



Universidade de Brasília (UnB)
Instituto de Geociências – IG
Programa de Pós-Graduação em Geologia

**Petrografia, geoquímica e geocronologia U-Pb das rochas
metavulcânicas e metassedimentares da região do Córrego Digo-
Digo, *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, GO**

Dissertação de mestrado nº 453

Orientadora: Profa. Dra. Catarina Labouré Bemfica Toledo

Brasília, 2019
Hygor Viana de Godoy

**Petrografia, geoquímica e geocronologia U-Pb das rochas
metavulcânicas e metassedimentares da região do Córrego Digo-
Digo, *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, GO**

**Dissertação de mestrado elaborada junto ao curso de Pós-Graduação em
Geologia (área de concentração em Geologia Econômica e Prospecção), Instituto de
Geociências, Universidade de Brasília, como requisito parcial para a obtenção do título
de Mestre em Geologia.**

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Catarina Labouré Bemfica Toledo

Banca examinadora:

Prof^ª. Dr^ª. Catarina Labouré Bemfica Toledo (Presidente)

Evandro Klein

Prof. Cesar Fonseca Ferreira Filho

Brasília, 2019

FICHA CATALOGRÁFICA

VG589p

Viana de Godoy, Hygor Petrografia, geoquímica e geocronologia U-Pb das rochas metavulcânicas e metassedimentares da região do Córrego Digo Digo, *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, GO / Hygor Viana de Godoy; orientador Catarina Labouré Bemfica Toledo. -Brasília, 2019. 87 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geologia) -Universidade de Brasília, 2019.

1. *Greenstone Belts*. 2. rochas metavulcânicas mesoarqueanas. 3. sequencias metassedimentares paleoproterozóicas. 4. Domínio Crixás-Goiás. I. Labouré Bemfica Toledo, Catarina, orient. II. Título.

O desenvolvimento da humanidade está na relação direta com o desenvolvimento da ciência

–Hardy Jost

Agradecimentos

Agradeço a minha família, em especial à minha mãe Maria do Carmo e meu pai Hélio Borges por todo o apoio e carinho ao longo de toda caminhada até então.

À Catarina, pela amizade e confiança construída ao longo de todo o projeto, pela excelência em orientação e conselhos profissionais, pela dedicação ao trabalho realizado junto, todas as horas compartilhadas sobre assuntos geológicos e da vida, sempre cheia de força e determinação mesmo nos dias mais complicados.

À Bárbara Oliveira pela amizade, o carinho, compreensão, por trazer alegria, leveza e amor à minha vida.

A todos os amigos e amigas que estiveram juntos nesses últimos anos, pela atenção e carinho nos mais diversos momentos ao longo desses últimos anos, Iorrana, Vitão, Taveira, Piatti, Raiza, Andrét e tantos outros.

Aos amigos geólogos que estiveram por perto e se tornaram inspirações acadêmicas e profissionais, Carlos Eduardo, Bernardo, Betão, Caio Aguiar, Pedro Martins, Gauchinho, Jéssica Maia, Boi, e aos demais colegas de pós-graduação pela contribuição nas discussões geológicas e da vida.

Ao amigo e irmão que a vida me trouxe, Felipe Leite (titi), pelo seu apoio incondicional, pela amizade duradoura, pelo partilhar de diferentes fases da vida que passamos e iremos passar juntos.

Ao corpo técnico-administrativo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Aos professores do IG que contribuíram e fizeram parte de alguma maneira durante o andamento do projeto; Sylvia, César, Nilson, Eloi, Gustavo

Ao geólogo Marcelo Juliano que iniciou o projeto de parceria que evoluiu para tornar executável o projeto dessa dissertação.

A empresa Orinoco Gold Ltda pela parceria e apoio técnico-financeiro durante a etapa de campo, bem como o acesso aos dados que foram fundamentais para a pesquisa. Ao Cicinho, Samuel, Vassoura, Pedro Amaral pelo suporte durante a realização do campo.

Aos moradores(as) da república do bom dia da geologia, Ítalo, Caio Ress, Tutão, Matias, Moriá e Gabriel pela experiencia da vida em conjunto ao longo do último ano.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001

Resumo

O Domínio Crixás-Goiás, localizado na porção central da Província Tocantins, representa um fragmento cratônico alóctone provavelmente amalgamado à margem oeste do Cráton São Francisco durante o Paleoproterozoico. O domínio é composto por complexos gnáissicos arqueanos (TTG) separados por faixas do tipo *greenstone belt* de idade arqueana a paleoproterozóica. Na porção sul deste domínio, encontra-se o *greenstone belt* Serra de Santa Rita, composto na base por uma associação de rochas metavulcânicas ultramáficas, máficas e intermediárias mesoarqueanas. A porção superior é representada por espessos pacotes de filitos carbonosos e metagrauvas intercalados por metacherts que dão lugar a rochas essencialmente psamíticas no topo da sequência. Todo o conjunto foi afetado por metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito inferior. Este trabalho tem como objetivo caracterizar a sequência de rochas metavulcânicas intermediárias e metassedimentares do *greenstone belt* Serra de Santa Rita da região do Córrego Digo-Digo, a partir da investigação das assinaturas geoquímicas e isotópicas desta sequência. Historicamente a região era diferenciada dos demais *greenstones* do Domínio Crixás-Goiás pela presença de rochas vulcanoclásticas félsicas e pelos níveis de sulfeto maciço expostos na confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho. O mapeamento geológico e a caracterização geoquímica realizados neste trabalho trouxeram significativos avanços para o entendimento petrogenético das rochas do *greenstone belt* Serra de Santa Rita e um novo cenário para a história de sua evolução geológica. A região do Córrego Digo-Digo é composta por rochas metavulcânicas máficas de afinidade transicional e metavulcânicas intermediárias (metandesitos, metatufos e metadioritos) de idade Mesoarqueana (2.9 Ga). Texturas ígneas preservadas são encontradas para os principais componentes intermediários (metandesito, metatufos e metadiorito), que possuem afinidade geoquímica calcialcalina e características geoquímicas muito similares aos adakitos de alta sílica. As rochas metamáficas possuem conteúdo elevado de Nb, guardando certas características similares com os basaltos enriquecidos em nióbio, gerados em ambientes de zona de subducção moderna. Para ambos os conjuntos de rochas metavulcânicas, as assinaturas geoquímicas apresentam características petrogenéticas de ambiente de arco de ilha. O resultado das análises de U-Pb em zircões do metadiorito e metandesito confirmam a idade de cristalização em 2.96 e 2.97 Ga, enquanto o resultado dos zircões detríticos das metagrauvas apontaram idades paleoproterozóicas ca. 2.15 Ga, com assinatura isotópica e geoquímica distintas das demais rochas vulcânicas arqueanas, sugerindo que essa sequência de rochas metassedimentares tenha sido depositada no Riachão.

Palavras-chave: *greenstone belt Serra de Santa Rita*, *metavulcânicas mesoarqueanas*, *adakitos*, *seqüências metassedimentares riacianas*

Abstract

The Domain Crixás-Goiás located in the central part of the Tocantins Province, represents an allochthonous cratonic fragment that were probably amalgamated to the western margin of the São Francisco craton in the Paleoproterozoic. The Domain is composed of Archean orthogneiss complexes (TTG) separated by Archean to Paleoproterozoic greenstone belts. In the southern portion of the terrane is located the Serra de Santa Rita greenstone belt, composed at the bottom of Mesoarchean ultramafic, mafic and intermediate metavolcanic rocks. The upper part is composed of thick packages of carbonaceous phyllites and metagreywackes interlayered with metachert that give rise to essentially psammitic rocks at the top. The whole sequence was affected by greenschist to lower amphibolite facies metamorphism. This work aims to characterize the intermediate metavolcanics and metasedimentary sequences of the Digo-Digo region at the Serra de Santa Rita greenstone belt, investigating the geochemical and isotopic signatures of these rocks. Historically, the region has been differentiated from the other greenstone belts of the Domain Crixás-Goiás by the presence of felsic volcanoclastic rocks and massive sulfide levels exposed in the confluence of the Digo-Digo and the Vermelho River. Geological mapping and geochemical characterization performed in this work brought significative advances in the understanding of the petrogenesis of the Serra de Santa Rita greenstone belt's rocks and a new scenario for their geological evolution history. The region of the Digo-Digo Creek is composed of tholeiitic mafic and intermediate metavolcanics rocks (metandesites, metatuffs) and metadiorite of Mesoarchean age (2.9 Ga). The intermediate rocks present calc-alkaline affinity and geochemical characteristics similar to high-silica adakites. The mafic rocks a present a transitional magmatic affinity. In general, the mafic rocks have high Nb contents, sharing some similarities with Nb-enriched basalts. For both groups of metavolcanics rocks, the geochemical signatures show petrogenetic characteristics of an Archean magmatic arc. The results of the U-Pb analyzes in detrital zircons of the metasedimentary rocks of the Digo-Digo Formation showed paleoproterozoic ages ca. 2.15 Ga, with isotopic and geochemical signature distinct from other Archean volcanic rocks, suggesting that this sedimentary sequence was deposited in the Rhiacyan.

Keywords: *greenstone belt Serra de Santa Rita, Mesoarchean metavolcanics rocks, Adakites, Rhiacyan. metasedimentary sequences*

SUMÁRIO

Agradecimentos

Resumo

Abstract

I. CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
1. Apresentação	1
2. Objetivos da dissertação	3
3. Localização da área de estudo	3
4. Materiais e Métodos de Trabalho	4
4.1. Trabalho de campo e métodos analíticos	4
4.2. Geoquímica de rocha total	5
4.3. Geocronologia U-Pb em zircões	5
4.4. Isótopos de Sm-Nd.....	5
4.5. Estrutura da dissertação	7
5. Contexto Geológico.....	7
5.1. <i>Greenstone belt</i> Serra de Santa Rita	10
5.1.1. Formação Manoel Leocádio	1
5.1.2. Formação Digo-Digo	1
5.1.3. Formação Fazenda Limeira	2
5.1.4. Formação Fazenda Cruzeiro	2

II. CAPÍTULO II – Petrografia, geoquímica e geocronologia U-Pb das rochas metavulcânicas e metassedimentares da região do Córrego Digo-Digo, <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita, GO.	1
1. Introdução.....	2
2. Contexto geológico.....	3
2.1. <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita.....	4
2.1.1. Formação Manoel Leocádio	4
2.1.2. Formação Digo-Digo	5
2.1.3. Formação Fazenda Limeira	5
2.1.4. Formação Fazenda Cruzeiro	5
2.1.5. Sequência Serra do Cantagalo	6
3. Amostragem e métodos analíticos	1
3.1. Amostragem.....	1
3.2. Geoquímica de rocha total	1
3.3. Geocronologia U-Pb	1
3.4. Isótopos Sm-Nd	2
4. Aspectos de campo e petrografia.....	3
4.1. Rochas metavulcânicas	5
4.1.1. Metandesitos	5
4.1.2. Metatufo andesítico	5
4.1.3. Anfibolitos, xistos máficos e xistos ultramáficos	6
4.1.4. Metadiorito	6
4.2. Rochas metassedimentares	7
4.2.1. Metagrauvas	8
4.2.2. Clorita-muscovita-quartzo xistos	8
4.2.3. Metachert e metachert carbonoso	9
4.3. Lentes de sulfeto maciço associadas as rochas metassedimentares.....	10
5. Geoquímica.....	11

5.1. Alteração e mobilidade dos elementos	11
5.2. Rochas metamáficas	12
5.3. Rochas intermediárias	12
5.4. Rochas metassedimentares	15
6. Geocronologia	22
6.1. Resultados U-Pb	22
6.2. Resultados Sm-Nd	29
7. Discussão	29
7.1. Ambiente tectônico	29
7.2. Magmatismo Mesoarqueano na porção leste do <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita	30
7.2.1. Associação dos metabasaltos com metabasaltos enriquecido em nióbio (NEB)	30
7.2.2. Associação das rochas de composição intermediária com adakitos	32
7.3. Sequência de rochas metassedimentares	34
7.3.1. Intemperismo, grau de maturidade e retrabalhamento	34
7.4. Evolução tectônica do <i>Greenstone Belt</i> Serra de Santa Rita	37
8. Conclusões	39
<hr/>	
Referências bibliográficas	41

LISTA DE FIGURAS

- Figura I.1. Mapa de localização da área de estudo. Trajetos para acesso a área a partir das capitais Brasília e Goiânia.....4
- Figura I.2. Localização e distribuição dos terrenos que compõem a Faixa Brasília. O Domínio Crixás-Goiás na porção centro-oeste da faixa. Extraído de Borges *et al.* (2017) – modificado de Pimentel *et al.* (2004). 9
- Figura I.3. (A) Localização do Domínio Crixás-Goiás e mapa geológico simplificado do domínio modificado de Jost *et al.* (2014). (B) Mapa geológico do greenstone belt Serra de Santa Rita da região próxima a cidade de Goiás, modificado de Baeta *et al.* (2000). O polígono tracejado nas figuras (A) e (B) destaca a área de estudo desse trabalho. Coluna estratigráfica adaptada de Resende *et al.* (1998), a estrela vermelha destaca a porção na coluna estratigráfica referente a área de estudo. 1
- Figura II.1. (A) *Localização do Domínio Crixás-Goiás e mapa geológico simplificado do domínio (Jost et al. 2014)* (B) *Mapa geológico do greenstone belt Serra de Santa Rita na região da cidade de Goiás, modificado de Baeta et al. (2000)*. O polígono tracejado nas figuras (A) e (B) destaca a área de estudo desse trabalho. Coluna estratigráfica adaptada de Resende *et al.* (1998), a estrela vermelha destaca a porção na coluna estratigráfica referente a área de estudo..... 1
- Figura II.2. Mapa geológico da porção leste do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita. Área de estudo delimitada pelo polígono hachurado em vermelho.4
- Figura II.3. Fotomicrografias dos diferentes tipos de rochas metavulcânicas encontradas na área de estudo. (A) Metandesito com textura porfirítica marcado por fenocristais de plagioclásio em uma matriz fina composta por feldspato, quartzo, muscovita e clorita. (B) metatufos de composição andesítica com alta razão cristais/matriz. (C) anfibólito com cristais de anfibólio alterados para clorita e matriz fina constituída de clorita e epidoto. (D) talco-xisto com foliação pronunciada, (E) cloritito com um relicto de cristal de talco na amostra. (F) quartzo-diorito com textura intergranular caracterizada por quartzo intersticial e o plagioclásio alterado para epidoto. Todas as imagens foram obtidas sob luz polarizada..... 7
- Figura II.4 Fotomicrografia das rochas metassedimentares que afloram próximo a confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho. (A) Metagrauvaca com fragmentos líticos (HVG-11). (B) Ms-chl-qz xisto com carbonato (<3%). (C) Ms-chl-qz xisto com porfiroblastos pós a tarde tectônico de albita (HVG-9A). (D) Metagrauvaca quartzosa com opacos disseminados (magnetita ± calcopirita) (DDH-9C). (E) Metachert recristalizado (HVG-

9E). (F) Metachert carbonoso cortado por vênulas de quartzo (HVG-9G). Imagens obtidas sob luz polarizada (A, B, C, E, F) e sob luz plano-polarizada (D). 9

Figura II.6 (A) Exposição do nível de metachert sulfetado deformado. (B) Amostra de sulfeto maciço (>40% Py) do nível de metachert carbonoso sulfetado da Formação Digo-Digo. (C) Alteração hidrotermal pervasiva associada ao nível de metachert carbonoso sulfetado, com muscovita e pirita. (D) Aspecto textural das piritas que compõem o sulfeto maciço, cristais euedrais-subedrais de pirita com inclusões de muscovita e quartzo recristalizado. 10

Figura II.7. Classificação geoquímica para as rochas metavulcânicas máficas e intermediárias (A) e (B). (A) Diagrama de classificação de rochas vulcânicas Nb/Y vs Zr/Ti (Winchester & Floyd, 1977, modificado por Pearce, 1996). (B) Diagrama de classificação de afinidade geoquímica de rochas vulcânicas baseada na razão Zr/Y vs Th/Yb de Ross & Bédard (2009). As amostra classificadas como basaltos caem predominantemente no campo de afinidade magmática transicional enquanto as demais possuem afinidade magmatica calcialcalina. Diagramas de normalização dos elementos terras raras ao condrito das rochas metamáficas (C) e metavulcânicas intermediárias (D). Diagramas multielementares normalizados ao manto primitivo das rochas metamáficas (E) e metavulcânicas intermediárias (F). Valores para normalização ao condrito e do padrão N-MORB foram extraídos de Sun & McDonough (1989). Dados referente ao arco de ilha oceânica moderno extraídos de Pearce (2005). 14

Figura II.8. (A) Diagrama de classificação química para rochas sedimentares de Pettijohn (1972). Diagramas de normalização ao condrito (B) e à crosta continental superior (C) das rochas metassedimentares. Valores para os padrões PAAS (*Post Archean Australian Shale*, Nancy & Taylor, 1976) e UCC (*Upper Crust Continental*, Rudnick & Gao, 2003). Valores para normalização ao condrito extraídos de Sun & McDonough (1989)..... 15

Figura II.9 Resultados das análises de U-Pb em zircão por LA-ICP-MS das rochas metavulcânicas e metassedimentares da porção leste do Greenstone belt Serra de Santa Rita. (A) Idade obtida para o metadioritos (amostra HVG-175) e (B) idade obtida para o metandesitos (amostra HVG-158). (C) Histograma apresentando população única para a amostra HVG-156 com idade Mesoarqueana (2.97 Ga). (D) Histograma apresentando duas populações principais de idades para a metagrauvaca (HVG-11) com picos principais em 2.98 e 2.15 Ga. 23

Figura II.10 Diagrama discriminante Nb/Yb versus Th/Yb (Pearce, 2008) para as rochas metavulcânicas da porção leste do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita. As amostras de rochas metavulcânicas são plotadas essencialmente no campo indicativo de arco vulcânico. 30

Figura II.11 Diagramas discriminantes para distinção entre basaltos enriquecidos em Nb (NEB) de basaltos de arcos vulcânicos clássicos. (A) Diagrama TiO_2 versus P_2O_5 (Defant *et al*, 1992). (B) Diagrama MgO versus Nb/La (Kapezhinskias *et al*, 1996). (C) Diagrama Nb versus Nb/U (Kapezhinskias *et al*, 1996). Os metabasaltos encontram-se inseridos predominantemente no campo de basalto de arco de ilha clássico no diagrama MgO versus Nb/La. No diagrama Nb versus Nb/U algumas amostras são projetadas no campo de NEB enquanto as demais encontram-se dispersas entre ambos os diagramas. No diagrama TiO_2 versus P_2O_5 as amostras HVG-13B e HVG-109 são projetadas no campo de basalto de arco de ilha clássico enquanto as demais encontram-se entre os dois campos e algumas no interior do campo de NEB. Amostras dos basaltos tipo 2 extraídas de Borges *et al*. (2017). 31

Figura II.12 Diagramas discriminantes de adakitos e arcos vulcânicos calci-alcalinos clássicos (A e B) e entre e adakitos de alta sílica dos adakitos de baixa sílica (C e D) para as rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição andesítica e basalto-andesítica. (A) Diagrama Y versus Sr/Y (Defant & Drummond, 1990). (B) Y_N versus $(La/Yb)_N$ (Martin, 1987, 1999). (C) Diagrama SiO_2 versus MgO (Martin *et al*, 2005). (D) Diagrama SiO_2 versus Nb (Martin *et al*, 2005). As amostras encontram-se inseridas predominantemente dentro do campo dos adakitos nos diagramas Y versus Sr/Y e Yb_N versus $(La/Yb)_N$. Nos diagramas de sílica versus Nb e sílica versus MgO (C e D) as amostras encontram-se preferencialmente no campo de adakitos de alta sílica. Dados publicados por Borges *et al*. (2017) de rochas pertencentes ao *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita foram plotadas nos mesmos diagramas. 34

Figura II.13 (A) Diagrama CIA versus ICV (Nesbitt & Young, 1984; Cox *et al.*, 1995). (B) Diagrama $Al_2O_3-(CaO+Na_2O)-K_2O$ (Nesbitt & Young, 1984; Fedo *et al.*, 1995). (C) Diagrama Th versus Th/U e (D) Diagrama Hf versus La/Th (Nesbitt & Young, 1984; Fedo *et al.*, 1995) para a sequência de rochas metassedimentares. Dados para composição do tonalito, granodiorito e basalto extraídos de Condie (1993). Valor para o padrão PAAS (*Post Archean Australian Shale* (Nance & Taylor, 1976). Abreviação dos minerais: Pl = plagioclásio; Kfs = feldspato potássico; Chl = clorita; Gi = gibbsita; Sm = esmectita; Ill = ilita; Hbl = hornblenda; Ms = muscovita; Di = diopsídio. 36

Figura II.14. Diagramas discriminantes utilizando elementos traços para ambiente tectônico (Bathia & Crook, 1986) da sequência de rochas metassedimentares. (A) Diagrama La/Sc versus Ti/Zr. (B) Diagrama Th-Sc-Zr/10. (C) Diagrama Th-La-Sc. Siglas utilizadas: Margem Co faltaram as siglas 37

LISTA DE TABELAS

Tabela II.1 Resultado das análises dos elementos maiores (percentual em peso– %) e traço (ppm) das rochas metavulcânicas e metasubvulcânicas	17
Tabela II.2 Resultado das análises dos elementos maiores (percentual em peso– %) e traço (ppm) das rochas metassedimentares	20
Tabela II.3 Dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS do metadiorito (amostra HVG-175)	24
Tabela II.4 Dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS do metandesito (amostra HVG-158).....	25
Tabela II.5 Dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS em metagrauvaca (amostra HVG-156).....	26
Tabela II.6 Dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS em metagrauvaca (amostra HVG-11).....	27
Tabela II.7 Resultado das análises dos isótopos Sm-Nd para as rochas metavulcânicas (metadiorito e metandesito) e metassedimentares (metagrauvas) para as mesmas amostras que foram obtidas as idades U-Pb em zircão.....	29

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

μm	Micrômetro (10 ⁻⁶ metro - Sistema Internacional de Unidades - SI)
ACM	<i>Active Continental Margin - Margem continental ativa</i>
Act	Actinolita
Amp	Anfibólio
An	Anortita
Bt	Biotita
ca	<i>circa - cerca</i>
Cb	Carbonato
Ccp	Calcopirita
Chl	Clorita
CIA	<i>Chemical Index of Alteration - Índice de alteração química</i>
CIA	<i>Continental Island Arc - Arco de ilha continental</i>
Di	Diopsídio
E-MORB	<i>Enriched Mid-Ocean Ridge Basalts - Basaltos de dorsal mesoceânica do tipo enriquecido</i>
Ep	epidoto
<i>Et al</i>	<i>et alia - e outros</i>
ETR	Elementos terras raras
ETRL	Elementos terras raras leves
ETRP	Elementos terras raras pesados
Ga	Giga anos
Gi	Gibbsita
GO	Estado de Goiás - Unidade Federativa
Hbl	Hornblenda
HF	ácido fluorídrico
HFSE	<i>High Field Strength Elements - Elementos de alto potencial iônico</i>
HNB	<i>High Niobium Basalts - Basaltos de alto nióbio</i>
HNO ₃	ácido nítrico
HSA	<i>High Silica Adakite - Adakito de alta sílica</i>
ICP-AES	<i>Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectrometry - Espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente</i>
ICP-MS	<i>Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry - Espectrometria de massa por plasma acoplado individualmente</i>
ICV	<i>Index of Compositional Variability - índice de variabilidade composicional</i>
Il	Ilita
Kfs	feldspatos potássicos
Kg	Quilograma (Sistema Internacional de Unidades - SI)

LA-ICP-MS	<i>Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i> - Espectrometria de massa por plasma acoplado individualmente por ablação a laser
LILE	<i>Large Ion Lithophile Elements</i> - Elementos litófilos de ion grande
LOI	<i>Loss On Ignition</i> - Perda ao fogo
LSA	<i>Low Silica Adakite</i> - Adakito de baixa sílica
Ma	Milhões de anos
mg	miligrama (10 ⁻⁶ kg - Sistema Internacional de Unidades - SI)
mm	Milímetro (10 ⁻³ metro - Sistema Internacional de Unidades -SI)
Ms	Muscovita
Mt	magnetita
NASC	<i>North American Shale Composite</i> - Composição do pelito norte americano
NEB	<i>Niobium Enriched Basalts</i> - <i>Basaltos enriquecidos em nióbio</i>
nm	Nanômetro (10 ⁻⁹ metro - Sistema Internacional de Unidades - SI)
N-MORB	<i>Normal Mid-Ocean Ridge Basalt</i> - Basalto de dorsal mesoceânica do tipo normal
OIA	<i>Oceanic Island Arc</i> - Arco de ilha oceânica
PAAS	<i>Post Archean Australian Shale</i> – Pelíto Australiano Pós Arqueano
PGE	<i>Platinum-Group-Elements</i> - Elementos do grupo da platina
Pl	Plagioclásio
Pm	<i>Primitive Mantle</i> - Manto primitivo
PM	<i>Passive Margin</i> - Margem passiva
Po	Pirrotita
ppm	Partes por milhão
Py	Pirita
Qz	Quartzo
R ²	Coefficiente de determinação
SEDEX	<i>Sedimentary exhalative deposits</i>
Sm	esmectita
Sph	Esfalerita
TIMS	<i>Thermal Ionization Mass Spectrometer</i> - Espectrometro de massa por ionização térmica
Tlc	Talco
TTG	Tonalito, Trondhjemito e Granodiorito
Tur	Turmalina
UCC	<i>Upper Continental Crust</i> - Crosta continental superior
UnB	Universidade de Brasília
VMS	<i>Volcanogenic Massive Sulfide</i> - Sulfeto maciço vulcanogênico
vs	<i>versus</i>

I. CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

1. Apresentação

Os *greenstone belts* arqueanos são caracterizados por sua grande diversidade geológica, comumente descritos como faixas alongadas de rochas vulcânicas e sedimentares metamorfizadas em fácies xisto verde, geralmente cercados por rochas de composição granítica-gnáissica (Condie, 1981; Anhaeusser, 2014). O estudo das rochas arqueanas traz informação concernente aos estágios iniciais de evolução da terra, incluindo também as condições de evolução da atmosfera, hidrosfera e biosfera (Condie, 1981; Anhaeusser 2014; Furnes *et al.*, 2015).

