSI = Rondoniana-San Ignácio. (B) Mapa geológico da região da Vila Nova e da Serra do Navio, destacando-se no retângulo a localização da área estudada. Escala 1:100.000. Extraído de Faraco et al. (2004) e Barbosa et al. (2013).

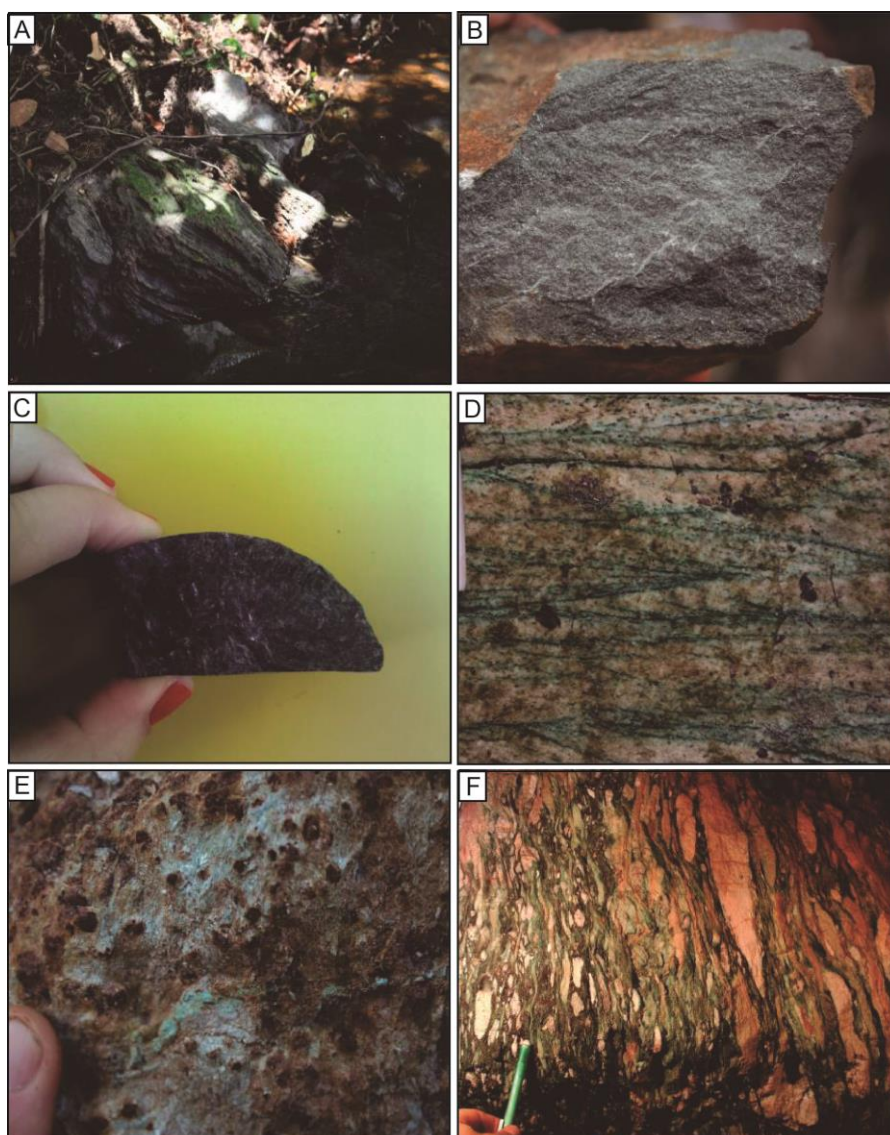


Figura 3. Fotografias das unidades do Complexo Vila Nova aflorantes na área de estudo. A) Aspecto geral do afloramento de anfibolito (ponto CB-19). B) Amostra de anfibolito com textura nematoblástica fina. C) Amostra de anfibólio-xisto com textura decussada grossa (furo VGN-18). D) Afloramento de quartzito com fuchsite marcando a estratificação cruzada acanalada de pequeno porte. E) Afloramento de metapelito (granada-cordierita-biotita xisto). F) Afloramento de metaconglomerado milonítico.

3. Capítulo II – Revisão Conceitual

3.1 *Greenstone Belts*

A expressão *Greenstone belt* remonta a um antigo termo utilizado em trabalhos de campo para identificar rochas compostas por minerais metamórficos de cor verde escura, produtos da transformação da mineralogia original de rochas vulcânicas máficas e ultramáficas em condições de baixo grau metamórfico (Goodwin, 1981). Estas rochas são comumente encontradas associadas à rochas metassedimentares, compondo os terrenos *Greenstone Belt*, que apresentam uma história evolutiva complexa. Embora da visão clássica de que estes cinturões estariam restritos ao Arqueano e Paleoproterozóico, revisões recentes identificam sequências do tipo *Greenstone Belt* mais jovens no registro geológico, com ampla deposição durante o Mesoproterozóico e Neoproterozóico (Furnes *et al.*, 2015).

Em relação à gênese dos *Greenstone Belts*, há duas escolas com pensamentos divergentes. A escola uniformitarista, admite a tectônica de placas atuante durante todo o Pré-Cambriano (Cawood *et al.*, 2006; Jackson, 1994; Furnes *et al.*, 2015) e a escola não-uniformitarista propõe que a tectônica de placas não operava no período pré-Neoproterozóico (Bickle *et al.*, 1994; Hamilton, 1998, 2011; Stern *et al.*, 2005).

Dentre as características observadas pelos não-uniformitaristas, a ausência de padrões característicos das zonas de subducção atuais, como por exemplo, *mélanges* e ofiolitos, e paragênese mineral em condições metamórficas da fácies Xistos Azuis, são apontados pelos autores como indícios de que a tectônica de placas não operava em períodos anteriores ao Neoproterozóico (Hamilton, 1998; McCall, 2003; Stern, 2005). Segundo Hamilton (2007), as lavas ultramáficas de idade pré-neoproterozóica foram formadas a partir de alto grau de fusão parcial do manto em altas temperaturas, que ascenderam enquanto a proto-crosta delaminada submergia. Nesse sentido, a geração de basaltos toleíticos é evocada a partir da assimilação da porção inferior de uma proto-crosta máfica e material TTG mais raso em um líquido ultramáfico.

Em contrapartida, os autores que admitem a tectônica de placas durante o Pré-cambriano, afirmam que alguns terrenos arqueanos e paleoproterozóicos definidos como *Greenstone Belts* apresentam uma sequência de rochas compatível

com a estrutura da crosta oceânica e representam, portanto, fragmentos de ofiolitos que foram gerados em centros de expansão meso-oceânica (de Wit, 2004; Furnes *et al.*, 2015). Ainda, segundo estes últimos autores, a maioria dos terrenos do tipo *greenstone belt* de idade pré-cambriana são compostos por basaltos com geoquímica análoga à de basaltos gerados com componentes de subducção, em arcos de ilha e bacias de *back-arc* modernas. Smart *et al.*, (2014), salienta as evidências geoquímicas e isotópicas em eclogitos de idade paleoproterozóica com assinatura de litosfera oceânica reciclada.

Goodwin (1981) pontua que no Arqueano a tectônica de placas atuou, porém em mecanismos diferentes dos atuais. Segundo Goodwin (1981) o alto fluxo térmico permitiu um substancial movimento horizontal de micro-placas, com acresção de terrenos do tipo *greenstone belt* aos proto-continentes, sem que esses fossem consumidos em processos de subducção.

3.1.1 Desenvolvimento e Estruturação dos Terrenos *Greenstone Belt*

Os terrenos do tipo *greenstone belt* frequentemente ocorrem na forma de domo e bacia, com as rochas metavulcânicas e metassedimentares associadas aos equivalentes graníticos, ou sobrepondo terrenos mais antigos. Os trabalhos que abordaram a evolução dos *greenstone belts* admitem dois mecanismos estruturais, ambos vinculados ao paradigma da formação da crosta continental no Pré-cambriano: (i) o modelo de tectônica vertical, devido à isostasia, e (ii) sob a ótica da tectônica de placas, aonde o movimento horizontal é preponderante (West & Mareschal, 1979).

De acordo com os modelos propostos com base na isostasia, os *greenstone belts* desenvolveram-se através da deposição de rochas vulcânicas em bacias oceânicas (Anhaeusser, 1970; Hargraves, 1976), e a estrutura reflete condições de uma litosfera com menor viscosidade do que a crosta atual (Bouhallier *et al.*, 1993; Van Kranendonk *et al.*, 2004; Robin & Bailey, 2009. Assim, a deformação é provocada por movimentos verticais e os domos graníticos são interpretados como diápiros que ascendem devido à sua baixa densidade em relação à sequência vulcano-sedimentar, que apresenta maior densidade.

No ponto de vista uniformitarista, alguns autores argumentam que os padrões de deformação em *greenstone belts* arqueanos não eram significativamente diferentes dos cinturões orogênicos mais jovens (de Wit, 1982; Myers & Watkins, 1985; White *et al.*, 2003; Van der Velden *et al.*, 2006). Nessa interpretação, os domos e bacias ocorrem como resultado de padrões de interferência de dobras. A deformação é atribuída aos movimentos horizontais, e o regime compressivo durante a deformação da crosta resulta no espessamento crustal, em dobramentos e na acomodação das falhas de empurrão de baixo ângulo.

Sob a ótica da tectônica de placas, os ambientes tectônicos de geração dos *greenstone belts* tem sido interpretados como *rifts* intra-continentais, *rifts* de dorsais meso-oceânicas, bacias de *back-arc* associadas a arcos de ilhas, platôs oceânicos ou alguma combinação destes ambientes (de Wit & Ashwal, 1986; Heubeck & Lowe, 1994; Lowe & Byerly, 1999, Kusky & Polat, 1999; Zeh *et al.* 2009, 2013). Assim, uma gama de ambientes tectônicos é preservada nos *greenstone belts* e os cinturões podem ser compostos por associações de diferentes ambientes tectônicos justapostos por meio de cavalgamento (de Wit & Ashwal, 1995, 1997; Kusky & Vearncombe, 1997).

A história evolutiva de alguns desses terrenos foi interpretada ao longo do tempo, a partir de uma visão ensimática (pré-tectônica de placas) para modelos de desenvolvimento de *greenstone belts* totalmente alóctones, baseados no paradigma da tectônica de placas (Thurston, 2002) e remonta a processos deformacionais que podem colocar justapostas unidades metavulcânicas e metassedimentares, com ou sem relação genética. Nesse âmbito, o reconhecimento das descontinuidades estruturais em cada *greenstone belt*, é essencial para o reconhecimento da natureza alóctone ou autóctone, em relação ao embasamento e entre as próprias associações petrotectônicas representadas pelos domínios vulcânicos e sedimentares.

3.1.2 Características do magmatismo em *Greenstone Belts* Arqueanos e Paleoproterozóicos

A composição geoquímica dos basaltos tem sido usada para avaliar as mudanças na composição do manto ao longo da escala geológica e está relacionada à sua evolução termal (Condie, 1985). Estudos comparativos de rochas metavulcânicas de *greenstone belts* de diferentes idades, reconheceram mudanças

seculares na composição dessas rochas, especialmente no limite Arqueano/Proterozóico (Condie, 1989; 1990a; Arndt, 1991).

Condie (1989) analisou *greenstone belts* com conteúdo litoestratigráfico e geoquímica de metabasitos compatíveis à ambientes com subducção, como aqueles gerados em bacias de *fore-arc*, *back-arc* e intra-arco, em um intervalo de número de magnésio entre 60-65. Os resultados mostram que nos basaltos arqueanos, a média de LILE (elementos litófilos de raio grande) é menor do que aqueles de idade Proterozóica. Os padrões de ETR normalizados pelo condrito são enriquecidos para rochas arqueanas e paleoproterozóicas. Entretanto, as rochas paleoproterozóicas assumem os maiores valores de ETRL ($La/Yb=4-5$) e de ETR totais, do que os basaltos arqueanos ($La/Yb = 2-3$). Os *greenstone belts* arqueanos também apresentam basaltos com valores inferiores de Ti, Zr, Y, Hf e P e superior de Cr e Ni, em comparação com os basaltos proterozóicos (Gill & Bridgwater, 1979; Condie, 1985).

Segundo (Condie, 1989), os basaltos de *greenstone belts* arqueanos são predominantemente toleíticos com características geoquímicas associadas a uma fonte empobrecida, enquanto que os basaltos proterozóicos apresentam características Ca-alcálicas derivadas possivelmente de fontes mais enriquecidas. De acordo com o autor, o enriquecimento das fontes mantélicas no Proterozóico pode ser atribuído à extração de basaltos e andesitos a partir da fusão da cunha mantélica ou contaminação crustal. Ambas as interpretações implicam na necessidade de crosta continental durante o Pré-cambriano.

De acordo com Furnes *et al.*, (2015), a partir da comparação geoquímica de metabasaltos de 250 *greenstone belts*, de idade Pré-cambriana, a ampla maioria dos *greenstones* analisados (85%) apresenta algum componente de subducção, o que reforça a atuação da tectônica de placas durante o Arqueano. Entretanto, os basaltos intraplaca, enriquecidos em elementos incompatíveis são incomuns antes de 1.0 Ga e raros antes de 2.5 Ga (Condie, 1985; Furnes *et al.*, 2015).

3.2 Bacias de *Back-arc*

A introdução de crosta oceânica e sedimentos, por meio de subducção, modifica a composição do manto através da reciclagem desses materiais. Em

superfície, as características da subducção são reconhecidas principalmente através das cadeias de arcos vulcânicos que exibem magmatismo andesítico ou riolítico abundante. Entretanto, em zonas de convergência entre duas placas oceânicas, em condições específicas, pode ser gerada uma extensão atrás do arco. Embora os mecanismos geradores dessa extensão ainda não sejam totalmente compreendidos, muitos trabalhos abordaram as características geoquímicas dos basaltos gerados nesses ambientes, e permitiram a distinção dos basaltos de *back-arc*, daqueles formados em dorsais meso-oceânicas e em arco de ilhas, e um maior entendimento acerca dos processos de formação dessas lavas.

3.2.1 Bacias de *Back-arc*: mecanismos de extensão

As bacias de *back-arc* desenvolvem-se através da extensão na placa associada a um ambiente de subducção entre o arco vulcânico ativo e o arco remanescente (inativo) ao longo de uma zona de fraqueza pré-existente (Karig, 1971; Uyeda & Kanamori, 1979). Os fatores que levam à ruptura da crosta pré-existente e possível desenvolvimento de uma nova crosta oceânica com extrusão de lavas, foram inicialmente interpretados a partir de processos francamente endógenos, associados principalmente à dinâmica do manto (Karig, 1971; Sleep & Toksoz, 1971). Com o aperfeiçoamento das técnicas de investigação, por meio de modelamento numérico e estudos paleomagnéticos foram reconhecidos outros fatores condicionantes da extensão em *back-arc*, como a diferença de velocidade entre as placas em convergência, o ângulo e a idade da placa em subducção (Scholz & Campos, 1995; Fachenna et al., 2001) ou alguma combinação desses elementos (Sdrolia, 2005).

Karig (1974) abordou a influência da subducção no desenvolvimento da extensão em bacias marginais a partir de estudos de gravimetria na fossa de Mariana. Karig (1971, 1974) postula que a extensão pode ser gerada pela ascensão de um diápiro, facilitada pela desidratação da placa em subducção. O diápiro ao alcançar a região do arco, promove a separação deste com a crosta oceânica, gerando a bacia de *back-arc*.

Alguns autores (Packham & Falvey, 1971; Barazangi & Sbar, 1971; Kanamori, 1971) sugeriram que a ascensão passiva do manto astenosférico pode ser gerada com o término da subducção e a partir da movimentação relativa das placas. O

arraste em virtude da diferença da viscosidade do manto em relação à Zona de Benioff, com formação de células de convecção astenosféricas, também foi proposto por Sleep & Toksoz, 1971.

Molnar & Atwater (1978) e Uyeda & Kanamori (1979) argumentaram que a extensão depende principalmente do ângulo de subducção. A subducção de litosfera antiga e pesada adiciona um componente vertical, logo é capaz de promover a extensão em região de *back-arc*, ao passo que em regiões com subducção de litosfera jovem e pouco densa promove um espessamento crustal em decorrência da subducção em baixo ângulo, gerando um forte componente compressivo sem ou com pouco fator extensional. Os estudos experimentais desenvolvidos por Kincaid & Olson (1987), observaram os efeitos da subducção ao atingir a descontinuidade de Moho (650 km). Os resultados indicam que a subducção em alto ângulo pode produzir um efeito de *roll-back* significativo, capaz de gerar os esforços extensionais na região de *back-arc*. A velocidade do *roll-back* é proporcional à idade da placa, sendo mais veloz nas placas mais antigas e mais densas, e a migração da linha de curvatura da placa é o condicionante principal no desenvolvimento da extensão em ambientes de *back-arc* (Faccenna *et al.*, 2001, Schellart *et al.*, 2003; Sdrolias & Müller, 2006).

Com base em estudos comparativos de geocronologia e paleomagnetismo em bacias de *back-arc* recentes (Izu-Bonin-Mariana e Tonga-Kermadec), Sdrolias & Muller (2006) demonstraram que a extensão vinculada à este ambiente, ocorre quando a placa oceânica em subducção apresenta idade superior a 55 Ma, o ângulo médio da placa é maior do que 30°, e quando a formação da bacia de *back-arc* é precedida pelo movimento absoluto oposto da placa mergulhante em relação à linha da fossa. Uma vez que tem início a extensão, o processo é continuado pelo *roll-back* da placa mergulhante.

3.2.2 A importância da água na formação dos basaltos de *back-arc*

A presença da água no manto superior em decorrência da desidratação da placa oceânica em subducção é o principal fator determinante na composição geoquímica dos basaltos gerados em arcos magmáticos e em bacias de *back-arc*. Este fundamento tem como base diversos estudos, incluindo a observação de que lavas formadas em ambientes de arco contém fenocristais hidratados (Gill *et al.*,

1981), elementos traços e razões isotópicas característicos de sedimentos e de crosta oceânica (Planck & Langmuir, 1993; Miller *et al.*, 1994), e encontram apoio em técnicas experimentais (Gaetani *et al.*, 1994, Stolper & Newmann, 1994).

Stolper & Newman (1994) compararam o conteúdo dos elementos traços e de teor de água em vidros riolíticos da bacia extensional vinculada ao Arco das Marianas. De acordo com os autores, tanto o aumento em elementos litófilos de raio grande (*LILE*) quanto a diminuição em elementos de alto campo de força (*HFSE*), característicos de basaltos de *back-arc* podem ser vinculados ao aumento do teor de água dissolvida no manto.

Tendo em vista que os elementos *LILE*, em virtude da sua incompatibilidade no manto são continuamente extraídos e enriquecidos na crosta, a placa oceânica ao entrar em subducção, libera fluidos aquosos no manto por meio da desidratação das assembléias de baixo grau metamórfico geradas pelo metamorfismo de fundo oceânico ocasionando o aumento da pressão de voláteis e facilitando a mobilidade dos elementos litófilos (*LILE*), que chegam à zona da bacia de *back-arc*. Os elementos *HFSE*, são empobrecidos em basaltos relacionados à arcos, em comparação à aqueles originados em dorsais meso-oceânicas. Essa característica foi interpretada por alguns autores em razão de sua baixa mobilidade em presença de fluido aquoso (Pearce & Cann, 1973; McCulloch & Gamble, 1991; Keppler, 1996).

Entretanto, estudos experimentais indicam que os elementos *HFSE* em condições de aumento de pressão e de fluidos dissolvidos adquirem caráter móvel, semelhante aqueles dos elementos *LILE* e *ETRL* (Brenan *et al.*, 1995; Stalder *et al.*, 1998). Essa característica requer, portanto a presença de anfibólio (Ionov & Hofmann, 1995; Tiepolo *et al.*, 2000), ou uma fase titanífera residual, como o rutilo (Brenan *et al.*, 1995; Stalder *et al.*, 1998), nas fontes dos magmas de arcos que seletivamente retém os *HFSE*. Os modelos que predizem o empobrecimento dos *HFSE* por fases titaníferas incluem fontes de eclogito à base de rutilo ou granada anfibolito no caso da subducção profunda (Stalder *et al.*, 1998; Brenan *et al.*, 1994; Foley *et al.*, 2000).

3.2.3 Fontes mantélicas envolvidas na formação dos basaltos de *back-arc*: N-MORB e E-MORB

A origem de um manto superior empobrecido e de um manto inferior mais enriquecido remonta à primeira metade da história da Terra e resulta da extração, a partir do manto, dos magmas que deram origem à crosta continental. A formação desses magmas conduziu a um empobrecimento do manto superior em elementos químicos que possuem afinidade com os líquidos magmáticos (elementos incompatíveis). Esse processo concentrou os elementos incompatíveis na crosta continental.

Os termos “compatível” e “incompatível” referem-se à partição dos elementos nas estruturas cristalinas em relação a dois líquidos coexistentes. Os elementos são ditos compatíveis, quando tem maior afinidade para a estrutura cristalina dos minerais mantélicos (em relação à fusão parcial), e logo se concentram no resíduo. Os elementos incompatíveis, entretanto, não entram na estrutura dos minerais mantélicos, sendo extraídos com maior facilidade na fusão parcial, e conseqüentemente, enriquecidos na crosta. Dessa forma o resíduo da extração fica empobrecido em elementos litófilos e ETRL, dando origem aos basaltos tipo N-MORB. O manto inferior é por comparação, enriquecido nesses elementos, pois não participou dos processos de extração, e também recebe o influxo de elementos litófilos, decorrentes da desidratação da cunha mantélica.

Também são encontrados associados a ambientes distensivos basaltos mais enriquecidos em LILE e ETRL, definidos como E-MORB. De acordo com Saunders *et al.*, 1988, basaltos do tipo E-MORB poderiam representar frações do manto menos empobrecidas do que o N-MORB (através de um menor grau de fusão). De acordo com Schilling (1973) e Zindler & Hart (1986), estes basaltos poderiam ser resultado da interação de plumas enriquecidas do manto inferior com o manto superior empobrecido em dorsais meso-oceânicas, o que explica o enriquecimento comum em basaltos originados em locais próximos a plumas mantélicas. O componente enriquecido em ambientes de dorsais, também pode ser atribuído à interação entre a crosta oceânica reciclada em níveis profundos e um componente empobrecido (Hofmann & White, 1982).

3.2.4 Os componentes de subducção e o modo de interação com o manto

Atualmente há um consenso de que as lavas formadas em bacias de *back-arc* apresentam um magmatismo transicional entre arco de ilhas e dorsal meso-oceânica (MORB). Os componentes de subducção, são identificados por enriquecimento relativo de H₂O, LILE (Rb, Sr, Ba, La, Th) em relação MORB, porém inferiores em relação aos de arco de ilhas.

Pearce *et al.*,(2005) subdividiu os componentes de subducção em três grupos, de acordo com o seu comportamento em relação à fase fluida. O componente mantélico é constituído por elementos considerados imóveis na subducção (Nb, Ta, Zr, Hf, Tie ETRP). O componente contendo todos os elementos móveis no fluido aquoso em alta temperatura (Rb, Ba, Sr, K, Th, U, ETRL, ETRM, P e Pb), associados à porções mais profundas da crosta oceânica em subducção, define o fluido supercrítico. Um componente contendo os elementos móveis em baixa temperatura (Rb, Ba, K, Sr e Pb), é liberado em condições de subducção mais rasa.