O estudo de sucessões supracrustais tipo *greenstone belts* possui certos fatores limitantes que dificultam o seu entendimento geral. Os principais fatores estão associados a deformação superposta, em terrenos intensamente dobrados de difícil reconstrução, que oblitera as feições e as ralações estratigráficas originais, ocasionando espessamento, afinamento ou remoção de camadas durante esses estágios. Além disso, outras dificuldades estão relacionadas à inexistência de horizontes estratigráficos guia e a exposições limitadas dessas rochas (Furnes *et al.*, 2015).

O éon Arqueano, que representa mais de um terço da história da Terra, foi um período fértil para formação de diversos depósitos metálicos, com destaque especial para os depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico (VMS), a maioria neoarqueano (Mercier-Langevin *et al.*, 2014). Os *greenstone belts* arqueanos hospedam importantes depósitos metálicos de Cu, Ni, Fe, Au, Cr, além de outros metais diversos como As-Sb-Hg, além de depósitos não metálicos. Os principais depósitos primários desses terrenos compreendem as classes dos sulfetos maciços vulcanogênicos, formações ferríferas bandadas, depósitos de manganês e depósitos de cromita (Condie, 1981; Anhaeusser, 2014; Galley *et al.*, 2007).

Diversos terrenos arqueanos com grande potencial econômico ainda não foram explorados de forma completa, levando em consideração os diversos tipos de depósitos e a complexidade estratigráfica. A descoberta de depósitos de pequeno porte e alto teor do tipo VMS ainda são guardadas por questões desafiadoras acerca de sua origem e preservação, principalmente nos *greenstone belts* arqueanos, que comumente são recobertos por espessos pacotes sedimentares ou estão em estágio avançado de intemperismo nas rochas expostas (Mercier-Langevin *et al.*, 2014).

O Domínio Crixás-Goiás localiza-se na porção central do Brasil e faz parte da Província Tocantins. O domínio se estende por cerca de 18.000 km², sendo um clássico terreno granito-greenstone onde complexos granito-gnaissicos estão envoltos por *greenstone belts* com idades

que variam de paleoproterozóicas a arqueanas (Tassinari *et al.*, 2006; Jost *et al.*, 2010; Marques *et al.*, 2013; Jost *et al.* 2013; Jost *et al.*, 2014). Na porção norte, ocorrem três *greenstone belts* Crixas, Guarinos e Pilar de Goiás separados pelos complexos Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina e, no sul, ocorrem as os *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita separando os complexos Caiçara e Uvá (Jost *et al.*, 2013).

As rochas diagnósticas dos cinco *greenstone belts* compreendem unidades vulcânicas e sedimentares, as quais ocorrem em estados de preservação variáveis, devido a história deformacional de cada faixa e evolução da fisiografia regional desde o Arqueano/Paleoproterozóico. A reconstituição estratigráfica dos mesmos é complexa devido ao estado fragmentário, pelos múltiplos estágios deformacionais que causam adelgaçamento, espessamento ou supressão de unidades (Jost *et al.*, 2014).

O domínio possui grande potencial econômico hospedando diversos depósitos epigenéticos de ouro, bem como diversos depósitos singenéticos associados a formações ferríferas, ferro e manganês do tipo SEDEX, sulfeto maciço vulcanogênico rico em ouro, *paleoplacers* auríferos além da ocorrência de Ni-Cu sulfetado em komatiitos. (Jost *et al.*, 2014). A descoberta desses depósitos e o avanço para abertura de minas na região centro oeste contribuíram para o conhecimento destes *greenstone belts* nos últimos anos.

Uma ocorrência de ouro associada a um depósito do tipo VMS foi identificada no *greenstone belt* de Serra de Santa Rita na década de 1970 pela Metais de Goiás S.A. – METAGO, que realizou o primeiro programa de exploração na região (Jost *et al.* 2014). Em 2011, a Yamana Gold Inc. adquiriu o direito de pesquisa e iniciou a exploração na região do Córrego Digo-Digo. Atualmente, a região está em fase inicial de pesquisa com trabalhos de exploração realizados pela empresa Orinoco Gold. O prospecto está localizado a nordeste da cidade de Goiás, associado a filitos carbonosos e metachert do Membro Superior da Formação Digo-Digo. Constitui-se de uma sucessão de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas subaquosas de composição andesítica a riódacítica. Diques e *stocks* de diorito e riolito ocorrem em meio às vulcanoclásticas. Horizontes exalativos métricos compostos de metachert bandado com filito carbonoso, ricos em pirita e auríferos, ou de intervalos de pirita maciça foram identificados nas margens do Córrego Digo-Digo (Resende *et al.* 1999, Jost *et al.* 2014).

Recentemente, Borges *et al.* (2017) identificaram andesitos com assinatura geoquímica de adakitos de alta sílica intercalados com as rochas da Formação Digo-Digo. Apesar da importância dessa ocorrência para exploração de depósitos tipo VMS na região, poucos estudos

visando caracterizar a estratigrafia e distribuição das rochas vulcânicas, subvulcânicas e sedimentares foram realizados até o momento na região.

A proposta desta dissertação consiste, portanto, na integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos para o estudo detalhado da sequência de rochas vulcânicas, subvulcânicas e sedimentares da região do Córrego Digo-Digo, próximo a cidade de Goiás, , visando compreender o ambiente geológico no qual estas rochas vulcânicas e sedimentares foram depositadas e o ambiente tectônico de formação do *greenstone belt* Serra de Santa Rita.

2. Objetivos da dissertação

O objetivo central deste projeto é estudar a natureza, a distribuição de fácies das rochas vulcânicas, subvulcânicas e sedimentares da região do Córrego Digo-Digo (GO) através da caracterização geológica e geoquímica, visando compreender o ambiente geotectônico de formação dessa sequência. Pretende-se dessa forma contribuir para o entendimento dos processos evolutivos do *greenstone belt* Serra Santa de Santa Rita.

Os objetivos específicos da caracterização incluem:

- i. Estudar a estratigrafia e documentar a distribuição de fácies das rochas vulcânicas e sedimentares da região do Córrego Digo-Digo;
- ii. Realizar caracterização petrográfica das rochas vulcânicas e sedimentares com o intuito de identificar seus protólitos e caracterizar as assembleias metamórficas e hidrotermais;
- iii. Estudar as assinaturas geoquímicas das unidades vulcânicas, subvulcânicas e sedimentares a fim de se entender o contexto geológico de formação dessas unidades;
- iv. Analisar a assinatura geoquímica e isotópica (U/Pb e Sm/Nd) das rochas vulcânicas e sedimentares, visando obter idade da sequência e compreender o ambiente tectônico de formação do *Greenstone belt* Serra de Santa Rita.

3. Localização da área de estudo

A área de estudo (Figura I.1) está localizada na porção centro-oeste do estado de Goiás próxima do município de nome homônimo ao do estado, também chamado de Goiás Velho por historicamente ter sido a antiga capital do estado. O município dista cerca de 320 km partindo de Brasília, sendo esse o trajeto mais curto com acesso pela BR – 060 até o município de Anápolis, seguindo pela GO – 222 e GO – 070 passando pelos municípios de Nerópolis, Inhumas, Itauçu e Itaberaí até chegar a Cidade de Goiás. O outro acesso para a cidade pode ser feito também pela BR – 060, seguindo até Goiânia e de lá acessar pela GO – 156 até a GO –

070 passando pelos municípios de Trindade, Santa Bárbara de Goiás, Anicuns, Americano do Brasil e Itaberaí. A partir de Goiás a área onde foram realizados os trabalhos de campo e amostragem encontra-se a cerca de 5 km a nordeste da cidade de Goiás, com acesso pela GO – 164 e demais estradas vicinais dentro da zona rural.

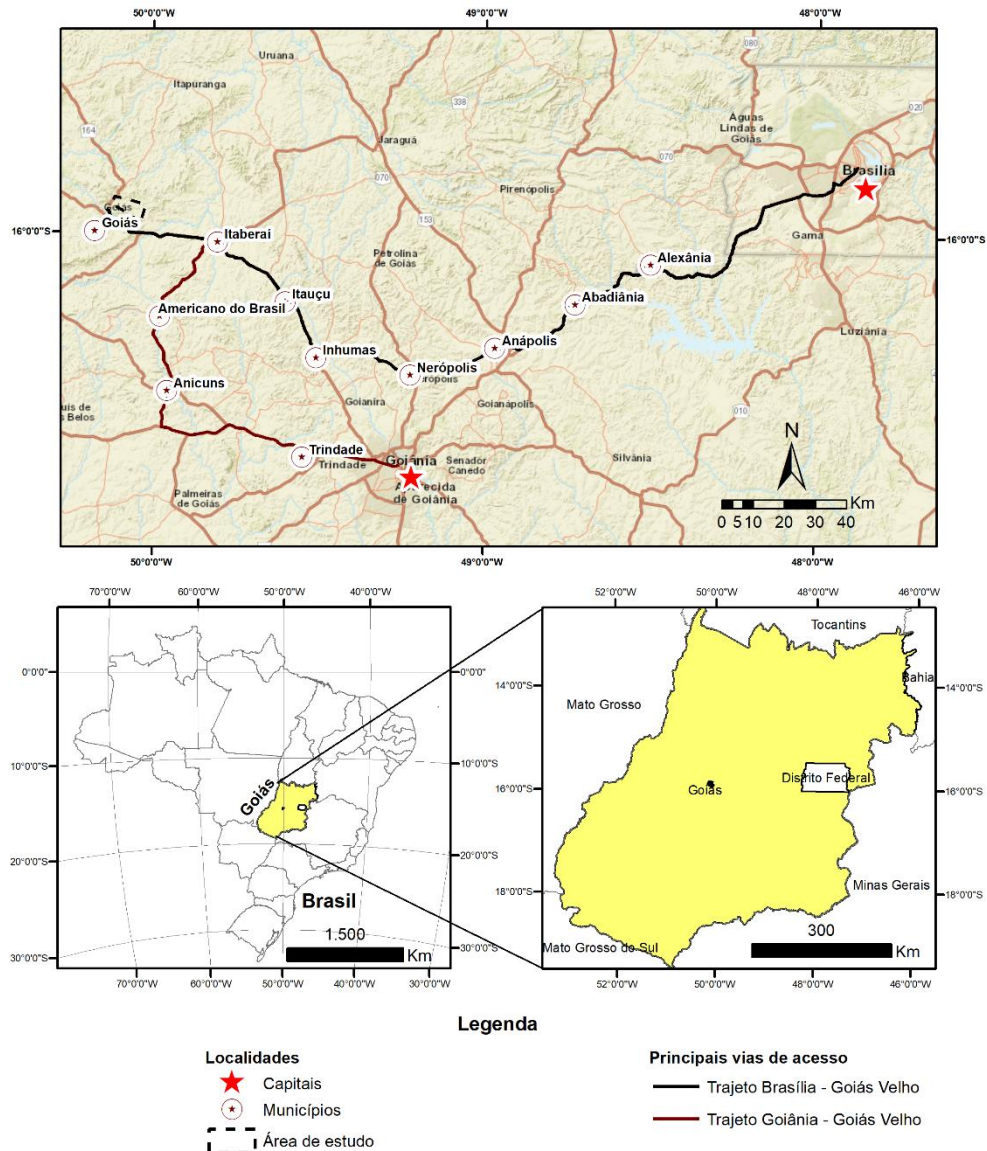


Figura I.1. Mapa de localização da área de estudo. Trajetos para acesso a área a partir das capitais Brasília e Goiânia.

4. Materiais e Métodos de Trabalho

4.1. Trabalho de campo e métodos analíticos

O trabalho de campo foi realizado em duas etapas. A primeira entre os dias 15 e 19 de agosto de 2017 e a segunda etapa entre os dias 23 de julho e 11 de agosto de 2018. As atividades contaram com o apoio do Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências (UnB) e da

empresa Orinoco Gold Ltda, que auxiliou na logística do trabalho de campo além da disponibilização de dados geológicos pré-existentes da região do Córrego Digo-Digo.

Durante a etapa de campo foi realizado o mapeamento geológico na escala 1:20.000 na região do Córrego Digo-Digo, porção leste do *Greenstone belt* Serra de Santa Rita, com realização de perfis geológicos sistemáticos nos arredores do córrego. Foram coletadas cerca de 190 amostras, contudo, devido ao estado avançado do intemperismo de parte das rochas que afloram foram selecionadas 48 amostras mais bem preservadas para confecção de lâminas delgadas, geoquímica e análises isotópicas, incluindo amostras do furo de sondagem GDD-01, disponibilizado pela empresa Orinoco Gold Ltda.

4.2. Geoquímica de rocha total

Com base na análise petrográfica foram selecionadas 22 amostras para dosagem dos elementos maiores, menores e traços em rocha total pelo Laboratório Geoquímica ALS Global. Os procedimentos de preparação de britagem e pulverização das amostras foram realizados pela ALS Goiânia (GO – Brasil) de acordo com seu procedimento padrão. As amostras passam pelo processo de britagem (70% < 2mm), quarteadas e pulverizadas (85% < 75 µm) e enviadas para o laboratório ALS Lima (Peru) para análise dos elementos. Os óxidos maiores foram analisados por ICP-AES, após dissolução do material fundido preparado por meio de fusão com metaborato ou tetraborato de lítio. Os elementos traço e elementos terras raras foram determinados por ICP-MS pela análise do material fundido com borato de lítio. A Perda ao Fogo (*Loss On Ignition – LOI*) foi efetuada a 1000°C.

4.3. Geocronologia U-Pb em zircões

Foram selecionadas quatro amostras, duas rochas metavulcânicas (HVG-158 e HVG-175) e duas rochas metassedimentares (HVG-11 e HVG-156), utilizando 30 – 40 kg de material, para obtenção de material necessário para a análise U-Pb em zircões no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. A preparação seguiu os métodos tradicionais de britagem em moinho de boca, peneiramento e separação gravimétrica utilizando bateia. A concentração de grãos não magnético foi feita através do separador magnético Frantz. Os cristais de zircão foram separados manualmente com o auxílio de uma lupa binocular, obtendo-se um concentrado que foi resinado com epofix e, posteriormente, lixados e polidos para exposição da superfície homogênea dos cristais de zircão. Por fim, os *mounts* foram imageados em microscópio eletrônico por elétrons retroespalhados (BSE - *backscattered electrons*) e por

catodoluminescência para observação de textura e estrutura interna dos cristais. Após essas etapas os *mounts* são introduzidos no equipamento *New-Wave UP213 Nd:YAG laser* ($\lambda = 213$ nm) para ablação a laser acoplado ao ICP-MS multi-coletor *Thermo Finnigan Neptune*. Para este trabalho, analisamos ^{238}U no copo Faraday H4, ^{232}Th no copo Faraday H2, ^{208}Pb no copo Faraday L3 e ^{206}Pb no copo Faraday L4. Em três ion counters (ICs) fixos no copo Faraday L4 foram medidos: ^{207}Pb no IC6, $^{204}\text{Hg}/^{204}\text{Pb}$ no IC4 e ^{202}Hg no IC3. Devido à sempre presente contaminação do gás He com Hg, é necessário aplicar uma correção para a interferência isobárica entre ^{204}Hg e ^{204}Pb , usando o sinal de ^{202}Hg coletado no IC3.

Com o objetivo de corrigir tanto o fracionamento quanto o desvio instrumental induzido pelo espectrômetro durante as análises, foi utilizada a técnica de intercalação padrão-amostra “*Standard Bracketing*”. O fator de correção é calculado com base no intervalo das análises, de modo que um padrão tenha mais peso na correção da amostra quanto mais próximos forem os intervalos das suas análises. Como padrão primário foi utilizado o zircão GJ-1, com idade por ID-TIMS de 608.5 ± 0.4 Ma e razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.09761 \pm 0.00011$; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 0.8093 \pm 0.0009$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.06014 \pm 0.00001$ (Jackson *et al.*, 2004). O padrão secundário escolhido foi o zircão 91500, cuja análise de U-Pb por ID-TIMS sugerem uma idade de 1065.4 ± 0.3 Ma, e razões certificadas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.17917 \pm 0.00008$; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 1.8502 \pm 0.0008$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.07488 \pm 0.00001$ (Wiedenbeck *et al.* 1995).

A redução dos dados foi feita através da extensão Chronus (Oliveira, 2015). O Chronus é um suplemento criado inteiramente em VBA (*Visual Basic for Applications*) com o objetivo de oferecer ferramentas adicionais ao *software* Microsoft Excel. Estas ferramentas foram desenhadas para a redução de dados U-Pb adquiridos por LA-MC-ICPMS, segundo os protocolos de análise do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) e permitir a integração com o Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012). Identificação de amostras e padrões, procedimento de ablação (spot ou raster) e modo de detecção (MIC ou copo Faraday) são fornecidas, havendo opções avançadas para modificar as constantes $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ e $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$, além do fator usado para converter milivolts (mV) em contagens por segundo (CPS). Como padrão, o Chronus adota a constante $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ recomendada por Steiger & Jäger (1977) ($^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 137,88$).

O conjunto de análises do padrão GJ-1 apresentou valores médios para as razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0944 \pm 0.0015$ (1.6%, 2σ , 95% conf., $n=94$) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.05675 \pm 0.00027$ (0.48%, 2σ , 95% conf., $n=94$). O padrão secundário 91500 obteve idade de 1061.7 ± 6.1 Ma (MSWD = 0.63, 2σ , $n=99$).

4.4. Isótopos de Sm-Nd

A análise dos isótopos Sm e Nd foram realizadas nas mesmas amostras preparadas para geocronologia. Essas amostras também foram preparadas através da pulverização em moinho de ágata. Após a pulverização a amostra passa por uma série de etapas de tratamento com o objetivo de se obter somente os isótopos de Sm e de Nd de cada amostra. As amostras foram analisadas utilizando o aparelho *Thermo Scientific TRITON™ Plus Thermal Ionization Mass Spectrometer* (TIMS), operando no modo multicoletor estático onde foram coletadas cerca de 100 – 120 razões de Nd na voltagem de 0.5 - 1. As razões de Nd foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Cerca de 100 mg da amostra pulverizada foram combinadas com um traçador de isótopos ^{150}Nd - ^{149}Sm , dissolvidos em solução 5:1 de HF-HNO₃ em refratário Savillex® sob uma placa aquecida. A extração dos isótopos de Sm e Nd foi feita de acordo com o procedimento convencional cromatográfico apresentado por Gioia & Pimentel (2000).

Os resultados foram processados e tratados utilizando o software ISOPLOT 4.15 de acordo com o proposto por Ludwig (2003).

4.5. Estrutura da dissertação

Esta dissertação de mestrado está organizada em dois capítulos: o capítulo I que inclui uma apresentação geral do objeto de estudo, principais objetivos do trabalho, contextualização do Domínio Crixás-Goiás, com destaque para o conhecimento geológico disponível sobre o *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita. O capítulo II está redigido na forma de artigo científico para fins de publicação em periódico científico adequado ao tema com o título de “Petrografia, geoquímica e geocronologia U-Pb das rochas metavulcânicas e metassedimentares da região do Córrego Digo-Digo, *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, GO”, onde serão apresentados o desenvolvimento das atividades, materiais e métodos, principais resultados e discussões.

5. Contexto Geológico

A Província Tocantins representa um sistema orogênico Brasileiro/Pan-Africano da Plataforma Sul-Americana formado pela colisão entre os crátons Amazônico e Paranapanema contra o cráton São Francisco/Congo durante a Orogenia Brasileira, que culminou na amalgamação da porção oeste de Gondwana (revisão em Pimentel *et al.*, 2000). A província é composta por três faixas de dobramento conhecidas como faixas Brasília, Paraguai e Araguaia. A Faixa Brasília (Figura I.2) se formou na porção oeste do cráton São Francisco e pode ser subdivida nos segmentos norte e sul, que se encontram justapostos e transversalmente

transpostos pela zona de cisalhamento dextral leste-oeste conhecida por Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 2000).

Ambos os segmentos são divididos em zona externa e zona interna. Após extensa revisão acerca da compartimentação da Faixa Brasília apresentada em Fuck *et al.* (2014), os autores descrevem a zona interna como composta por: um núcleo metamórfico, incluindo sedimentos marinho distal do Grupo Araxá, corpos ofiolíticos e ainda espessas sequencias sedimentares de margem continental e seu embasamento, que formam um sistema de empurrão de baixo ângulo com vergência para o cráton São Francisco; pelo Maciço de Goiás que é composto por um pequeno fragmento cratônico de idade arqueana-paleoproterozóica, coberturas proterozóicas dobradas e metamorizadas e por complexos máficos-ultramáficos acamadados e suas respectivas sequencias vulcanossedimentares associadas e pelo Arco Magmático do Goiás, composto por um arco de ilha juvenil e uma assembleia de arco continental com ortognaisses, metassedimentos e metavulcânicas remanescentes (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 2000, 2004). O arco é dividido em Arco de Arenópolis, na porção sul, e Arco de Mara Rosa na porção norte, formados entre 930 e 640 Ma e 850 a 560 Ma, respectivamente (Pimentel *et al.*, 2000).

O Domínio Crixás-Goiás separa ambos os arcos magmáticos e trunca de forma irregular a porção oeste da Sintaxe dos Pirineus, representando um fragmento exótico e alóctone (Pimentel *et al.*, 2000) de um extenso e antigo fragmento de crosta acrecionada à Faixa Brasília, posteriormente cortada na transversal na sua porção noroeste pelas zonas de cisalhamento do Lineamento Transbrasiliano e, à sudoeste, pela zona de cisalhamento de Moiporá-Novo Brasil associadas aos estágios tardios da colisão Neoproterozóica (Jost *et al.*, 2013). O momento em que o Domínio Crixás-Goiás foi amalgamado à margem oeste do cráton São Francisco é debatido entre diversos autores atualmente. O recente trabalho de Cordeiro & Oliveira (2017) sugere que o domínio tenha sido acrescido ao cráton São Francisco durante o evento orogênico Paleoproterozóico, contudo essa discussão não será abordada no presente trabalho.

O Domínio Crixás-Goiás se caracteriza pela associação de *greenstone belts* e complexos TTG e pode ser dividido em um segmento setentrional e outro meridional, cada qual com evolução geológica e metalogenética distintas (Jost *et al.* 2014).

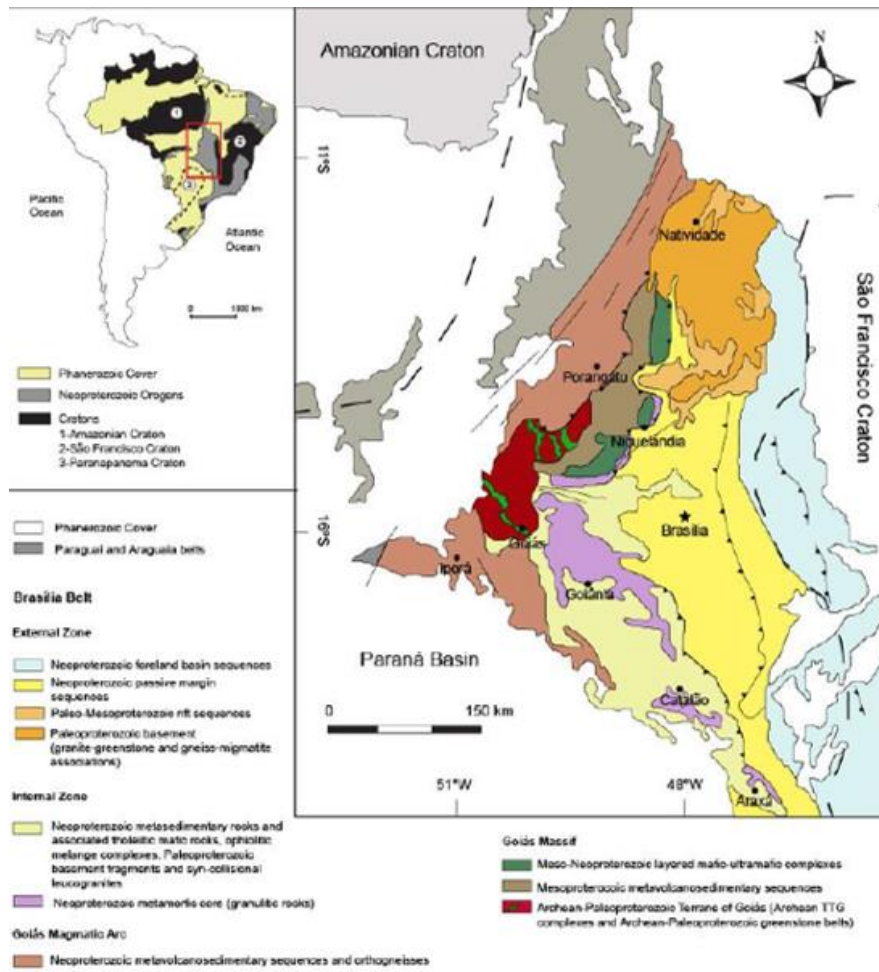


Figura I.2. Localização e distribuição dos terrenos que compõem a Faixa Brasília. O Domínio Crixás-Goiás na porção centro-oeste da faixa. Extraído de Borges *et al.* (2017) – modificado de Pimentel *et al.* (2004).

Os *greenstone belts* ocorrem em cinco faixas estreitas e alongadas três das quais situam-se no extremo norte e duas na porção sul do domínio (Figura I.2A). As faixas da porção norte estão orientadas aproximadamente na direção NS, possuem em média cerca de 40 km de comprimento e 6 km de largura e são designadas, de oeste para leste, de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás. As duas faixas ao sul, Faina e Serra de Santa Rita somam cerca de 150 km de comprimento com orientação preferencial N 60° W e estão justapostas por falha direcional N 30° E (Falha de Faina). O contato dos *greenstone belts* com os complexos gnáissicos adjacentes é tectônico e a ocorrência, apesar de rara, de *klippen* nos gnaisses indica que estas rochas supracrustais são alóctones (Jost *et al.* 2014).

Dentre os *greenstone belts* apenas o de Serra de Santa Rita (Figura I.3Figura I.2-B) contém o registro de rochas vulcânicas ácidas, descritas por Tomazzoli (1985) como integrante da Unidade Básico Intermediária na estratigrafia utilizada pelo autor na época e que Resende *et al.* (1998) colocam na interface entre os basaltos da Formação Digo-Digo e o pacote sedimentar superior (Jost *et al.*, 2014), sendo essa porção o principal alvo de estudo desse

trabalho. Borges *et al.* (2017) confirmaram a presença de rochas vulcânicas intermediárias de composição andesítica a basalto-andesítica na Formação Digo-Digo, além da assinatura geoquímica de arco vulcânico para as rochas metavulcânicas e metadioritos de idade 2.950 ± 37 Ma e 2.922 ± 2.8 Ma respectivamente, nos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita.

5.1. *Greenstone belt* Serra de Santa Rita

Após a extensa revisão acerca da nomenclatura utilizada na estratigrafia do *Greenstone belt* Serra de Santa Rita apresentada por Resende *et al.* (1998), os autores sugerem uma nova proposta estratigráfica para região (Figura I.4Figura I.2-C), considerando os efeitos da deformação nas unidades e propondo uma classificação tectono-estratigráfica que será adotada no presente trabalho. Assim como os outros *greenstone belts* do Domínio Crixás-Goiás, o *Greenstone belt* Serra de Santa Rita é composto por uma unidade basal de rochas metavulcânicas, que fazem parte do Grupo Santa Rita e subdivide-se na Formação Manoel Leocádio que é composta por metabasaltos e metabasaltos komatiíticos, seguida por derrames basálticos que passam a ser intercalados por rochas vulcânicas intermediárias e vulcanoclásticas da Formação Digo-Digo em direção ao topo. Essas duas formações do Grupo Santa Rita compõem a porção inferior do *Greenstone belt* de Faina. A porção superior é representada pelo Grupo Fazenda Paraíso, formado por um pacote de rochas sedimentares das formações Fazenda Limeira e Fazenda Cruzeiro no topo da sequência (Resende *et al.*, 1998; Resende *et al.*, 1999; Jost *et al.* 2014).

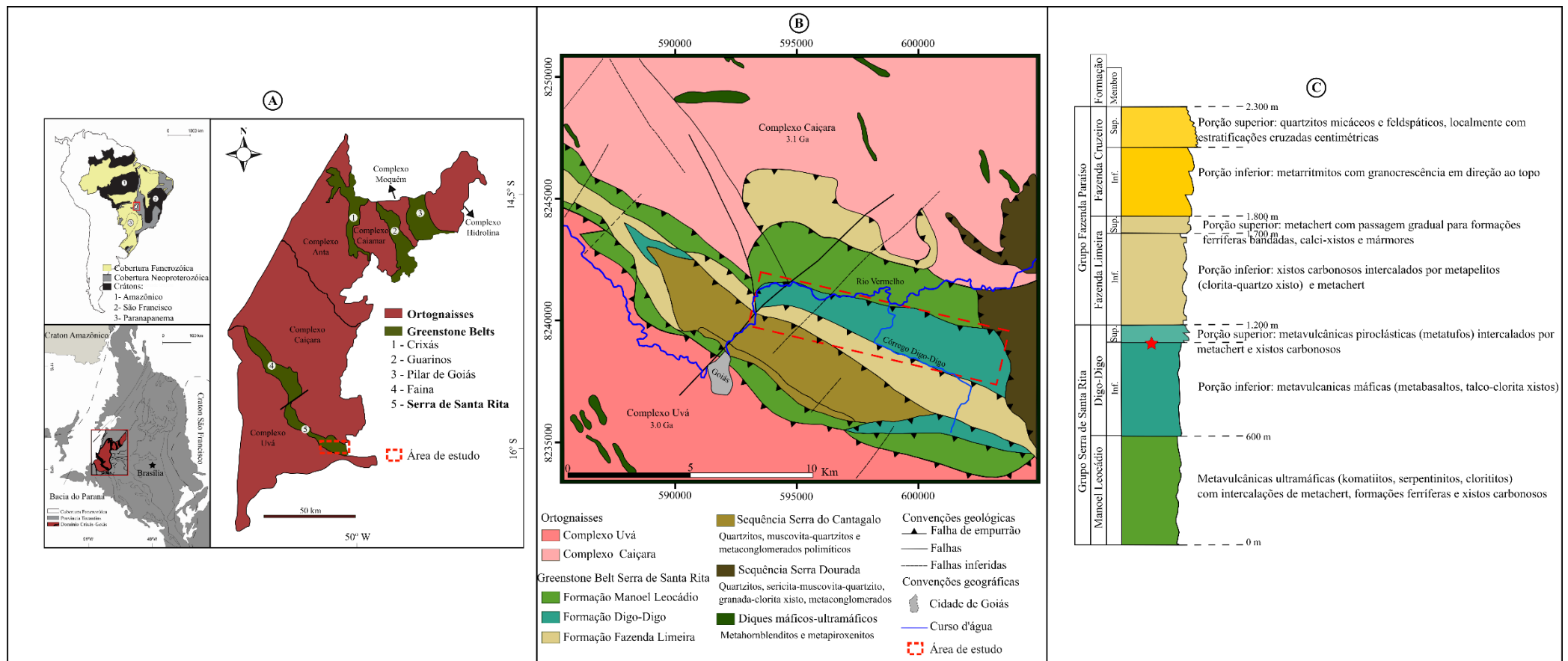


Figura I.5. (A) Localização do Domínio Crixás-Goiás e mapa geológico simplificado do domínio modificado de Jost et al. (2014). (B) Mapa geológico do *greenstone belt* Serra de Santa Rita da região próxima a cidade de Goiânia, modificado de Baeta *et al.* (2000). O polígono tracejado nas figuras (A) e (B) destaca a área de estudo desse trabalho. Coluna estratigráfica adaptada de Resende *et al.* (1998), a estrela vermelha destaca a porção na coluna estratigráfica referente a área de estudo.

5.1.1. Formação Manoel Leocádio

A Formação Manoel Leocádio ocupa a porção mais externa das faixas Goiás e Faina, estando em contato com os terrenos granito-gnaiss dos complexos de Caiçara e Uvá, tanto por falhas como por contato intrusivo (Resende *et al.*, 1998). Essa unidade consiste em rochas ultramáficas intensamente transformadas em serpentinitos e outros diversos xistos com quantidade variável de talco, carbonato, clorita e tremolita. Xistos carbonosos ou metacherts com hematita ocorrem como intercalações métricas locais dentro da sequência de rochas ultramáficas. Essas rochas ultramáficas apresentam estruturas ígneas primárias preservadas, tais como lavas almofadadas (Borges *et al.*, 2017) texturas reliquias de *spinifex* e cumuláticas (Tomazzoli 1985; Profumo 1993). Essas rochas com texturas e estruturas preservadas encontram-se intercaladas com rochas derivadas de protólito sedimentar químico e pelitos ricos em matéria orgânica (Tomazzoli, 1985; Resende *et al.*, 1998). Feições de *pillow* lavas indicam a ocorrência de vulcanismo em ambiente submarino, onde as *pillow* representam a porção mais distal enquanto camadas maciças mais proximais dos derrames (Tomazzoli, 1985). Dados geocronológicos U-Pb de cloritito pertencente a esta unidade apontam uma idade mesoarqueana de 2960 ± 5 Ma (Borges *et al.* 2017).

5.1.2. Formação Digo-Digo

As rochas vulcânicas básicas e intermediárias da região Goiás forma inicialmente incluídas na Unidade Básico/Intermediária por Tomazzoli (1985) e Danni (1988). Os autores supracitados descrevem que essa unidade é composta principalmente por xistos verdes (actinolita-epidoto-albita-carbonato-clorita-quartzo) derivados de derrames e tufos basálticos, intercalados com camadas de metacherts e metatufos ácidos a intermediários, exemplificados por muscovita-clorita xistos feldspáticos, cloritóide xisto e por filitos grafitosos. A Formação Digo-Digo é subdividida em dois membros de acordo com Resende *et al.* (1998) (-C). O Membro Inferior é constituído por rochas vulcânicas máficas transformadas em anfibólio xistos com intercalações de metatufos feldspáticos e finas camadas de metachert e metapelitos. O Membro Superior é constituído por metatufos feldspáticos, sericita-clorita-quartzo xisto, metachert, filitos carbonosos, metachert ferruginoso e xistos básicos restritos. De acordo com Tomazzoli (1985) o contato entre as subunidades é gradativa e marca a mudança progressiva da natureza do vulcanismo, que se inicia por xistos básicos intercalados por metachert e rochas metassedimentares e finaliza com rochas piroclásticas de composição ácida com intercalações de metachert e metapelitos. A repetição de camadas de xistos básicos na porção superior da

sequência é interpretada como recorrência do vulcanismo básico em meio a sequência de rochas ácidas (Tomazzoli, 1985).

Até a realização do presente trabalho, Tomazzoli (1985) foi o único autor a realizar um estudo petrográfico das rochas vulcanoclásticas da Formação Digo-Digo, bem como ressaltar o afloramento-chave que contém lentes de sulfeto maciço na confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho. O autor descreve esse ponto como uma intercalação rítmica de metachert e filito carbonoso em meio aos metatufos e clorita-quartzo xistos, interpretando essas sucessões como hiatos dos pulsos vulcânicos em sua fase final. Apesar de não se ter nenhuma informação conclusiva a respeito dessas rochas vulcanoclásticas, o autor constata que elas são constituintes importantes do *Greenstone belt* Serra de Santa Rita, e que tal associação pode conter o registro de alteração hidrotermais com potencial para hospedar mineralizações na região.

Os primeiros dados geocronológicos dessa unidade também foram obtidos por Borges *et al.* (2017), com idades $2959,5 \pm 6,1$ Ma para os anfibolitos e $2922,8 \pm 2,8$ Ma para metadioritos da região de Buenolândia.

5.1.3. Formação Fazenda Limeira

A porção basal da Formação Fazenda Limeira consiste em espessos pacotes de filitos carbonosos intercalados por bancos centimétricos de metapelitos ou de metacherts. Ainda na porção inferior nota-se o aumento progressivo da contribuição pelítica e diminuição dos filitos carbonosos, além da presença de níveis mais espessos de metacherts. A porção superior é composta essencialmente por rochas sedimentares de origem química, com eventual contribuição detrítica restrita.

Essa porção consiste em metacherts, que gradam para metachert ferrífero e este para formação ferrífera de fácies óxidos com amplas variações laterais e verticais de fácies. A Formação ferrífera está sotoposta por banco de mármore, com calcita ou calcita e dolomita, ora maciços, ora bandados. Por vezes as formações ferríferas dão lugar a um calcixisto fino, branco e lenticular antes do aparecimento dos mármore (Resende *et al.*, 1998; Resende *et al.*, 1999).

5.1.4. Formação Fazenda Cruzeiro

A Formação Fazenda Cruzeiro contém, na sua porção inferior, um pacote de metarritmitos composto por níveis de quartzito arcoseano ou micáceos que gradam para metapelitos, com comum presença de níveis métricos de filitos carbonosos na base, interpretados como produto de delaminação tectônica. A porção superior é composta por

quartzitos micáceos com abundância de estruturas sedimentares preservadas, como laminações cruzadas e granocrescência vertical (Resende *et al.*, 1998; Resende *et al.*, 1999).

O contato entre as formações Fazenda Limeira e Fazenda Cruzeiro raramente é observado devido a complexa estruturação tectônica do *greenstone belt*, com predomínio de contato tectônico entre as unidades, tanto entre a base da Formação Fazenda Limeira com as rochas vulcânicas da porção inferior quanto entre as unidades sedimentares do topo (Resende *et al.*, 1998)

II. CAPÍTULO II – Petrografia, geoquímica e geocronologia U-Pb das rochas metavulcânicas e metassedimentares da região do Córrego Digo-Digo, *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, GO.

Abstract

The Domain Crixás-Goiás located in the central part of the Tocantins Province, represents an allochthonous cratonic fragment that were probably amalgamated to the western margin of the São Francisco craton in the Paleoproterozoic. The terrane is composed of Archean orthogneiss complexes (TTG) separated by Archean to Paleoproterozoic greenstone belts. In the southern portion of the terrane is located the Serra de Santa Rita greenstone belt, composed at the bottom of Mesoarchean ultramafic, mafic, and intermediate metavolcanic rocks. The upper part is composed of thick packages of carbonaceous phyllites and metagreywackes interlayered with metachert that give rise to essentially psammitic rocks at the top. The whole sequence was affected by greenschist to lower amphibolite facies metamorphism. This work aims to characterize the intermediate metavolcanics and metasedimentary sequences of the Digo-Digo region of the Serra de Santa Rita greenstone belt, known as Digo-Digo Formation, investigating the geochemical and isotopic signatures of these rocks. Historically, the region has been differentiated from the other greenstone belts of the Domain Crixás-Goiás by the presence of felsic volcanoclastic rocks and massive sulfide levels exposed in the confluence of the Digo-Digo and the Vermelho River. Geological mapping and geochemical characterization performed in this work brought significative advances in the understanding of the petrogenesis of the Serra de Santa Rita greenstone belt's rocks and a new scenario for their geological evolution history. The region of the Digo-Digo Creek is composed of tholeiitic mafic metavolcanics and intermediate rocks (metandesites, metatuffs and metadiorites) of Mesoarchean age (2.9 Ga). Preserved igneous textures are characteristic of the main intermediate rocks' components and present calc-alkaline affinity and geochemical characteristics similar to high-silica adakites. For both groups of metavolcanics rocks, the geochemical signatures show petrogenetic characteristics of an Archean magmatic arc. The results of the U-Pb analyzes in detrital zircons of the metasedimentary rocks showed paleoproterozoic ages ca. 2.15 Ga, with isotopic and geochemical signature distinct from other Archean volcanic rocks, suggesting that this sedimentary sequence was deposited in the Rhiacyan.

Keywords: greenstone belts, mesoarchean volcanic rocks, adakites, Paleoproterozoic metasedimentary sequences

1. Introdução

Os *greenstone belts* arqueanos são fundamentais para o entendimento da evolução crustal dos primeiros estágios de evolução da Terra, registrando as características iniciais dos parâmetros essenciais do planeta, como atmosfera, hidrosfera e biosfera, para assim, termos uma melhor compreensão da sua evolução ao longo do tempo. Os estudos realizados nas últimas décadas geraram um amplo debate sobre os principais mecanismos geodinâmicos atuantes no Arqueano, principalmente acerca da atuação da tectônica de placas durante esse período (Moeyn & Laurent, 2018; Sizova *et al.*, 2017; Smithies *et al.*, 2018; Bédard, 2018). É notória a importância da aquisição de novos dados de campo e aplicação de técnicas modernas (geoquímica de rocha total e isotópica) na contribuição e formação de um banco de dados sólido com informações geológicas relevantes sobre os *greenstone belts* de cada região estudada.

O Domínio Crixás-Goiás é composto por faixas do tipo *greenstone belt* separadas por complexos granito-gnáissicos (TTG - tonalito-trondhjemito-granodiorito) formando uma típica associação de *greenstone belt* e TTGs, localizados no estado do Goiás, porção central do Brasil. A região ganhou destaque nas décadas de 70 e 80 pelo reconhecimento de rochas vulcânicas de composição komatiítica, seguidas por derrames basálticos e um pacote de rochas metassedimentares na porção superior, reconhecidas como sequências do tipo *greenstone belts* a princípio nas regiões de Crixás e da cidade de Goiás.

Os trabalhos pioneiros reconheciam e consideravam que a unidade sedimentar da porção superior dos *greenstone belts* seria tão antiga quanto as rochas vulcânicas da base. Contudo, à medida que os estudos da sequência de rochas metassedimentares avançavam, em grande parte movido pelo interesse nos depósitos de ouro que são hospedados por essa sequência, os novos dados apontavam para um cenário distinto. Os primeiros dados de proveniência sedimentar (Tassinari *et al.*, 2006; Jost *et al.*, 2008; Jost *et al.*, 2010; Jost *et al.*, 2012) constataram a presença de zircões com idade paleoproterozóica (ca 2.16 ~ 2.27 Ga) indicando que essas bacias não foram formadas durante o Arqueano, tal qual as rochas vulcânicas da base, indicando o registro de importantes eventos geotectônicos durante o Paleoproterozóico dentro do Domínio Crixás-Goiás ainda pouco estudados. Esses dados são referentes apenas aos *greenstone belts* da porção norte, principalmente do *greenstone belt* de Crixás, dada a importância dos depósitos auríferos hospedado nessas rochas.

2. Contexto geológico

A Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981) localizada na porção central do Brasil, representa um grande sistema orogênico composto pelas faixas de dobramento Araguaia ao norte, Paraguai ao sul e a Faixa Brasília que se estende de norte a sul bordejando a margem oeste do Cráton São Francisco (Brito Neves *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2000). As rochas Fanerozóicas das bacias do Parnaíba e do Paraná recobrem as porções norte e sul, respectivamente (Valeriano *et al.*, 2008; Fuck *et al.*, 2014; Fuck *et al.*, 2016). A colagem da porção oeste de Gondwana ocorreu durante o Neoproterozóico pela colisão dos crátons São Francisco-Congo à leste, Amazônico à oeste e Paranapanema ao sul, no evento Brasileiro/Pan-africano, resultando na formação da Província Tocantins.

A Faixa Brasília se estende por aproximadamente 1.100 km de norte a sul e é compartimentada em dois principais segmentos. O segmento norte da faixa com direção NNE-SSW e um segmento ao sul de direção NNW-SSE. A justaposição dos segmentos é marcada por um grande conjunto de zonas de cisalhamento destrais de direção WNW-ESE, chamada de Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 2000). O Domínio Crixás-Goiás compreende uma associação de rochas diferenciada das demais unidades da Faixa Brasília, o que fez com que diversos autores considerassem tal domínio como um fragmento continental exótico amalgamado a Faixa Brasília durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana (Brito Neves & Cordani, 1991; Pimentel *et al.*, 2000; Jost *et al.*, 2013). Recentemente, Cordeiro & Oliveira (2017) apresentaram dados que suportam a hipótese de que o Domínio Crixás-Goiás tenha sido amalgamado a margem do Cráton São Francisco no Paleoproterozóico, implicando em uma nova configuração da reconstrução paleogeográfica da Faixa Brasília.

O Domínio Crixás-Goiás (Figura II.1-A) possui cerca de 18.000 km² e compreende uma típica associação de TTGs (tonalito, trondhjemitó e granodiorito) e *greenstone belts* com rochas ultramáficas e máficas komatiíticas na porção inferior e de rochas metassedimentares no topo. Os TTGs são distribuídos em diferentes complexos e, na porção norte, estão dispostos de oeste para leste nos complexos Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina, separado pelos *greenstone belts* Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, respectivamente. No geral, os TTGs da porção norte consistem em tonalitos, granodioritos, granito-gnaisses e apófises trondjemíticas (Queiroz *et al.*, 2008; Jost *et al.*, 2014). Já na porção sul do Domínio Crixás-Goiás, os complexos Caiçara e Uvá são formados principalmente por metatonalitos, metagranodioritos, gnaisses tonalíticos e intrusões menores de diorito e monzogranito (Pimentel *et al.*, 2003; Jost *et al.*, 2005; Beghelli Junior 2012, Jost *et al.*, 2013). Entre esses dois complexos de ortognaisses encontram-se os

greenstone belts de Faina e Serra de Santa Rita, que juntos se estendem por cerca de 150 km na direção NW, separados pela Falha de Faina, uma falha direcional dextral (Resende *et al.*, 1998; Baeta *et al.*, 2000).

2.1. Greenstone Belt Serra de Santa Rita

O *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, localizado na porção sul do Domínio Crixás-Goiás, entre os complexos Caiçara e Uvá com estruturação sinforme de orientação NW-SE e sua terminação é marcada pela Falha de Faina, estrutura que justapõe os *greenstone belts* de Serra de Santa Rita e Faina (Figura II.1-B). Os contatos do *greenstone* com os complexos TTGs são tectônicos, marcados por zonas de cisalhamento de alto ângulo com vergência para nordeste, obliterando a arquitetura original da sequência. A apresentação a seguir das unidades que compõem o *greenstone belt* está de acordo com o modelo estratigráfico proposto por Resende *et al.* (1998) (Figura II.1-C).

A porção inferior do *greenstone belt* é composta por rochas metavulcânicas ultramáficas da Formação Manoel Leocádio, seguidas pelas metavulcânicas máficas e vulcanoclásticas intermediárias a ácidas da Formação Digo-Digo, enquanto a porção superior é composta essencialmente por rochas metassedimentares químicas e siliciclásticas distribuídas nas formações Fazenda Limeira e Fazenda Cruzeiro.

2.1.1. Formação Manoel Leocádio

A Formação Manoel Leocádio ocupa a porção mais externa das faixas Serra de Santa Rita e Faina, estando em contato com os terrenos granito-gnaiss dos complexos de Caiçara e Uvá, tanto por falhas como por contato intrusivo (Resende *et al.*, 1998). Essa unidade consiste em rochas ultramáficas transformadas em serpentinitos e outros diversos xistos com quantidade variável de talco, carbonato, clorita e tremolita. Xistos carbonosos ou metacherts com hematita ocorrem como intercalações métricas locais dentro da sequência. Essas rochas ultramáficas apresentam estruturas ígneas primárias preservadas, tais como lavas almofadadas (Borges *et al.*, 2017) e texturas reliquiares de *spinifex* e cumuláticas (Tomazzoli 1985; Profumo 1993). Essas rochas com texturas e estruturas preservadas encontram-se intercaladas com rochas derivadas de protólito sedimentar químico e pelitos ricos em matéria orgânica (Tomazzoli, 1985; Resende *et al.*, 1998). Feições de *pillow* lavas indicam a ocorrência de vulcanismo em ambiente submarino, onde as *pillow* representam a porção mais distal enquanto camadas maciças mais proximais dos derrames (Tomazzoli, 1985). Os primeiros dados geocronológicos

U-Pb em zircão dessa unidade foram obtidos em cloritito por Borges *et al.* (2017), apontando uma idade de 2960 ± 5 Ma.