Alguns modelos foram propostos a fim de analisar as possíveis interações entre o manto e os componentes de subducção (**Figura 4**): (i) O modelo de Reciclagem (Volpe *et al.*,1990; Martinez & Taylor, 2002), propõe a mistura física entre o manto em ascensão na dorsal de *back-arc* com o manto metassomatizado; (ii) A adição direta do componente de subducção (como fase fluida) ao manto em ascensão foi proposta por Elliott *et al.*, 1997; (iii) Adição do componente de subducção (como fusão hidratada) ao manto em ascensão (Davies & Stevenson, 1992) e (iv) Incorporação de componente de subducção herdado a partir da interação com a litosfera (Pearce *et al.*,2005).

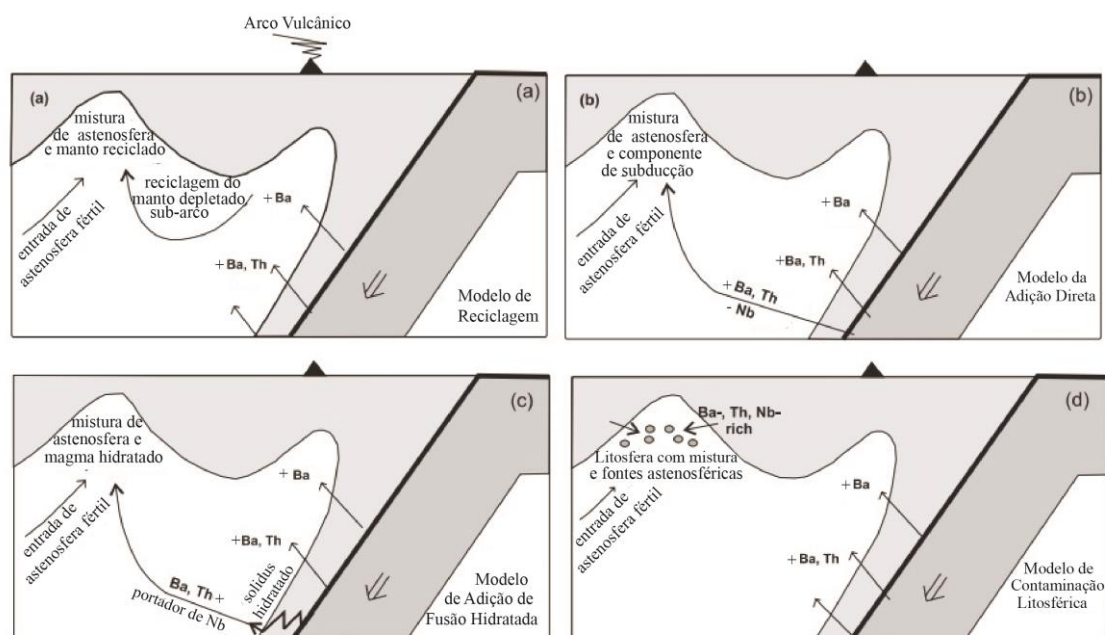


Figura 4. Modos de interação entre o manto e os componentes de subducção. A) Modelo de Reciclagem (Volpe, 1990). B) Modelo da Adição Direta (Elliott, 1997). C) Modelo de adição de Fusão Hidratada (Davies & Stevenson, 1992). D) Modelo de Contaminação Litosférica (Pearce, 2005). Modificado de Pearce & Stern (2006).

3.3 Diagramas Geoquímicos

A geoquímica das rochas vulcânicas é sensível aos processos petrológicos que controlam a sua origem. Nesse sentido a geoquímica de rocha total em rochas vulcânicas tem sido amplamente utilizada como diagnóstico para classificação dos variados ambientes tectônicos em que estão inseridas. Para rochas arqueanas e paleoproterozóicas, atualmente admite-se modelos de tectônica de placas análogos aos sistemas atuais, logo para a discriminação tectônica dos metabasitos utiliza-se como referência os mesmos diagramas utilizados para as rochas vulcânicas encontradas nos principais ambientes tectônicos do Fanerozóico.

Atualmente os centros de expansão são responsáveis por grande parte do volume de basalto produzido no planeta terra, e a disponibilização de um amplo acervo de dados geoquímicos e isotópicos permitiu um melhor entendimento em relação aos processos petrológicos que influenciam a sua composição.

Entretanto, como grande parte dos cinturões paleoproterozóicos e arqueanos encontra-se polimetamorfizado, e tendo em vista que o aumento da temperatura e da pressão de fluidos durante o metassomatismo facilita as trocas e substituições químicas podendo alterar a concentração dos elementos quando da cristalização da

rocha, é fundamental a investigação do comportamento geoquímico dos elementos nessas condições. Embora os elementos maiores, apresentem relativa mobilidade em presença de fluido aquoso, os elementos menores e traço são tidos como relativamente imóveis durante o metamorfismo de baixo grau e devem refletir as concentrações iniciais do protólito. Nesse capítulo serão abordadas as características e padrões dos elementos maiores, menores e traços em rochas vulcânicas geradas em ambiente dorsais meso-oceânicas e suas aplicações em diagramas geoquímicos.

3.3.1 Elementos Maiores

Os elementos maiores apresentam a porcentagem em massa maior do que 1% na rocha e geralmente são expressos em óxidos. Nas rochas vulcânicas, os óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , FeO e Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , TiO_2 , K_2O , e P_2O_5 ocorrem geralmente em volume significativo e são usados na sua classificação. Os diagramas baseados em elementos maiores são utilizados para identificação das séries magmáticas, avaliação da co-geneticidade das suítes identificadas, definição das trajetórias de cristalização fracionada e uma avaliação preliminar dos processos de diferenciação, como a cristalização fracionada, a contaminação e a assimilação.

Um dos diagramas mais utilizados na classificação das rochas vulcânicas é o TAS (Le Maitre, 1989). Baseado na relação entre o conteúdo de álcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) e a sílica (SiO_2), a classificação TAS define intervalos de composição à que são atribuídos os nomes da rocha, conforme as normas da IUGS. As rochas ainda podem ser classificadas em ultrabásicas, básicas, intermediárias e ácidas, conforme o seu conteúdo de SiO_2 . O diagrama multicatiônico de Jensen (1976), é utilizado para classificação de rochas máficas e ultramáficas, com base nas relações entre Al, Mg e $\text{Fe}(\text{total})+\text{Ti}$, com distinções entre as amostras das séries toleítica e cálcico-alcalina.

As séries magmáticas com baixos teores de K_2O podem ser diferenciadas a partir da identificação dos *trends*, quando dispostas em um diagrama AFM (Al_2O_3 - FeO - MgO). Na série toleítica, a baixa $f\text{O}_2$, característica dos ambientes em que essa série é formada, inibe a cristalização precoce de óxidos de Fe-Ti, como a magnetita, e provoca um enriquecimento em direção ao vértice de FeO . Na série cálcico-alcalina é identificado um *trend* aproximadamente horizontal em virtude da

cristalização precoce de óxidos de Fe-Ti, favorecida por uma maior efetividade da fO_2 , em geral, associada aos ambientes com influência de processos relacionados à subducção.

Em geral, para suítes de amostras cogenéticas pares de óxidos podem ser correlacionados de forma positiva, negativa, ou aleatória. Estes padrões definem *trends* que podem ser gerados em decorrência de fusão parcial, cristalização fracionada, mistura de magmas ou contaminação crustal. Nas rochas básicas, utilizando-se o MgO como índice de diferenciação para um grupo de amostras cogenéticas, a cristalização fracionada forma *trends* bem definidos, em que os termos mais primitivos assumem os valores maiores de MgO, enquanto os termos mais evoluídos, mostram valores inferiores de MgO. Essas trajetórias permitem avaliar a extração de minerais do manto identificados por trajetórias descendentes (ou aproximadamente) com o consumo do MgO, como por exemplo o Al_2O_3 , que marca a cristalização de plagioclásio, o CaO, a cristalização de clinopiroxênio, e o FeO, a partir da cristalização de óxidos e/ou minerais ferro-magnesianos.

Tendo em vista a relativa mobilidade dos elementos maiores FeO e MgO no metamorfismo de fundo oceânico em basaltos, e de Al_2O_3 durante o metamorfismo em condições de fácies xisto-verde (Pearce, 1977), o uso dos diagramas baseados em elementos maiores deve ser analisado em conjunto com diagramas de classificação que utilizam os elementos menores, que são relativamente imóveis em condições de metamorfismo de fácies xisto-verde (Winchester & Floyd, 1977), ou através da comparação da composição da rocha com rochas vulcânicas fanerozóicas não-alteradas, como a partir de diagramas de proporção logarítmica de elementos maiores de Beswick & Soucie (1978).

3.3.2 Elementos Menores e Traços

Os elementos menores, traços e terras raras geralmente são expressos em escala de partes por milhão (ppm). A par da sua baixa concentração, o conteúdo e os padrões desses elementos em rochas vulcânicas são amplamente utilizados para estimar o grau de fusão do manto, as fontes envolvidas na sua geração, e como diagnóstico de ambiente geotectônico. Os elementos menores e traços serão abordados em relação ao seu comportamento geoquímico, divididos em Elementos

Litófilos de Raio Grande (LILE), como Sr, K, Ba, Rb, Cs, e Elementos de Alto Campo de Força (HFSE), representados por Nb, Ta, Zr, Hf e Y.

Os diagramas multi-elementares normalizados pelo MORB (Pearce, 1983), distribuem em uma abcissa horizontal os elementos em ordem de compatibilidade, sendo os elementos mais incompatíveis representados pelos elementos litófilos (Sr, K, Rb e Ba), seguidos por alguns elementos HFSE e ETR como, Th, Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf e Yb.

Os diagramas para elementos terras raras normalizados em relação à composição condrítica (Boynnton, 1984), distribuem em uma abcissa horizontal os Elementos Terras-Raras Leves, representados por Sc, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm e Eu e os Elementos Terras-Raras Pesados, representados por Y, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu. As amostras relacionadas a dorsais meso-oceânicas em geral apresentam padrões retilíneos, com um leve empobrecimento nos ETRL (em função de uma menor incompatibilidade desses em relação aos minerais mantélicos). No entanto, os padrões identificados por empobrecimento de elementos terras raras pesados e enriquecimento dos elementos terra raras leves, podem ocorrer em virtude da retenção dos ETRP associados a uma fonte de granada residual, em níveis mais profundos do manto ou em função do metassomatismo (os ETRL apresentam uma certa mobilidade em presença do fluido aquoso). Os basaltos originados a partir de alto grau de fusão do manto apresentam *trends* lineares, enquanto que basaltos formados a partir de baixa fusão do manto tendem a ser um pouco mais enriquecidos em ETRL.

Para este estudo, foram utilizados os diagramas de discriminação tectônica de Shervais (1982) e Pearce (1983). Shervais (1982) certifica que as razões entre Ti/V são intrínsecas ao ambiente tectônico formador do magma, pois a compatibilidade do V é controlada pela fO_2 , bem como o grau de fusão parcial e pela consequente cristalização fracionada. O elemento Ti apresenta comportamento incompatível independente das condições oxi-redutoras. Este autor demonstrou que o coeficiente de partição do V é afetado pelo aumento de fO_2 em ambientes oxidantes, como em arco de ilhas. Os magmas gerados por condições entre 20 a 30% de fusão parcial apresentam razão Ti/V entre 10 e 20. Em ambientes tectônicos com condições redutoras, como as dorsais meso-oceânicas, magmas gerados com grau de fusão semelhante apresentam valores de Ti/V entre 20 e 50. Razões de Ti/V

superiores a 50 são características de rochas alcalinas. Nas bacias de retroarco, a razão Ti/V assume valores entre 10 e 50 (Shervais, 1982).

O diagrama proposto por Pearce (1983) diferencia as amostras entre basaltos toleíticos de arcos de ilhas, basaltos toleíticos de dorsais meso-oceânicas, basaltos cálcico-alcalinos e basaltos intraplaca, baseados na razão entre os elementos Ti e Zr.

Os diagramas de Pearce (2008) identificam distintos reservatório mantélicos, pois a variabilidade da razão Ti/Yb é sensível à profundidade da fusão parcial que deu origem aos magmas básicos, enquanto que a razão Nb/Yb pode ser usada para caracterizar a fertilidade do manto. Os elevados valores de Nb e de TiO₂ (normalizados pelo Yb) identificam fontes mais profundas, originadas no manto astenosférico. Os valores inferiores de Nb-Ta e sugerem geração por fusão rasa, na região de manto normal a enriquecido em zonas de expansão de assoalho meso-oceânico.

A variação da razão Th/Yb vs Nb/Yb é sensível à composição da fonte do magmas básicos e aos efeitos de contaminação crustal ou relacionados aos componentes de subducção e independem de processos de cristalização fracionada e/ou fusão parcial (Pearce, 2008). Assim, os magmas basálticos derivados do manto empobrecido, pluma astenosférica e manto litosférico enriquecido por baixo grau de fusão da astenosfera, posicionam-se dentro ou muito próximo do campo diagonal definido por razões constantes de Th/Nb. Como o Th é um elemento móvel no manto hidratado, as fontes mantélicas metassomatizadas por processos relacionados à subducção (ou contaminação crustal), serão enriquecidas em Th em relação ao Nb, resultando em razões de Th/Yb maiores do que Nb/Yb.

4. Capítulo III - Metodologia

Este trabalho visou uma abordagem integrada dos dados estratigráficos e estruturais obtidos pelo geólogo Cristiano Borghetti em associação ao desenvolvimento de sua tese de doutorado junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Geociências da UFRGS, com os aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos analisados, procurando estabelecer correlação com as informações levantadas durante a revisão bibliográfica. A

metodologia será abordada nos seguintes tópicos: revisão bibliográfica, petrografia, geoquímica de rocha total e geocronologia pelo método U-Pb em zircão.

4.1 Revisão Bibliográfica

A análise bibliográfica consistiu na revisão de artigos científicos, dissertações, livros, mapas e teses realizados, com o objetivo de obter embasamento científico a cerca da geologia da região, dos métodos empregados e para a interpretação dos resultados.

4.2 Petrografia

A partir de furos de sondagem iniciaram-se a seleção das amostras mais representativas para confecção de lâminas petrográficas. Ao total, foram confeccionadas 40 lâminas, junto ao laboratório de preparação de amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), do Instituto de Geociências da UFRGS.

A preparação das amostras para petrografia consiste nas etapas de corte, laminação e polimento. Os procedimentos para a confecção das lâminas delgadas estão descritos a seguir: (a) corte na amostra de rocha, na serra circular motorizada com disco de corte diamantado, em fatias com aproximadamente 2cm de espessura; (b) corte na forma de tabletes, numa serra menor, com o formato das lâminas delgadas; (c) polimento de uma das superfícies do tablete; (d) colagem de uma lâmina de vidro na superfície polida anteriormente; (e) secagem (da cola) do tablete com a lâmina de vidro em estufa, permanecendo ali durante 24 horas; (f) desbaste do tablete com a lâmina de vidro nas serras menores para a retirada de quantidades desnecessárias de rocha; (g) desbaste final do tablete com a lâmina de vidro numa serra de corte mais preciso; (h) lixamento da lâmina numa série de lixas com distintos potenciais abrasivos (de 120 a 4000 grana) e (i) acabamento final com polimento numa politriz, onde o abrasivo é composto por alumina e com 100 rotações por minuto, durante aproximadamente 5 minutos, até que a lâmina atinja a espessura de até 0,03mm.

Após a obtenção das lâminas delgadas realizou-se a etapa de caracterização petrográfica das amostras, através da utilização de um microscópio petrográfico de

luz transmitida da marca Meiji pertencente ao DEMIPE (Departamento de Mineralogia e Petrologia) do IGEO – UFRGS.

A sistemática de descrição petrográfica procedeu da seguinte forma: i) identificação das assembleias e paragêneses minerais; ii) descrição da cor, granulometria, forma dos minerais, grau de euedria, relações de inclusão e intercrescimentos, deformação; iii) análise modal semi-quantitativa por visada com auxílio de folha padrão; iv) reconhecimento das texturas reliquiares e metamórficas; v) identificação das microestruturas e relação entre elas; vi) definição das condições P-T de metamorfismo, com base nos minerais em equilíbrio vii) interpretação e relação com fases de deformação identificadas em macroescala.

As microestruturas e microtexturas consideradas mais representativas foram fotografadas em um microscópio óptico da marca Olympus modelo BX-40, disponível na SUREG (Superintendência Regional) da CPRM (Serviço Geológico do Brasil) de Porto Alegre.

4.3 Geoquímica de Rocha Total

Após a descrição petrográfica das lâminas delgadas, procedeu-se a escolha das amostras a serem analisadas por meio de geoquímica de rocha total. Foram desconsideradas as amostras com feições retrometamórficas. Ao todo foram selecionadas 30 amostras para análises litogeoquímicas de elementos maiores (%), traço e terras raras (ppm) e encaminhadas ao Laboratório Acme Analytical Laboratories (Goiás), aonde a rocha foi pulverizada e submetida ao preparo prévio às análises. O laboratório utiliza, para os elementos maiores, a técnica ICP-ES (Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry), com limite de detecção de 0,01% e para Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr, com limite de detecção de 1 a 5 ppm. Para os demais elementos-traço e elementos terras raras foi utilizada a técnica ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm.

Para obtenção de óxidos maiores e menores, cerca de 0,2 g de amostra foi fundida por metaborato de lítio e digerida com HNO₃. Para elementos traços e terras raras, a amostra é submetida à fusão por metaborato/tetraborato de lítio e digestão com água régia (apenas metais-base). Os dados foram tabulados e gráficos foram

confeccionados utilizando-se o aplicativo EXCELL e o *software* Geo Chemical Data Tool KIT (GCDKit).

4.4 Geocronologia pelo método U/Pb

No presente trabalho, com o objetivo de avaliar a idade máxima de deposição da bacia que deu origem ao Complexo Vila Nova, foi utilizado o método U/Pb por meio da técnica LA-ICP-MS em zircão. Uma amostra de basalto andesítico da região de Vila Nova foi selecionado para o estudo geocronológico.

Após a seleção do material, teve início a etapa de britagem e pulverização abaixo de 80 mesh, e a concentração de minerais pesados em bateia. Estas etapas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CEPEGEO) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Para a datação radiométrica de zircões *in situ*, necessita-se de imageamento prévio de alta magnificação e resolução (aumento de 5 a 250.000 vezes) do grão a ser analisado através de um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). O MEV é da marca LEO 440I e opera em uma tensão de 0,1 a 30 Kv. O laser incide nos grãos de zircão, aplicando a cada um deles um spot com geralmente 25 µm de diâmetro. Sua função é ablacionar e colocar o material em suspensão como partículas e gases. Estes por sua vez são carregados por He e Ar até a tocha de plasma (~5000°C) que produz os íons que são detectados no multicoletor.

Os dados foram reduzidos e analisados em planilhas específicas. Todas as idades calculadas estão vinculadas a um nível de confiança de 100%. As elipses no diagrama concórdia são relatadas no nível de confiança de 68,5%.

Referências Bibliográficas

Anhaeusser, C.R., 1970. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archaean greenstone belts of shield areas (No. 54). University of the Witwatersrand.

Arndt, N.T., 1991. High Ni in Archean tholeiites. *Tectonophysics*, 187(4), pp.411-419.

Beswick, A.E. and Soucie, G., 1978. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Research*, 6(2), pp.235-248.

Bickle, M.J., Nisbet, E.G. and Martin, A., 1994. Archean greenstone belts are not oceanic crust. *The Journal of Geology*, 102(2), pp.121-137.

Borghetti, C.; Philipp, R.P.; Basei, M.A.S.; Mandetta, P.; Hoffmann, I. B. 2017. Geochronology of the Tumucumaque Complex: an Archean nucleus in the NE portion of the Amazon Craton, Vila Nova-Serra do Navio region, Amapá State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. Submitted.

Bouhallier, H., Choukroune, P. and Ballèvre, M., 1993. Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archaean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precambrian Research*, 63(1-2), pp.43-58.

Boynnton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. W: Rare earth element geochemistry. (red. P. Henderson): 63–114.

Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L. and Ryerson, F.J., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3-4), pp.327-339.

Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. and Phinney, D.L., 1995. Experimental determination of trace-element partitioning between pargasite and a synthetic hydrous andesitic melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135(1-4), pp.1-11.

Cawood, P.A., Kroner, A. and Pisarevsky, S., 2006. Precambrian plate tectonics: criteria and evidence. *GSA today*, 16(7), p.4.

Condie, K.C., 1985. Secular variation in the composition of basalts: an index to mantle evolution. *Journal of Petrology*, 26(3), pp.545-563.

Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, 23(1-2), pp.1-18.

- Condie, K.C., 1990. Geochemical characteristics of Precambrian basaltic greenstones. In *Early Precambrian basic magmatism* (pp. 40-55). Springer Netherlands.
- Davies, J.H. and Stevenson, D.J., 1992. Physical model of source region of subduction zone volcanics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B2), pp.2037-2070.
- de Wit, M.J., 1982. Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt. *Journal of Structural Geology*, 4(2), pp.117-136.
- De Wit, Maarten J & Ashwal, Lewis D & Lunar and Planetary Institute 1986, Workshop on Tectonic Evolution of Greenstone Belts microform, Lunas and Planetary Institute, Houston, Texas.
- De Wit, M.J. and Ashwal, L.D., 1995. Greenstone belts; what are they?. *South African Journal of Geology*, 98(4), pp.505-520.
- De Wit, M.J. and Ashwal, L.D., 1997. *Greenstone belts*. Oxford University Press, USA.
- De Wit, M.J., 2004. Archean greenstone belts do contain fragments of ophiolites. *Developments in Precambrian Geology*, 13, pp.599-614.
- Faraco, M. T., Marinho, P. A. C., Moura, C. A. V., Macambira, M. J. B., Pimentel, M. M. - 2004 – novos dados geocronológicos no Amapá-NNW do Pará. Congresso brasileiro de geologia, 42. Araxá, Brasil. Cd rom.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), pp.14991-15019.
- Faccenna, C., Funiciello, F., Giardini, D. and Lucente, P., 2001. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(1), pp.105-116.
- Faraco, M.T., Marinho, P.A., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., 2004. Novos Dados Geocronológicos no Amapá - NNW do Pará. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 42. Araxá, Brasil. CD ROM.
- Foley, S.F., Barth, M.G. and Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(5), pp.933-938.
- Furnes, H., Dilek, Y. and De Wit, M., 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana research*, 27(2), pp.649-685.