2.1.2. Formação Digo-Digo

A Formação Digo-Digo é subdividida em dois membros de acordo com Resende *et al.* (1998) (Figura II.1-C). O Membro Inferior é constituído por rochas vulcânicas máficas transformadas em anfibólio xistos com quantidades variáveis de actinolita-epidoto-albita-carbonato-clorita-quartzo, intercalado por finas camadas de metatufos feldspático, talco xistos, metachert e filito carbonoso. Estruturas do tipo lava almofadada são reconhecidas nesse intervalo, próximo a cidade de Goiás (Borges *et al.*, 2017). O Membro Superior é constituído por metatufos feldspáticos, sericita-clorita-quartzo xisto, metachert, filitos carbonosos. A seção-tipo utilizada para definição do membro superior dessa unidade foi definida próxima da confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho (Tomazzoli, 1985; Resende *et al.*, 1998) onde encontram-se camadas centimétricas de metachert e metachert carbonoso sulfetado, responsáveis por campanhas exploratórias de diversas empresas desde a sua descoberta na década de 1980, pertencentes a área de estudo desse trabalho.

2.1.3. Formação Fazenda Limeira

A porção basal da Formação Fazenda Limeira consiste em espessos pacotes de filitos carbonosos intercalados por bancos centimétricos de metapelitos ou de metacherts. Ainda na porção inferior nota-se o aumento progressivo da contribuição pelítica e diminuição dos filitos carbonosos, além da presença de níveis mais espessos de metacherts. A porção superior é composta essencialmente por rochas sedimentares de origem química, com eventual contribuição detrítica restrita (Resende *et al.*, 1999).

Essa porção consiste em metacherts, que gradam para metachert ferrífero e este para formação ferrífera de fácies óxidos com amplas variações laterais e verticais de fácies. A Formação ferrífera está sotoposta por banco de mármore, com calcita ou calcita e dolomita, ora maciços, ora bandados. Por vezes as formações ferríferas dão lugar a um calcixisto fino, branco e lenticular antes do aparecimento dos mármore (Resende *et al.*, 1998; Resende *et al.*, 1999).

2.1.4. Formação Fazenda Cruzeiro

A Formação Fazenda Cruzeiro contém, na sua porção inferior, um pacote de metarritmitos composto por níveis de quartzito arcoseano ou micáceos que gradam para metapelitos, com comum presença de níveis métricos de filitos carbonosos na base,

interpretados como produto de delaminação tectônica. A porção superior é composta por quartzitos micáceos com abundância de estruturas sedimentares preservadas, como estratificações cruzadas e granocrescência em direção ao topo (Resende *et al.*, 1998; Resende *et al.*, 1999).

O contato entre as formações Fazenda Limeira e Fazenda Cruzeiro raramente é observado devido a complexa estruturação tectônica do *greenstone belt*, com predomínio de contato tectônico entre as unidades, tanto entre a base da Formação Fazenda Limeira com as rochas vulcânicas da porção inferior quanto entre as unidades sedimentares do topo (Resende *et al.*, 1998).

2.1.5. Sequência Serra do Cantagalo

As primeiras proposições estratigráficas consideravam esta sequência como componente do *greenstone belt* Serra de Santa Rita, contudo, a partir do trabalho de (Danni *et al.*, 1981) o mesmo considera que essas rochas estejam associadas a uma bacia neoproterozóica, muito mais jovem do que as sequências que formam a porção superior do *greenstone belt*. A Serra do Cantagalo é formada por metaconglomerados e quartzitos conglomeráticos na base, seguida por sericita-quartzo xisto ou clorita-quartzo xisto capeados por camadas de metadolomitos contendo intercalações de formações ferríferas (Serra de Cubatão) (Danni, 1988). A presença de ouro e urânio detríticos nos metaconglomerados indica a deposição em ambiente plataformal, considerada de idade neoproterozóica por Danni *et al.* (1981). Resende *et al.* (1998) obteve a idade de 2.3 Ga através de análise Sm-Nd em ortoquartzitos e metaconglomerados dessa sequência, sugerindo que sua formação seja ao menos paleoproterozóica.

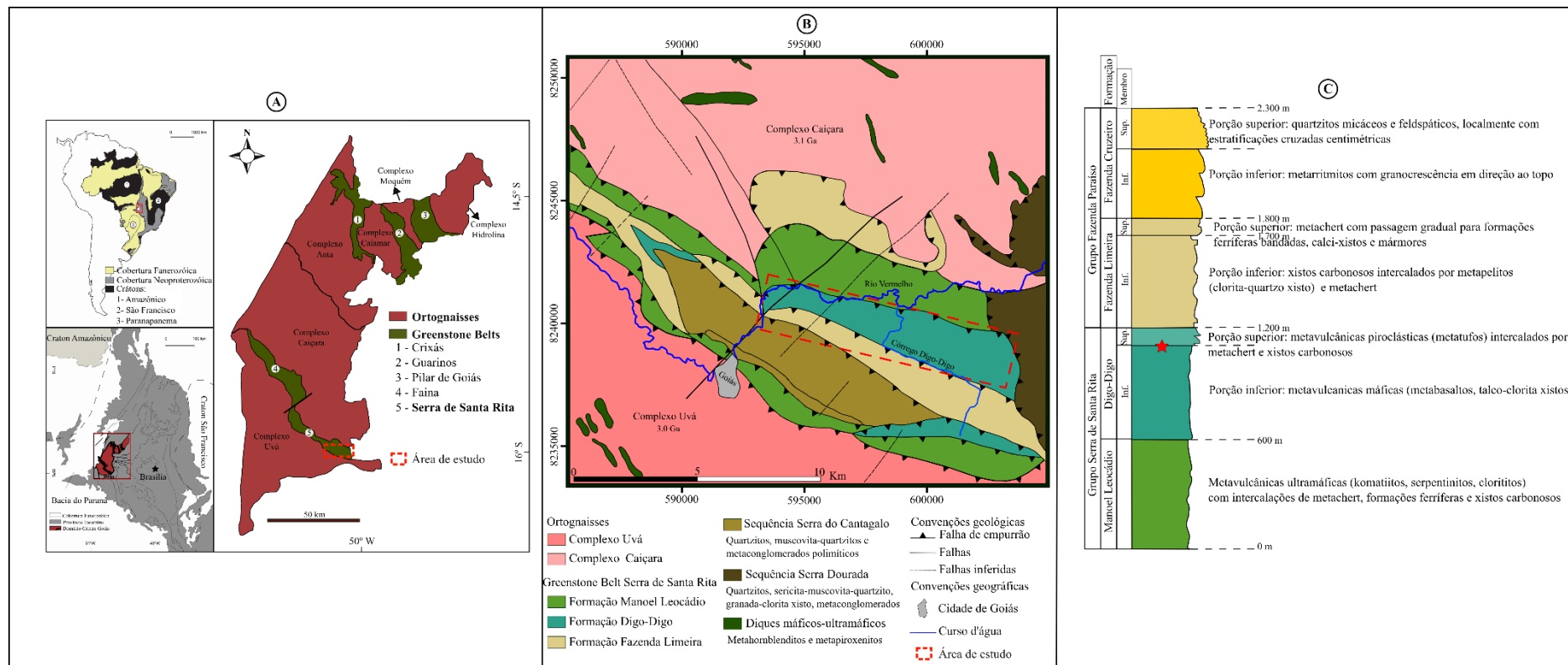


Figura II.1. (A) Localização do Domínio Crixás-Goiás e mapa geológico simplificado do domínio (Jost et al. 2014) (B) Mapa geológico do greenstone belt Serra de Santa Rita na região da cidade de Goiás, modificado de Baeta et al. (2000). O polígono tracejado nas figuras (A) e (B) destaca a área de estudo desse trabalho. Coluna estratigráfica adaptada de Resende et al. (1998), a estrela vermelha destaca a porção na coluna estratigráfica referente a área de estudo

3. Amostragem e métodos analíticos

3.1. Amostragem

O trabalho de campo foi realizado na região do Córrego Digo-Digo, próximo a cidade de Goiás, onde foi realizado o mapeamento geológico na escala 1:20.000, com realização de perfis geológicos sistemáticos perpendiculares à direção do *greenstone belt*. As amostras de rochas metavulcânicas e metassedimentares foram coletadas dos afloramentos mais preservados e de um testemunho de sondagem vertical de 40 m de profundidade, concedido pela empresa Orinoco Gold Ltda, que intercepta apenas as rochas metavulcânicas. As amostras mais preservadas da alteração intempérica foram laminadas e foi realizada a análise petrográfica, visando a caracterização dos protólitos e das assembleias metamórficas e hidrotermais.

3.2. Geoquímica de rocha total

Com base nas análises petrográficas foram selecionadas 20 amostras para análise de rocha total dos elementos maiores, menores e traços pelo Laboratório Geoquímica ALS Global. Os procedimentos de preparação de britagem e pulverização das amostras foram realizados pela ALS Global – *Geochemistry*, de acordo com seu procedimento padrão. Os óxidos maiores foram analisados por ICP-AES após dissolução do material fundido preparados por meio de fusão com metaborato ou tetraborato de lítio. Os elementos traços e elementos terras raras foram determinados por ICP-MS pela análise do material fundido com borato de lítio. Perda ao fogo (*Loss On Ignition – LOI*) a 1000°C.

3.3. Geocronologia U-Pb

Foram selecionadas quatro amostras, duas rochas metavulcânicas (HVG-158 e HVG-175) e duas rochas metassedimentares (HVG-11 e HVG-156), utilizando 30 – 40 kg de material, para obtenção de material necessário para a análise U-Pb em zircões no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. A preparação seguiu os métodos tradicionais de britagem em moinho de boca, peneiramento e separação gravimétrica utilizando bateia. A concentração de grãos não magnético foi feita através do separador magnético Frantz. Os cristais de zircão foram separados manualmente com o auxílio de uma lupa binocular, obtendo-se um concentrado que foi resinado com epofix e, posteriormente, lixados e polidos para exposição da superfície homogênea dos cristais de zircão. Por fim, os *mounts* foram imageados em microscópio eletrônico por elétrons retroespalhados (BSE - *backscattered electrons*) e por

catodoluminescência para observação de textura e estrutura interna dos cristais. Após essas etapas os *mounts* são introduzidos no equipamento *New-Wave UP213 Nd:YAG laser* ($\lambda = 213$ nm) para ablação a laser acoplado ao ICP-MS multi-coletor *Thermo Finnigan Neptune*. Para este trabalho, analisamos ^{238}U no copo Faraday H4, ^{232}Th no copo Faraday H2, ^{208}Pb no copo Faraday L3 e ^{206}Pb no copo Faraday L4. Em três ion counters (ICs) fixos no copo Faraday L4 foram medidos: ^{207}Pb no IC6, $^{204}\text{Hg}/^{204}\text{Pb}$ no IC4 e ^{202}Hg no IC3. Devido à sempre presente contaminação do gás He com Hg, é necessário aplicar uma correção para a interferência isobárica entre ^{204}Hg e ^{204}Pb , usando o sinal de ^{202}Hg coletado no IC3.

Com o objetivo de corrigir tanto o fracionamento quanto o desvio instrumental induzido pelo espectrômetro durante as análises, foi utilizada a técnica de intercalação padrão-amostra “*Standard Bracketing*”. O fator de correção é calculado com base no intervalo das análises, de modo que um padrão tenha mais peso na correção da amostra quanto mais próximos forem os intervalos das suas análises. Como padrão primário foi utilizado o zircão GJ-1, com idade por ID-TIMS de 608.5 ± 0.4 Ma e razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.09761 \pm 0.00011$; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 0.8093 \pm 0.0009$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.06014 \pm 0.00001$ (Jackson *et al.*, 2004). O padrão secundário escolhido foi o zircão 91500, cuja análise de U-Pb por ID-TIMS sugerem uma idade de 1065.4 ± 0.3 Ma, e razões certificadas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.17917 \pm 0.00008$; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 1.8502 \pm 0.0008$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.07488 \pm 0.00001$ (Wiedenbeck *et al.* 1995).

A redução dos dados foi feita através da extensão Chronus (Oliveira, 2015). O Chronus é um suplemento criado inteiramente em VBA (*Visual Basic for Applications*) com o objetivo de oferecer ferramentas adicionais ao *software* Microsoft Excel. Estas ferramentas foram desenhadas para a redução de dados U-Pb adquiridos por LA-MC-ICPMS, segundo os protocolos de análise do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) e permitir a integração com o Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012). Identificação de amostras e padrões, procedimento de ablação (spot ou raster) e modo de detecção (MIC ou copo Faraday) são fornecidas, havendo opções avançadas para modificar as constantes $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ e $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$, além do fator usado para converter milivolts (mV) em contagens por segundo (CPS). Como padrão, o Chronus adota a constante $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ recomendada por Steiger & Jäger (1977) ($^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 137,88$).

O conjunto de análises do padrão GJ-1 apresentou valores médios para as razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0944 \pm 0.0015$ (1.6%, 2σ , 95% conf., n=94) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.05675 \pm 0.00027$ (0.48%, 2σ , 95% conf., n=94). O padrão secundário 91500 obteve idade de 1061.7 ± 6.1 Ma (MSWD = 0.63, 2σ , n=99).

3.4. Isótopos Sm-Nd

A análise dos isótopos Sm e Nd foram realizadas nas mesmas amostras preparadas para geocronologia. As amostras foram pulverizadas em moinho de ágata. Após a pulverização a amostra passa por uma série de etapas de tratamento com o objetivo de se obter somente os isótopos de Sm e de Nd de cada amostra. As amostras foram analisadas utilizando o aparelho *Thermo Scientific TRITON™ Plus Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS)*, operando no modo multicoletor estático onde foram coletadas cerca de 100 – 120 razões de Nd na voltagem de 0.5 - 1. As razões de Nd foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Cerca de 100 mg da amostra pulverizada foram combinadas com um traçador de isótopos ^{150}Nd - ^{149}Sm , dissolvidos em solução 5:1 de HF-HNO₃ em refratário Savillex® sob uma placa aquecida. A extração dos isótopos de Sm e Nd foi feita de acordo com o procedimento convencional cromatográfico apresentado por Gioia & Pimentel (2000). Os resultados foram processados e tratados utilizando o software ISOPLOT 4.15 de acordo com o proposto por Ludwig (2003).

4. Aspectos de campo e petrografia

Na área de estudo foram encontradas rochas metavulcânicas de composição andesítica intercaladas com rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, metadioritos e rochas metassedimentares. As exposições mais bem preservadas de cada tipo de rocha vulcânica foram assinalados no mapa geológico com uma simbologia distinta, indicando a sua ocorrência naquela localidade (Figura II.2). Observa-se uma grande intercalação dos tipos de rochas vulcânicas, impedindo que seja possível a separação em unidades distintas. O conjunto apresenta metamorfismo nas facies xisto verde superior a anfibolito inferior, com porções que apresentam texturas primárias preservadas que possibilitam a identificação dos protólitos. No geral, nota-se diversos níveis de intensidade da deformação, ao ponto de se tornar indistinguível texturalmente os protólitos de metavulcânicas/metatufos andesítico das metagrauvacas, onde ambos são transformados em xistos feldspáticos, quando há a preservação dos cristais de plagioclásio.

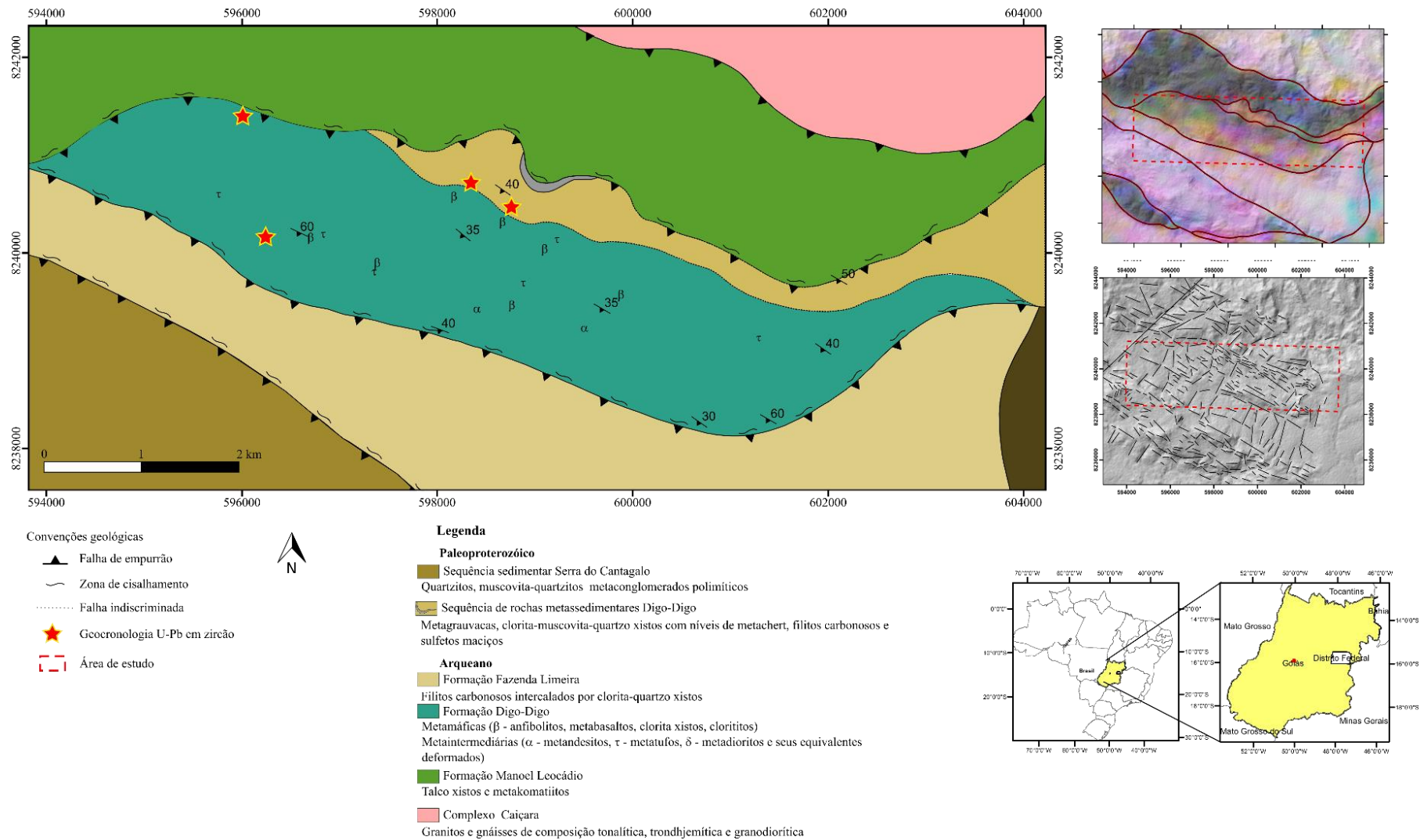


Figura II.2. Mapa geológico da porção leste do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita. Área de estudo delimitada pelo polígono hachurado em vermelho.

4.1. Rochas metavulcânicas

4.1.1. Metandesitos

Os metandesitos representam as rochas de maior abundância na região do Córrego Digo-Digo e perfazem cerca 60% da área mapeada. Normalmente, as camadas descontínuas de metandesito estão intercaladas com metatufos e subordinados xistos máficos. Nas regiões menos deformadas, os metandesitos apresentam textura ígnea porfirítica preservada e são constituídos por fenocristais eudrais a subedrais de plagioclásio (20 a 35%) envoltos por uma matriz fina composta por plagioclásio, quartzo, muscovita, biotita e clorita, que perfaz cerca de 65 a 80% da rocha (Figura II.3-A). O plagioclásio apresenta-se parcialmente substituído por epidoto e a biotita está parcialmente ou totalmente substituída pela clorita. O plagioclásio possui composição essencialmente sódica ($An_{0.5}$) como resultado do retrometamorfismo em fácies xisto verde superior. Nos locais onde a deformação está mais intensa, a textura original está totalmente obliterada dando lugar a uma foliação tectônica pervasiva. Nestas regiões mais deformadas, a rocha é classificada como xisto feldspático. Os fenocristais de plagioclásio estão bastante saussuritizados e menos preservados e a biotita é totalmente substituída pela clorita. Injeções de vênulas ricas em carbonato orientadas de acordo com a foliação são comuns nestas rochas.

4.1.2. Metatufos de composição andesítica

Os metatufos ocorrem intercalados com os metandesitos e podem representar diferentes episódios de erupção explosiva ou duplicação e desmembramento de camadas devido tectônica posterior. Nas regiões mais preservadas da deformação, os metatufos apresentam como característica diagnóstica principal o grande volume de cristais de plagioclásio (70 – 80%) (Figura II.3-B) envoltos por uma matriz de granulação fina (20 – 30%), composta por plagioclásio, quartzo, muscovita e clorita. Quando presente, a biotita ocorre parcial ou totalmente substituída por clorita. A proporção de cristal/matriz é normalmente elevada e os cristais de plagioclásio são fragmentados com hábito anedral. Os raros domínios marcados pela maior quantidade de matriz estão associados aos corredores de deformação, nos quais filmes de muscovita e clorita contornam os demais cristais plagioclásio e quartzo.

Em zonas mais deformadas, é muito difícil fazer a distinção entre os metandesitos e metatufos uma vez que ambos são transformados em xistos feldspáticos e suas feições diagnósticas encontram-se totalmente obliteradas. A depender do grau de preservação é

possível reconhecer a assinatura de rochas andesíticas através dos resultados de geoquímica de rocha total.

4.1.3. Anfibolitos, xistos máficos e xistos ultramáficos

As rochas vulcânicas máficas e ultramáficas metamorfizadas ocorrem como lentes em meio sequência de metandesitos, mas não foi possível identificar sua extensão e individualização no mapa. As rochas máficas incluem anfibolitos e xistos máficos, que podem apresentar proporções variáveis de clorita, epidoto, actinolita e hornblenda (Figura II.3-C). Os anfibolitos são compostos por hornblenda, plagioclásio, \pm epidoto, \pm clorita. O plagioclásio está parcial/totalmente substituído para epidoto e os anfibólitos fortemente substituídos por clorita, evidenciando retrometamorfismo em condições de facies xisto verde. A foliação tectônica é marcada pela orientação preferencial da hornblenda e clorita. Os xistos ultramáficos são representados por talco-anfibólio xisto (Figura II.3-D) e clorititos (Figura II.3-E) e são rochas de granulação muito fina com foliação tectônica marcada pela orientação preferencial de talco e clorita.

4.1.4. Metadiorito

Corpos restritos de diorito metamorfizados em facies anfibolito inferior a xisto verde superior são encontrados entre as rochas vulcânicas intermediárias e máficas na área de estudo. No geral possuem granulação média a grossa com foliação pouco proeminente devido a composição essencialmente de cristais de feldspato (60 – 80%), quartzo (5 – 20%), anfibólio (2 – 7%), clorita/muscovita (2 – 5%), epidoto (~3%) e opacos (<1%). As rochas menos deformadas apresentam textura granular subedral preservada e domínios com textura intergranular. Nas rochas deformadas, a foliação é bem marcada pela orientação preferencial dos anfibólitos e da clorita. O feldspato possui tamanho médio dos cristais que variam de 300 - 600 μm ocasionalmente chegam a 1200 μm (Figura II.3-F). A maioria dos cristais de plagioclásio apresentam alteração secundária para epidoto indicando a composição mais cálcica. Os cristais de quartzo ocorrem nos interstícios do arranjo dos feldspatos, com tamanho médio de 80 μm . O anfibólio presente representa cristais reliquiais de hornblenda (250 μm) alterados parcialmente ou completamente para clorita. A clorita e subordinada muscovita marcam a foliação pouco proeminente dessas rochas muitas vezes com finos minerais opacos associados.

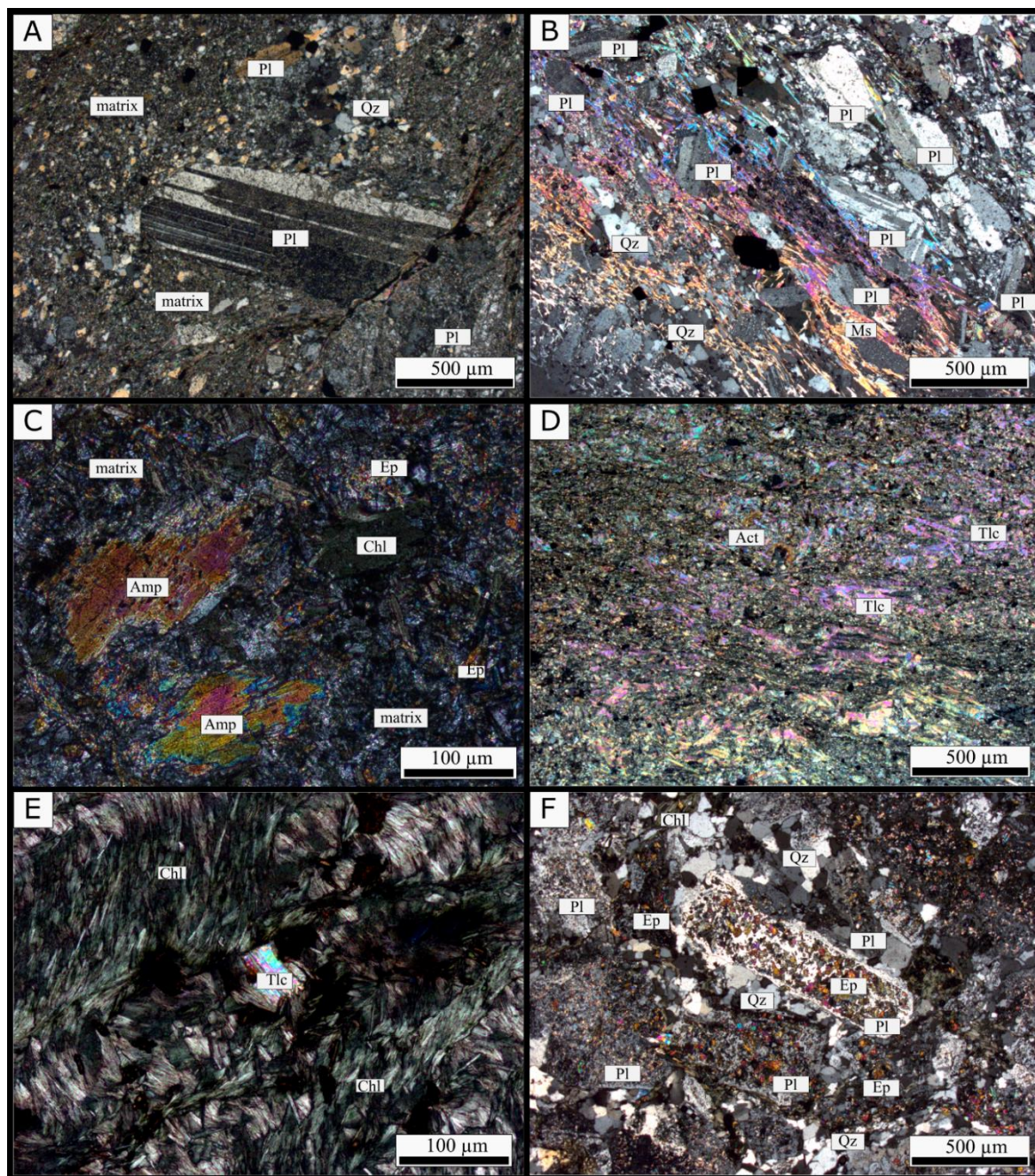


Figura II.3. Fotomicrografias dos diferentes tipos de rochas metavulcânicas encontradas na área de estudo. (A) Metandesito com textura porfirítica marcado por fenocristais de plagioclásio em uma matriz fina composta por feldspato, quartzo, muscovita e clorita. (B) metatufo de composição andesítica com alta razão cristais/matriz. (C) anfíbolito com cristais de anfíbólio alterados para clorita e matriz fina constituída de clorita e epidoto. (D) talco-xisto com foliação pronunciada, (E) cloritito com um relicto de cristal de talco na amostra. (F) quartzo-diorito com textura intergranular caracterizada por quartzo intersticial e o plagioclásio alterado para epidoto. Todas as imagens foram obtidas sob luz polarizada.

4.2. Rochas metassedimentares

As rochas classificadas como metassedimentares neste trabalho ocorrem ao longo da confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho, composta em sua grande maioria por metagrauvacas com intercalações de clorita-quartzo xistos muito deformados. Próximo a

terminação do Córrego Digo-Digo, afloram lentes métricas filitos carbonosos sulfetados intercalados com metachert.

4.2.1. Metagrauvas

As metagrauvas dão início a sequência de rochas metassedimentares e são constituídas por cristaloclastos angulares a subangulares, pobremente selecionados, suportados por uma matriz granular fina e recristalizada constituída por quartzo (50 – 60%), clorita (5 – 10%) e muscovita (1 – 2%) e opacos (5%) (Figura II.4-A). A matriz perfaz cerca de 40 a 70 % da rocha e os clastos são de plagioclásio e quartzo, sendo que predominam os primeiros. Localmente, são observados cristaloclastos subangulosos com dimensões que variam de 670 μm até 1.300 μm , constituídos de quartzo e plagioclásio ou quartzo em arranjo granoblástico com formação de sub-grãos. Não foram observados litoclastos de rochas vulcânicas. Os clastos de plagioclásio, com tamanho variando entre 170 – 270 μm , são sub-arredondados a angulosos, frequentemente com fraturas preenchidas por quartzo e com fraca alteração sericítica. Os clastos de quartzo estão recristalizados.

A foliação é marcada pela orientação principal da clorita e da muscovita sendo comum a associação destes minerais com os opacos. O quartzo da matriz aparece em domínios com tamanho de 90 - 170 μm , sendo o principal constituinte da rocha. Normalmente, o quartzo exibe feições de recristalização (extinção ondulante, migração de bordas e contatos poligonais (junção tríplice), tanto no quartzo que compõe a matriz quanto nos que fazem parte dos fragmentos.

4.2.2. Clorita-muscovita-quartzo xistos

Os clorita-muscovita-quartzo xistos estão intercalados com as metagrauvas e passam a ser predominantes a medida que se aproxima do Rio Vermelho. São rochas compostas essencialmente por quartzo, clorita e muscovita, com proporções variadas de carbonato, fortemente foliada e de granulação muito fina. A proporção de quartzo pode variar de 40 – 60% com tamanho médio de 80 μm chegando a 30 μm nas porções mais deformadas (Figura II.4-B), onde a foliação é proeminente, marcada principalmente pela orientação preferencial de clorita e muscovita (20 – 40%). A proporção de carbonato parece aumentar progressivamente em direção aos níveis sulfetados, acompanhada pelo aumento na quantidade de óxidos e sulfetos. Próximo da lente de sulfeto maciço a rocha apresenta porfiroblastos de albita tarde tectônicos e há um aumento significativo de muscovita e carbonato nessas rochas (Figura II.4-C). Níveis de espessura centimétrica de metagrauva quartzosa, composta essencialmente por

quartzo e clorita, em proporções que variam de 20 – 50% de quartzo e 30 – 50% de clorita (Figura II.4D) ocorrem intercalados com estes xistos.

4.2.3. Metachert e metachert carbonoso

Os metacherts formam níveis lenticulares decimétricos intercalados com camadas de metagrauvacas quartzosas e clorita xistos. No geral são rochas composta essencialmente por quartzo recristalizado de granulação muito fina (tamanho médio ~30 µm), podendo conter quantidades subordinadas de clorita/muscovita e opacos, além de material carbonoso (Figura

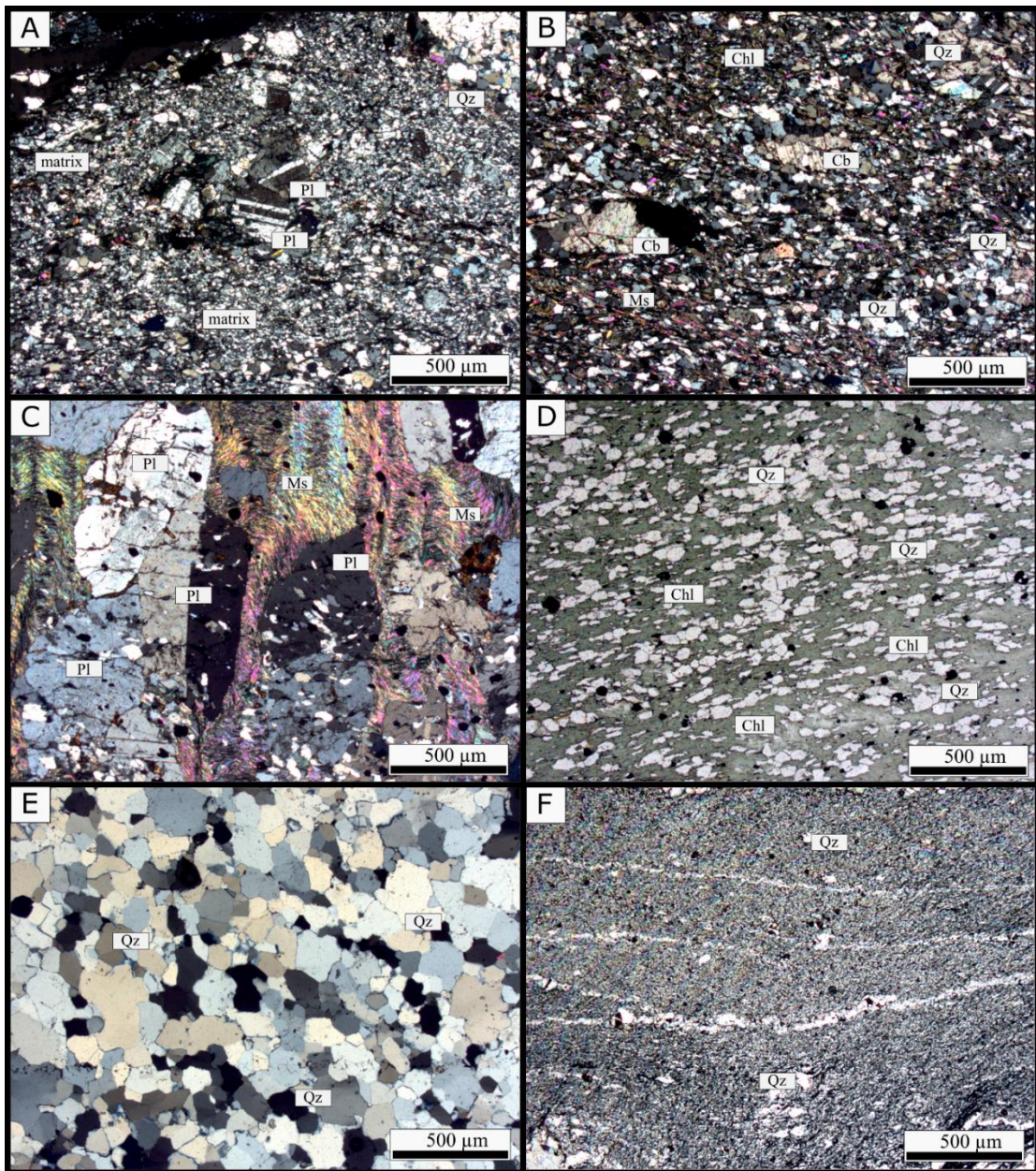


Figura II.4 Fotomicrografia das rochas metassedimentares que afloram próximo a confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho. (A) Metagrauvaca com cristaloclastos (HVG-11). (B) Ms-chl-qz xisto com carbonato (<3%). (C) Ms-chl-qz xisto com porfiroblastos pós a tarde tectônico de albite (HVG-9A). (D) Metagrauvaca quartzosa com opacos disseminados (magnetita ± calcopirita) (DDH-9C). (E) Metachert recristalizado (HVG-9E). (F) Metachert carbonoso cortado por vênulas de quartzo (HVG-9G). Imagens obtidas sob luz polarizada (A, B, C, E, F) e sob luz plano-polarizada (D).

II.4-E-F). Veios e vênulas de quartzo recristalizados aparecem dobrados no metachert carbonoso. Na interface do contato entre o metachert e o clorita-quartzo xisto nota-se o aumento da quantidade de minerais opacos. Comumente essas rochas apresentam cavidades, indicando a dissolução posterior do material, provavelmente sulfetos, uma vez que níveis sulfetados desse metachert ocorrem nos últimos metros da sequência metassedimentar.

4.3. Lentes de sulfeto maciço

O nível de metachert sulfetado encontra-se deformado, com dobras centimétricas a métricas (Figura II.5-A). Amostras desse intervalo são compostas essencialmente por pirita e quartzo, onde o conteúdo de pirita varia de 5 – 40% em diferentes porções do metachert (Figura II.5-B). A alteração do metachert sulfetado é marcada pela textura boxwork, formada pelo intemperismo dos sulfetos restando apenas a porção rica em quartzo. Em seção delgada da amostra sulfetada, nota-se a associação de muscovita com as piritas em contato abrupto com o metachert (Figura II.5-C) e os cristais euédricos/subédricos das piritas (Figura II.5-D).

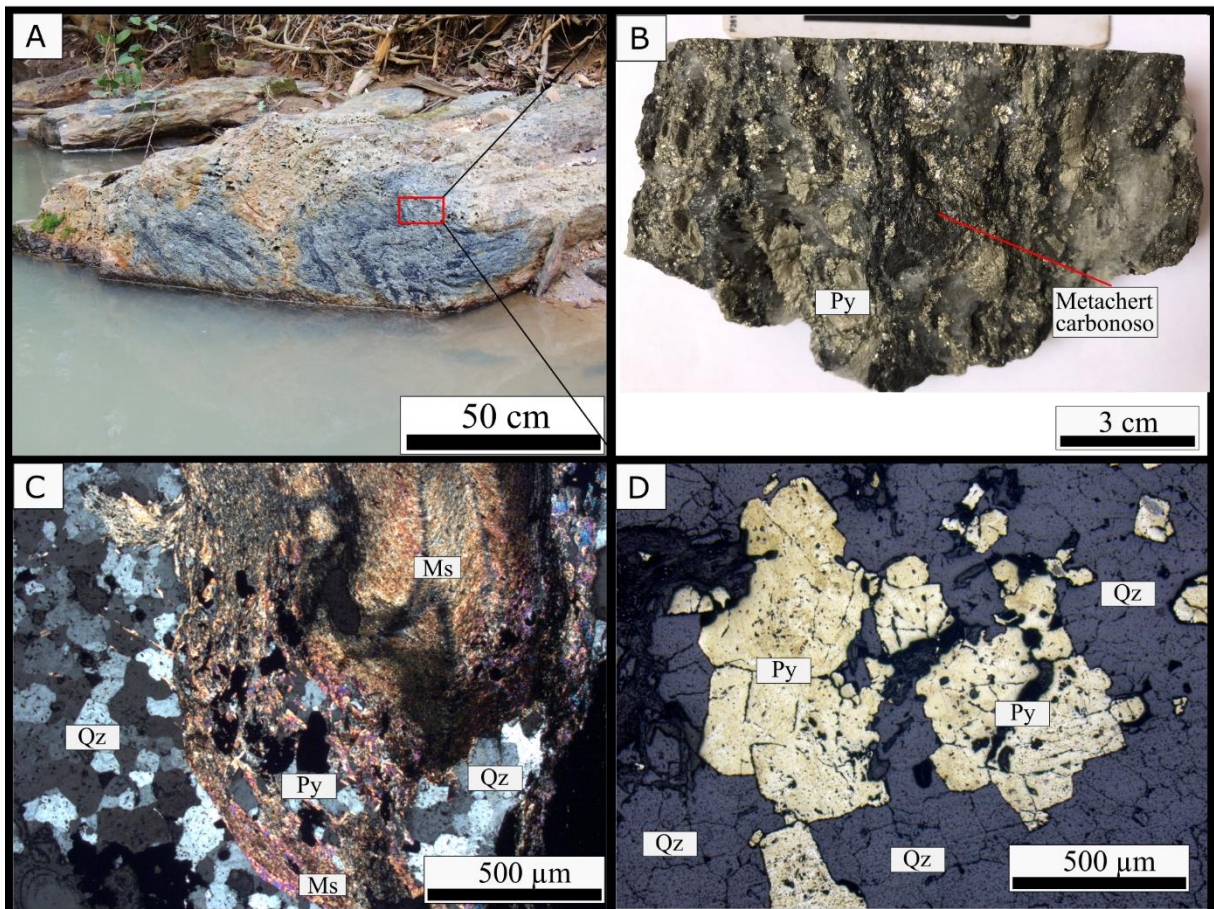


Figura II.5 (A) Exposição do nível de metachert sulfetado deformado. (B) Amostra de sulfeto maciço (>40% Py) do nível de metachert carbonoso sulfetado da Formação Digo-Digo. (C) Alteração hidrotermal pervasiva associada ao nível de metachert carbonoso sulfetado, com muscovita e pirita. (D) Aspecto textural das piritas que compõem o sulfeto maciço, cristais euédricos/subédricos de pirita com inclusões de muscovita e quartzo recristalizado.

5. Geoquímica

5.1. Alteração e mobilidade dos elementos

A mobilidade dos elementos maiores e traços durante os processos de alteração secundária é um fator crucial quando se estuda rochas antigas, principalmente, aquelas que fazem parte de *greenstone belts* Arqueanos (Ordóñez-Calderón *et al.*, 2008; Polat and Hofmann, 2003; Polat *et al.*, 2007, 2011). Além disso, as rochas supracrustais do *greenstone belt* Serra de Santa Rita foram afetadas por pelo menos dois eventos tectono-metamórficos em fácies xisto verde a anfibolito inferior, diversas fases deformacionais e diferentes episódios de alteração hidrotermal (Borges *et al.* 2017). Sendo assim, o entendimento do efeito da alteração secundária nos dados geoquímicos se faz ainda mais necessário antes de qualquer discussão que utilize a assinatura geoquímica primária dessas rochas.

Polat & Hofmann (2003) propõem alguns critérios para a avaliação dos dados geoquímicos de vulcânicas/subvulcânicas metamorfizadas com graus variados de alteração secundária. Segundo estes critérios, as amostras são consideradas alteradas quando apresentam anomalias de Ce com valores que extrapolam o intervalo entre $Ce/Ce^* = 0.9 - 1.1$ (indicam mobilidade nos ETRL), perda ao fogo elevada ($>7\%$) e significativo enriquecimento em carbonato e sílica (quartzo). No presente estudo, amostras com valores de PF $>7\%$ e com valores fora do intervalo mencionado para as anomalias Ce/Ce^* não foram levadas em consideração para estudo das assinaturas primárias das rochas vulcânicas.

Foram realizadas dosagens dos elementos maiores (percentual em peso – %) e traço (ppm) das rochas vulcânicas, subvulcânicas e sedimentares metamorfizadas da área de estudo e os resultados das análises estão sintetizados na Tabela II.1 e Tabela II.2. Devido à alta mobilidade dos elementos maiores durante o metamorfismo e deformação, optou-se pela utilização preferencial de diagramas de classificação de rochas vulcânicas baseado nos elementos de alto potencial iônico, *high field strength elements* (HFSE; p.ex., Th, Nb, Zr, Hf, Ti, Y, ETR), combinados com V, Cr e Sc para classificação e caracterização das rochas analisadas.

Portanto, a fim de evitar os efeitos dos processos metamórficos, hidrotermais e deformacionais, as principais inferências petrogenéticas e geodinâmicas apresentadas nesse trabalho levam em consideração o uso dos elementos com comportamento relativamente imóvel. Já os efeitos da alteração pós-deposicional (p.ex. intemperismo e maturidade) nos dados das rochas metassedimentares estudadas serão discutidos mais adiante.

5.2. Rochas metamáficas

A composição dos elementos maiores (%) e traço (ppm) das rochas metavulcânicas estão apresentadas na Tabela II.1. As rochas metamáficas da Formação Digo-Digo são caracterizadas por conteúdos de SiO₂ (48,6 – 55,3 %), Al₂O₃ (11,5 – 15,85 %), Fe₂O₃ (10,4 – 15,5%), CaO (3,75 – 9,38%), MgO (3,52 – 7,53 %), Na₂O (0,04 – 2,91 %), TiO₂ (0,54 – 1,84 %), Cr (70 – 140 ppm) e Ni (24 – 150 ppm). As amostras possuem percentual de perda ao fogo (PF) de 2,66 – 6,28 %. No geral o conteúdo de Nb varia entre 3,6 – 11 ppm. Essas rochas são classificadas como basaltos pelo diagrama Nb/Y vs Zr/Ti (Winchester & Floyd, 1977) exceto a amostra HVG-172 classificada como basalto-andesítico (Figura II.6-A) e possuem afinidade magmática transicional pelo diagrama Th/Yb vs Zr/Y (Ross & Bédard, 2008) (Figura II.6-B).

O somatório de elementos terras raras apresenta um amplo espectro de abundância (Σ ETR = 50,82 – 2 95,82 ppm), onde a amostra GDD-01H (metabasalto milonítico) apresenta as maiores concentrações destes elementos, principalmente dos elementos terras raras leves (ETRL). Normalizando os dados em relação ao condrito (N), as amostras apresentam forte enriquecimento nos ETRL, como mostram as razões de (La/Sm)_N entre 2,33 – 8,92 e de (La/Yb)_N entre 3,08 – 22,54. Os padrões de elementos terras raras pesados (ETRP) são aproximadamente planos com razões (Gd/Yb)_N entre 0,88 – 1,66 (Figura II.6-C). Apresentam valores que variam entre 0,82 – 1,24 para a razão Eu/Eu*. As rochas máficas apresentam valores entre 0,94–0,99 para a razão Ce/Ce*, com exceção da amostra HVG-13B que apresenta o menor valor (Ce/Ce* = 0,79). No diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo (pm) (Sun & McDonough, 1989), essa unidade é marcada por anomalias negativas de Nb, com valores de (Nb/Th)_{pm}, entre 0,27 – 0,94 e de Ti (Ti/Ti* = 0,60 – 0,83) (Figura II.6-E).

5.3. Rochas intermediárias

As rochas metavulcânicas intermediárias (metandesitos e metatufos andesíticos) e subvulcânicas (metadioritos) possuem composição em peso de SiO₂ (54,8 - 65,03 %), Al₂O₃ (13,65–17,55 %), Na₂O (2,87–5,44 %), MgO (2,4–4,86 %), K₂O (0,19–2,54 %) e TiO₂ (0,52–0,88 %), CaO (0,94 – 6,73 %) e Fe₂O₃ total (4,91 - 7,04%). A perda ao fogo (PF) para estas rochas varia entre 1,9 – 6,94 %. Apresentam grande abrangência de conteúdo de Cr (50 – 300 ppm) e Ni (22 – 107 ppm).

De acordo com a classificação do diagrama Nb/Yb vs Zr/Ti (Winchester & Floyd, 1977), todas as amostras são plotadas no campo de andesito e basalto andesítico (Figura II.6-A), incluindo os metadioritos (HVG-17 e HVG-175) e possuem afinidade magmática calci-alcalina do diagrama Th/Yb vs Zr/Y (Ross & Bédard, 2009) (Figura II.6-B).

O conteúdo de elementos terras raras (Σ 70,87 – 116,45 ppm) quando normalizado ao condrito, apresenta leve enriquecimento dos ETRL, com razões $(La/Sm)_N$ entre 2,93 – 4,12 e de $(La/Yb)_N$ de 6,61 – 14,67, e um padrão retilíneo a levemente fracionado nos elementos terras raras pesados (ETRP) com razões $(Gd/Yb)_N$ entre 1,69 – 2,91 (Figura II.6-D). As rochas apresentam fraca anomalia negativa e positiva de Eu. Em relação aos valores de Eu/Eu^* as amostras oscilam entre uma anomalia levemente negativa à levemente positiva ($Eu/Eu^* = 0,81$ – 1,39). No diagrama normalizado ao manto primitivo, essas rochas apresentam anomalia negativa acentuada de Nb ($(Nb/Th)_{pm} = 0,19$ – 0,37 e de Ti ($Ti/Ti^* = 0,35$ – 0,55) (Figura II.6-F).