- Gaetani, G.A., Grove, T.L. and Bryan, W.B., 1994. 32. Experimental phase relations of basaltic andesite from hole 839B under hydrous and anhydrous conditions. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results*(Vol. 135, pp. 557-563).
- Gill, R.C.O. and Bridgwater, D., 1979. Early Archaean basic magmatism in West Greenland: the geochemistry of the Ameralik dykes. *Journal of Petrology*, 20(4), pp.695-726.
- Gill, R.C.O., Bridgwater, D. and Allaart, J.H., 1981. The geochemistry of the earliest known basic metavolcanic rocks, West Greenland: a preliminary investigation. *Spec. Pub. Geol. Soc. Australia*, 7, pp.313-325.
- Goodwin, A.M., 1981. Archaean plates and greenstone belts. *Developments in Precambrian Geology*, 4, pp.105-135.
- Hamilton, W.B., 1998. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*, 91(1-2), pp.143-179.
- Hamilton, W.B., 2007. Earth's first two billion years—the era of internally mobile crust. *Geological Society of America Memoirs*, 200, pp.233-296.
- Hamilton, W.B., 2011. Plate tectonics began in Neoproterozoic time, and plumes from deep mantle have never operated. *Lithos*, 123(1), pp.1-20.
- Hargraves, R.B., 1976. Precambrian geologic history. *Science*, 193(4251), pp.363-371.
- Heubeck, C. and Lowe, D.R., 1994. Depositional and tectonic setting of the Archean Moodies Group, Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, 68(3-4), pp.257-290.
- Hofmann, A.W. and White, W.M., 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2), pp.421-436.
- Ionov, D.A. and Hofmann, A.W., 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(3-4), pp.341-356.
- Jackson, S.L., Fyon, J.A. and Corfu, F., 1994. Review of Archean supracrustal assemblages of the southern Abitibi greenstone belt in Ontario, Canada: products of microplate interaction within a large-scale plate-tectonic setting. *Precambrian Research*, 65(1-4), pp.183-205.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks(Vol. 66). Ministry of Natural Resources.

- Karig, D.E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *Journal of geophysical research*, 76(11), pp.2542-2561.
- Karig, D.E., 1974. Evolution of arc systems in the western Pacific. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2(1), pp.51-75.
- Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, 380(6571), p.237.
- Kincaid, C. and Olson, P., 1987. An experimental study of subduction and slab migration. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B13), pp.13832-13840.
- Kusky, T.M. and Polat, A., 1999. Growth of granite–greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons. *Tectonophysics*, 305(1), pp.43-73.
- Kusky, T.M. and Vearncombe, J., 1997. Structure of Archean greenstone belts. *Tectonic Evolution of Greenstone Belts. Oxford Monograph on Geology and Geophysics*, 35, pp.95-128.
- Le Maitre, R.W.B., Dudek, P., Keller, A., Lameyre, J., Le Bas, J., Sabine, M.J., Schmid, P.A., Sorensen, R., Streckeisen, H., Woolley, A. and Zanettin, A.R., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* (No. 552.3 CLA). International Union of Geological Sciences.
- Lowe, D.R. and Byerly, G.R., 1999. Stratigraphy of the west-central part of the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Special Papers-Geological Society of America*, pp.1-36.
- Martinez, F. and Taylor, B., 2002. Mantle wedge control on back-arc crustal accretion. *Nature*, 416(6879), pp.417-420.
- McCall, G.J.H., 2003. A critique of the analogy between Archean and Phanerozoic tectonics based on regional mapping of the Mesozoic-Cenozoic plate convergent zone in the Makran, Iran. *Precambrian Research*, 127(1), pp.5-17.
- McCulloch, M.T. and Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4), pp.358-374.
- McReath, I. and Faraco, M.T.L., 2006. Paleoproterozoic greenstone-granite belts in northern Brazil and the former Guyana Shield-West African craton province. *Geologia USP. Série Científica*, 5(2), pp.49-63.
- Miller, D.M., Goldstein, S.L. and Langmuir, C.H., 1994. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in. *Nature*, 368, p.7.

- Molnar, P. and Atwater, T., 1978. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 41(3), pp.330-340.
- Myers, J.S. and Watkins, K.P., 1985. Origin of granite-greenstone patterns, Yilgarn block, western Australia. *Geology*, 13(11), pp.778-780.
- Packham, G.H. and Falvey, D.A., 1971. An hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific. *Tectonophysics*, 11(2), pp.79-109.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19(2), pp.290-300.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C., 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(1), pp.121-132.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C. J. & NURRY, M. J. (eds) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, 230-49. Shiva Publishing, Nantwich
- Pearce, J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H. and Fryer, P., 2005. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, geophysics, geosystems*, 6(7).
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1), pp.14-48.
- Plank, T. and Langmuir, C.H., 1993. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362(6422), pp.739-743.
- Robin, C.M.I. and Bailey, R.C., 2009. Simultaneous generation of Archean crust and subcratonic roots by vertical tectonics. *Geology*, 37(6), pp.523-526.
- Saunders, A.D., Norry, M.J. and Tarney, J., 1988. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology*, (1), pp.415-445.
- Schilling, J.G., 1973. Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge. *Nature*, 242, pp.565-571.
- Scholz, C.H., Barazangi, M., Sbar, M.L., 1971. Late Cenozoic evolution of the Great Basin, western United States, as an ensialic interarc basin. *Geological Society of America Bulletin*, 82(11), 2979-2990.

Scholz, C.H. & Campos, J., 1995. On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B11), pp.22103-22115.

Schellart, W.P., Jessell, M.W. and Lister, G.S., 2003. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling. *Tectonics*, 22(5).

Sdrolias, M. and Müller, R.D., 2006. Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4).

Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59(1), pp.101-118.

Smart, K.A., Chacko, T., Simonetti, A., Sharp, Z.D. and Heaman, L.M., 2014. A record of Paleoproterozoic subduction preserved in the Northern Slave cratonic mantle: Sr–Pb–O isotope and trace-element investigations of eclogite xenoliths from the Jericho and Muskox kimberlites. *Journal of Petrology*, 55(3), pp.549-583.

Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P. and Horn, I., 1998. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900–1200 C and 3.0–5.7 GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(10), pp.1781-1801.

Stern, R.J., 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, 33(7), pp.557-560.

Stolper, E. and Newman, S., 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3-4), pp.293-325.

Thurston, P.C., 2002. Autochthonous development of Superior Province greenstone belts?. *Precambrian Research*, 115(1), pp.11-36.

Tiepolo, M., Vannucci, R., Oberti, R., Foley, S., Bottazzi, P. and Zanetti, A., 2000. Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: crystal–chemical constraints and implications for natural systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(2), pp.185-201.

Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B3), pp.1049-1061.

- Van Der Velden, A.J., Cook, F.A., Drummond, B.J. and Goleby, B.R., 2006. Reflections of the Neoproterozoic: A global perspective. *Archean geodynamics and environments*, pp.255-265.
- Van Kranendonk, M.J., Collins, W.J., Hickman, A. and Pawley, M.J., 2004. Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archean East Pilbara granite–greenstone terrane, Pilbara craton, western Australia. *Precambrian Research*, 131(3), pp.173-211.
- Volpe, A.M., Macdougall, J.D., Lugmair, G.W., Hawkins, J.W. and Lonsdale, P., 1990. Fine-scale isotopic variation in Mariana Trough basalts: Evidence for heterogeneity and a recycled component in backarc basin mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 100(1-3), pp.251-264.
- West, G.F. and Mareschal, J.C., 1979. A model for Archean tectonism. Part I. The thermal conditions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(10), pp.1942-1950.
- White, D.J., Musacchio, G., Helmstaedt, H.H., Harrap, R.M., Thurston, P.C., Van der Velden, A. and Hall, K., 2003. Images of a lower-crustal oceanic slab: Direct evidence for tectonic accretion in the Archean western Superior province. *Geology*, 31(11), pp.997-1000.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, pp.325-343.
- Zeh, A., Gerdes, A. and Barton Jr, J.M., 2009. Archean accretion and crustal evolution of the Kalahari Craton—the zircon age and Hf isotope record of granitic rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown Arc. *Journal of Petrology*, 50(5), pp.933-966.
- Zeh, A., Gerdes, A. & Heubeck, C. 2013. U–Pb and Hf isotope data of detrital zircons from the Barberton Greenstone Belt: constraints on provenance and Archean crustal evolution, v *Journal of the Geological Society*. 170:215-223.
- Zindler, A. and Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14(1), pp.493-571.

5. Capítulo IV- Corpo principal da tese

Geochemistry and origin of the tholeiitic metabasalts from the 2.15 Ga Vila Nova greenstone belt, Guiana Shield, Brazil

Itiana Hoffmann¹, Ruy Paulo Philipp² & Cristiano Borghetti¹

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, Bairro Agronomia, Porto Alegre, RS, Brasil, CEP: 91509-900, e-mail: itianahoffmann@gmail.com

²Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, Bairro Agronomia, Porto Alegre, RS, Brasil, CEP: 91509-900, e-mail: ruy.philipp@ufrgs.br

Abstract

The significance of the age of magmatism, magma series and tectonic settings that controls the origin of metavolcanic rocks of Vila Nova Greenstone Belt, is an important issue in order to understand the evolution of Guiana Shield in paleoproterozoic times. This work presents new U-Pb LA-ICP-MS geochronological and geochemical analyzes carried out on zircon grains and metavolcanic rocks of the Vila Nova greenstone belt (VNGB) which were supplemented by petrography, and stratigraphic and structural data acquired through description of boreholes and field work. In the Vila Nova region, the VNGB units rest on the Archaean basement composed of orthogneisses of the Tumucumaque Complex. The lower portion of the VNGB is composed of metabasalts and andesitic metabasalts, supported by an upper metasedimentary domain with exhalative chemical rocks and subordinate metavolcanic rocks. The metavolcanic rocks include amphibolites and amphibole schists, whose bodies are elongated according to the regional NW-SE schistosity. U-Pb zircon geochronology data showed an age of 2154 ± 6 Ma for a meta-andesite of the lower portion of VNGB. Orogenic metamorphism event followed by three deformation events were recognized. The D_1 and D_2 events formed the schistosity (S_1), preserved as intrafolial folds (F_2) and the crenulation cleavage (S_2), derived from thrust movements. The garnet, hornblende and biotite, and hornblende, plagioclase and diopside assemblages define the metamorphic peak (M_1 - M_2) with temperatures from 450-650 °C and lithostatic pressure between 4 and 6 kbars. The metabasites comprise Fe-tholeiites and Mg-tholeiites with komatiitic affinity, geochemical compositions enriched in LILE and REE and depleted in HFSE (with negative Nb, Ti and P anomalies) and MORB-like REE patterns. The observed features indicate an expressive magmatism related to back-arc basins and island arcs at 2.15 Ga in Guiana Shield.

Keywords: Amazonian Craton, Guianas Shield, Vila Nova Greenstone Belt, Paleoproterozoic, metavolcanics, petrology.

1. Introduction

The major continental cores of Archean and Paleoproterozoic age in Amazonian Craton present limited knowledge regarding the evolution of their paleo-geographies and tectonic environments. In Brazil, most of the area contained by the Guiana Shield is inaccessible, covered by a thick mantle of weathering alteration and dense tropical forest.

The greenstone belts consist of a succession of ultramafic and mafic volcanic rocks, with subordinate occurrence of felsic rocks, interspersed with clastic and chemical sedimentary rocks. In the literature, tectonic generation environments of greenstones have been interpreted as back-arc basins associated with island arcs, mid-ocean ridges, oceanic plateaus, intracontinental rifts, or some combination of these environments (De Wit & Ashwal, 1986, Heubeck & Lowe, 1994, Lowe & Byerly, 1999, Kusky & Polat, 1999, Zeh *et al.*, 2009, 2013). These environments are related to submarine volcanism and are very common in the Archean and Paleoproterozoic ages, being responsible for a large number of deposits of precious metals like gold, silver, copper, lead, nickel, chromium and zinc (Grant, 1984).

In Brazil, the occurrence of greenstone belts in the Amazonian and São Francisco cratons stands out, with emphasis on the mineralization of the greenstones of Rio das Velhas in Minas Gerais, Rio Itapicuru in Bahia, Crixás in Goiás (Jost *et al.*, 2014) and associated with the Carajás Province, in Pará (Lobato *et al.*, 2001; Noce *et al.*, 2007).

The Amazonian Craton is an extensive continental nucleus stabilized since the Archean (Central Amazonian Province > 2.5 Ga), surrounded by mobile belts of Paleo and Mesoproterozoic age (Cordani & Neves 1982; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari & Macambira, 1999, Santos *et al.*, 2000, Tassinari *et al.*, 2000; Tassinari & Macambira, 2004). These belts include granite-gneiss domes separated by elongated bodies of volcano-sedimentary associations of the greenstone-belt type, poorly investigated under the petrological aspect, with regional surveys with no integration of structural, petrographic and geochemical data.

The Vila Nova and Cupixi region is located in the northeast portion of the Amazonian Craton, in the Guiana Shield, and is part of the geological context of the Maroni-Itacaiúnas Province, a significant Paleoproterozoic mobile belt (2.2 - 1.9 Ga) bordering northeast of the Central Amazon Province. Metavolcano-sedimentary sequences of Paleoproterozoic age are recognized in several locations of the Guiana Shield, such as Brazil, Venezuela, Suriname, Guyana and French Guiana. These greenstone belts are elongated bodies in the NW-SE direction, separated by bands of basement rocks and have similar characteristics in terms of lithological units, chemical composition, and geochronology.

This study aims to discuss the origin of the Vila Nova greenstone belt (VNGB) metavolcanic rocks, based on the stratigraphic and structural relationships obtained in field work and boreholes, with petrographic, geochemical and geochronological analyses. The data integration allowed to investigate the magma series, to evaluate the differentiation processes, the magma sources and the tectonic discrimination of the units. The geological base was made by integrating aerogeophysical (magnetometric and gamma-spectrophotometric) data with the geological and structural mapping in the 1:100,000 scale. The integration of these data with others available in the literature constitutes the basis for the investigation of the processes responsible for the generation of the metabasalts and andesitic basalts of the Vila Nova greenstone belt in order to understand the evolution of this island arc-back-arc system at 2.15 Ga and successive stages of metamorphism and deformational processes.

2. Tectonic context

2.1 Geology of the Vila Nova region

The Vila Nova region is located in the northeast portion of the Amazonian Craton, located in the Maroni-Itacaiúnas Province, a Paleoproterozoic mobile belt with evolution related to Transamazonic Orogenesis (2.25 - 2.05 Ga) (**Figure 1A**). The Paleoproterozoic mobile belts that surround the Archean nucleus of the Central Amazon Province are extensive basins represented by discontinuous paths of greenstone belts associated with magmatic arcs, interspersed with granite associations of the TTG type (Avelar et al., 2003; McReath and Faraco, 2006; Rosa-Costa et al., 2006) (**Figure 1B**).

In the Vila Nova region, the basement rocks were initially included in the Maroni-Itacaiunas Province, of Paleoproterozoic age. Based on the contact relations, lithological types, geophysical and geochronological data, Rosa-Costa et al. (2003, 2006) identified within this province a vast segment of the Archean crust called Amapá Block. The Meso- and Neoproterozoic units of this block were intensely reworked in the Paleoproterozoic during the Transamazonic Orogenic Cycle.

The basement of the studied region is represented by the Tumucumaque Complex, by the Anauerapucu and Mungubas granites, and by the intrusive rocks of the Bacuri Complex (Spier & Ferreira Filho, 1999; Pimentel *et al.*, 2002; Barbosa *et al.*, 2013; Borghetti & Philipp, 2017; Borghetti *et al.*, 2017b). On these units rest the Vila Nova greenstone belt rocks, affected by low to medium-grade orogenic metamorphism and intruded by Paleoproterozoic granites (**Figure 2**).

The Tumucumaque Complex is the oldest unit and is composed of tonalitic, granodioritic and dioritic gneisses of Archean age, with a subordinate occurrence of

amphibolites (metagabbros) that are consistent with the regional gneissic banding (Rosa-Costa *et al.*, 2006; Borghetti *et al.* 2014, 2017a). The orthogneisses are light to dark gray in color and show incipient banding marked by discontinuous levels of biotite and/or hornblende, generated under metamorphic conditions of mid to upper amphibolite facies (Borghetti & Philipp, 2017). The orthogneisses are cut by stocks of Archean age gabbros, as well as by Paleoproterozoic granitoids with varying dimensions (Borghetti *et al.*, 2017a). In the Tartarugalzinho greenstone belt region, the orthogneisses were dated at 3.48 Ga by the Pb-Pb zircon method (TIMS). In the Vila Nova region, T_{DM} model ages (total rock) were obtained in schist amphibole by the Sm-Nd method between 3.03 - 2.85 Ga (Rosa-Costa *et al.*, 2012). More recently, Rosa-Costa *et al.* (2006) and Borghetti *et al.* (2014, 2017a) obtained the Pb-Pb (TIMS) and U-Pb (LA-MC-ICPMS) zircon ages of the Tumucumaque Complex in the range of 2.85 to 2.67 Ga.

The Mafic-Ultramafic Bacuri Complex (BMUC) corresponds to a stratiform body, elongated in the E-W direction, consisting of the intercalation of metagabbros, amphibolites, metaperidotites, chromitites, serpentinites, and tremolitites. These units show a record of intense ductile deformation and amphibolite facies metamorphism. The BMUC rocks occur in the southern part of the studied area, showing intrusive relationships with the basement gneisses and tectonic contact with the metasediments of the Vila Nova Group (Spier & Ferreira Filho, 1999). The stratiform nature is defined by the layered structure and the chemical and textural characteristics of the chromitites and the mafic-ultramafic rocks (Spier & Ferreira Filho, 1999).

In Brazil, the metavolcano-sedimentary associations that constitute the Serra do Navio, Lombarda, Tartarugalzinho, Vila Nova, Tumucumaque, and Ipitinga greenstone belts were included from a lithostratigraphic perspective in the Vila Nova Complex (McReath & Faraco, 2006) (**Figure 2**). The VNGB is composed of basic to intermediate metavolcanic rocks, chemical-exhalative rocks, and classical metasedimentary rocks.

The geochronological relationships of the metasedimentary units were investigated by Borghetti *et al.* (2014, 2017a), which presented U-Pb ages in detrital zircons between 3.6 and 2.4 Ga, confirming the erosion of the Archean basement in the formation of the Vila Nova *greenstone belt*. The authors obtained the age of $2,170 \pm 9$ Ma for one meta-andesite of the Vila Nova region, establishing the Rhyacian period as the maximum deposition age of the VNGB basin.

The units of the Vila Nova greenstone belt are cut by the Amapari and Porto Grande granites and by other undisturbed granite bodies of Paleoproterozoic age. The first one is represented by sienite and monzogranites with massive structure and medium to coarse

inequigranular texture. The Porto Grande Granite varies from sienogranite to monzogranite, showing a magmatic flow foliation and equigranular to porphyritic texture (Barbosa *et al.*, 2013). The intrusion of these granites causes textural transformations in the metavolcano-sedimentary rocks related to thermal metamorphism. The U-Pb zircon ages obtained in the intrusive granites, such as the Igarapé Careta Suite (2.06 Ga) and the Amapari Granite (1.99 Ga), suggest that the orogenic metamorphism occurred between 2.15 and 2.07 Ga.

The Phanerozoic cover that occurs to the east of the studied area includes fluvial and estuarine environment pelites, sandstones and ferruginous conglomeratic sandstones, and sandy-clayey sediments to friable sandy-conglomeratic sediments associated with a fluvial system.

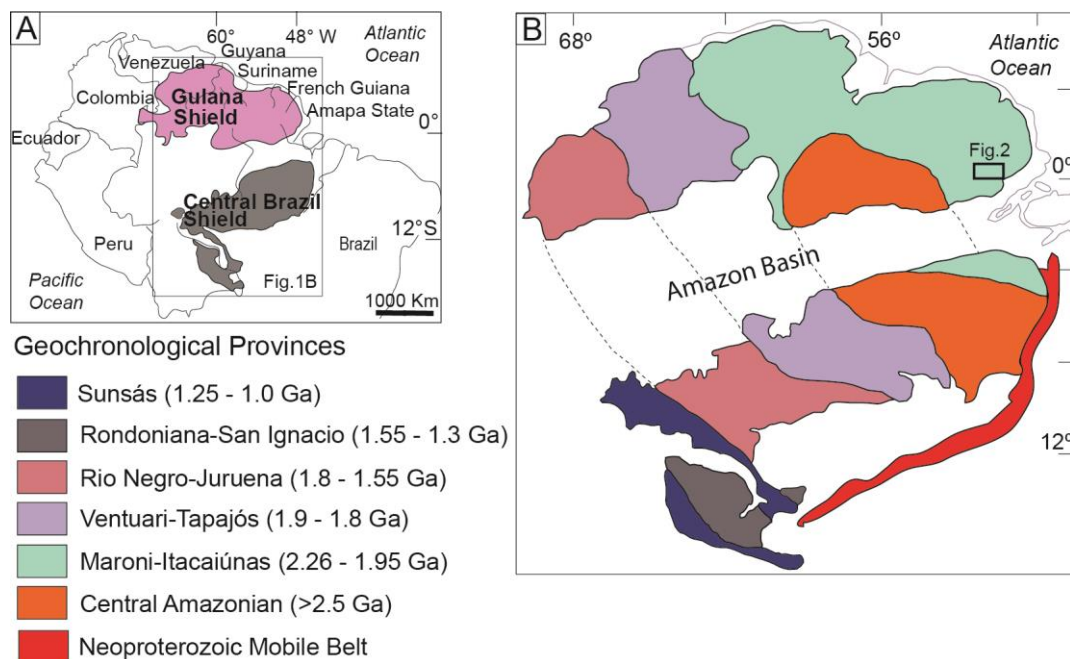


Figure 1. A) Map of the Amazonian Craton in South America and location of the Guiana and Central Brazil shields, B) Location of the study area and Geochronological Provinces proposed by Tassinari & Macambira (2004).

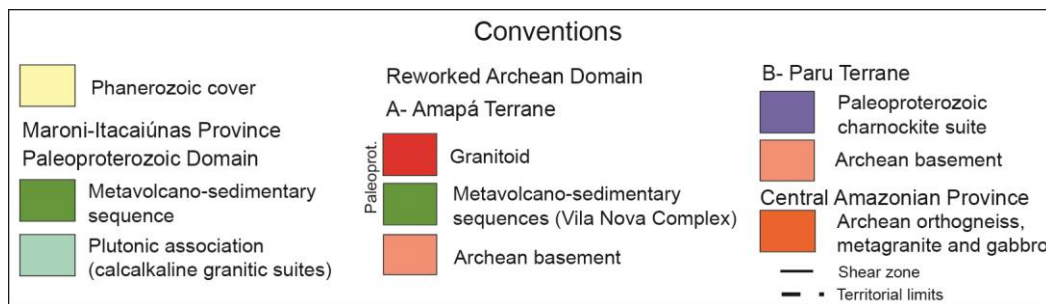
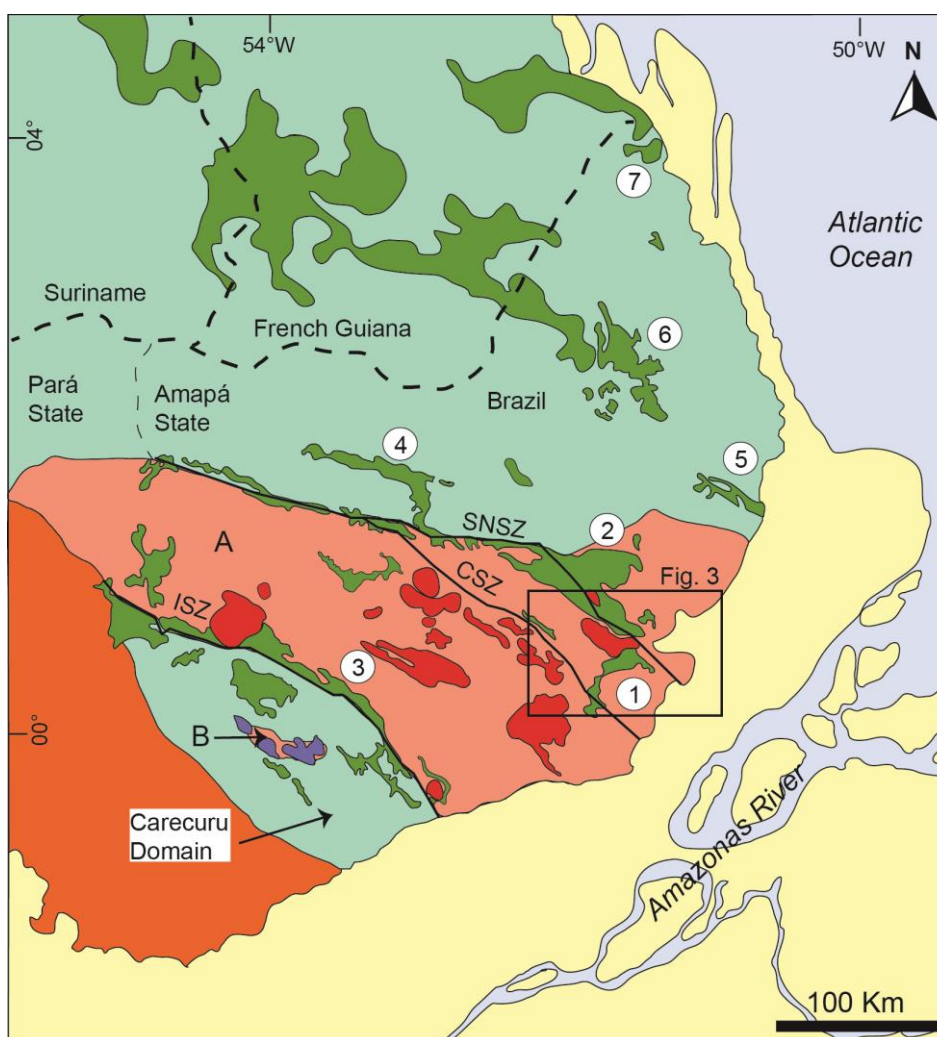


Figure 2. Archean and Paleoproterozoic tectonic-geochronological domains of the eastern portion of the Guiana Shield, modified from Rosa-Costa et al. (2006). The geochronological provinces are in agreement with Tassinari & Macambira (2004). The area highlighted in the black rectangle corresponds to the greenstone belts of Vila Nova and Serra do Navio and to the geological map of Figure 3. Greenstone belts: 1-Serra do Navio, 2-Lombarda, 3-Tartarugalzinho, 4-Vila Nova, 5-Tumucumaque and 6-Ipitinga. Shear Zones: SNSZ: Serra do Navio, CSZ: Cupixi, ISZ: Ipitinga.

2.2. The Vila Nova Greenstone Belt (VNGB)

The Vila Nova Greenstone Belt (VNGB) occurs as a main body elongated along the E-W direction, with six subordinate belts in the N40-50°W direction, interconnected in their southern portion by the Vila Nova Shear Zone (VNSZ) (**Figure 3**). This low-angle ductile shear zone with top-to-the-north thrust kinematics defines the contact of the greenstone with the basement rocks (Borghetti & Philipp, 2017).

Based on the geological map generated by the integration of field data, geophysical data, and borehole descriptions, the VNGB metavolcano-sedimentary rocks were subdivided into two petrotectonic associations or rocky domains (**Figure 3**). The Basal Domain presents the largest area of occurrence and is composed of mafic metavolcanic rocks, interspersed with subordinate lenses of mica schists. The Upper Domain occupies a restricted area, constituted by clastic metasediments, with subordinate intercalations of mafic metavolcanic rocks and chemical-exhalative rocks. The contact between both these domains is defined by the VNSZ and was partly inferred by the aerogeophysical data interpretation (Borghetti & Philipp, 2017).

Structural surveys indicate that the VNGB units were affected by an event of regional orogenic metamorphism followed by three major deformation events (Borghetti & Philipp, 2017). The action of these processes resulted in a regional foliation oriented in the N50-60°W direction. The main schistosity is represented by an S_2 crenulation cleavage, which preserves partial remains of the S_1 foliation in the form of F_2 intrafolial isoclinal folds of metric to decametric scales. The previous structures are affected by F_3 folds, of normal type with plunge, with open to closed forms and axes with plunging between 10 and 25° in the N40-50°W and S40-50°E directions (Borghetti & Philipp, 2017). The metasediments present partial preservation of the primary structures, such as compositional bedding, plane-parallel and trough cross-bedding.

The Basal Domain is exposed as an elongated band along the E-W direction for about 30 km, from Vila Nova, extending eastward through the localities of Nova Canaã and Pelado, between the Vila Nova and Piaçacá rivers (**Figure 4**). Amphibole schists and amphibolites are the predominant metamafic rocks. The metaultramafites are represented by tremolite schists and hornblende-tremolite schists and occur subordinately as lenses of 2 to 20 meters in thickness. Mafic cornubianites have also been recognized as products of thermal metamorphism associated with the positioning of the younger Paleoproterozoic granites, which constitute elongate bodies concordant with the VNSZ.

The Upper Domain is more restricted to the western portion of the area, occurring as three major elongated belts about 20 to 25 km long and 1 to 10 km wide (**Figure 4**). These belts are dominantly composed of quartzites, ferruginous quartzites, and fuchsite-quartz schist, with two continuous lenses of metaconglomerates, with subordinate lenses of pelitic schists, calc-silicate schists and BIF's (banded iron formations), with hematite phyllites, hematite schists and ferruginous quartzite. Based on the borehole descriptions made available by the company Amapari Mineração, a schematic geological section representative of the compositional variation occurring in the Vila Nova region was assembled, which illustrates well the presence of F_2 isoclinal folds (**Figure 5**).

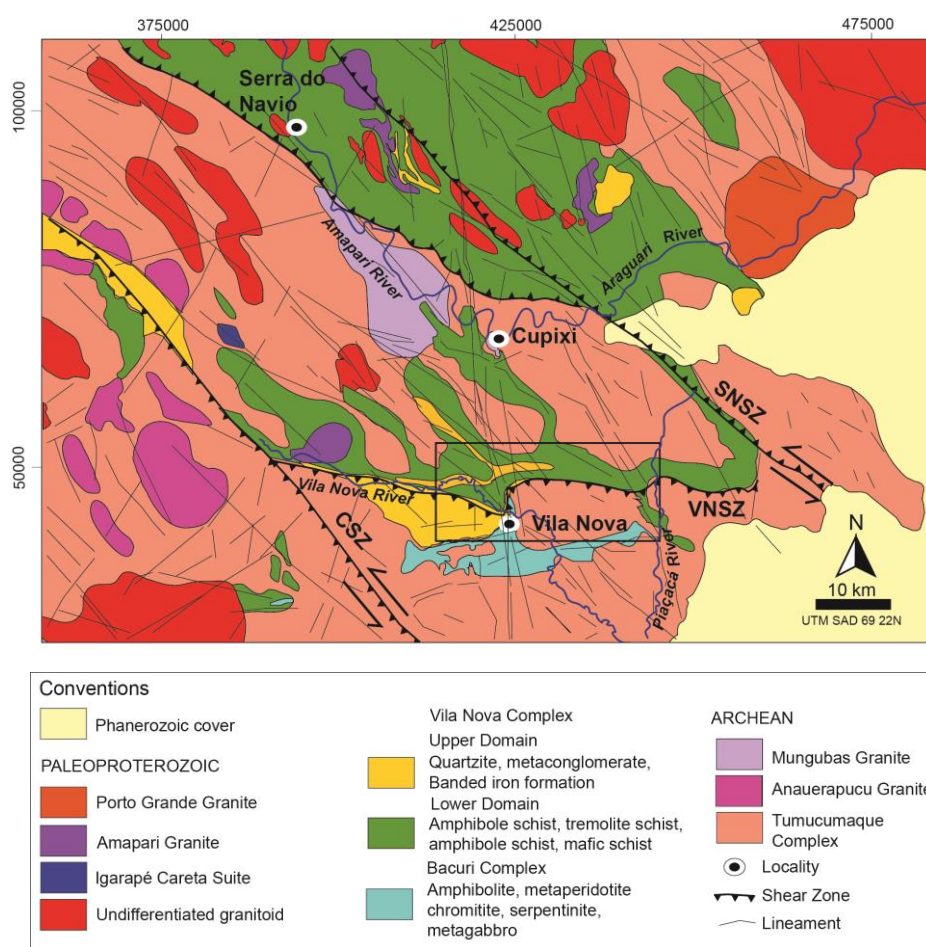


Figure 3. Geological map of Serra do Navio and Vila Nova regions generated from the integration of geophysical and field data, with emphasis on the area of study indicated by the black rectangle, representing the geological map of figure 4. Modified from CPRM (2004), Magalhães et al. (2007) and Barbosa et al. (2013). Shear Zones: SNSZ: Serra do Navio, CSZ: Cupixi, ISZ: Ipitanga.

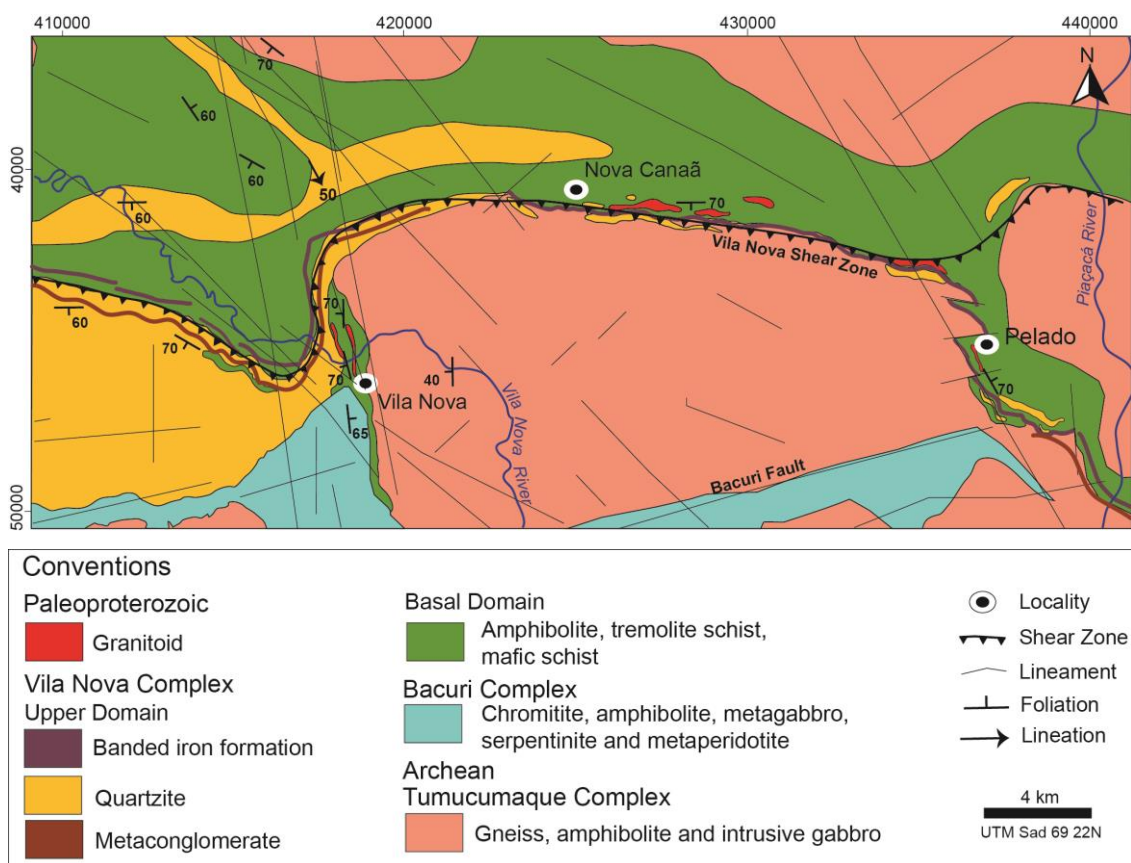


Figure 4. Geological map of the Vila Nova region.

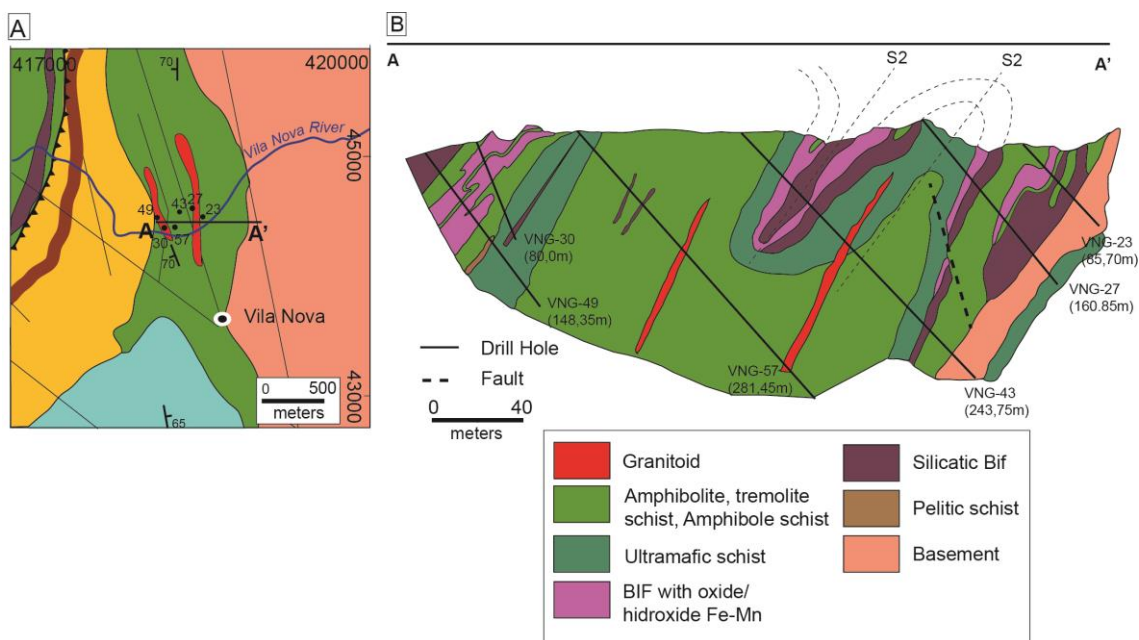


Figure 5. A) Geologic map of the Vila Nova with the location of the Pedra Pintada-Gaivotas (A-A') geological cross-section and the main drilling holes sampled for chemical analysis. B) Schematic geological cross-section representing the main structures and the compositional variation observed from the description of the drilling holes.

3. Material and Methods

Sampling was based on an integrated analysis of satellite images, aerogeophysical (aerogammaspectrometry and aeromagnetometry) survey data and geologic mapping, which clearly defined the metasedimentary and volcanic domains. In addition to the sampling for petrography and geochronological analysis, structural and stratigraphic data were collected to validate satellite and aerogeophysical interpretation. To investigate the stratigraphy and to improve the geology, a total of 5.000 meters of drill core data was described.

3.1 Whole-rock chemistry

Thirty one samples were selected for geochemical analysis. They were collected from drilling holes along one transverse section of the Vila Nova greenstone belt and comprise metabasalts, meta-andesitic basalts, amphibole schists and amphibolites. Sample preparation was conducted at the facilities of Geoscience Institute of the Rio Grande do Sul Federal University. The samples were comminuted in jaw crusher steel, processed in an agate mill, sieved and homogenized. Quartered rock powders were conducted for whole-rock chemical analysis at ACME Analytical Laboratories LTDA, Canada. Major and trace elements concentrations were determined using ICP-MS, while base metals, such as Ni, Cr, Co and Zn, were analyzed by Aqua Regia digestion (LF200 and AQ200 procedures, respectively), after metaborate/tetraborate fusion. Detection limits were 0,01 % wt. for major oxides and 0.01-0.1 ppm for trace elements. Geochemistry diagrams were made using GCD kit version 4.0 (Janousek et al., 2006).

3.2 Geochronology

One sample of meta-andesitic basalt (CB-13A) from the basal domain was selected to determine the U-Pb zircon age of volcanism from Vila Nova greenstone belt. The LA-MC-ICPMS method was used for U-Pb zircon analysis at the Geochronological Research Center of the Geosciences Institute of São Paulo University (CPGeo). Sample preparation was carried out in the laboratories of the Rio Grande do Sul Federal University (UFRGS). Rock samples were crushed and milled using a mandible crusher and then pulverized. Zircon grains were concentrated by conventional magnetic and heavy liquid techniques. The final concentrate was obtained by handpicking. To avoid any bias, no visual morphological or color differentiation was made.

The zircon grains were mounted in epoxy and polished using diamond pastes until half of the grain thickness was exposed, to ensure that all internal oscillatory zoning was visible

for further imaging. Backscattered-electron (BSE) and cathodoluminescence (CL) imaging was performed to record internal structures and crystallization phases. Only zircon grains free of imperfections, fractures, and mineral inclusions were selected for isotopic analysis. Cathodoluminescence (CL) images of zircons were obtained using a Quanta 250 FEG electron microscope equipped with Mono CL3+ cathodoluminescence spectroscope (Centaurus) at CPGeo-IGc-USP. Isotopic data were obtained using a NEPTUNE inductively coupled plasma-mass spectrometer (ICP-MS) coupled with an Excimer laser ablation system (LA). The diameter of laser spots for the zircon U-Pb analyses was 35 to 50 μm . The routine of the U-Pb method consists of the analysis of 2 blanks, 2 NIST standards, 3 external (GJ1) standards, 13 unknown samples, 2 external standards and 2 blanks. The ^{204}Hg interference on ^{204}Pb measurements was corrected by ^{202}Hg , adopting a $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ ratio of 4.2. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio normalization was achieved by combining NIST and external standards. The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio normalization was achieved by external standards. The GJ1 standard (602 ± 4.4 Ma, Elholou *et al.* 2006) was utilized for mass bias correction. The residual common Pb was corrected according to the measured ^{204}Pb concentration using the known terrestrial composition (Stacey & Kramers, 1975). The uncertainty introduced by laser-induced fractionation of elements and mass instrumental discrimination was corrected using the zircon reference standard GJ-1 (Jackson *et al.* 2004). External errors were calculated using error propagation of the individual GJ-1 measurements and measurements of the individual zircon samples (spots). Age calculations were made using Isoplot version 4 and $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ data (Ludwig, 2008). Chemale *et al.* (2011) described in detail the analytical methods and data treatment used here.

4. Results

4.1 Petrography of metamafic and metaultramafic rocks

Amphibolites

They are the rocks of greater representativeness among the metamafic rocks. The amphibolites have a dark gray color and schist structure defined by the amphibole and biotite orientation, constituting the nematoblastic and middle lepidoblastic textures (**Figure 6A**). The interlobate to polygonal granoblastic texture is subordinate and occurs at the discontinuous plagioclase levels. The blastoamygdaloidal texture is characterized by amygdala of round to elliptical shape and sizes from 2 to 4 mm, composed by fine mosaics of recrystallized quartz (**Figure 6B**).

The mineral composition is dominated by hornblende (60-65% of modal volume) and

plagioclase (25 to 45%), with low contents of biotite and diopside. Titanite, magnetite, epidote, quartz and chlorite are accessory minerals. Reliquary plagioclase crystals show prismatic shape and normal zonation, polysynthetic and Carlsbad-albite twinning, and sizes from 0.5-1 mm. Diopsidium crystals are rare and occur at the edges of the hornblende, indicating progressive metamorphism (**Figure 6C**). Titanite has granular and xenoblastic shape, with sizes smaller than 0.1 mm. The magnetite crystals have octahedral shape and are subhedral to anhedral.

The amphibolites show schistosity well defined by the orientation of hornblende and biotite. In banded amphibolites, this foliation is parallel to S_0 , characterized by the intercalation of continuous levels rich in mafic minerals and discontinuous plagioclase levels. The transposition of the S_1 and S_0 schistosity results in crenulation cleavage (S_2) and closed to intrafolial isoclinal folds. The S_2 cleavage domains are discrete and sinuous. The main schistosity is cut by irregular fractures filled by chlorite, sericite, and epidote, indicating a low-temperature retrometamorphic event (**Figure 6D**).

Amphibole Schists

The tremolite and hornblende schists have a dark green color and schistosity characterized by the orientation of acicular crystals of amphibole, defining the thick nematoblastic texture. The lepidoblastic texture is subordinate and defined by the biotite orientation.

The main mineralogy is composed of tremolite (55%) and hornblende (40%), with biotite (4%), clinochlorite (0.3%), chlorite (0.3%), titanite and opaques (0.1%) as accessory minerals. Amphiboles are idioblastic to subidioblastic with sizes between 3 and 5 mm. The crystals show zoning, with a colorless tremolite core and a green-colored border composed of hornblende (**Figure 6E**). The biotite occurs interstitially, with reddish brown color, lamellar form and sizes from 1 to 1.5 mm.

Mafic Cornubianites

The meta-mafic rocks that show thermal effects superimposed to those of orogenic metamorphism correspond to a small fraction of the analyzed metavolcanics. They range from hornblende hornfels to tremolite-diopside-hornblende hornfels, with acicular texture defined by disoriented amphibole crystals (**Figure 6F**). The decussate texture is marked by biotite crystals with no orientation. The polygonal granoblastic texture occurs interstitially, consisting of aggregates of plagioclase crystals with sizes between 0.06 and 0.1 mm.

The main mineralogy is composed of hornblende (40-50%), tremolite (15-20%), plagioclase (15-20%) and diopside (15-20%), with epidotes (2%), chlorites and opaque minerals (1%) as accessory minerals. Carbonate veins occur with millimetric thickness. In the regions adjacent to the veins, an irregular formation of epidote and chlorite aggregates occurs on the mafic minerals.

Metaultramafites

Magnesium schists have a very subordinate occurrence, with usually less than 30 meters in thickness. They are represented by tremolite schists and hornblende-tremolite schists of gray to light green color, with schistosity defined by the amphibole orientation, characterizing the medium nematoblastic texture. The main mineralogy is composed of tremolite (75-80%) and hornblende (15-20%), with clinocllore (3-5%) and magnetite (1-2%) as accessories.

The S_1 schistosity is determined by tremolite microliths, constituting intrafolial isoclinal microcrystals, observed within the domains of the S_2 crenulation cleavage. The cleavage domains are sinuous, with spacing between 0.5 and 1 mm. The main schistosity is cut by quartz veins with thicknesses between 1 and 5 mm. The veins are deformed, discontinuous and irregular and are composed of quartz aggregates with fine granoblastic texture.