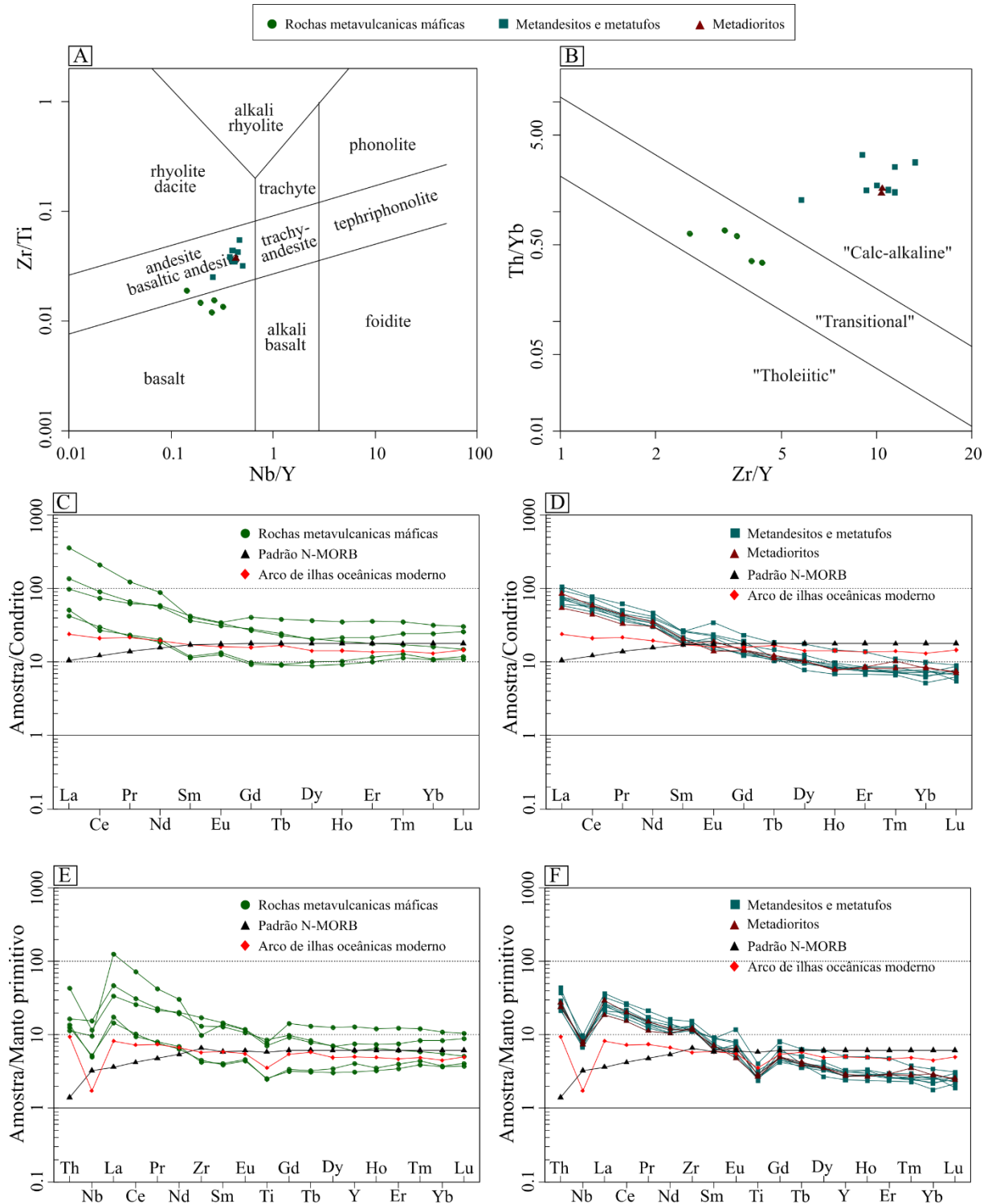


Figura II.6. (A) Diagrama de classificação de rochas vulcânicas Nb/Y vs Zr/Ti (Winchester & Floyd, 1977, modificado por Pearce, 1996). (B) Diagrama de classificação de afinidade geoquímica de rochas vulcânicas baseada na razão Zr/Y vs Th/Yb de Ross & Bédard (2009). As amostras classificadas como basaltos caem predominantemente no campo de afinidade magmática transicional enquanto as demais possuem afinidade magmática calci-alcalina. Diagramas de normalização dos elementos terras raras ao condrito das rochas metamáficas (C) e metavulcânicas intermediárias (D). Diagramas multielementares normalizados ao manto primitivo das rochas metamáficas (E) e metavulcânicas intermediárias (F). Valores para normalização ao condrito e do padrão N-MORB foram extraídos de Sun & McDonough (1989). Dados referente ao arco de ilha oceânica moderno extraídos de Pearce (2005).

5.4. Rochas metassedimentares

A composição geral das rochas que compõem a maior parte da sequência metassedimentar (clorita-muscovita-quartzo xistos com carbonato) é dada por SiO₂ (55,66–59,98 %), Al₂O₃ (12,89–14,3 %) Fe₂O₃ total (9,14 – 11,18 %), CaO (0,54 – 6,28 %), MgO (2,52 – 4,61 %), Na₂O (3,82 – 4,25 %), e TiO₂ (1,87 – 1,95 %). As amostras possuem valores entre 3,03 – 6,47 % de perda ao fogo. Quando comparadas ao padrão *Post Archean Australian Shale* – PAAS (Nance & Taylor, 1976) essas amostras apresentam valores relativamente mais baixos de Al₂O₃ e K₂O e valores mais elevados de Fe₂O₃. As amostras são classificadas como grauvascas de acordo com o diagrama de Pettijohn (1972) (Figura II.7-A).

As amostras HVG-156 e HVG-9A2, localizadas nos limites da sequência metassedimentar, apresentam composição diferente das demais. A amostra HVG-156 é composta por SiO₂ (75,4 %), Al₂O₃ (11,1 %), Fe₂O₃ (8,77 %) e K₂O (2,99 %). No outro extremo a amostra HVG-9A2 possui SiO₂ (39,2 %), Fe₂O₃ (33 %), MgO (5,18 %). Apesar do contraste

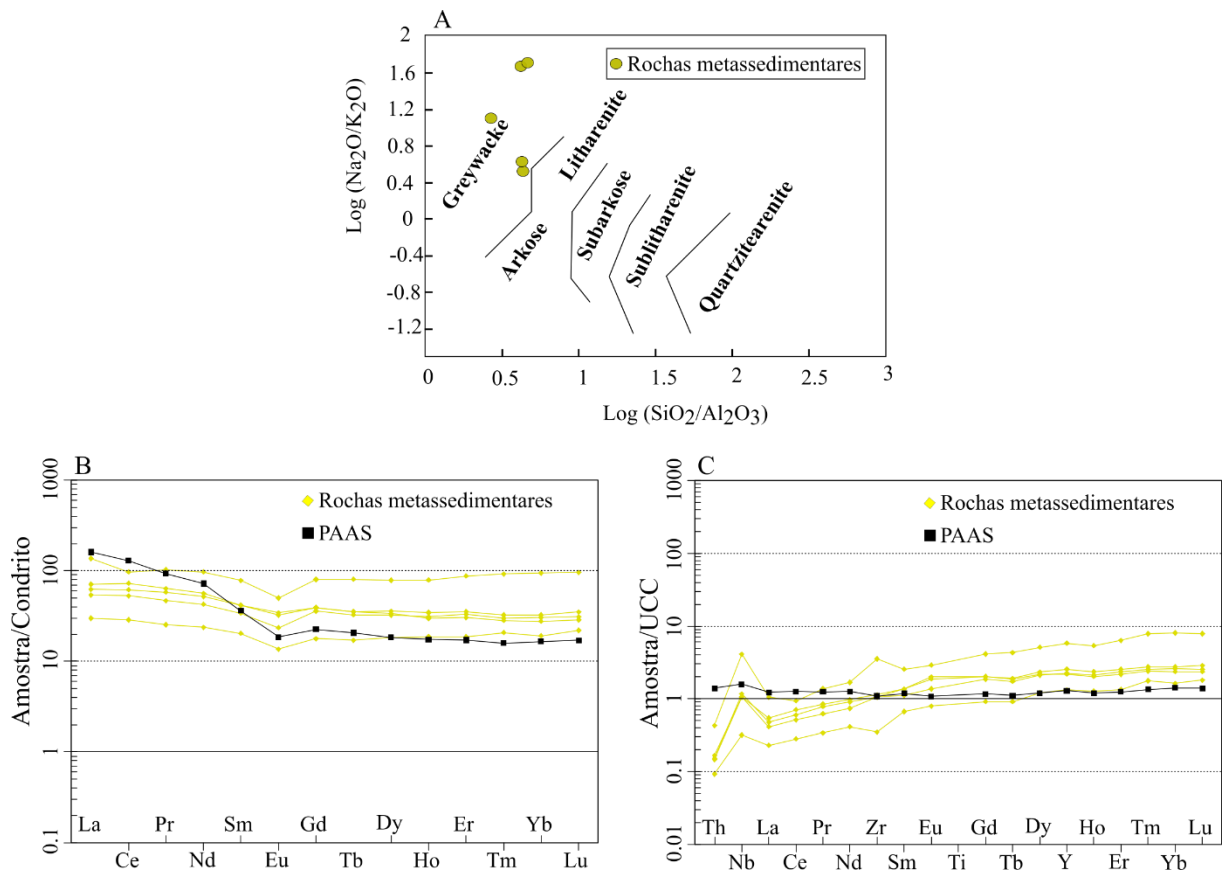


Figura II.7. (A) Diagrama de classificação química para rochas sedimentares de Pettijohn (1972). Diagramas de normalização ao condrito (B) e à crosta continental superior (C) das rochas metassedimentares. Valores para os padrões PAAS (*Post Archean Australian Shale*, Nancy & Taylor, 1976) e UCC (*Upper Crust Continental*, Rudnick & Gao, 2003). Valores para normalização ao condrito extraídos de Sun & McDonough (1989).

composicional dessas duas amostras em relação as demais e do amplo intervalo de conteúdo de ETR (Σ 59,62 – 241,43 ppm), o padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizado

ao condrito é similar em todas as amostras, variando apenas a concentração dos elementos em cada amostra (Figura II.7-B). A amostra com conteúdo de ETR mais elevado está representada pelas metagrauvas próximo ao contato das rochas metavulcânicas da Formação Digo-Digo (HVG-156 – 241,43 ppm) registra um intenso enriquecimento dos elementos terras raras quando comparada a amostra com menor valor (HVG-9A2 – 59,62) que se encontra como níveis centimétricos próximos aos metacherts carbonosos sulfetados. Apesar da contrastante diferença no somatório de conteúdo de ETR entre as amostras, no geral todas apresentam padrões normalizados similares. As amostras apresentam padrões planos a levemente enriquecido em ETRL com razões de $(La/Sm)_N$ entre 1,46 – 1,75 e $(La/Yb)_N$ 1,45 – 2,25. Já os ETRP possuem padrão retilíneo a levemente empobrecido em ETRP, com razões de $(Gd/Yb)_N$ entre 0,85 – 1,41. Essas rochas possuem anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,63 – 0,85$), similar aos padrões de referência PAAS.

Tabela II.1 Resultado das análises dos elementos maiores (percentual em peso– %) e traço (ppm) das rochas metavulcânicas e metasubvolcânicas

Rocha	Metabasaltos					Metandesitos				Metatufo andesítico			Metadioritos		Padrões				
	HVG-109	HVG-13B	HVG-172	HV-GDD-01 H	HV-GDD-01 I	D	HVG-158	F	G	HVG-107	HVG-60	HVG-94	HV-GDD-01 A	HVG-17	HVG-175	Condrito*	N-MORB*	Manto Primitivo*	Arco de ilha moderno**
SiO2	49.2	48.6	52.7	55.3	53.2	59.2	65.03	59.4	54.8	63.2	59.4	59.5	63.4	64.2	62.8	-	-	-	-
TiO2	0.55	0.54	1.69	1.54	1.84	0.6	0.52	0.63	0.88	0.55	0.55	0.7	0.58	0.58	0.62	-	-	-	-
Al2O3	15.75	15.85	13.9	12.7	11.5	13.95	15.2	15.75	17.55	16.05	14.45	13.65	15.75	15.8	16.6	-	-	-	-
Fe2O3	10.65	10.4	15.5	14.15	12.15	5.65	4.95	5.94	7.07	4.91	5.42	5.27	6.62	3.49	5.55	-	-	-	-
MnO	0.17	0.14	0.12	0.07	0.11	0.1	0.04	0.07	0.077	0.04	0.09	0.08	0.03	0.04	0.03	-	-	-	-
MgO	7.34	7.53	4.25	5.17	3.52	4	2.63	4.06	3.74	2.4	3.24	4.86	2.47	3.78	3.33	-	-	-	-
CaO	8.86	9.38	7.64	3.75	7.28	5.88	2.61	3.86	4.77	3.01	6.73	5.12	1.79	4.59	3.18	-	-	-	-
Na2O	2.64	1.33	0.04	2.48	2.91	4.13	3.85	4.21	3.59	4.5	2.87	4.65	4.19	5.44	4.4	-	-	-	-
K2O	0.09	0.38	0.02	3.74	0.61	0.448	1.4	0.935	1.585	2.04	1.69	0.19	2.54	0.79	0.66	-	-	-	-
P2O5	0.1	0.13	0.23	0.31	0.53	0.216	0.15	0.186	0.194	0.13	0.18	0.21	0.14	0.13	0.13	-	-	-	-
LOI	4.14	5.56	3.68	2.66	6.28	6.34	3.78	5.4	5.97	4.03	6.94	6.04	3.05	1.9	2.8	-	-	-	-
Total	99.49	99.84	99.77	101.87	99.93	100.51	100.16	100.44	100.23	100.86	101.56	100.27	100.56	100.74	100.1	-	-	-	-
Sc	34	32	32	25	22	110	2.8	96	45	8	12	12	9	11	10	-	-	-	-
V	164	160	223	294	206	95	75	105	136	71	70	83	64	79	83	-	-	-	-
Cr	140	140	100	130	70	210	110	140	70	50	300	220	80	190	130	-	-	-	-
Co	48	28	47	32	24	26.6	13	22.2	10.1	23	19	10	28	14	18	-	-	-	-
Ni	150	144	100	35	24		51	-	-	22	84	107	32	84	77	-	-	-	-
Cu	39	81	171	1190	945	406	106	9	13	34	7	1	113	16	3	-	-	-	-
Zn	153	95	84	125	265	68	77	75	67	50	115	163	105	37	35	-	-	-	-
Rb	1.9	22.7	0.8	137	22.2	11.2	38.5	22.4	36.7	46.4	47	4.5	64	15.7	16.6	2.32	0.56	0.635	12.6
Sr	388	864	948	185.5	167	262	186	220	272	162.5	213	228	121.5	349	486	7.26	90	21.1	306
Y	14.1	18.7	58.3	27.4	34.2	13.9	14.9	14.3	23	12.7	12.7	12.2	11.1	12.4	13.3	1.57	28	4.55	22.9
Zr	51	48	193	110	148	125	170	133	133	145	127	133	147	129	138	3.87	74	11.2	64.5
Nb	3.7	3.6	8.3	6.9	11	5.8	7	5.7	5.9	5.1	4.8	6.1	5	5.3	5.7	0.246	2.33	0.713	1.24

Ba	37.8	107	12.7	417	103		167.5	-	-	228	254	42	294	303	174	2.41	6.3	6.989	203
La	10	12.1	23.2	86.1	32.4	22.2	25.2	16.7	18.1	17.6	14	14.6	18	20.2	12.8	0.237	2.5	0.687	5.68
Ce	18.4	16.7	45.6	128.5	55.7	45.2	47.5	34	38.6	32	29.1	35	35.4	36.1	27.2	0.612	7.5	1.775	12.92
Pr	2.13	2.22	6.01	11.7	6.33	4.82	5.87	3.62	4.28	3.78	3.42	3.95	4.09	4.17	3.11	0.095	1.32	0.276	2.06
Nd	8.7	9.4	27.7	41.8	26.4	19.3	21.9	14.4	18.2	15.8	14.3	15.9	16.7	16.4	14.2	0.467	7.3	1.354	9.12
Sm	1.75	1.81	6.44	6.23	5.68	4.08	3.95	3.01	3.99	3.13	2.88	2.75	3.36	3.17	2.71	0.153	2.63	0.444	2.61
Eu	0.74	0.78	1.99	1.96	1.82	1.36	1.3	1.11	1.99	0.87	0.96	1.25	0.94	0.81	1.1	0.058	1.02	0.168	0.93
Gd	1.92	2.04	8.45	5.5	5.84	3.91	3.51	2.95	4.79	2.73	2.53	2.84	2.67	2.95	2.98	0.2055	3.68	0.596	3.26
Tb	0.34	0.35	1.43	0.85	0.91	0.43	0.55	0.44	0.69	0.39	0.41	0.42	0.43	0.42	0.46	0.0374	0.67	0.108	0.63
Dy	2.27	2.56	9.3	5.29	5.16	2.68	3.14	2.75	4.5	2.42	2.54	2.48	1.98	2.6	2.61	0.254	4.55	0.737	3.62
Ho	0.53	0.58	1.98	1.08	1.22	0.53	0.55	0.49	0.82	0.47	0.47	0.46	0.39	0.45	0.44	0.0566	1.01	0.164	0.81
Er	1.66	1.92	5.92	2.95	3.6	1.24	1.41	1.25	2.29	1.42	1.28	1.22	1.13	1.37	1.42	0.1655	2.97	0.48	2.25
Tm	0.29	0.33	0.9	0.44	0.62	0.18	0.18	0.19	0.28	0.22	0.19	0.2	0.17	0.21	0.26	0.0255	0.456	0.074	0.36
Yb	1.81	1.85	5.41	2.74	4.11	1.11	1.24	1.34	1.68	1.22	1.07	1.26	0.88	1.44	1.39	0.17	3.05	0.493	2.22
Lu	0.28	0.3	0.78	0.38	0.66	0.18	0.19	0.14	0.23	0.22	0.2	0.17	0.16	0.18	0.19	0.0254	0.455	0.074	0.37
Hf	1.4	1.2	5	2.8	3.9	3.2	4.5	3.4	3.7	3.9	3.1	3	3.5	3.4	4	0.1066	2.05	0.309	1.8
Ta	0.1	0.1	0.5	0.3	0.7	0.3	0.5	0.4	0.4	0.2	0.3	0.4	0.2	0.2	0.3	0.014	0.132	0.041	0.084
Th	1.08	1.16	3.65	0.97	1.4	3.68	3.16	2.1	2.16	1.83	1.86	1.99	2.47	2.34	2.03	0.029	0.12	0.085	0.803
U	0.12	0.12	1.13	0.69	0.79	0.71	0.83	0.6	0.67	0.58	0.51	0.63	0.67	0.43	0.49	0.008	0.047	0.021	0.335
ΣETR	50.82	52.94	145.11	295.52	150.45	107.22	116.49	82.39	100.44	82.27	73.35	82.5	86.3	90.47	70.87	-	-	-	-
(La/Sm) _N	3.69	4.32	2.33	8.92	3.68	3.51	4.12	3.58	2.93	3.63	3.14	3.43	3.46	4.11	3.05	-	-	-	-
(Gd/Yb) _N	0.88	0.91	1.29	1.66	1.18	2.91	2.34	1.82	2.36	1.85	1.96	1.86	2.51	1.69	1.77	-	-	-	-
(La/Yb) _N	3.96	4.69	3.08	22.54	5.65	14.35	14.58	8.94	7.73	10.35	9.39	8.31	14.67	10.06	6.61	-	-	-	-
Eu/Eu*	1.23	1.24	0.82	1.02	0.97	1.04	1.07	1.14	1.39	0.91	1.09	1.37	0.96	0.81	1.18	-	-	-	-
Ce/Ce*	0.98	0.79	0.95	0.99	0.95	1.07	0.96	1.07	1.08	0.96	1.03	1.13	1.01	0.96	1.06	-	-	-	-
(Nb/Nb) _{PM}	0.38	0.33	0.31	0.26	0.55	0.22	0.27	0.33	0.32	0.3	0.32	0.38	0.25	0.26	0.38	-	-	-	-
(Nb/Th) _{PM}	0.41	0.37	0.27	0.85	0.94	0.19	0.26	0.32	0.33	0.33	0.31	0.37	0.24	0.27	0.33	-	-	-	-
Ti (ppm)	3297	3237	10132	9232	11031	3597	3117	3777	5276	3237	3297	4197	3477	3477	3717	445	7600	1300	4616
Ti/Ti*	0.69	0.83	0.63	0.68	0.61	0.50	0.38	0.55	0.42	0.51	0.54	0.55	0.52	0.36	0.52	-	-	-	-

(*) valores extraídos de (Sun & McDonough 1989)

(**) valores retirados de Pearce (2005)

Tabela II.2 Resultado das análises dos elementos maiores (percentual em peso– %) e traço (ppm) das rochas metassedimentares

Rocha	Chl-ms-qz xisto			Metagrauvaca	Chl-ab-ms-qz xisto	Padrões	
	Amostra	HVG-07	HVG-08	HVG-08B	HVG-156	HVG-9A2	PAAS *
SiO2	59.98	55.66	57.74	75.4	39.2	62.8	66.6
TiO2	1.95	1.94	1.87	0.45	1.08	1	0.64
Al2O3	14.3	13.27	12.89	11.1	14.65	18.9	15.4
Fe2O3	11.18	9.14	10.62	8.77	33	6.5	5.04
MnO	0.05	0.17	0.15	0.1	0.25	0.11	0.1
MgO	4.61	2.62	3.18	0.56	5.18	2.2	2.48
CaO	0.54	6.28	4.12	0.04	0.2	1.3	3.59
Na2O	3.88	3.82	4.25	0.15	0.4	1.2	3.27
K2O	0.08	0.88	0.08	2.99	0.03	3.7	2.8
P2O5	0.33	0.31	0.31	0.03	0.06	0.16	0.15
LOI	3.03	6.47	4.73	2.21	5.96		
Total	99.93	100.56	99.94	101.8	100.01		
Sc	26.6	9.6	19.8	7	33	16	14
V	344	273	298	<5	411	150	97
Cr	20	10	20	20	150	110	92
Co	40	22	33	20	32		17.3
Ni	12	3	16	<1	167	55	47
Cu	35	1	6	166	65		28
Zn	136	144	167	223	1050		67
Rb	2.2	19.9	1.8	63.9	0.8	160	84
Sr	32.8	93.7	70.2	21.9	8.8	200	320
Y	53.8	46.8	45.8	122.5	27.9	27	21
Zr	220	204	203	682	67	210	193
Nb	12.7	12.7	14	49.2	3.8	19	12
Ba	29.3	274	45.9	338	5.4	650	624
La	16.8	12.8	14.8	32.5	7.1	38.2	31
Ce	44.7	32.3	37.7	59.4	17.6	79.6	63
Pr	6.04	4.44	5.54	9.79	2.41	8.83	7.1
Nd	26.3	20	24.3	45.4	11.1	33.9	27
Sm	6.39	5.21	6.37	12	3.13	5.55	4.7
Eu	1.88	1.37	2	2.9	0.79	1.08	1
Gd	8.07	7.36	8.04	16.5	3.66	4.66	4
Tb	1.33	1.22	1.32	3.03	0.64	0.77	0.7
Dy	9.09	8.2	8.56	20	4.69	4.68	3.9
Ho	1.96	1.76	1.69	4.48	1.06	0.99	0.83
Er	5.87	5.45	5.01	14.55	3.09	2.85	2.3
Tm	0.83	0.77	0.72	2.35	0.53	0.41	0.3
Yb	5.52	5.2	4.71	16.1	3.26	2.82	1.96
Lu	0.89	0.79	0.73	2.43	0.56	0.43	0.31

Hf	6.1	5.7	5.6	17.9	1.9	5	5.3
Ta	0.8	0.8	0.9	2.9	0.2	1.28	0.9
Th	1.74	1.54	1.59	4.5	0.97	14.6	10.5
U	0.46	0.39	0.49	1.39	0.14	3.1	2.7
Σ ETR	135.67	106.87	121.49	241.43	59.62	184.77	148.1
Ca	3859	44883	29446	286	1429	9291	25658
(La/Sm) _N	1.7	1.59	1.5	1.75	1.46		
(Gd/Yb) _N	1.21	1.17	1.41	0.85	0.93		
(La/Yb) _N	2.18	1.77	2.25	1.45	1.56		
Eu/Eu*	0.8	0.68	0.85	0.63	0.71	0.65	0.71
Ce/Ce*	1.09	1.05	1.02	0.82	1.04		
(Nb/Nb) _{PM}	0.8	0.97	0.98	1.38	0.49		
(Nb/Th) _{PM}	0.87	0.98	1.05	1.3	0.47		
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4.19	4.48	4.19	6.79	2.68	3.32	4.32
Na ₂ O/K ₂ O	48.5	53.13	4.34	0.05	13.33	0.32	1.17
CaO + Na ₂ O	4.42	8.37	10.1	0.19	0.6	2.5	6.86
CIA	76.06	54.72	60.4	77.73	95.88	75.3	75.28
ICV	1.56	1.88	1.87	1.18	2.74	0.85	1.16
Th/U	3.78	3.24	3.95	3.24	6.93	4.71	3.63
La/Th	9.66	9.31	8.31	7.22	7.32	2.62	2.95
Ti	11690	11630	11211	2698	6475	5995	3887

* *Post Archean Australian Shale* - dados extraídos de Nancy & Taylor (1976)

** *Upper Continental Crust* - dados extraídos de Rudnick & Gao (2003)

6. Geocronologia

6.1. Resultados U-Pb

As análises U-Pb em zircão por LA-ICP-MS foram realizadas em quatro amostras: metadiorito (Tabela II.3; HVG-175) metandesito (Tabela II.4; HVG-158), no, no ms-chl-qz xisto (metagrauvaca) (Tabela II.5; HVG-156) e na amostra de qz-chl xisto feldspático (metagrauvaca) (Tabela II.6; metagrauvaca - HVG-11). Os dados obtidos pelos cristais de zircão de todas as amostras resultaram na construção de excelentes diagramas de concórdia para obtenção das idades. Até antes dos resultados de U-Pb e de geoquímica de rocha total, suspeitava-se de acordo com as descrições existentes da área que as últimas duas amostras (HVG-156 e HVG-11) eram parte da mesma sequência de rochas vulcânicas Arqueanas. A idade de cristalização magmática obtida para a amostra de metadiorito (Figura II.8-A) foi de 2.962 ± 6.6 Ma e para o metandesito de 2.975 ± 3.9 Ma (Figura II.8-B).