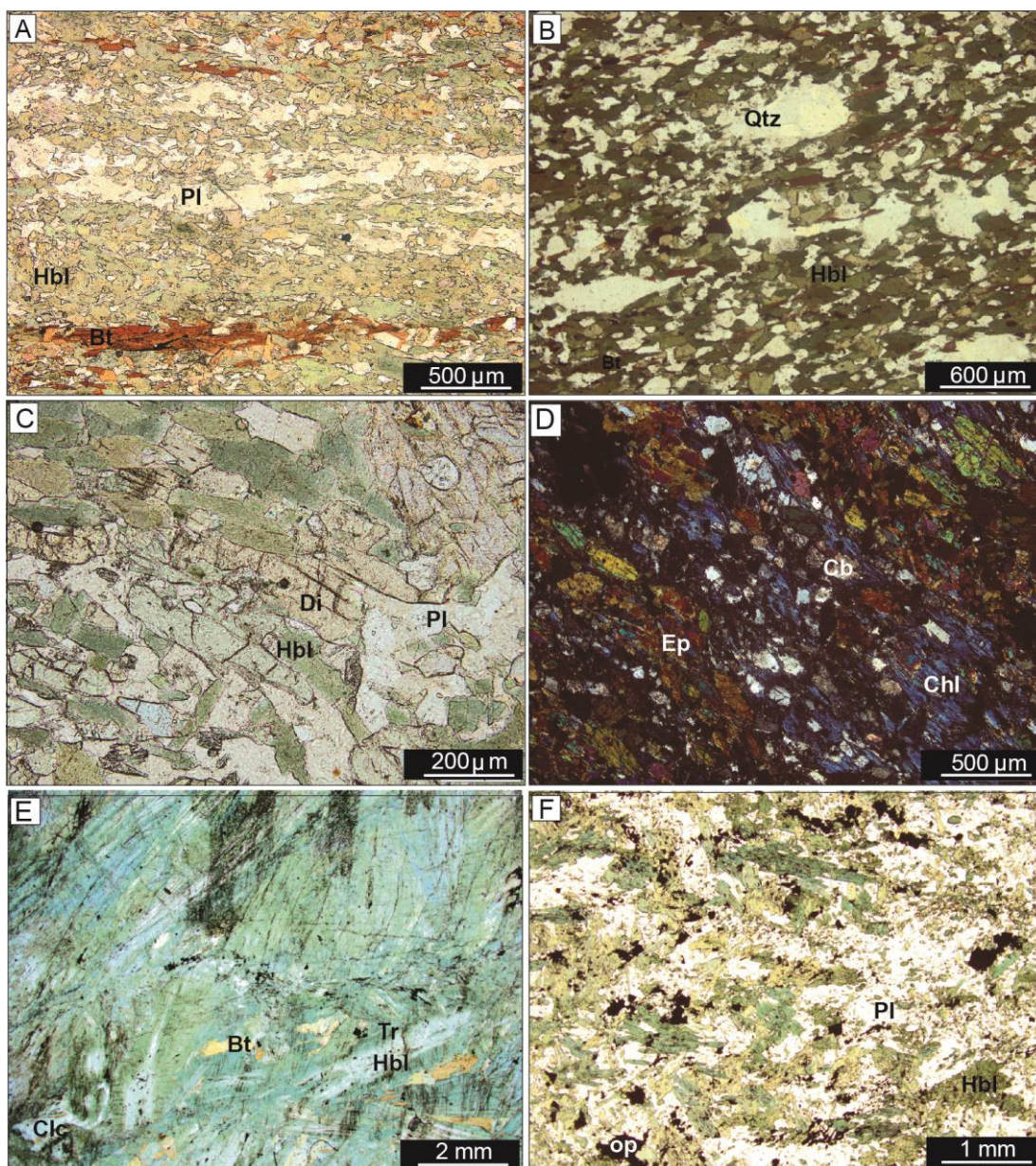


Figure 6. Microscopic aspects of VNGB metabasites. A) Composite banding in amphibolite evidenced by the alternation of hornblende levels and discontinuous levels of plagioclase and biotite, B) Blastoamigdaloidal texture in metabasalt consisting of deformed elliptical quartz aggregates, C) Diopside crystals growing on the edges of hornblende in amphibolite, D) Amphibolite presenting hornblende disequilibrium and transformation to chlorite, indicating greenschist facies retrometamorphism, E) Tremolite-hornblende schist with zoning amphiboles, with hornblende core wrapped by tremolite border, F) Mafic cornubianite with acicular and disoriented crystals of hornblende and decussated texture with biotite.

4.2 Geochronology

Meta-andesite (CB-13A)

Meta-andesite sample CB-13A was collected from a road cut located next to the Vila Nova gold-digging site (UTM zone 22N coordinates 413860 and 51672) at the top of the Basal Domain of the Vila Nova greenstone belt. The metavolcanic rock constitutes a lava flow with horizontal disposition, an approximately 20-35 m-thick tabular body, surrounded by muscovite schists, muscovite-biotite schists and magnetite-garnet-muscovite schist. Sample CB-13A is from a reddish, fine-grained meta-andesite showing prominent foliation and aphanitic texture with rare plagioclase porphyroclasts of 0.2 to 1.0 mm in size. It contains some garnet porphyroblasts of 5 to 8 mm in size. The matrix has a lepidoblastic texture marked by muscovite and biotite, subordinately with plagioclase and quartz.

Eighteen out of 139 igneous zircons crystals were selected for U-Pb analysis by LA-MC-ICPMS. Sample CB-13A contains translucent to opaque zircons, ranging in color from brown to dark brown. The igneous zircon crystals are euhedral to sub-euhedral, showing prismatic shapes and almost always straight terminations and range in size from 70 to 380 μm . They are well preserved and show oscillatory zoning. The CL images show a few luminescent zircons with inherited nuclei, some of them with sector or faint oscillatory zoning (**Figure 7**). Reabsorbed and metamict grains are also present (e.g., 6.1, 8.1). Concentric zoning resulting from metamorphic recrystallization was not observed. Xenocryst cores with magmatic overgrowths are also present. Eighteen analyses in cores and one metamict rim are nearly collinear in the Concordia diagram. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages range from 2.110 Ma to 2.199 Ma and the data regress to yield an upper intercept age of 2.154 ± 5.5 Ma (MSWD = 0.022) (**Figure 8**). This age is interpreted as the reddish metandesite zircon crystallization age. Th/U ratios obtained from 17 concordant analyses range between 0.15 and 0.88, which is consistent with a magmatic origin for these zircons (Belousova *et al.* 2002)(**Table 1**).

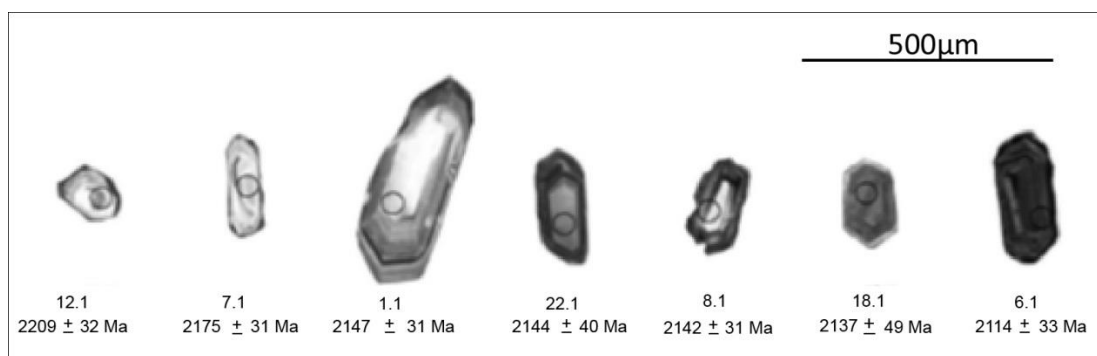


Figure 7. Cathodoluminescence images of selected zircons from meta-andesitic basalt sample CB-13A. The circle locates the spot of the analysis in the zircons and the corresponding age.

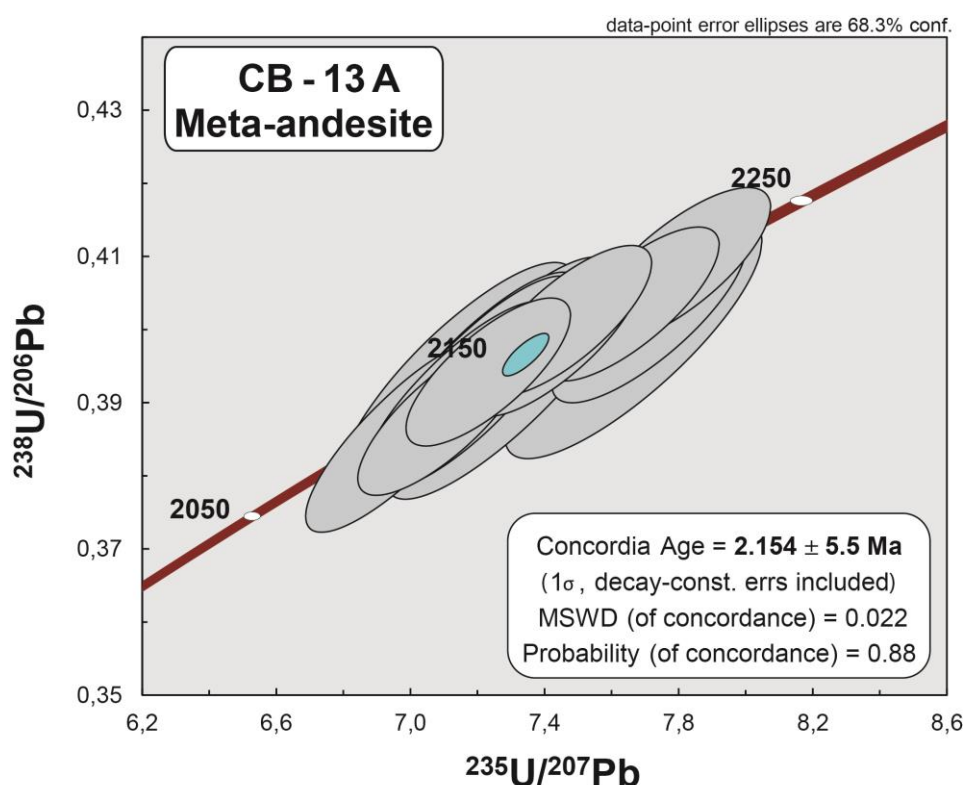


Figure 8. Concordia diagram for analyzed zircons from meta-andesitic basalt CB-13A (n=18).

Table 1. Summary of U-Pb zircon isotopic data by LA-MC-ICPMS for meta-andesitic basalt CB-13A. The data were collected with a routine spot size of 25 μm .

Spot	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	ρ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Error	Conc. %
												Age (Ga)	Ga	Age (Ga)	Ga	Age (Ga)	Ga	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
3,1	7,4255	0,1699	0,3996	0,0073	0,80	2,5022	0,0458	0,1348	0,0010	0,2856	0,2407	2,167	0,034	2,164	0,020	2,158	0,012	100
4,1	7,7082	0,1908	0,4019	0,0079	0,79	2,4885	0,0488	0,1363	0,0010	0,3008	0,2535	2,178	0,036	2,198	0,022	2,177	0,012	100
6,1	7,0951	0,1673	0,3881	0,0072	0,78	2,5769	0,0476	0,1314	0,0009	0,2981	0,2512	2,114	0,033	2,123	0,021	2,114	0,012	100
7,1	7,4635	0,1671	0,4012	0,0068	0,76	2,4926	0,0425	0,1343	0,0009	0,4337	0,3655	2,175	0,031	2,169	0,020	2,152	0,012	101
8,1	7,2306	0,1615	0,3942	0,0067	0,76	2,5369	0,0432	0,1334	0,0010	0,4056	0,3418	2,142	0,031	2,140	0,020	2,139	0,012	100
10,1	7,4291	0,1685	0,3987	0,0070	0,78	2,5081	0,0443	0,1346	0,0010	0,3667	0,3092	2,163	0,032	2,164	0,020	2,155	0,012	100
12,1	7,8017	0,1789	0,4088	0,0071	0,75	2,4463	0,0422	0,1381	0,0010	0,2909	0,2451	2,209	0,032	2,208	0,020	2,199	0,012	100
13,1	7,6574	0,1726	0,4035	0,0070	0,77	2,4783	0,0428	0,1363	0,0010	0,2894	0,2440	2,185	0,032	2,192	0,020	2,177	0,012	100
16,1	7,1434	0,1877	0,3910	0,0085	0,83	2,5575	0,0555	0,1317	0,0015	0,7931	1,1297	2,128	0,039	2,129	0,023	2,117	0,020	100
17,1	6,9714	0,1885	0,3853	0,0087	0,84	2,5952	0,0587	0,1311	0,0014	0,9701	1,3816	2,101	0,040	2,108	0,024	2,110	0,019	100
18,1	7,1378	0,2324	0,3931	0,0106	0,83	2,5438	0,0686	0,1336	0,0015	0,7869	1,1221	2,137	0,049	2,129	0,029	2,142	0,019	100
19,1	7,3070	0,1933	0,3968	0,0086	0,82	2,5201	0,0549	0,1323	0,0015	0,5516	0,7857	2,154	0,040	2,150	0,023	2,125	0,019	101
21,1	7,2021	0,1901	0,3941	0,0087	0,84	2,5375	0,0562	0,1321	0,0015	0,4979	0,7092	2,142	0,040	2,137	0,023	2,123	0,019	101
22,1	7,2130	0,1920	0,3946	0,0087	0,83	2,5341	0,0559	0,1335	0,0015	0,9250	1,3174	2,144	0,040	2,138	0,023	2,142	0,019	100
24,1	7,6633	0,2522	0,3986	0,0108	0,82	2,5087	0,0679	0,1355	0,0016	0,3681	0,5246	2,163	0,050	2,192	0,029	2,166	0,021	100
25,1	7,2889	0,2382	0,3932	0,0109	0,85	2,5434	0,0704	0,1334	0,0016	0,6947	0,9906	2,138	0,050	2,147	0,029	2,140	0,020	100
26,1	7,1669	0,1881	0,3909	0,0085	0,83	2,5583	0,0555	0,1317	0,0014	0,3332	0,4745	2,127	0,039	2,132	0,023	2,118	0,019	100

4.3 Geochemistry

The results of the geochemical analyses performed on 31 metabasite samples are shown in **Table 2**. The selected samples did not show evidence of weathering, hydrothermal or retrometamorphism alterations and had loss on ignition (LOI) values of 0.5% to 1.5% after ignition at 1,000 °C.

Based on the content analysis of major and trace elements (LILE, HFSE, and REE) and the arrangement of the analyzed samples in the classification and evaluation diagrams of the differentiation processes, two main compositional groups denominated G₁ and G₂-G₃-G₄ were singled out.

As in most of the Paleoproterozoic terranes, the polyphase metamorphism that affected the VNGB rocks can remobilize the mobile elements of the metabasites and modify the composition of the protoliths. In order to evaluate this possibility, igneous trend models formulated by Beswick & Soucie (1978) based on the logarithmic molecular ratios of major elements in unaltered Phanerozoic igneous rocks were used. As observed in **Figure 9**, the VNGB metabasites have preserved igneous trends. Samples that lie to the right of the igneous field in diagram 5D, identify K₂O gain.

Table 2. Litogeochemistry data from analyzed metabasites of the Vila Nova greenstone belt.

Group/ Subgroup	G1								G2					G3		
Sample	PIA-12	ANT-57	ANT-59	CB-31	CB-08	VNG-56	VNG-57 (CX66)	VNG-45	VNG-32	VNG-33	VNG-57 (CX48)	VNG-38	VNG-44	VNG-20	VNG-28 (CX32)	VNG-28 (CX33)
SiO ₂	45.23	48.46	48.47	49.69	48.99	49.23	48.02	49.92	46.53	51.97	46.63	54.51	53.99	51.74	54.78	50.55
Al ₂ O ₃	16.2	13.66	15.07	13.82	14.58	5.81	6.83	14.04	13.5	12.68	14.83	13.91	14.16	13.67	13.3	13.48
Fe ₂ O ₃	15.65	16.02	14.71	15.7	15.14	12.59	12.86	14.8	9.23	10.89	12.79	9.77	10.14	11.26	12.58	13.59
MgO	5.65	4.07	5.75	4.65	5.93	17.34	17.2	5.29	9.91	8.38	7.83	8.94	7.35	8.99	6.67	7.84
CaO	8.45	11.62	7.5	9.88	8.13	8.51	7.92	9.4	16.01	12.64	7.66	6.49	9.23	8.43	7.56	8.78
K ₂ O	0.87	0.05	0.12	0.12	0.15	2.77	2.85	0.86	0.78	0.25	4.35	2.58	1.4	0.28	0.74	1.1
Na ₂ O	2.7	0.64	3.23	1.71	3.04	0.32	0.38	2.7	0.15	0.61	0.63	1.15	1.2	3.48	2.19	2.13
TiO ₂	2.68	3.06	2.84	2.92	2.63	1.04	1.32	1.41	0.63	0.71	1.15	0.57	0.65	0.79	0.77	0.9
P ₂ O ₅	0.27	0.39	0.43	0.38	0.34	0.09	0.14	0.34	0.2	0.26	0.12	0.07	0.08	0.04	0.05	0.05
MnO	0.2	0.22	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.19	0.33	0.32	0.28	0.17	0.18	0.16	0.22	0.25
Sum	99.76	99.76	99.81	99.77	99.76	99.81	99.83	99.8	99.74	99.84	99.78	99.87	99.81	99.85	99.85	99.84
LOI	1.8	1.5	1.5	0.7	0.6	1.7	1.9	0.8	2.3	1.0	3.5	1.7	1.4	1.0	1.0	1.2
Cr ₂ O ₃	0.01	0.012	0.025	0.01	0.01	0.143	0.117	0.012	0.122	0.156	0.039	0.031	0.022	0.005	0.004	0.002
Ba	281	72	68	62	150	491	348	154	247	49	349	188	136	29	58	56
Co	53.4	38.6	40.1	45.9	45.3	80.9	82.4	50.7	44.2	51.0	45.3	39.2	48.4	44.9	45.6	49.0
Hf	4.9	4.2	3.9	4.3	3.0	2.5	2.6	1.6	2.2	2.1	1.7	1.5	2.0	1.4	1.5	1.4
Nb	8.8	13.6	10.5	14.5	13.3	14.0	16.0	2.9	3.2	4.1	3.0	4.5	5.4	1.5	1.7	1.9
Rb	18.8	1.6	2.3	0.5	3.6	98.8	134.6	19.9	26.4	5.8	133.9	95.8	47.5	11.1	43.7	45.9
Sc	38	35	26	31	28	14	15	29	24	33	35	30	30	49	44	48
Sr	244.9	453.5	301.9	####	530.5	64.5	86.7	262.1	929.4	209.1	132.3	73.4	163.9	155.5	263.0	204.1
Ta	0.7	0.9	0.7	0.7	0.8	0.8	1.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.4	<0.1	<0.1	<0.1
Th	3.6	3.5	2.7	3.3	3.4	4.1	5.5	1.9	1.7	3.5	0.6	1.4	1.4	<0.2	0.2	0.2
V	482	406	318	400	360	136	173	283	178	205	229	187	213	313	315	349
Y	31.1	30.9	23.0	31.8	28.7	12.5	13.7	17.2	13.9	16.1	21.0	18.0	20.3	16.9	15.6	17.0
Zr	157.1	170.5	127.3	175.2	159.8	92.0	106.4	68.5	90.8	93.9	78.4	69.6	77.8	42.9	39.8	45.2
Cu	50.8	41.0	75.0	81.4	83.3	73.9	29.4	165.0	25.2	23.3	375.9	22.0	203.1	152.5	37.9	29.5
Ni	44.8	31.7	47.0	39.8	58.9	507.2	541.2	72.7	184.9	30.4	95.3	56.1	45.1	15.6	27.9	18.2
La	13.3	27.7	19.8	21.7	21.7	22.3	24.4	28.8	22.0	36.4	6.1	6.1	8.6	2.9	2.6	2.8
Ce	29.6	57.8	40.7	49.2	47.3	43.1	49.2	52.9	50.1	78.7	13.0	15.3	18.7	8.1	6.6	7.0
Pr	3.98	7.21	5.31	6.3	6.00	5.21	6.2	6.51	6.55	9.68	1.94	2.02	2.42	1.06	1.00	1.04
Nd	19.4	30.6	24.8	31.0	26.1	20.5	25.3	25.9	29.9	39.7	8.7	8.8	10.8	5.8	4.9	5.1
Sm	5.18	7.28	5.51	6.94	6.04	3.84	4.66	4.46	5.06	6.94	2.5	2.31	2.51	1.89	1.48	1.64
Eu	1.77	2.78	2.17	2.47	2.16	1.02	1.26	1.61	1.7	2.1	1.00	0.71	0.87	0.72	0.67	0.82
Gd	5.91	7.2	5.3	6.61	6.56	3.29	3.61	4.25	3.83	4.83	3.25	3.05	3.52	2.61	2.33	2.56
Tb	1.08	1.1	0.9	1.06	0.95	0.44	0.53	0.59	0.48	0.72	0.56	0.48	0.57	0.48	0.4	0.46
Dy	6.87	6.66	5.14	5.74	5.78	2.28	3.38	3.46	2.92	3.85	3.43	3.18	4.06	3.22	2.84	2.82
Ho	1.37	1.22	0.97	1.13	1.14	0.41	0.53	0.7	0.54	0.59	0.76	0.69	0.81	0.65	0.56	0.67
Er	3.58	3.39	2.58	3.11	3.22	1.35	1.32	2.11	1.44	1.76	2.31	2.02	2.55	2.03	1.86	1.85
Tm	0.49	0.46	0.33	0.44	0.45	0.16	0.2	0.29	0.2	0.26	0.32	0.33	0.34	0.31	0.29	0.29
Yb	2.85	2.85	2.07	2.9	2.53	1.01	1.21	1.92	1.23	1.58	2.05	1.92	2.07	2.03	1.8	1.78
Lu	0.44	0.4	0.34	0.45	0.36	0.14	0.15	0.27	0.2	0.27	0.32	0.27	0.36	0.31	0.28	0.31

Continue Table 2.

Group/ Subgroup	G3			G4											
	VNG-57 (CX68-A)	VNG-36	VNG-57 (CX68-B)	VNG-15	VNG-16	VNG-18	VNG-35	VNG-42	VNG-57 (CX67)	VNG-26	CB-19	VNG-12	VGN-14	VNG-51	VNG-55
SiO2	49.63	51.84	49.96	53.82	50.68	44.14	49.02	48.94	52.31	53.59	50.41	47.46	50.38	50.84	51.27
Al2O3	13.41	14.3	12.03	9.31	12.5	12.01	9.56	10.27	13.16	6.56	12.92	6.04	6.47	7.45	13.61
Fe2O3	13.68	11.18	12.54	11.63	10.82	13.65	11.00	12.31	12.85	10.17	9.81	14.42	10.53	11.61	9.99
MgO	12.83	10.06	10.47	10.61	11.54	15.66	14.56	12.76	8.58	16.49	9.07	11.8	12.82	16.46	9.39
CaO	4.4	6.31	10.11	10.59	7.21	9.15	12.12	10.83	7.62	10.04	12.63	16.82	15.44	10.23	10.44
K2O	1.43	1.77	0.13	0.25	2.27	0.57	0.47	0.97	0.16	0.51	0.54	0.3	0.66	0.21	0.55
Na2O	2.35	1.52	2.52	1.66	0.79	0.98	0.6	1.43	3.69	0.27	2.63	0.68	0.28	0.52	2.41
TiO2	0.61	0.65	0.55	0.42	0.53	0.52	0.4	0.62	0.61	0.23	0.42	0.6	0.29	0.33	0.41
P2O5	0.04	0.07	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.02	0.04	0.01	0.03	0.04	0.04
MnO	0.17	0.16	0.18	0.24	0.26	0.24	0.22	0.23	0.18	0.19	0.3	0.33	0.34	0.27	0.28
Sum	99.83	99.89	99.78	99.89	99.87	99.89	99.88	99.87	99.81	99.9	99.84	99.89	99.87	99.91	99.87
LOI	1.2	2.0	1.2	1.1	3.1	2.7	1.7	1.3	0.5	1.7	0.9	1.1	2.2	1.6	1.4
Cr2O3	0.05	0.022	0.088	0.145	0.114	0.195	0.141	0.131	0.033	0.118	0.122	0.228	0.329	0.246	0.08
Ba	169	55	277	10	182	16	94	159	50	15	136	17	36	13	33
Co	58.0	43.1	60.9	62.3	61.3	80.3	63.3	68.4	54.7	55.9	68.3	74.9	91.8	92.6	47.9
Hf	1.7	0.8	0.8	0.8	1.0	0.9	0.6	1.1	1.3	0.2	0.4	1.2	0.6	0.4	0.7
Nb	1.1	1.2	1.2	1.2	1.4	1.4	0.9	1.4	0.8	0.3	1.5	2.4	0.9	0.4	0.8
Rb	57.5	44.7	1.5	5.0	90.3	15.6	15.8	33.4	2.4	22.3	7.7	1.1	26.6	6.8	16.6
Sc	39	44	38	31	34	36	26	33	39	20	48	30	21	24	37
Sr	222.8	79.9	495.9	85.7	88.6	23.6	134.0	112.8	524.9	40.4	315.6	28.6	78.3	18.7	128.2
Ta	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	0.3	<0.2	0.3	0.2	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	<0.2	0.3	<0.2	<0.2	<0.2	0.2
V	234	269	220	180	211	209	156	201	228	112	237	181	112	130	205
Y	13.9	14.2	13.5	6.3	8.7	9.4	7.9	10.9	14.1	6.2	13.3	11.3	5.5	6.9	11.3
Zr	43.4	35.8	39.1	24.9	35.2	32.0	23.5	38.1	40.5	12.6	28.6	36.2	18.7	16.9	25.0
Cu	16.4	30.2	275.4	81.2	30.0	97.6	53.6	23.6	138.7	39.6	19.7	51.7	67.4	9.0	197.5
Ni	63.4	47.2	109	98.7	214.3	275.5	295.2	101.2	56.3	62.1	79.8	232.8	855.6	256.2	77.9
La	2.5	2.0	2.8	2.6	2.6	3.1	2.7	2.5	3.5	1.8	4.0	2.5	2.3	3.3	2.7
Ce	6.8	4.9	6.7	4.1	5.5	6.2	5.0	5.3	7.2	3.6	7.1	6.2	4.2	6.2	5.3
Pr	0.91	0.8	0.9	0.6	0.79	0.88	0.7	0.77	0.93	0.41	1.07	0.98	0.54	0.8	0.67
Nd	5.4	3.7	4.6	2.9	3.3	4.0	3.3	3.6	4.6	2.0	3.9	5.2	2.8	3.7	2.8
Sm	1.57	1.46	1.38	0.83	1.13	1.15	0.96	1.19	1.54	0.6	1.32	1.81	0.72	0.98	0.9
Eu	0.53	0.54	0.35	0.27	0.45	0.47	0.4	0.32	0.58	0.43	0.43	0.5	0.5	0.58	0.4
Gd	2.16	2.02	1.87	1.07	1.48	1.6	1.38	1.78	2.16	0.93	1.48	2.17	0.98	1.11	1.46
Tb	0.37	0.39	0.36	0.18	0.25	0.25	0.22	0.3	0.38	0.16	0.3	0.36	0.18	0.2	0.26
Dy	2.59	2.47	2.41	1.27	1.78	1.91	1.62	1.94	2.71	1.17	2.19	2.1	1.12	1.53	1.93
Ho	0.51	0.61	0.61	0.25	0.35	0.41	0.34	0.38	0.62	0.26	0.57	0.39	0.27	0.29	0.39
Er	1.67	1.74	1.64	0.81	1.03	1.34	0.93	1.18	1.93	0.84	1.29	1.14	0.88	0.97	1.39
Tm	0.24	0.25	0.27	0.12	0.17	0.19	0.14	0.2	0.27	0.13	0.22	0.16	0.11	0.14	0.2
Yb	1.74	1.64	1.66	0.84	1.08	0.97	0.92	1.03	1.84	0.88	1.67	1.05	0.8	1.02	1.33
Lu	0.27	0.26	0.26	0.12	0.19	0.17	0.14	0.18	0.27	0.16	0.27	0.16	0.13	0.16	0.25

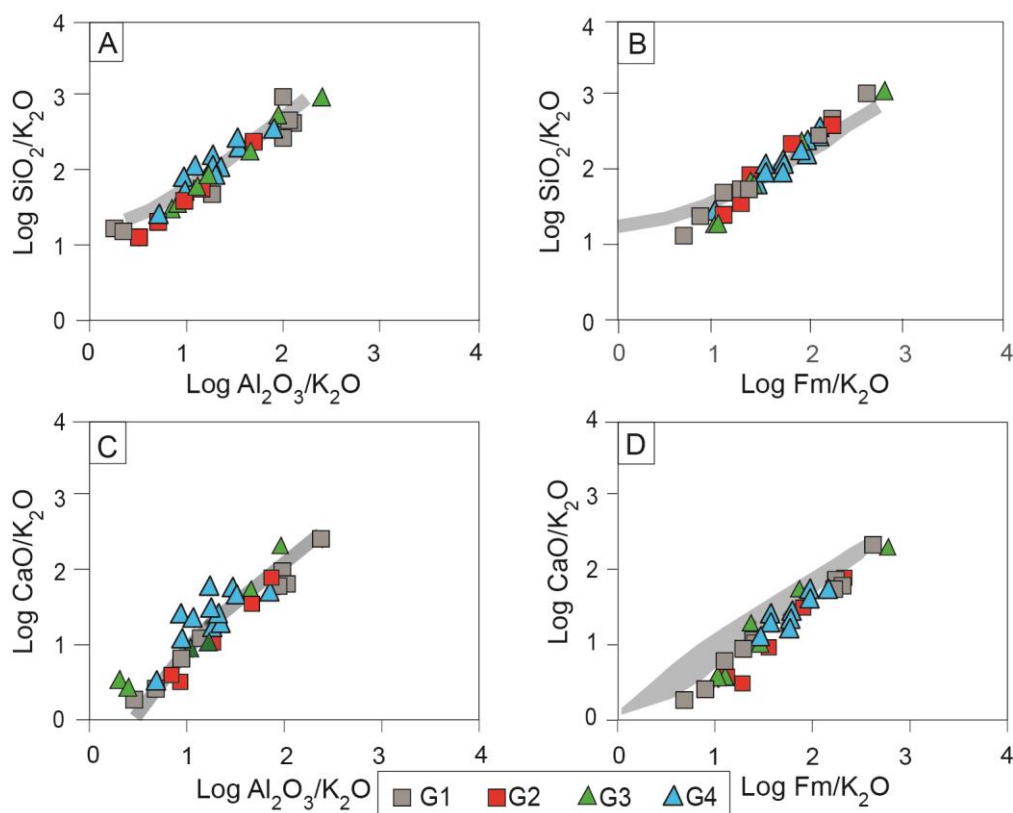


Figure 9. Logarithmic molecular binary diagrams of Beswick & Soucie (1978) for evaluation of metasomatic effects on VNGB metabasites. Fm = FeO_t + MgO + MnO.

Differentiation Processes

The arrangement of the major elements shows that most of the metabasites present a basic composition, with SiO₂ content ranging from 45.23% to 54.78%, with only one metaultrabasite (SiO₂=44.15%). The G₁ group samples exhibit moderate concentrations of MgO (4.07-5.93%), and reach higher values of TiO₂ (2.63-3.06%), Al₂O₃ (13.66-16.20%), FeO_t (14.71-16.02%) and P₂O₅ (0.27-0.43). The FeO_t/MgO ratio > 1.75 allows classifying these samples as Fe-Ti basalts (Melson *et al.*, 1976; Sinton *et al.*, 1983). The most magnesian samples from this group shows lower contents of Al₂O₃ (5.81-6.83%), FeO_t (12.59-12.86%), TiO₂ (1.04-1.32%) and P₂O₅ (0.09-0.14%) and higher concentrations of MgO (17.20-17.34%), characterized by a magnesium number (mg#) ratio [MgO/(MgO + FeO_t)] with values from 72-73, much higher than the average values of the Fe-Ti basalts, from 33-43. The G₂-G₃-G₄ subgroups have lower contents of TiO₂ (0.23-1.15%), FeO_t (9.23-14.42%), P₂O₅ (0.01-0.26) and variable content of MgO (6.67-16.43%). The mg# assumes values from 54-77 in G₂, 51-65 in G₃ and from 56-76 in G₄.

The binary diagrams using the relationship between the major and minor elements against MgO as the variation index are shown in **Figure 10 and 11**. The samples configure

linear to curve trends, which reflects the little change by the action of post-magmatic processes. Despite the dispersion of the major elements, there are differences between the G₁ and G₂-G₃-G₄ groups. The G₁ samples show enrichment of CaO, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅ with fractionation (with the decrease of MgO). The K₂O oxide decreases with differentiation, whereas SiO₂ and Na₂O do not form defined trends. Al₂O₃ shows low values in the most magnesian samples and higher values in the other samples with decrease from 5% MgO. In the samples of group G₂-G₃-G₄, the contents of SiO₂, TiO₂, P₂O₅, Na₂O and K₂O increase with differentiation. In this group, the TiO₂ and P₂O₅ oxides form linear trends with incipient enrichment in the later phases of the differentiation. The Fe₂O₃ contents increase with the fractionation in subgroup G₂ and show relative dispersion in the other subgroups. Meanwhile, in subgroups G₂ and G₄, it is not possible to clearly identify the behavior of CaO, and in G₃, it presents enrichment with magmatic differentiation.

In the binary diagrams with minor elements, the decrease of Co, Cr₂O₃ and Ni is observed with magmatic fractionation in all groups, attesting the compatible character of these elements (**Figure 11**). Sr and Eu show a rectilinear and more enriched pattern in subgroups G₁ and G₂, when compared to G₃ and G₄, with the advance of the crystallization. The elements Zr, Sc and V are incompatible and show enrichment with magmatic fractionation in all groups.

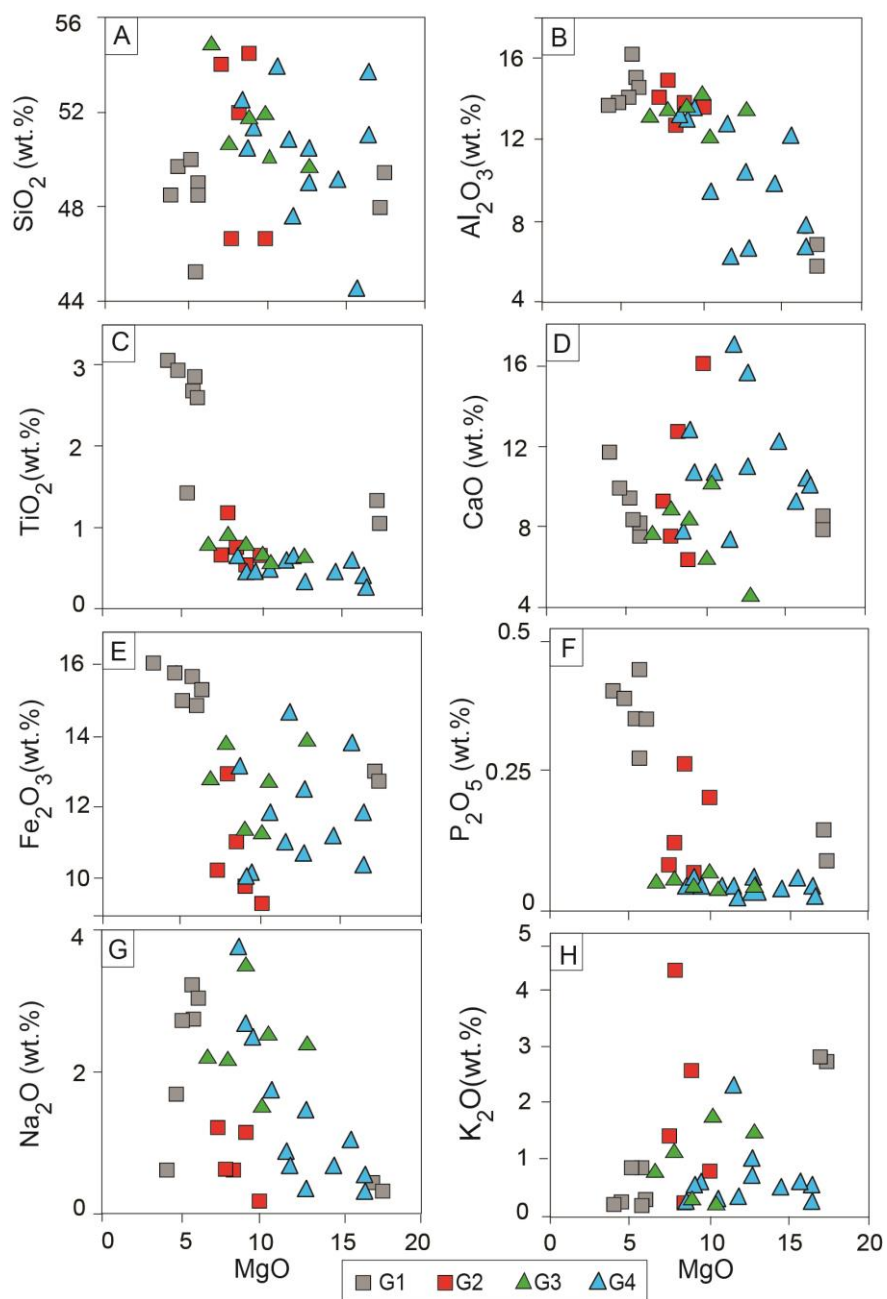


Figure 10. Diagrams of variation between the major elements (% by weight) and the MgO content (% by weight) for the VNGB metabasites.

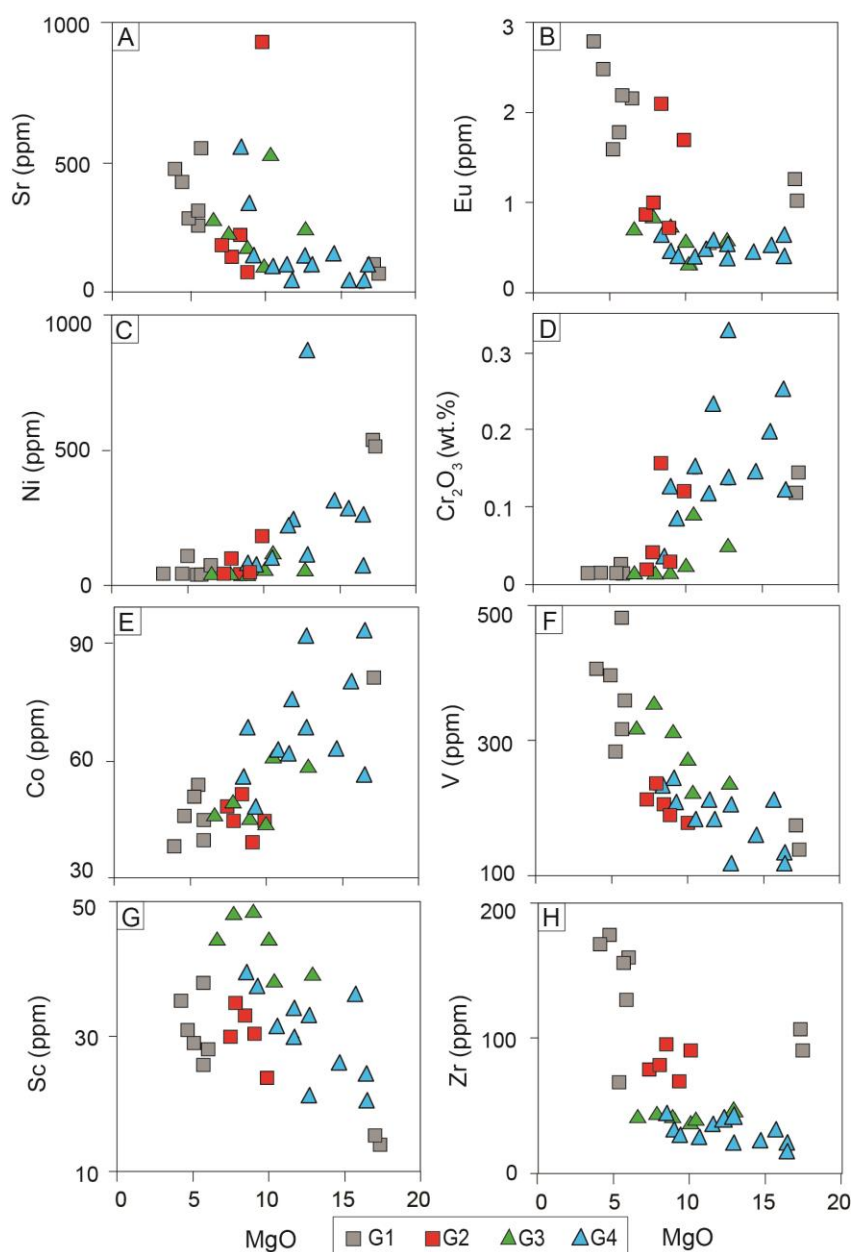


Figure 11. Diagrams of variation between the minor elements (ppm) and the MgO content (% by weight) for the VNGB metabasites.

Classification Diagrams

The arrangement of the VNGB metabasites in the Le Maitre (1989) TAS diagram characterizes the protoliths as basalts (G_1) and andesitic basalts (G_2 - G_3 - G_4), subalkaline in nature (**Figure 12A**). In the AFM diagram by Irvine & Baragar (1971) the analyzed metabasites showed a dominant trend with Fe enrichment, characteristic of the tholeiitic series (**Figure 12B**). When arranged in the Jensen diagram (1976), the G_1 group metabasites are composed of high-Fe basalts and komatiites (**Figure 12C**). The G_2 and G_3 samples plot in the field defined for high-Mg tholeiitic basalts. The G_4 group samples make up a continuous

alignment that extends between the field of the komatiites and komatiite basalts, finalizing in the tholeiitic basalts with high magnesium. In the Winchester and Floyd diagram (1977), which uses the Zr/TiO_2 vs Nb/Y ratio, most of the samples are located in the field of basalts and subalkaline andesites, with two G1 samples falling in the field of alkaline basalts (**Figure 12D**).

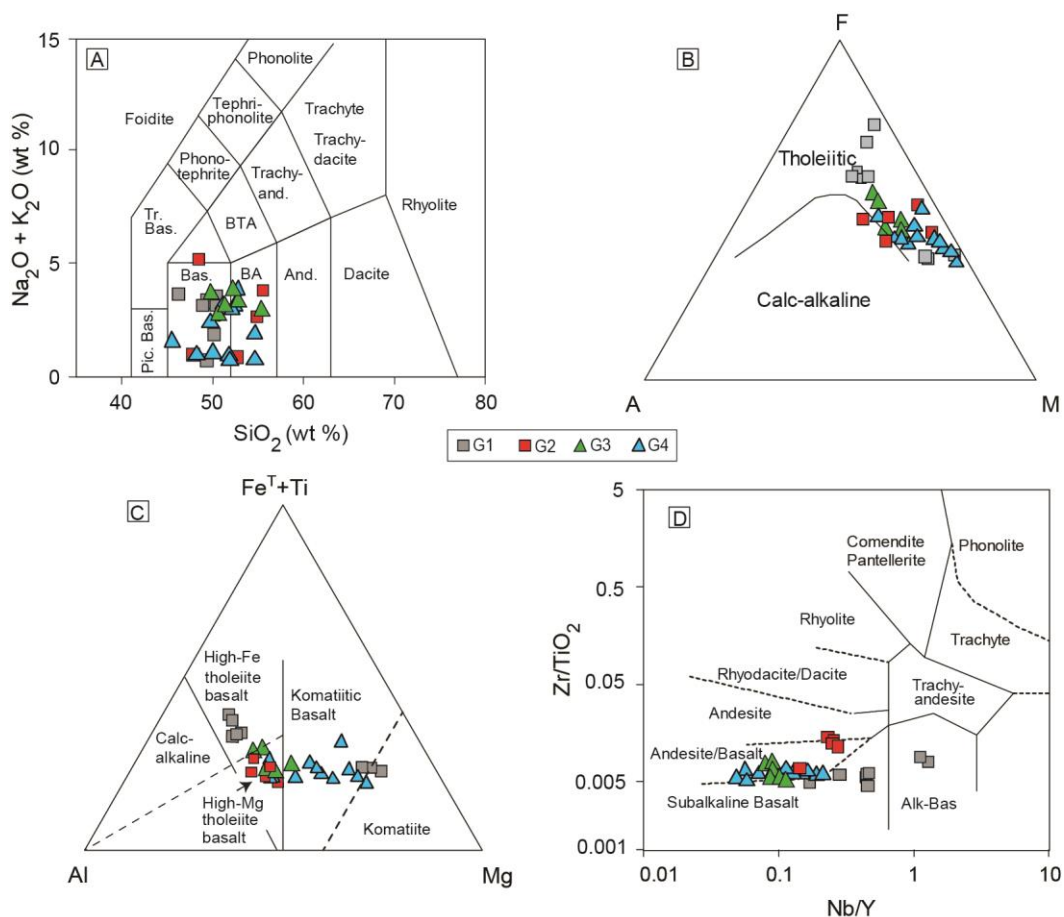


Figure 12. Representation of the VNGB metabasites in the classification diagrams. A) TAS (Na₂O+K₂O)-SiO₂) from Le Maitre (1989), B) Irvine & Baragar AFM (1971), C) Jensen (1976) and D) Winchester & Floyd (1977).

Magma Sources

The MORB-normalized multi-element diagrams (Pearce, 1983) and chondrite-normalized REE patterns (Boynton, 1984) allow the individualization of the sample set into four distinct groups (**Figures 13**). The rocks of group G₁ show higher total REE levels and an enriched light REE pattern with positive anomalies incipient or absent and negative Eu anomalies. The rocks of group G₂ show lower REE levels, with a moderately enriched LREE pattern. The samples of groups G₃ and G₄ show straight REE patterns and lower levels than those of chondrite. The distribution of the VNGB metabasites in MORB-normalized multi-element diagrams also identifies enrichment in *LILE* in all groups. However, groups G₁ and

G₂ have higher overall levels of minor elements than *MORB*, while subgroups G₃ and G₄ exhibit lower levels of *HFS* and heavy REE than those of *MORB*.

The Fe-Ti basalts of G₁ are enriched in Sr, Ba and Th and depleted in K and Rb relative to *MORB*. Compared to the other analyzed groups, they have the highest levels of HFSE elements, with moderate enrichment. The Fe-Ti basalts exhibit strong to moderate positive Th, Ce and Ti anomalies and moderate to weak negative anomalies of Nb, Ta, Y and Yb. The high-Fe tholeiitic basalt sample presents Nb and Ta values very close to *MORB* values and strong Ce positive anomalies, negative Nb-Ta anomalies and incipient negative anomalies of Ti, Y, and Yb.