O resultado de U-Pb da amostra HVG-156 (ms-chl-qz xisto) apresenta uma única população de zircões Arqueanos com idade 2.975 ± 7.8 Ma e a amostra HVG-11 (qz-chl xisto feldspático) localizada a 600 m da amostra HVG-156 apresentou duas populações de zircões com idades diferentes, onde a mais antiga apresenta idade concordante de 2.980 ± 9.8 Ma sendo essa a população predominante (20 zircões) e a mais nova de 2.157 ± 15 Ma registrada em 6 zircões (Figura II.8-D). Zircões analisados que não foram utilizados no cálculo da idade apresentaram valores de discordância muito elevados (>10) ou graficamente formaram elipses muito grandes e distantes da maior concentração e em alguns casos foram descartados pelo elevado erro analítico dada a presença de muito chumbo comum.

Um critério comumente empregado para distinção entre zircão magmático e zircão metamórfico é dado pela razão Th/U. Zircões afetados por eventos metamórficos exibem valores baixos para a razão Th/U (~ 0.1) (Hidaka *et al.*, 2002; Rubatto, 2002). Para zircões de origem ígnea esses valores costumam ser de 0.4 – 1.0 (Hoskin *et al.*, 2000; Hoskin & Schaltegger, 2003). Os valores médios da razão Th/U para os zircões analisados são de 0.6 (HVG-158), 0.9 (HVG-175), 0.4 (HVG-156) e de 0.4 para os zircões paleoproterozóicos e 0.5 para os zircões arqueanos da amostra HVG-11. Tais valores indicam que os valores de Th e U não foram afetados pelo metamorfismo da região.

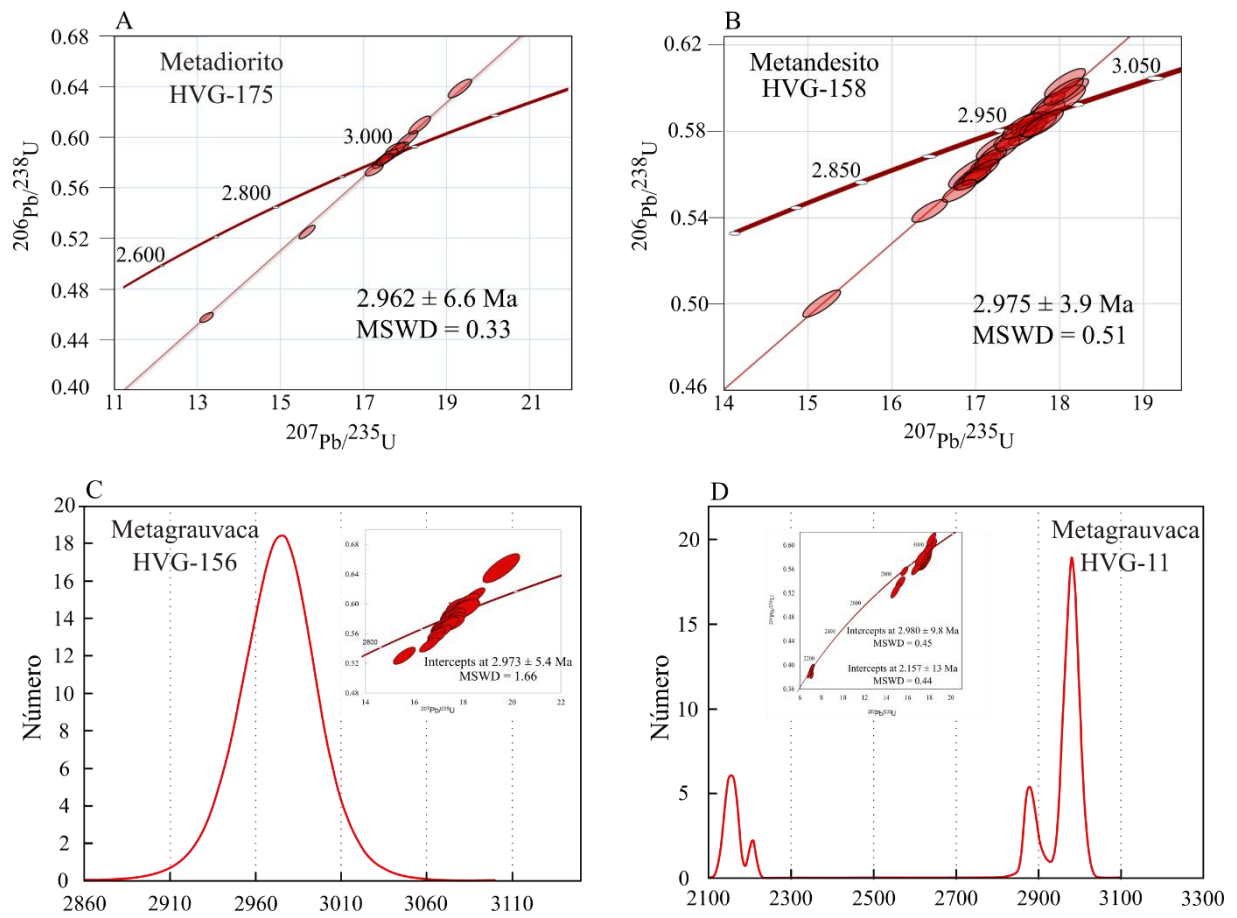


Figura II.8 Resultados das análises de U-Pb em zircão por LA-ICP-MS das rochas metavulcânicas e metassedimentares da porção leste do Greenstone belt Serra de Santa Rita. (A) Idade obtida para o metadioritos (amostra HVG-175) e (B) idade obtida para o metandesitos (amostra HVG-158). (C) Histograma apresentando população única para a amostra HVG-156 com idade Mesoarqueana (2.97 Ga). (D) Histograma apresentando duas populações principais de idades para a metagrauvaca (HVG-11) com picos principais em 2.98 e 2.15 Ga.

Tabela II.3 Dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS do metadiorito (amostra HVG-175)

Spot	f 206* (%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age (Ma)	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	2s abs	Discordant (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	Error correlation
ZR3	0.01	1.34	2715	31	2945	10	7.79	0.21514	0.32	0.5238	0.70	15.538	0.85	0.816
ZR5B	0.10	1.17	3022	40	2968	14	-1.79	0.21833	0.44	0.5980	0.83	18.002	1.01	0.821
ZR8N	0.12	1.16	2924	26	2961	16	1.23	0.21727	0.51	0.5740	0.56	17.197	0.84	0.665
018-ZR9	0.01	0.94	2958	26	2962	13	0.14	0.21746	0.41	0.5822	0.55	17.459	0.78	0.704
ZR16B	0.28	1.17	2418	22	2890	17	16.34	0.20800	0.53	0.4551	0.56	13.052	0.85	0.653
ZR17	0.10	0.96	3186	39	2975	15	-7.11	0.21916	0.47	0.6393	0.78	19.319	0.98	0.793
ZR20	0.01	0.95	3069	38	2966	15	-3.47	0.21794	0.48	0.6096	0.79	18.320	0.99	0.793
ZR21	0.05	0.98	2952	31	2959	14	0.24	0.21701	0.43	0.5807	0.66	17.376	0.87	0.757
ZR30	0.00	1.17	2969	28	2963	17	-0.20	0.21765	0.52	0.5850	0.58	17.559	0.86	0.671
ZR34	0.01	0.93	2989	32	2972	18	-0.60	0.21876	0.56	0.5900	0.68	17.797	0.96	0.709
ZR36	0.01	1.13	2992	27	2964	19	-0.95	0.21774	0.61	0.5907	0.56	17.735	0.91	0.623
Dados não utilizados no cálculo da idade														
ZR6	0.18	0.63	2889	35	2936	32	1.59	0.21398	1.01	0.5655	0.74	16.686	1.30	0.570
ZR16N	0.01	0.99	2967	26	2987	17	0.68	0.22092	0.53	0.5845	0.55	17.805	0.85	0.648
ZR23	0.01	1.15	2923	26	2973	17	1.67	0.21897	0.54	0.5738	0.56	17.326	0.86	0.649
ZR24	0.01	0.87	2947	33	2978	23	1.04	0.21959	0.71	0.5795	0.69	17.546	1.06	0.655
ZR25	0.01	1.30	3054	41	2968	48	-2.92	0.21821	1.52	0.6060	0.85	18.235	1.78	0.479
ZR26	0.17	0.90	2991	51	2961	30	-1.01	0.21730	0.92	0.5903	1.07	17.687	1.46	0.733
ZR27	0.00	1.26	3037	37	2984	22	-1.77	0.22041	0.70	0.6017	0.76	18.286	1.10	0.691
ZR31	0.02	0.50	3067	43	2950	23	-3.96	0.21586	0.72	0.6092	0.89	18.134	1.20	0.739
ZR1	0.03	1.18	3057	48	2986	45	-2.36	0.22075	1.40	0.6066	0.99	18.465	1.76	0.565
ZR4	0.04	0.92	2679	45	2904	35	7.76	0.20979	1.09	0.5152	1.03	14.903	1.55	0.664
ZR8B	0.24	0.64	2486	35	2858	16	13.00	0.20388	0.50	0.4706	0.85	13.229	1.06	0.807
ZR13	0.03	1.00	3274	67	3016	16	-8.56	0.22493	0.49	0.6619	1.31	20.529	1.44	0.906
ZR22	0.14	0.91	2823	63	2991	28	5.63	0.22147	0.86	0.5494	1.38	16.779	1.67	0.827
ZR29	0.03	0.35	2354	35	2855	28	17.57	0.20362	0.85	0.4407	0.89	12.373	1.29	0.691
ZR32	0.61	1.31	2716	58	2994	29	9.28	0.22185	0.91	0.5241	1.31	16.031	1.64	0.801
ZR2N	0.06	1.20	3123	97	2992	45	-4.36	0.22158	1.40	0.6232	1.96	19.041	2.44	0.804
ZR2B	0.12	0.84	2889	99	2975	33	2.89	0.21927	1.04	0.5655	2.12	17.099	2.39	0.888
ZR5N	0.12	1.30	2750	32	2903	54	5.26	0.20968	1.67	0.5321	0.72	15.385	1.85	0.386

ZR7	0.10	1.16	2832	32	2948	62	3.93	0.21561	1.94	0.5517	0.70	16.404	2.10	0.332
ZR10	0.01	0.97	2957	25	2980	72	0.79	0.21992	2.26	0.5819	0.54	17.646	2.35	0.228
ZR11	0.01	0.86	2997	27	2972	41	-0.83	0.21884	1.29	0.5919	0.57	17.860	1.46	0.388
ZR12	0.01	1.02	3011	24	2966	34	-1.51	0.21798	1.05	0.5953	0.51	17.892	1.22	0.416
ZR14	0.01	0.83	2935	27	2960	39	0.83	0.21713	1.22	0.5767	0.57	17.265	1.39	0.408
ZR15	0.05	0.65	3083	82	2995	21	-2.94	0.22198	0.65	0.6133	1.67	18.772	1.84	0.912
ZR18	0.02	0.83	3183	214	2852	60	-11.60	0.20324	1.88	0.6386	4.30	17.895	4.70	0.914
ZR19	0.13	0.98	3192	58	2988	45	-6.82	0.22102	1.42	0.6408	1.14	19.528	1.86	0.615
ZR28	0.05	0.60	2141	63	2814	24	23.91	0.19846	0.73	0.3939	1.74	10.779	1.92	0.905
ZR33	0.01	0.94	2917	35	2968	78	1.72	0.21823	2.46	0.5722	0.75	17.217	2.60	0.290
ZR35	0.04	0.90	2747	37	2933	70	6.36	0.21361	2.18	0.5312	0.82	15.647	2.36	0.348

Tabela II.4 Dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS do metadesito (amostra HVG-158)

Spot	f 206* (%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age (Ma)	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	2s abs	Discordant (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	Error correlation
ZR1	0.0081	0.603	2953	30	2981	11	0.93	0.22004	0.34	0.5811	0.64	17.633	0.82	0.79
ZR2N	0.0108	0.705	3023	33	2977	11	-1.55	0.21952	0.33	0.5984	0.69	18.112	0.85	0.81
ZR2B	0.0160	0.480	2609	36	2975	13	12.28	0.21916	0.40	0.4990	0.85	15.078	1.01	0.84
ZR3	0.0087	0.723	3002	29	2968	9	-1.15	0.21825	0.28	0.5931	0.61	17.849	0.77	0.80
ZR4	0.0107	0.720	2939	30	2969	12	1.01	0.21843	0.36	0.5776	0.64	17.398	0.82	0.78
ZR5	0.0088	0.784	2889	26	2975	10	2.89	0.21916	0.30	0.5653	0.56	17.084	0.73	0.76
ZR6	0.0064	0.374	2889	27	2977	9	2.96	0.21949	0.27	0.5654	0.59	17.111	0.75	0.79
ZR7	0.0126	0.557	2794	30	2975	14	6.09	0.21921	0.43	0.5425	0.66	16.398	0.87	0.76
ZR8	0.0162	0.588	2976	41	2977	19	0.03	0.21949	0.58	0.5867	0.87	17.756	1.11	0.78
ZR9	0.0127	0.497	3041	36	2961	13	-2.70	0.21728	0.41	0.6027	0.74	18.056	0.92	0.80
ZR11	0.0095	0.426	2869	29	2977	10	3.64	0.21954	0.32	0.5605	0.62	16.969	0.79	0.79
ZR12	0.0054	0.673	2964	28	2972	13	0.27	0.21888	0.42	0.5839	0.60	17.622	0.82	0.73
ZR13	0.0132	0.459	2919	34	2966	15	1.57	0.21797	0.48	0.5728	0.73	17.216	0.95	0.77
ZR14	0.0082	0.561	2946	32	2982	12	1.22	0.22024	0.36	0.5794	0.69	17.596	0.86	0.80
ZR16	0.0154	0.478	2871	43	2972	19	3.41	0.21883	0.59	0.5610	0.93	16.929	1.16	0.80
ZR17	0.0072	0.603	2858	30	2980	15	4.11	0.21991	0.46	0.5578	0.66	16.915	0.89	0.75
ZR18	0.0102	0.636	3005	43	2978	21	-0.89	0.21966	0.66	0.5938	0.89	17.986	1.17	0.76
ZR19	0.0094	0.521	2910	37	2975	16	2.20	0.21925	0.49	0.5705	0.78	17.247	0.99	0.79
ZR20	0.0043	0.748	2896	27	2975	11	2.65	0.21923	0.35	0.5672	0.57	17.145	0.77	0.75

ZR21	0.0046	0.705	2855	26	2981	11	4.23	0.22010	0.35	0.5572	0.57	16.912	0.77	0.75
ZR22	0.0125	0.532	2936	34	2977	16	1.38	0.21949	0.50	0.5768	0.72	17.458	0.95	0.76
ZR23	0.0074	0.522	2869	34	2982	10	3.77	0.22015	0.32	0.5606	0.74	17.019	0.88	0.83
ZR25	0.0059	0.681	3024	34	2970	11	-1.81	0.21857	0.35	0.5985	0.71	18.039	0.87	0.81
ZR26	0.0103	0.574	2960	29	2985	14	0.84	0.22059	0.44	0.5828	0.62	17.726	0.85	0.73
ZR27	0.0089	0.899	2833	29	2982	11	5.00	0.22023	0.35	0.5520	0.63	16.762	0.81	0.78
ZR29	0.0139	0.462	2959	33	2967	15	0.28	0.21818	0.46	0.5825	0.70	17.525	0.91	0.77
ZR30	0.0059	0.752	2963	35	2988	13	0.84	0.22107	0.41	0.5836	0.74	17.790	0.92	0.80

Dados não utilizados no cálculo da idade

ZR10	0.0123	0.448	2771	30	2962	18	6.45	0.21741	0.56	0.5369	0.68	16.097	0.96	0.71
ZR15	0.0105	0.521	2832	28	2992	16	5.34	0.22153	0.49	0.5517	0.62	16.852	0.87	0.71
ZR24	0.0069	0.719	2801	38	2999	15	6.61	0.22254	0.46	0.5442	0.83	16.699	1.02	0.82
ZR28	0.0150	0.476	2939	38	2994	19	1.83	0.22186	0.60	0.5777	0.80	17.674	1.07	0.75

Tabela II.5 Dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS em metagrauvaca (amostra HVG-156)

Spot	f 206* (%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age (Ma)	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	2s abs	Discordant (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	Error correlation
038-ZR30	0.0001	0.425	2931	35	2992	29	2.05	0.22159	0.92	0.5756	0.74	17.588	1.23	0.60
031-ZR23	0.0107	0.406	2815	33	2990	16	5.85	0.22130	0.49	0.5476	0.72	16.712	0.95	0.76
033-ZR25	0.0077	0.427	2853	27	2989	17	4.57	0.22120	0.53	0.5567	0.59	16.980	0.87	0.67
037-ZR29	0.0068	0.522	2951	29	2989	25	1.27	0.22108	0.79	0.5805	0.62	17.695	1.07	0.58
034-ZR26	0.0152	0.394	2921	36	2988	19	2.24	0.22093	0.58	0.5731	0.76	17.459	1.03	0.74
015-ZR11	0.0379	0.436	2935	31	2987	19	1.76	0.22090	0.60	0.5766	0.66	17.562	0.96	0.68
005-ZR3	0.0486	0.352	3004	47	2987	33	-0.59	0.22083	1.03	0.5937	0.97	18.078	1.47	0.67
035-ZR27	0.0099	0.455	2886	30	2986	20	3.35	0.22076	0.63	0.5648	0.65	17.192	0.98	0.66
007-ZR5	0.0057	0.639	3021	27	2982	11	-1.29	0.22022	0.34	0.5977	0.57	18.151	0.76	0.75
008-ZR6	0.0133	0.455	3023	30	2981	16	-1.42	0.21999	0.50	0.5983	0.63	18.150	0.88	0.71
006-ZR4	0.0087	0.581	2962	28	2977	13	0.51	0.21954	0.40	0.5833	0.58	17.657	0.80	0.73
003-ZR1	0.0173	0.422	3075	37	2977	16	-3.27	0.21954	0.48	0.6111	0.76	18.501	0.98	0.78
030-ZR22	0.0149	0.423	2874	27	2977	16	3.44	0.21948	0.49	0.5619	0.59	17.005	0.85	0.69
024-ZR20	0.0172	0.354	2969	33	2977	22	0.24	0.21944	0.69	0.5851	0.70	17.703	1.05	0.67
029-ZR21	0.0086	0.462	2880	27	2976	15	3.24	0.21935	0.46	0.5631	0.59	17.033	0.83	0.70
010-ZR8	0.0173	0.437	3221	61	2975	29	-8.28	0.21922	0.90	0.6482	1.21	19.595	1.55	0.78

004-ZR2	0.0173	0.466	3010	37	2974	16	-1.20	0.21914	0.50	0.5951	0.78	17.982	1.00	0.78
023-ZR19	0.0164	0.464	3050	33	2972	22	-2.61	0.21888	0.67	0.6050	0.67	18.260	1.02	0.66
032-ZR24	0.0093	0.373	2912	32	2972	19	2.02	0.21879	0.59	0.5709	0.69	17.224	0.98	0.70
018-ZR14	0.0135	0.448	3024	30	2971	14	-1.79	0.21868	0.44	0.5986	0.62	18.051	0.85	0.73
009-ZR7	0.0441	0.679	2904	31	2969	14	2.21	0.21843	0.43	0.5690	0.66	17.137	0.87	0.76
011-ZR9	0.0041	0.752	3049	27	2963	15	-2.91	0.21760	0.46	0.6048	0.56	18.148	0.82	0.69
019-ZR15	0.0088	0.473	3016	26	2962	15	-1.81	0.21751	0.46	0.5965	0.54	17.892	0.80	0.68
017-ZR13	0.1349	0.396	2924	36	2962	17	1.29	0.21743	0.53	0.5738	0.77	17.205	1.01	0.76
016-ZR12	0.0327	0.476	2977	33	2961	16	-0.52	0.21739	0.51	0.5869	0.69	17.593	0.93	0.74
022-ZR18	0.0139	0.481	2975	30	2959	20	-0.54	0.21712	0.62	0.5865	0.62	17.560	0.95	0.65
021-ZR17	0.0159	0.448	2995	29	2953	19	-1.43	0.21619	0.61	0.5913	0.61	17.626	0.93	0.65
020-ZR16	0.0201	0.397	3029	30	2945	18	-2.86	0.21513	0.55	0.5997	0.62	17.790	0.91	0.68
012-ZR10	0.0452	0.443	2755	39	2934	21	6.08	0.21370	0.66	0.5333	0.86	15.715	1.15	0.75

Dado não utilizado no cálculo da idade

036-ZR28	0.0087	0.404	2527	25	2946	23	14.22	0.21536	0.72	0.4800	0.59	14.255	1.01	0.59
----------	--------	-------	------	----	------	----	-------	---------	------	--------	------	--------	------	------

Tabela II.6 Dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos por LA-MC-ICP-MS em metagrauvaca (amostra HVG-11)

Spot	f 206* (%)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age (Ma)	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	2s abs	Discordant (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	Error correlation
ZR18	0.0058	0.446	2897	29	3008	23	3.70	0.22376	0.72	0.5673	0.63	17.503	1.03	0.61
ZR14	0.0146	0.479	2920	38	2997	19	2.55	0.22218	0.58	0.5730	0.81	17.555	1.07	0.76
ZR19	0.0215	0.538	2920	48	2996	35	2.52	0.22210	1.11	0.5731	1.02	17.550	1.55	0.66
ZR16	0.0174	0.452	2955	37	2995	23	1.35	0.22198	0.71	0.5814	0.78	17.797	1.12	0.70
ZR30	0.0085	0.424	2892	31	2989	18	3.24	0.22108	0.56	0.5661	0.66	17.258	0.94	0.70
ZR11	0.0205	0.734	2926	39	2987	27	2.02	0.22082	0.85	0.5745	0.82	17.493	1.24	0.67
ZR28	0.0170	0.444	2920	29	2983	23	2.10	0.22033	0.72	0.5731	0.63	17.411	1.02	0.61
ZR29	0.0110	0.480	2928	30	2983	18	1.83	0.22030	0.57	0.5750	0.64	17.466	0.94	0.69
ZR24	0.0181	0.435	3022	40	2983	26	-1.31	0.22026	0.82	0.5979	0.83	18.160	1.22	0.68
ZR27	0.0141	0.402	2893	27	2980	16	2.94	0.21996	0.50	0.5663	0.57	17.177	0.84	0.68
ZR17	0.0169	0.616	2982	31	2977	23	-0.17	0.21946	0.73	0.5881	0.65	17.798	1.04	0.62
ZR21	0.0304	0.537	2919	43	2975	30	1.87	0.21919	0.95	0.5728	0.92	17.311	1.37	0.67
ZR9	0.0117	0.722	3000	29	2973	18	-0.90	0.21898	0.55	0.5926	0.61	17.893	0.90	0.68
ZR8	0.0224	0.472	2915	29	2972	19	1.94	0.21888	0.60	0.5717	0.61	17.255	0.93	0.66

ZR4	0.0471	0.837	2871	36	2964	20	3.14	0.21776	0.62	0.5610	0.78	16.846	1.06	0.73
ZR1	0.0140	0.513	3064	36	2959	16	-3.56	0.21706	0.49	0.6086	0.73	18.215	0.96	0.77
ZR2	0.0226	0.657	2939	40	2955	22	0.53	0.21648	0.67	0.5776	0.85	17.242	1.14	0.74
ZR6	0.0296	0.613	2776	33	2886	25	3.81	0.20751	0.76	0.5383	0.74	15.403	1.12	0.66
ZR23	0.0061	0.305	2720	42	2882	21	5.60	0.20694	0.64	0.5250	0.95	14.980	1.20	0.79
ZR26	0.0094	0.772	2852	25	2870	17	0.63	0.20550	0.52	0.5566	0.55	15.771	0.85	0.65
ZR25	0.0086	0.634	2107	20	2207	17	4.51	0.13837	0.50	0.3867	0.55	7.378	0.83	0.66
ZR13	0.0088	0.266	2165	23	2165	17	0.00	0.13510	0.50	0.3992	0.62	7.436	0.88	0.71
ZR20	0.0063	0.323	2150	20	2164	28	0.64	0.13496	0.82	0.3958	0.55	7.366	1.06	0.52
ZR22	0.0164	0.281	2147	39	2155	29	0.38	0.13429	0.84	0.3952	1.07	7.317	1.41	0.76
ZR7	0.0115	0.321	2137	24	2149	19	0.56	0.13386	0.54	0.3931	0.65	7.257	0.93	0.70
ZR10	0.0242	0.518	2117	23	2141	23	1.12	0.13320	0.65	0.3887	0.64	7.138	0.99	0.65

Dados não utilizados no cálculo da idade

ZR15	0.0029	0.264	2900	25	2904	45	0.13	0.20982	1.41	0.5682	0.53	16.440	1.55	0.34
ZR5	0.0560	0.408	2621	31	2896	87	9.47	0.20872	2.73	0.5018	0.73	14.442	2.85	0.26
ZR3	0.0351	1.064	1833	27	2117	22	13.42	0.13142	0.64	0.3289	0.85	5.960	1.13	0.76
ZR12	0.0565	0.352	1925	39	2290	36	15.94	0.14523	1.05	0.3480	1.16	6.970	1.61	0.72

6.2. Resultados Sm-Nd

Neste trabalho foram realizadas análises isotópicas de Sm-Nd de rocha total nas mesmas amostras que foram submetidas para análise U-Pb (Tabela II.7). Para as rochas metavulcânicas, o metadiorito (HVG-175) apresenta $T_{dm} = 2,90$ Ga com idade de cristalização magmática $2.962 \pm 6,6$ Ma e valor de ϵ_{Nd} 2,49 para $(t) = 2.962$ Ma e o metandesito (HVG-158) apresenta $T_{dm} = 3,13$ Ga com idade de cristalização magmática de $2.975 \pm 3,9$ Ma e valor de ϵ_{Nd} -0.01 para $(t) = 2.975$ Ma. Para as rochas metassedimentares (metagrauvas) utilizou-se a idade obtida pela melhor concórdia U-Pb com idade aproximada de 2,15 Ga, idade máxima para sedimentação dessa sequência, onde a amostra HVG-11 apresenta $T_{dm} = 3,01$ Ga e valor de $\epsilon_{Nd} = -3,98$ para $(t) = 2,15$ Ga e a amostra HVG-156 apresenta $T_{dm} = 2,76$ e valor de $\epsilon_{Nd} = -1,74$ para $(t) = 2,15$ Ga.