The high-Mg tholeiitic basalts of the G₂ group show K, Rb and Ba enrichment and Sr concentrations close to the *MORB* pattern. The Nb, Ta and Ce contents show slight to moderate enrichment, with an incipient negative Nb anomaly and weak to strong positive Ce anomalies. The remaining HFSE elements in general exhibit slight depletion, with weak negative Hf, P, Ti and Yb anomalies and mild to moderate positive Sm and Zr anomalies.

The high-Mg tholeiitic basalts and the G₃ group komatiite basalts are enriched in LILE (Sr, K, Rb and Ba), with strong positive Rb anomalies. The HFSE elements (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y and Yb) are moderately depleted compared to *MORB* and show positive Ce anomalies, varying Hf anomalies and negative P and Ta anomalies.

The G₄ group samples are characterized by compositions of komatiites to high-Mg tholeiitic basalts. They present variable enrichment in LILE elements, generally with strong to slight positive anomalies of Rb and Ba and slight to moderate negative anomalies of Sr. The HFSE elements are slightly depleted relative to the *MORB*, and have positive Ce anomalies and negative Nb and P anomalies.

The samples of group G₁ are characterized by the highest total REE levels of the analyzed groups, with a (La/Lu)_n ratio between 3.13 to 7.19 in Fe-Ti basalts, from 11.07 to 14.00 in komatiites and 11.07 in high-Fe tholeiitic basalt. The rocks of group G₂ show a concentration of total REE higher than chondrite values, with moderate to high fractionation of heavy rare earth elements (HREE) and (La/Lu)_n ratio between 1.98 and 14. The G₃ group showed slightly enriched REE contents compared to chondrite values, and low (La/Lu)_n ratio with values ranging from 0.79 to 1.11. Group G₄ shows slightly enriched concentrations compared to the chondrite values, with (La/Lu)_n ratio between 1.12 and 2.25. The G₄ samples show depletion in medium REE with positive Eu anomalies ranging from weak (komatiitic basalts to high-Mg tholeiitic basalts) to strong basalts (komatiites to komatiitic basalts), and weak negative anomalies for the samples of komatiitic basalts.

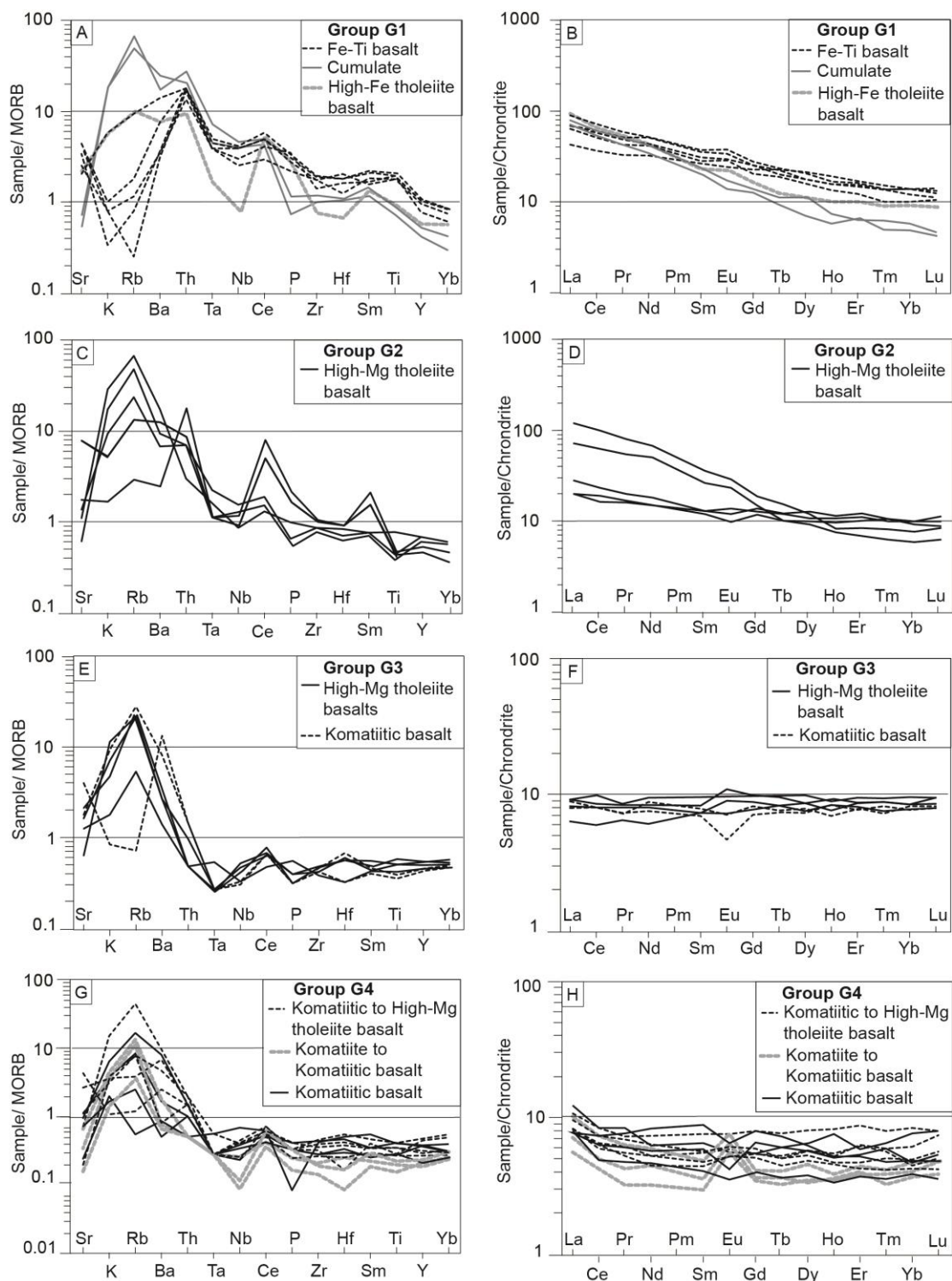


Figure 13. A, C, E and G) Multi-element diagrams standardized by MORB (Pearce, 1983) and B, D, F and H) chondrite-normalized ETRs (Boynton, 1984) for the VNGB metabasite groups.

Metamorphism and Deformation

The successive stages of deformation and metamorphism are commonly preserved in metamorphic rocks. The recognition and correct interpretation of the relations between the foliations and the porphyroblasts are essential for the understanding of the evolution of the metamorphic conditions.

Two major metamorphic events were recognized, an orogenic metamorphism event, and a contact metamorphism one. In the orogenic metamorphism event, the S_1 , S_2 foliations, and a fine and discontinuous S_3 schistosity were recognized. The S_1 schistosity is partially preserved as F_2 intrafolial folds, enveloped and transposed by the of S_2 crenulation cleavage, both generated between metamorphic conditions of the greenschist and lower to medium amphibolite facies. The S_3 foliation is defined by fracture cleavage, locally fine schistosity. The cleavage is filled by fine quartz and carbonate veins, associated with a retrometamorphic event under greenschist facies conditions.

The contact metamorphism event is identified by the overlaying of textures with no mineral orientation, by the massive structure and the acicular and fine decussate textures (<0.1 mm). The association of chlorite and clinochlorite and hornblende, tremolite and plagioclase observed in the mafic cornubianites shows a thermal metamorphism generated under variable conditions between the ab-ep hornfels and Hbl hornfels facies, while the diopside and hornblende paragenesis characterizes the pyroxene hornfels facies and marks the maximum temperature peak. The main microstructures and metamorphic events are summarized in Table 3.

Table 3. Relationship between the main microstructures and metamorphic events observed in the VNGB units. Legend: OM= orogenic metamorphism, CM= contact metamorphism; S₁= schistosity, S₂= crenulation cleavage, S₃= fracture cleavage. Minerals: Hb= hornblende, Pl= plagioclase, Grt= garnet, Di= diopside, Chl= chlorite, Ser= sericite, Ep= epidote, Trem= tremolite, Bt= biotite, Qz= quartz.

Rock	Mineral Paragenesis/Tectonic event	Temporal Relation	Metamorphic Facies	Microstructural/textural features
Amphibolites	Hbl + Pl + Grt (Di)	MO	Upper Amphibolite	Intrafolial folds and crenulation cleavage S1, S2
Amphibolites	Chl + Ser + Ep	MO	Greenschist	Retrograde metamorphism on fractures S3
Amphibole schists	Bt + Tr	MO	Amphibolite	Mineralogical orientation S1,S2
Amphibole schists	Hbl + Chl + Clc	MO	Upper Greenschist	Mineralogical orientation S1,S2
Amphibole schists	Hbl + Tr	MO	Amphibolite	Mineralogical orientation S1,S2
Mafic-Hornfels	Di + Hbl	MC	Px-Hornfels	Decussate texture -
Mafic-Hornfels	Hbl + Pl	MC	Hb-Hornfels	Decussate texture -
Meta-ultramafites	Tr	MO	Amphibolite	Intrafolial folds and crenulation cleavage S1, S2

5. Discussion

The metabasites of the Vila Nova greenstone belt were affected by an orogenic metamorphism that transformed the volcanic rocks into amphibole schists and amphibolites. The mineral associations indicate that the transformations occurred under conditions between the upper green schists and medium amphibolite facies, and under intermediate pressure conditions. The structural relationships observed in the VNGB rocks indicate that the metamorphism occurred associated with three deformation events related to compressive tectonics. The relationships between the foliations and metamorphic and stretching lineations indicate frontal collisional kinematics, generating low-angle shear zones in the areas of maximum deformation. These zones are responsible for the contacts between the metavolcano-sedimentary rocks of the Vila Nova greenstone belt and the orthogneisses and metagranites of the Tumucumaque Complex, which represent the Archean basement. The internal relationships between the VNGB rocks were also affected mainly by the VNSZ, which puts in contact a lower domain composed mainly of metavolcanic rocks and an upper domain composed of metasedimentary rocks.

Magmatic Evolution

The compositional differences observed among the samples of groups G₁, G₂, G₃ and G₄ based on the analysis of the bivariate diagrams of major elements indicate that the magmatic evolution occurred through fractional crystallization from distinct differentiation lines for G₁ compared to the other groups. In G₁, the strong enrichment in Fe and Ti with the advancement of crystallization is characteristic of magmas generated under reducing conditions. In these environments, the low fO_2 inhibits the early crystallization of oxides such as magnetite and chromite/ilmenite, leading to the enrichment of Fe and Ti. In more oxidizing environments, the addition of water favors the early crystallization of free Si oxides, such as chromite and iron-magnesium minerals with low Si (olivine). Consequently, the samples show slight or no enrichment in FeO and TiO₂, increase in SiO₂ and decrease in the contents of Cr₂O₃ with the advancement of crystallization similar to the metabasites related to G₂, G₃ and G₄.

Besides the differences in the contents and patterns identified in the binary variation diagrams, the decrease of Ni, Cr, and Co with the magmatic fractionation observed in all groups suggests that the crystallization of olivine played a fundamental role in the evolutionary process of these magmas. In comparison with G₁, the G₂, G₃ and G₄ groups show evidence of depletion in Cr₂O₃ with fractionation, which suggests greater effectiveness in the crystallization of chromite. Though less pronounced, other considerations can be made. In G₁, the strong enrichment in Sr and Eu combined with the decrease of MgO suggest an incipient fractionation of plagioclase. However, in the other groups, the crystallization of plagioclase is inferred in the initial stages by the patterns of Sr and Eu, followed by a change in the petrogenetic order, causing enrichment of these elements in the late phases.

In evolutionary terms, the magnesium number (mg#) with relatively low values (33 and 43) attests the Fe-Ti basalts of G₁ as derived from a mantle more enriched in Fe. The G₂ (54-68), G₃ (51-65) and G₄ (56-76) samples show mg# values of moderately or slightly fractionated magmas. The metabasites of group G₄ that have Ni > 250 ppm and magnesium number from 69 to 76 may represent very primitive liquids.

Tectonic environment of the VNGB Metabasites

The precise definition of the tectonic environment of formation of the volcanic rocks is based on field association and, mainly, on the compositional characteristics of the magmatism. In this aspect, the composition of the major elements, trace elements and rare earths was used to establish the parameters (diagrams) that define the tectonic environments

of the main associations of Phanerozoic volcanic rocks (Shervais 1982; Pearce 1982; Pearce, 2008).

Shervais (1982) certifies that the Ti/V ratios are intrinsic to the magma-forming tectonic environment, since the V compatibility is controlled by the fO_2 , as well as the partial melting degree and consequent fractional crystallization. The element Ti presents incompatible behavior regardless of the oxy-reducing conditions. This author has shown that the partition coefficient of V is affected by the increase of fO_2 in oxidizing environments, such as island arcs and continental margin. The magmas generated by conditions between 20 and 30% partial melt have a Ti/V ratio between 10 and 20. In tectonic environments with reducing conditions, such as the mid-ocean ridges, magmas generated with a similar degree of melt have Ti/V ratios between 20 and 50, while ratios higher than 50 are characteristic of alkaline rocks. In back-arc basins, the Ti/V ratio shows values between 10 and 50. This wide variation can occur due to the interaction between the mantle (depleted or enriched) and the input of fluids due to the dehydration of the oceanic lithosphere during the subduction process.

In the diagram in **Figure 14A**, the samples of the G₂ (18-30), G₃ (14-15) and G₄ (10-19) groups show similar composition to the basalts of island arcs, while the samples of group G₁ are similar to basalts generated in back-arc and/or mid-ocean ridge basins. The VNGB metabasites show features of a poorly developed subduction environment, such as in island arc and back-arc basins. However, the extraction of magma in a ridge from a previously metasomatized mantle (with inherited subduction components) should also be considered. Similar behavior is observed in the Pearce (1980) diagram, based on Ti vs. Zr (**Figure 14B**). However, the Fe-Ti basalts of the G₁ group are similar in composition to the intraplate basalts.

Pearce & Stern (2006) indicate that the main characteristics of basalts generated in retro-arc basins are the depletion in HFSE (Zr, Ta, Nb, P, Ti and Zr) and enrichment in LILE (Sr, K, Rb and Th). According to the authors, these characteristics are related to the addition of aqueous fluids derived from the dehydration of the oceanic plate during subduction. In the MORB-normalized multi-element diagrams, the metabasites of the G₃ and G₄ groups show LILE enrichment (Sr, K, Rb, Ba) and moderate depletion in HFSE, with negative anomalies of Nb, Ta, P, Ti and Zr, which corroborate this interpretation. The G₁ and G₂ samples also show moderate enrichment of LILE elements (Sr, Rb, Ba and K), however, they show a higher content of HFSE (Zr, P and Ti), with slight positive anomalies of Nb and Ta, suggesting interaction with a more enriched source.

The selective depletion of middle REEs, as observed in the G₄ samples, is attributed by some authors (Agafonov & Erkushev, 1985; Gruau, 1985; Lesnov, 2010) to the

serpentinization of ultramafics in seafloor metamorphism. According to Lesnov (2010), the selective enrichment of light REEs can occur from the interaction of the rock with marine fluids or fluids segregated from later granitic intrusions. Invariably, the patterns observed in the metabasites of the G4 group appear to have been modified by the influence of the metamorphic processes.

Most of the metabasites of the G₁ subgroup are characterized by high levels of TiO₂ (>2%) and FeO_t (>12%), similar to the basalts generated in propagation expansion centers. These basalts were named by Sinton et al. (1983) as Fe-Ti type basalts. These expansion centers originate at the extremities of the extension plate boundaries that progressively spread through the rigid lithosphere, occurring within continents (Courtilot, 1982), oceans (Hey et al., 1989), magmatic arcs and retro-arc basins (Parson & Wright, 1996). The low mg# values associated with Fe-Ti basalts suggest they are generated from a high degree of parent magma fractionation. Based on petrographic criteria of texture and mineral composition, the G₁ samples plotted on the komatiitic fields in the Jensen diagram (1976) can be reported as cumulate rocks. The high enrichment in light REEs, characteristic of low melting conditions, favors the interpretation that these rocks have a residual origin.

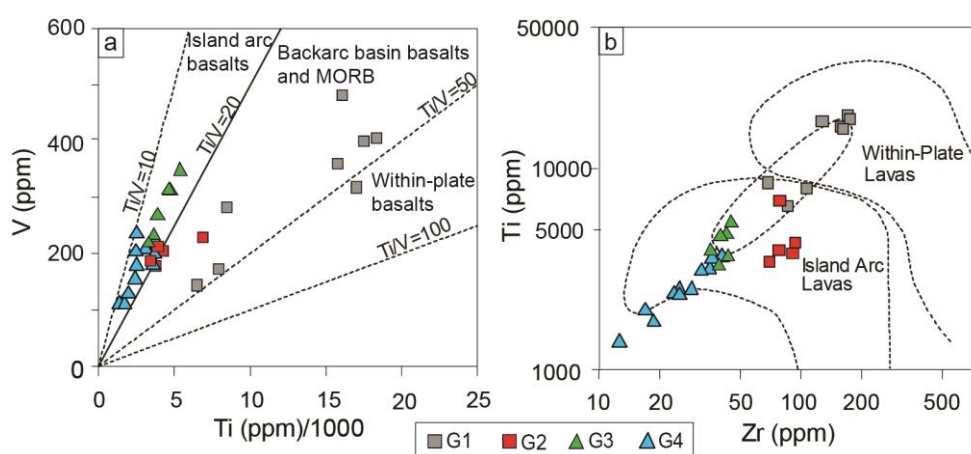


Figure 14. Representation of the GBVN metabasites in tectonic ambience diagrams of mafic rocks. A) V vs. Ti (Shervais, 1982), B) Ti vs. Zr (Pearce, 1980).

Mantle Sources and Contamination

The variation of the Ti/Yb ratio is sensitive to the depth of the partial melting that gave rise to the basic magmas, whereas the Nb/Yb ratio can be used to characterize the mantle fertility (Pearce, 2008). The Nb/Yb-TiO₂/Yb ratio values in diagrams proposed by Pearce (2008) show different mantle reservoirs for the VNGB metabasite groups. The high values of Nb and TiO₂ (normalized by Yb) attributed to Fe-Ti basalts and to G₁ cumulates identify deeper sources, originating from the asthenospheric mantle, in a likely interaction of plume

and mid-ocean ridge (**Figure 15A**). The Ce/Yb ratio, ranging from 10.38 to 20.28 for the Fe-Ti metabasalts of G₁, can be attributed to low degrees of melting at high depths and/or the presence of garnet as a residual phase, which corroborates a genesis model of associated with the influence of mantle plume.

The lower concentrations of Nb and TiO₂ (normalized by Yb) identified in G₂, G₃ and G₄ suggest shallow melt generation in the normal to slightly enriched mantle region at mid-ocean ridge seafloor spreading zones (**Figure 15A**). The lower Ce/Yb ratios in part of the G₂ group (6.34 - 9.03), and in the G₃ (2.98 - 4.03) and G₄ (3.91 - 6.39) groups, may have originated from a high degree of melting and/or the presence of spinel as a residual phase.

The Th/Yb vs. Nb/Yb ratio variations are sensitive to the composition of the source of basic magmas and the effects of crustal contamination or related to the subduction components, independent of fractional crystallization and/or partial melting (Pearce, 2008). Thus, the basaltic magmas derived from the depleted mantle, asthenospheric plume and lithospheric mantle enriched by a low-degree asthenosphere melt, are positioned within or very close to the diagonal field defined by constant Th/Nb ratios (**Figure 15B**). Since Th is a mobile element in the hydrated mantle, the mantle sources metasomatized by processes related to subduction or crustal contamination are enriched in Th relative to Nb, resulting in Th/Yb ratios higher than Nb/Yb. In general, the G₂ and G₄ samples are close but slightly above the field defined for MORB-OIB rocks. However, in the G₂ and G₃ samples, there is a vertical trend, common to volcanic arc associations. The enrichment of LILE, with the depletion of HFSE and the negative anomalies of Nb and P, observed in the MORB-normalized multi-element diagrams, suggests that the increase of Th is related to the subduction. The G₁ group metabasites identify crustal components, but are associated with higher Nb values, and require a more enriched source.

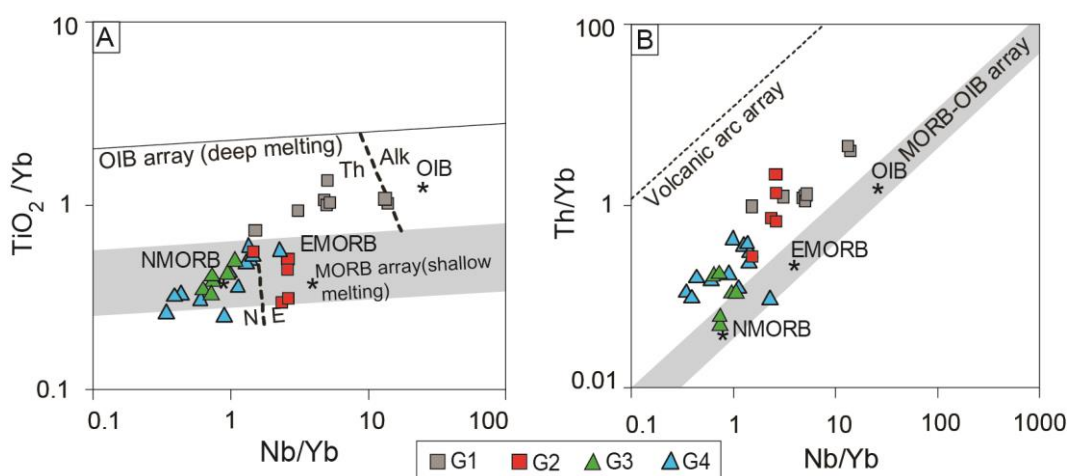


Figure 15.A) TiO₂/Yb vs. Nb/Yb (Pearce, 2008) and B) Th/Yb vs. Nb/Yb (Pearce, 2008). N-MORB: normal meso-oceanic basalts; E-MORB: enriched meso-oceanic basalt and OIB: basalts of oceanic islands.

Comparing the Nb / Yb and Th / Yb ratios of the GBVN metabasites samples from East Scotia Ridge basalts and South Sandwich Island Arc basalts (data from Fretzdorff et al., 2002), the G1 samples show trend towards vertex A, represented by Bouvet Island, a recognized plume environment influenced. The G2 samples show a parallel trend to vertex B, which can be understood as subducted slab-released components from sediments. The G3 and G4 plot very close to the delimited field for samples of South Sandwich Island Arc (vertex C). This trend is suggested to be generated from sub-arc mantle modified by subduction-related components from the downgoing slab (**Figure 16**). Thus, the East Scotia Ridge basalts could represent a modern analogue to explain the geochemical variation observed in the metabasites of GBVN.

The coexistence of Fe-Ti basalts (G_1) with basalts and andesitic basalts (G_2 , G_3 and G_4), with characteristics of ridges in spreading centers with subduction components, points to a model of island arcs associated with propagation from a mid-ocean ridge in a back-arc basin (**Figure 17**).

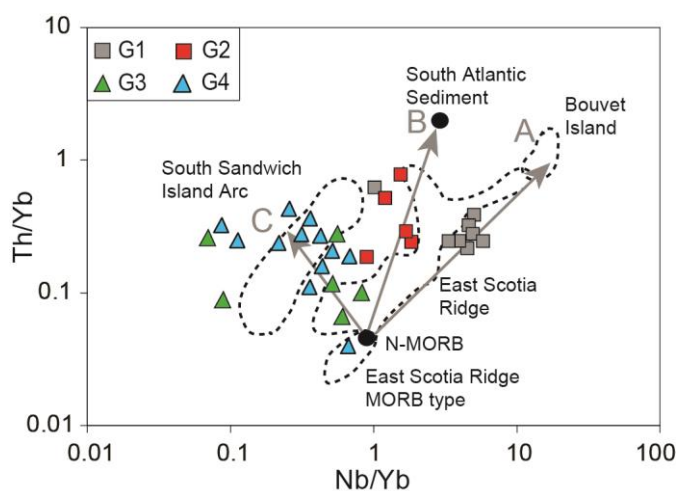


Figure 16. Variation of Th/Yb vs. Nb/Yb for the East Scotia Ridge lavas (modified from Fretzdorff et al., 2002) compared with the metavolcanic rocks of VNGB.

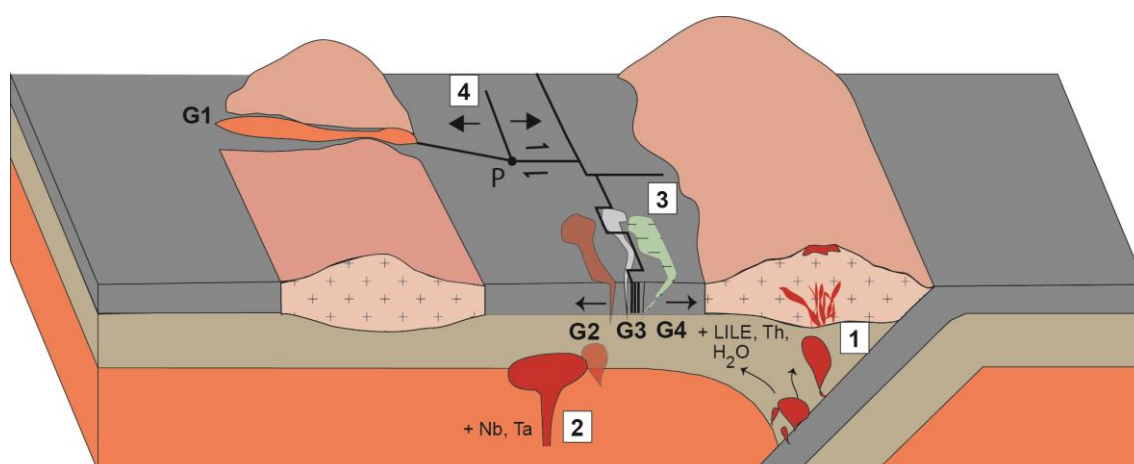


Figure 17. Block diagram illustrating the probable tectonic environment of the formation of the metabasites of Vila Nova Greenstone Belt and the sources of the mantle heterogeneity in back-arc basins. 1) Interaction of the subduction components with the depleted upper mantle, 2) Interaction of the upper mantle with asthenospheric source, 3) Interaction with sea water and 4) Propagating rift structures and origin of Fe-Ti basalts.

6. Conclusions

The metamorphic rocks of the VNGB present petrographic and geochemical characteristics compatible with basalts and andesitic basalts of tholeiitic composition, which were transformed by an event of polycyclic orogenic metamorphism. The available ages indicate that the VNGB volcanism occurred between 2.17 and 2.15 Ga, while the intrusive granites responsible for the contact metamorphism were positioned between 2.06 and 1.99 Ga. Therefore, the orogenic metamorphism affected these units between 2.15 and 2.07 Ga. This metamorphic event is responsible for the structuring of the VNGB units and for the generation of the Vila Nova, Ipitinga and Serra do Navio shear zones.

The geochemical signatures of the VNGB metabasites correspond to island-arc basalts (groups G₂, G₃ and G₄) and back-arc basalts (Fe-Ti basalts, group G₁). The composition of the minor elements indicates that the formation of the metabasites involved the interaction between enriched MORB (G₂) and normal MORB (G₃, G₄) type sources with subduction components. However, the U-shaped pattern observed in multi-element diagrams of the G₄ group samples, as well as the slight selective enrichment in LREE, may suggest that these rocks were affected by seafloor metamorphism.

Acknowledgments

We thank the *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico* (CNPq) for the research scholarships granted to the second and third authors; the Amapari

Mining Company for field logistics and making geologic and drill core data available. We thank the reviewers for their critical suggestions.

References

- Agafonov, L.V. and Erkushev, Y.A., 1984. Rare Earth Element Distribution in Rocks from Shavaryn Tsaram Volcano, Mongolia. *Geol. Geofiz.*, (6), pp.65-76.
- Avelar, V.D., Lafon, J.M., Delor, C., Guerrot, C. and Lahondère, D., 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb–Pb and Sm–Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*, 2, pp.3-4.
- Barbosa, J.P.O., Costa Neto, M.C., Rosa-Costa, L.T., Anjos, G.C., Chaves, C.L., 2013. Projeto Folha Macapá - NA.22-Y-D. Mapa Geológico (1:250.000). CPRM, Belém.
- Belousova, E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Fisher, N.L., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to mineralogy and petrology*, 143(5), pp.602-622.
- Beswick, A.E. and Soucie, G., 1978. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Research*, 6(2), pp.235-248.
- Borghetti, C.; Philipp, R.P.; Basei, M.A.S.; Mandetta, P. 2014. New ages from Vila Nova and Tumucumaque Complex in the Cupixi region, Porto Grande, Amapá, Brazil. 9th South American Symposium on Isotope Geology. Boletim de Resumos Expandidos, São Paulo, Brasil.
- Borghetti, C.; Philipp, R.P. 2017. Geologia e geofísica do greenstone belt Vila Nova, porção NE do Cráton Amazônico, Amapá, Brasil. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, 17(1):109-127.
- Borghetti, C.; Philipp, R.P.; Basei, M.A.S.; Mandetta, P.; Hoffmann, I. B. 2017a. Geology and U-Pb zircon geochronology of the Vila Nova greenstone belt, Amapá, Brazil: arc related basin and tectonic implications for a Rhyacian orogeny in the NE domains of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*. Submitted.
- Borghetti, C.; Philipp, R.P.; Basei, M.A.S.; Mandetta, P.; Hoffmann, I. B. 2017b. Geochronology of the Tumucumaque Complex: an Archean nucleus in the NE portion of the Amazon Craton, Vila Nova-Serra do Navio region, Amapá State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. Submitted.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. W: Rare earth element geochemistry. (red. P. Henderson): 63–114.
- Chemale, F., Philipp, R.P., Dussin, I.A., Formoso, M.L.L., Kawashita, K. and Bertotti, A.L., 2011. Lu–Hf and U–Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 186(1), pp.117-126.
- Cordani, U.G. and Neves, B.B., 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Brazilian Journal of Geology*, 12(1-2-3), pp.78-88.
- Courtillot, V., 1982. Propagating rifts and continental breakup. *Tectonics*, 1(3), pp.239-250.

deWit, M.J. and Ashwal, L.D., 1986. Workshop on Tectonic Evolution of Greenstone Belts. LPI Tech. Rpt. 86-10. Lunar and Planetary Institute, Houston. 227 pp.

Elholou, S., Belousova, E., Griffin, W.L., Pearson, N.J. and O'Reilly, S.Y., 2006. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18), p.A158.

Fretzdorff, S., Livermore, R.A., Devey, C.W., Leat, P.T. and Stoffers, P., 2002. Petrogenesis of the back-arc east scotia ridge, south Atlantic ocean. *Journal of Petrology*, 43(8), pp.1435-1467.

Grant, F.S., 1984. Aeromagnetic, geology and ore environments: II Magnetite and ore environments. *Geoexploration*, 24. pp. 335-362.

Gruau, G., Martin, H., Leveque, B., Capdevila, R. and Marot, A., 1985. Rb—Sr and Sm—Nd geochronology of lower Proterozoic granite—greenstone terrains in French Guiana, South America. *Precambrian Research*, 30(1), pp.63-80.

Heubeck, C. and Lowe, D.R., 1994. Depositional and tectonic setting of the Archean Moodies Group, Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, 68(3-4), pp.257-290.

Hey, R.N., Sinton, J.M. and Duennebie, F.K., 1989. Propagating rifts and spreading centers. *The Geology of North America*, pp.161-176.

Irvine, T.N.J. and Baragar, W.R.A.F., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), pp.523-548.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L. and Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U—Pb zircon geochronology. *chemical Geology*, 211(1), pp.47-69.

Janoušek, V., Farrow, C.M. and Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), pp.1255-1259.

Jensen, L.S., 1976. *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ont. Div. Mines, Misc. Pap. No. 66, pp. 21

Jost, H., Carvalho, M.J., Rodrigues, V.G. and Martins, R., 2014. Metalogênese dos greenstone belts de Goiás. *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras, Belo Horizonte, CPRM*, pp.141-168.

Kusky, T.M. and Polat, A., 1999. Growth of granite—greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons. *Tectonophysics*, 305(1), pp.43-73.

Le Maitre, R.W.B., Dudek, P., Keller, A., Lameyre, J., Le Bas, J., Sabine, M.J., Schmid, P.A., Sorensen, R., Streckeisen, H., Woolley, A. and Zanettin, A.R., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* (No. 552.3 CLA). International Union of Geological Sciences.

Lesnov, F.P., 2010. *Rare Earth Elements in Ultramafic and Mafic Rocks and their Minerals: Main types of rocks. Rock-forming minerals*. CRC Press.

- Lobato, L., Ribeiro-Rodrigues, L., Zucchetti, M., Noce, C., Baltazar, O., Da Silva, L. and Pinto, C., 2001. Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic, and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, 36(3), pp.228-248.
- Lowe, D.R. and Byerly, G.R. eds., 1999. *Geologic evolution of the Barberton greenstone belt, South Africa* (Vol. 329). Geological Society of America, 329, pp. 1-36.
- Magalhães, L.A., Souza Filho, C.R. & Silva, A.M. (2007). Caracterização geológica – geofísica da porção central do Amapá com base em processamento e interpretação de dados aerogeofísicos. *Revista Brasileira de Geociências*. 37(3), pp 464-477.
- McReath, I. and Faraco, M.T.L., 2006. Paleoproterozoic greenstone-granite belts in northern Brazil and the former Guyana Shield-West African craton province. *Geologia USP. Série Científica*, 5(2), pp.49-63.
- Melson, W.G., Vallier, T.L., Wright, T.L., Byerly, G. and Nelen, J., 1976. Chemical Diversity of Abyssal Volcanic Glass Erupted Along Pacific, Atlantic, and Indian Ocean Sea- Floor Spreading Centers. *The geophysics of the Pacific ocean basin and its margin*, pp.351-367.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Alkmim., 2007 F.F., Oembasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15 (1), pp. 17-23
- Parson, L.M. and Wright, I.C., 1996. The Lau-Havre-Taupo back-arc basin: A southward-propagating, multi-stage evolution from rifting to spreading. *Tectonophysics*, 263(1-4), pp.1-22.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*, 8, pp.525-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing, Nantwich, pp. 230–249.
- Pearce, J.A. and Stern, R.J., 2006. Origin of back- arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*, pp.63-86.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1), pp.14-48.
- Pimentel, M.M., Spier, C.A. and Ferreira Filho, C.F., 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri. Amapá: Idade da Intrusão, Metamorfismo e Natureza do Magma Original. *Revista Brasileira Geociências* 32, pp. 371-376
- Rosa-Costa, L.D., Ricci, P.S.F., Lafon, J.M., Vasquez, M.L., Carvalho, J.M.A., Klein, E.L. and Macambira, E.M.B., 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil–southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, 2(3), pp.4.
- Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M. and Delor, C., 2006. Zircon geochronology and Sm–Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical

evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, 10(3), pp.277-300.

Rosa-Costa, L.T., Silva, C.M.G., Barbosa, J.P.O. and Costa Neto, M.C., 2012. Projeto Folha Rio Araguari e NA. 22-YB. *Mapa Geológico (1: 250.000)*. CPRM, Belém.

Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; Mcnaughton, N.J.; Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), pp. 453-488.

Serviço Geológico do Brasil (CPRM). (2004). Programa Geologia do Brasil, Projeto Aerogeofísico Rio Araguari, *Relatório Final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos*. Rio de Janeiro: Lasa Engenharia e Prospecções S/A. (Texto Técnico, I), p.p 136

Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59(1), pp.101-118.

Sinton, J.M., Wilson, D.S., Christie, D.M., Hey, R.N. and Delaney, J.R., 1983. Petrologic consequences of rift propagation on oceanic spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 62(2), pp.193-207.

Spier, C.A. and Ferreira Filho, C.F., 1999. Geologia, Estratigrafia e Depósitos Minerais do Projeto Vila Nova, Escudo das Guianas, Amapá, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2), pp.173-178.

Tassinari, C.C. and Macambira, M.J., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), pp.174-182.

Tassinari, C.C.G.; Bettencourt, J.S.; Geraldés, M.C.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Filho, A.T.; Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31^o *International Geological Congress*, SBG. pp. 41-95.

Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G. and Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42(3-4), pp.213-227.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, pp.325-343.

Zeh, A., Gerdes, A. and Barton Jr, J.M., 2009. Archean accretion and crustal evolution of the Kalahari Craton—the zircon age and Hf isotope record of granitic rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown Arc. *Journal of Petrology*, 50(5), pp.933-966.

Zeh, A., Gerdes, A. and Heubeck, C., 2013. U–Pb and Hf isotope data of detrital zircons from the Barberton Greenstone Belt: constraints on provenance and Archaean crustal evolution. *Journal of the Geological Society*, 170(1), pp.215-223.

Gmail - Successfully received: submission Geochemistry and origin of the tholeiitic metabasalts from the 2.15 Ga Vila Nova greenstone b...



Itiana Hoffmann <itianahoffmann@gmail.com>

Successfully received: submission Geochemistry and origin of the tholeiitic metabasalts from the 2.15 Ga Vila Nova greenstone belt, Guiana Shield, Brazil for Journal of South American Earth Sciences

1 mensagem

Journal of South American Earth Sciences <Evisesupport@elsevier.com>
Responder a: j.bakthavachalam.1@elsevier.com
Para: itianahoffmann@gmail.com

18 de agosto de 2017 21:52

This message was sent automatically. Please do not reply.

Ref: SAMES_2017_241

Title: Geochemistry and origin of the tholeiitic metabasalts from the 2.15 Ga Vila Nova greenstone belt, Guiana Shield, Brazil

Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Miss. Hoffmann,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=SAMES and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2017 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

" PETROLOGIA DOS BASALTOS TOLEÍTICOS DE 2.1 GA DO GREENSTONE BELT VILA NOVA, ESCUDO DAS GUIANAS, AMAPÁ, BRASIL "

Área de Concentração: Geoquímica

Autora: **Itiana Borges Hoffmann**

Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Examinador: Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

Data: 18/09/2017

Conceito: A - Excelente

PARECER:

A mestranda Itiana Borges Hoffmann apresenta excelente dissertação de mestrado, com bom volume de dados de alta qualidade, apresentação e interpretação adequada dos dados. A dissertação inclui um artigo científico submetido ao Journal of South American Earth Sciences.



ANEXO I

Título da Dissertação:

PETROLOGIA DOS BASALTOS TOLEÍTICOS DE 2,1 GA DO GREENSTONE BELT VILA NOVA, ESCUDO DAS GUIANAS, AMAPÁ, BRASIL.

Área de Concentração: Geoquímica

Autora: **Itiana Borges Hoffmann**

Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Examinador: Prof. Lauro Valentim Stoll Nardi

Data: 4 de outubro de 2017-10-04

Conceito: **A**

PARECER

O texto e as ilustrações são adequados e são poucos os erros de digitação ou ortográficos. Algumas dessas incorreções que observei são:

O título é Petrologia de 2,1 Ga...

p. 39 Paleoproterozoic em vez de paleoproterozoic

p. 42, 43, ... syenogranite e não sienogranite

p. 50 plagioclase relicts... Reliquary = relicário

p. 56, 60 ... Nas tabelas é Fe₂O₃ Total. Faltou o T.

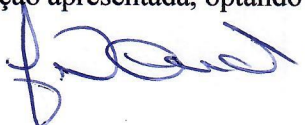
p. 59 O texto deve se referir ao Fe₂O₃ total, e não ao óxido de ferro férrico.

As revisões de geologia regional e de conceitos de greenstone belt são bem feitas e inclui as referências fundamentais. A bibliografia citada parece-me atualizada e bastante completa.

A discussão é muito boa, embora fiquem algumas restrições, a meu juízo, quanto ao item de Magmatic Evolution (p. 67), onde não vejo evidências de cristalização fracionada como sugerido na primeira frase. Também, na terceira frase é dito que em condições mais oxidantes a adição de água favorece a cristalização de olivina... Creio que os autores queriam dizer de magnetita! No segundo parágrafo o decréscimo de Ni, Cr, e Co é atribuído ao fracionamento de olivina, creio que o de piroxênio é essencial para o decréscimo do Cr.

As conclusões são apropriadas e bastante relevantes. O trabalho submetido e a dissertação são contribuições importantes para o conhecimento da geologia deste tipo de sequência e para a geologia do Brasil. Consideramos que o conceito A é o mais coerente para a dissertação apresentada, optando pelo mesmo.

Assinatura:



Porto Alegre, 4 de outubro de 2017

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

PARECER

Assunto: Dissertação de Mestrado de Itiana Borges Hoffmann, intitulada "Petrologia dos Basaltos Toleíticos de 2,1 Ga do Greenstone Belt Vila Nova, Escudo da Guianas, Amapá, Brasil"

Examinador: Prof. Dr. Rômulo Machado, Instituto de Geociências da USP.

A Dissertação de Mestrado da candidata acha-se bem organizada e apresenta conteúdo de excelente qualidade. O texto é objetivo e redigido de forma clara. As ilustrações são de boa qualidade e com arte-final adequada para publicação. O trabalho objetiva caracterizar a natureza do magmatismo básico associado ao *Greenstone Belt Vila Nova, Escudo da Guianas, Amapá*. Fundamenta-se em dados petrográficos, geoquímicos (maiores, traços e terras raras) e datação U-Pb em zircão. Os dados são tratados corretamente e são compatíveis com as conclusões apresentadas.

O trabalho é dividido em quatro capítulos: o primeiro inclui uma revisão do contexto geológico e geotectônico do Cráton Amazônico, enfatizando as principais feições geológicas e geocronológicas de suas províncias tectônicas, referidas como Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,9 Ga), Venturi-Tapajós (1,9-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga), Sunsás (1,25-1,0 Ga), incluindo descrição das unidades metavulcano-sedimentares da Província Maroni-Itacaiúnas que têm reconhecidas como *greenstone belts*, tais como Ipitinga, Tumucumaque, Serra do Navio, Tartarugalzinho, Lombarda e Oiapoque.

O segundo capítulo faz uma revisão conceitual dos *greenstone belts*, incluindo os diferentes modelos disponíveis na literatura, as características do magmatismo, os ambientes tectônicos de bacias do tipo *back-arc*, as fontes mantélicas envolvidas na geração de basaltos do tipo N-MORB e E-MORB, o comportamento durante a subducção dos elementos químicos imóveis (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, ETRP), móveis em alta temperatura (Rb, Ba, Sr, K, Th, U, ETRL, ETRm, P, Pb) e em baixa temperatura (Rb, Ba, K, Sr e Pb) e os modelos disponíveis, além dos diagramas geoquímicos utilizados.

O terceiro capítulo contém informações as metodologias empregadas durante a investigação científica; incluindo detalhamento da preparação das amostras, a sistemática usada nas descrições das lâminas delgadas, técnicas de análises do laboratório, limites de detecção dos elementos (maiores, menores e traços) analisados e procedimento utilizado na determinação U-Pb em zircão na amostra de basalto andesítico datada.

O quarto capítulo, que corresponde a um artigo em inglês submetido à publicação, intitulado "*Geochemistry and origin of the tholeiitic metabasalts from the 2.15 Ga Vila Nova greenstone belt, Guiana Shield, Brazil*", é dividido em seis itens: (1) *Introduction*, (2) *Tectonic context*, (3) *Material and Methods*, (4) *Results*, (5) *Discussion and* (6) *Conclusions*. Os itens um, dois e três incluem informações já contidas nos capítulos 1, 2 e 3. Já nos resultados (item 4) são apresentados as descrições petrográficas das unidades metamórficas estudadas, a datação U-Pb em zircão de 2,1 Ga obtida em metabasalto andesítico, a classificação e caracterização geoquímica dos metabasitos do *greenstone belt Vila Nova*, incluindo a discussão dos processos de diferenciação e avaliação dos materiais fontes com base em diagramas multi-elementos e de elementos terras raras, bem como caracterização das condições de metamorfismo e dos eventos de deformação. No item 5 são discutidas as condições vigentes durante o metamorfismo regional e de contato produzido

pela intrusão de corpos graníticos nas unidades metavulcano-sedimentares do *greenstone belt*. São discutidas também as condições tectônicas para geração do magmatismo básico, sua evolução e processos de diferenciação envolvidos com base no comportamento dos elementos (maiores, menores e traços) em função de parâmetros (# de Mg, p. ex.) que traduzem a evolução magmática e o grau de enriquecimento da fonte, juntamente com diagramas de discriminação de ambientes tectônicos usando razões de elementos imóveis como Nb/Yb vs. TiO₂/Yb e Nb/Yb vs. Th/Yb. Os resultados mostram que os basaltos G1 (Fe-Ti basaltos) são derivados de um manto mais enriquecido em Fe, com seus líquidos sendo mais evoluídos do que o dos basaltos alto-Mg (Mg-basaltos) G2, G3 e G4. Os primeiros (G1) são mais enriquecidos em elementos terras raras leves e os dois últimos (G3 e G4) são significativamente mais empobrecidos nestes elementos. O metamorfismo regional ocorreu sob condições de fácies xisto-verde médio/inferior a anfíbolito, e foi acompanhado por deformação que promoveu a geração de três xistosidades (S1, S2 e S3), com a primeira delas sendo associada com dobras intrafoliais e a segunda, com uma clivagem de crenulação.

Conclui-se no trabalho pela existência de um vulcanismo de composição basalto andesítica, de natureza toleítica, ocorrido entre 2,17 e 2,15 Ga, que foi afetado por um metamorfismo de contato produzido por intrusões graníticas com idades entre 2,06 a 2,07 Ga. A assinatura geoquímica dos metabasaltos G2, G3 e G4 aponta para um ambiente tectônico de arco de ilhas, com primeiro deles envolvendo a interação de fontes MORB enriquecidas e os dois últimos envolvendo fontes MORB normal com componentes de subducção, enquanto os metabasaltos G1 envolveram fontes de retro arco.

Ressalte-se a forte dispersão dos elementos nos diagramas do tipo Harker, a qual dificilmente pode ser explicada por processos apenas de origem magmática sem considerar a participação de outros processos envolvendo a circulação de fluidos que promoveram a alteração da mineralogia inicialmente primária. Ressalte-se ainda a falta de discussão sobre o modelo tectônico proposto para formação das rochas metabásicas ilustrado no bloco-diagrama da figura 17.

Finalmente, conclui-se que a Dissertação de Mestrado da **Itiana Borges Hoffmann** representa uma importante contribuição sobre a fonte do magmatismo toleítico básico e básico andesítico associado com o *greenstone belt* Vila Nova.

CONCEITO: A

Com base nos comentários acima, atribui-se para a candidata conceito A- Excelente.

São Paulo, 18 de novembro de 2017.



Rômulo Machado
Professor Titular do Instituto de Geociências da USP