Tabela II.7 Resultado das análises dos isótopos Sm-Nd para as rochas metavulcânicas (metadiorito e metandesito) e metassedimentares (metagrauvas) para as mesmas amostras que foram obtidas as idades U-Pb em zircão

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \pm 2\text{SE}$	$\epsilon_{Nd}(t)$	T_{DM} (Ga)	Rocha	$\epsilon_{Nd}(t)$	t (Ma)
HVG - 11	15.682	64.688	0.1465	0.511725	-17.81	3.01	Metagrauvas	-3.98	2.15 Ga
HVG - 156	8.046	32.686	0.1488	0.511871	-14.96	2.76	Metagrauvas	-1.74	2.15 Ga
HVG - 158	4.054	19.888	0.1232	0.511194	-28.18	3.13	Metandesito	-0.01	2.97 Ga
HVG - 175	3.403	15.990	0.1287	0.511143	-23.57	2.90	Metadiorito	2.41	2.96 Ga

7. Discussão

7.1. Ambiente tectônico

Os dados geoquímicos apresentados para as rochas metavulcânicas de composição basáltica, basalto-andesítico e andesitos apresentam assinaturas de rochas originadas em ambiente de arco vulcânico. No diagrama Nb/Yb *versus* Th/Yb (Figura II.9), o campo MORB – OIB representa o espectro dos basaltos que não possuem relação com zonas de subducção, enquanto paralelamente acima desse intervalo, estão destacados os campos referentes as rochas vulcânicas associadas a zonas de subducção e o intervalo de interação entre ambos os tipos de arcos vulcânicos (oceânico/continental). O valor médio da razão Nb/Yb para N-MORB é de 0,76 (Sun & McDonough, 1989). Para as rochas metavulcânicas máficas desse trabalho essa razão varia de 1,53 – 2,68, enquanto para as rochas metavulcânicas andesítica e basalto-andesíticas com típica assinatura de arco continental esses valores são mais elevados (Nb/Yb = 3,51 – 5,68). Algumas amostras se aproximam do campo de E-MORB, o que pode ser devido

a quantidade relativamente menor de Th em relação as demais, possivelmente pela atuação de processos de alteração secundária.

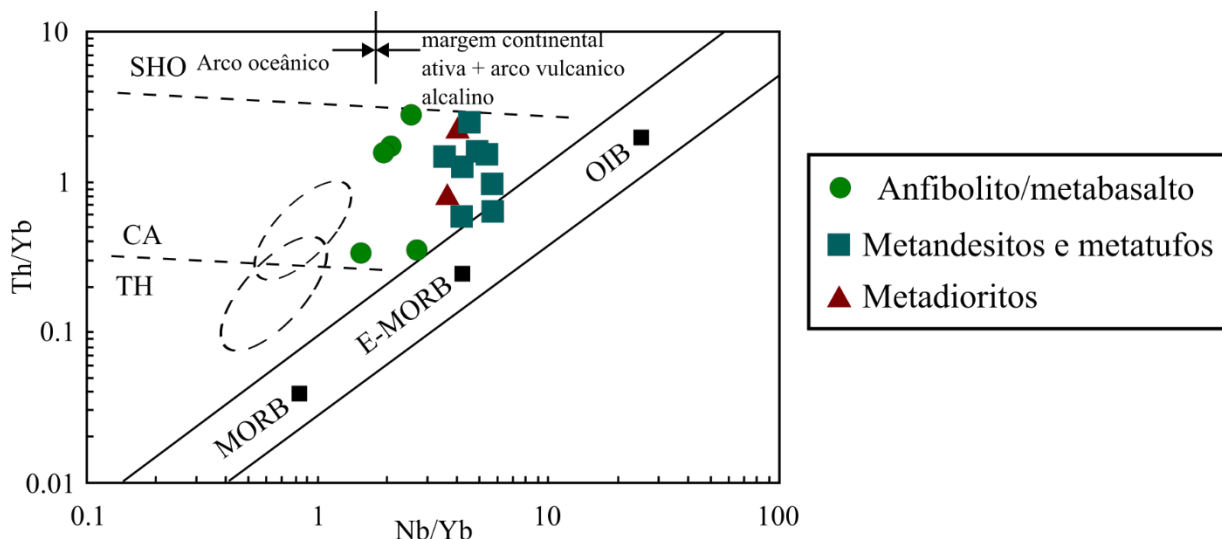


Figura II.9 Diagrama discriminante Nb/Yb versus Th/Yb (Pearce, 2008) para as rochas metavulcânicas da porção leste do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita. As amostras de rochas metavulcânicas são plotadas essencialmente no campo indicativo de arco vulcânico. Os campos separados por linhas pontilhadas são TH = toleítico, CA = calci-alcalino e SHO = shoshonítico de rochas associadas a margens convergentes. Os campos de linhas pontilhadas representam rochas fanerozóicas de arco (elipse inferior) e ante arco (elipse superior) de basaltos publicados em Metcalf and Shervais (2008).

7.2. Magmatismo Mesoarqueano na porção leste do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita

7.2.1. Identificação de basaltos enriquecidos em nióbio (NEB)

A descoberta de rochas com composição geoquímica distinta em alguns arcos vulcânicos modernos, como os adakitos e os basaltos enriquecidos em Nb, trouxe implicações petrogenéticas importantes para o entendimento da evolução geodinâmica das zonas de subducção modernas. Diversos *greenstone belts* arqueanos apresentam rochas vulcânicas com características geoquímicas similares (Polat, 2009), o que possibilita a comparação do ambiente geodinâmico de formação dos *greenstone belts* e com os análogos modernos.

Magmas formados em arcos de ilha possuem certas características geoquímicas distintas dos magmas dos demais ambientes tectônicos. Esses magmas geralmente são calci-alcalinos empobrecidos nos HFSE, possuem baixo conteúdo de TiO₂ e, quando normalizados ao manto primitivo, apresentam anomalias negativas de Nb e Zr (Sajona, 1996). O baixo conteúdo de HFSE, assim como as anomalias de Nb e Ti estão associadas à retenção destes elementos nos minerais residuais granada, hornblenda e óxidos de Fe-Ti (rutilo/ilmenita) durante a fusão ou desidratação da placa oceânica nas zonas de subducção (Defant & Drummond, 1990; Martin *et*

al 2005). Basaltos com composições atípicas para típicos basaltos de arcos vulcânicos foram documentados em arcos de ilhas modernos onde também foram descritos a existência de adakitos.

Esses basaltos são enriquecidos em HFSE, com baixa razão LILE/HFSE e ETRL/HFSE (Sajona et al., 1996) e com elevada concentração de Nb (> 20 ppm) (Reagan & Gill, 1989; Defant et al. 1991). Reagan & Gill (1989) e Defant *et al* (1991) definiram esses basaltos como basaltos de elevado conteúdo de Nb (*High Niobium Basalts* – HNB). Basaltos com assinatura geoquímica similar e conteúdo de Nb entre (7 – 16 ppm) foram classificados como basaltos enriquecidos em Nb (*Nb-enriched basalts* – NEB) por Sajona *et al* (1993, 1994). No diagrama TiO₂ versus P₂O₅ apenas as amostras DDH-13B e DDH-109 encontram-se inseridas no campo de basalto de arco de ilha, enquanto as demais encontram-se na transição ou no campo dos basaltos enriquecidos em Nb (NEB) (Figura II.100-A). Quanto a relação MgO versus Nb/La, as amostras encontram-se predominantemente no campo de basalto de arco tradicional (Figura II.100-B), possivelmente devido aos teores mais elevados de La das rochas máficas estudadas. No diagrama Nb versus Nb/U apenas uma amostra apresenta correspondência com NEB enquanto as demais são projetadas fora ou próximas do limite do campo do NEB (Figura II.100-C).

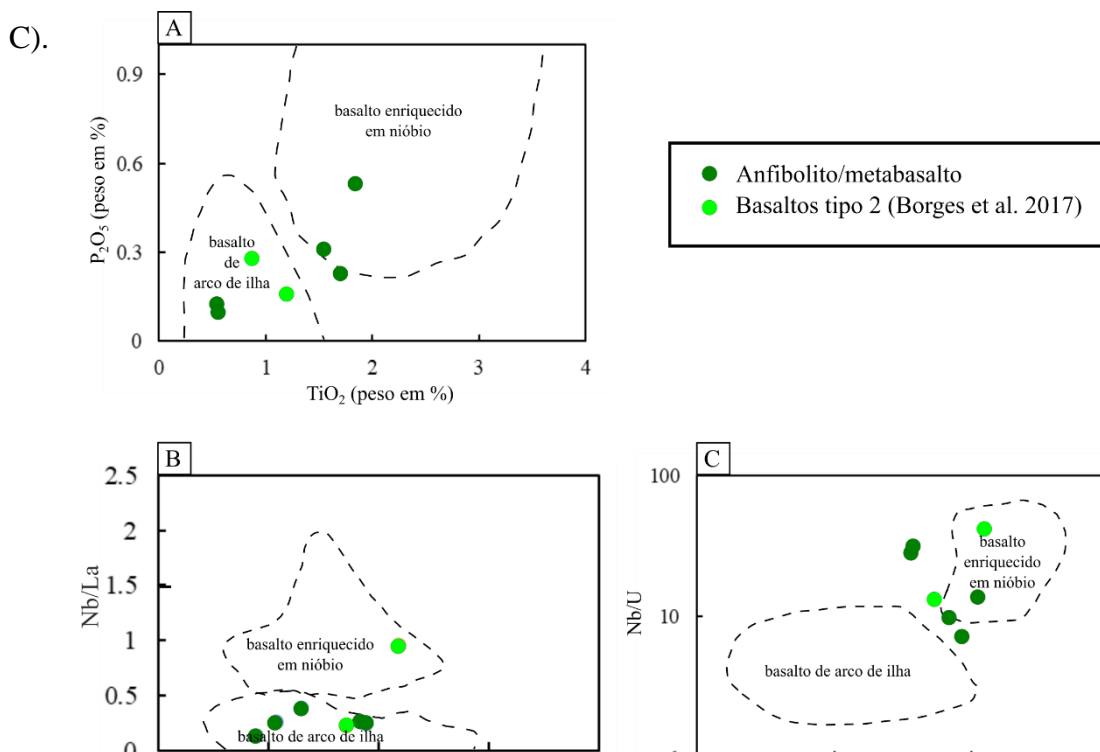


Figura II.10 Diagramas discriminantes para distinção entre basaltos enriquecidos em Nb (NEB) de basaltos de arcos vulcânicos clássicos. (A) Diagrama TiO₂ versus P₂O₅ (Defant *et al*, 1992). (B) Diagrama MgO versus Nb/La (Kapezhinskias *et al*, 1996). (C) Diagrama Nb versus Nb/U (Kepezhinskias *et al*, 1996). Os metabasaltos encontram-se inseridos predominantemente no campo de basalto de arco de ilha clássico no diagrama MgO versus Nb/La. No diagrama Nb versus Nb/U algumas amostras são projetadas no campo de NEB enquanto as demais encontram-se dispersas entre ambos os diagramas. No diagrama TiO₂ versus P₂O₅ as amostras HVG-13B e HVG-109 são projetadas no campo de basalto de arco de ilha clássico enquanto as demais encontram-se entre os dois campos e algumas no interior do campo de NEB. Amostras dos basaltos tipo 2 extraídas de Borges *et al*. (2017).

Borges et al. (2017) também identificaram basaltos enriquecidos em Nb na porção oeste do *greenstone belt* Serra de Santa Rita (Fig II.11)

Os metabasaltos da área de estudo apresentam afinidade magmática transicional enquanto as metavulcânicas intermediárias são predominantemente calci-alcalina e ambas apresentam padrão de ETRL enriquecido, além de anomalias negativas pronunciadas de Nb e Ti. Esse padrão de enriquecimento de terras raras leves e anomalias negativas de Nb e Ti é similar ao padrão encontrado para os basaltos de arco oceânico (Tatsumi *et al*, 1986; Tatsumi & Nakamura, 1986; Saunders *et al*, 1991; Pearce, 2008) e é similar ao padrão observados nos basaltos tipo 2 de Borges *et al* (2017) da porção oeste do *Greenstone belt* Serra de Santa Rita. As amostras de basaltos do tipo 2 de de Borges *et al*. (2017) foram plotadas em conjunto com os metabasaltos da área de estudo desse trabalho. Comparando os dois conjuntos nota-se a similaridade quanto ao conteúdo de Nb entre as amostras de basalto tipo 2 (5,3 – 12,2 ppm) e as amostras do presente trabalho (3,6 – 11 ppm), semelhante aos basaltos enriquecidos em Nb (NEB; $7 < \text{Nb} < 20$ ppm; Regan & Gill, 1989; Defant *et al*, 1992).

7.2.2. Associação das rochas de composição intermediária com adakitos modernos

O termo “adakito” foi originalmente designado para abranger rochas ou séries rochosas com atributos composicionais específicos que refletem um ambiente petrogenético determinado (Martin *et al*, 2005). Adakitos representam magmas de composição intermediária formados pela fusão de basaltos (anfíbolito/eclogito) de crosta oceânica subductada e que de maneira geral são compostos por SiO₂ (>56%), alto conteúdo de Na₂O (3,5–7,5%) correlacionado com valores baixos da razão K₂O/Na₂O (~0.42), alto conteúdo de Fe₂O₃+MgO+MnO+TiO₂ (~7%), Ni (24 ppm), Cr (36 ppm), com padrão de ETRL extremamente fracionado [(La/Yb)_N > 10] e baixo conteúdo de ETRP (Yb ≤ 1,8 ppm, Y ≤ 18 ppm) (Defant & Drummond, 1990; Martin *et al*, 2005). Uma proposta de subdivisão para os adakitos foi apontada levando em consideração o conteúdo de sílica, os adakitos de alta sílica (*High Silica Adakite-HSA*, SiO₂ > 60%) e os adakitos de baixa sílica (*Low Silica Adakite-LSA*, SiO₂ <60%) com características geoquímicas e petrogenéticas distintas (Martan & Moyen, 2003; Champion & Smithies, 2003; Martin *et al*, 2005). Além do alto conteúdo de sílica, os *HSA* são caracterizados pelo conteúdo de MgO (0,5 – 4%), CaO + Na₂O (<11%), Sr (<1.100 ppm) e TiO₂ (<0,9%).

As rochas de composição andesíticas apresentam SiO₂ (59,4–65,03%), Na₂O (2,87 – 5,44%), K₂O/Na₂O (~0,30), Ni (22 – 107 ppm), Cr (50 – 300 ppm), com fracionamento dos ETRL (La/Yb)_N = 6,60–14,91, baixo conteúdo de Yb (0,88–1,44 ppm) e Y (11,1–14,9 ppm), MgO (2,41–4,86%) e TiO₂ (0,52–0,7%), similar em diversos aspectos com as rochas

classificadas como adakitos de alta sílica (*HSA*). Utilizando os diagramas discriminantes clássicos para os adakitos (Defant & Drummond, 1990; Martin, 1987, 1999), as amostras aparecem inseridas no campo de classificação de adakitos (figura 12 – A-B). Nos diagramas de classificação de SiO_2 versus MgO e SiO_2 versus Nb (Martin *et al.*, 2005), as amostras de composição metandesítica desse estudo também são plotadas predominantemente nos campos de adakitos de alta sílica (*HSA*) (figura 12 – B-C). Ao comparar os dados da porção leste do *greenstone belt* Serra de Santa Rita com os metadioritos e andesitos da porção mais oeste do mesmo *greenstone belt*, obtidos por Borges *et al.* (2017) nota-se uma maior distinção nos metadioritos da porção oeste possuírem caráter predominantemente de LSA e por estarem plotados predominantemente no campo dos adakitos ao observar o diagrama $(\text{Yb})_N$ vs $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (Figura II.10-B)

Os dados geoquímicos apresentados tanto para os metabasaltos como para as metavulcânicas de composição intermediária (metandesitos e metatufos) e os metadioritos da indicam assinaturas de rochas originadas em ambiente de arco vulcânico (Figura II.10 e Figura II.7). Os dados isotópicos Sm-Nd, com $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ entre 0,01 e 2,41 e T_{DMs} muito próxima a idade de cristalização, indicam tratar-se de rochas juvenis. As similaridades entre os andesitos estudados e os adakitos modernos indicam que possivelmente os metandesitos estudados foram geradas por fusão de crosta oceânica em condições de gradiente geotérmico mais elevado. Os adakitos modernos são restritos às zonas de subducção que apresentam um fluxo de calor muito elevado, como no caso de subducção de placa oceânica nova. Tal situação é rara nos arcos magmáticos modernos, o que explica a escassez de adakitos em comparação à abundância do magmatismo cálcio-alcalino clássico. Entretanto, no mesoarqueano, a produção de calor na Terra era cerca de 3 a 4 vezes superior à atual, favorecendo a geração de magmas adakíticos.

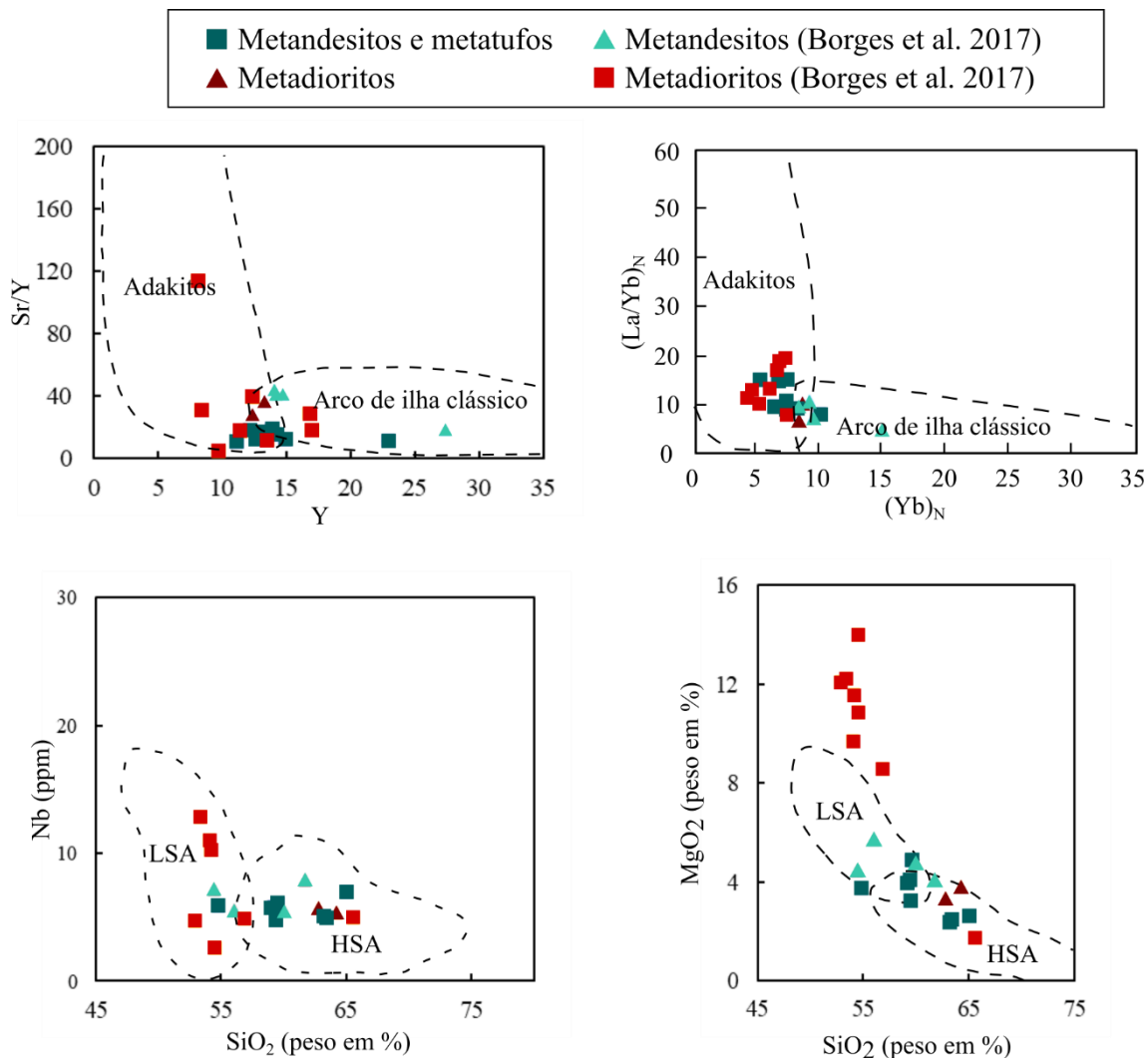


Figura II.11 Diagramas discriminantes de adakitos e arcos vulcânicos calci-alcálicos clássicos (A e B) e entre adakitos de alta sílica dos adakitos de baixa sílica (C e D) para as rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição andesítica e basalto-andesítica. (A) Diagrama Y versus Sr/Y (Defant & Drummond, 1990). (B) Y_N versus $(La/Yb)_N$ (Martin, 1987, 1999). (C) Diagrama SiO_2 versus MgO (Martin et al, 2005). (D) Diagrama SiO_2 versus Nb (Martin et al, 2005). As amostras encontram-se inseridas predominantemente dentro do campo dos adakitos nos diagramas Y versus Sr/Y e Y_N versus $(La/Yb)_N$. Nos diagramas de sílica versus Nb e sílica versus MgO (C e D) as amostras encontram-se preferencialmente no campo de adakitos de alta sílica. Dados publicados por Borges et al. (2017) de rochas pertencentes ao *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita foram plotadas nos mesmos diagramas.

7.3. Sequência de rochas metassedimentares

7.3.1. Intemperismo, grau de maturidade e retrabalhamento

A composição química de rochas sedimentares clásticas depende diretamente da composição da rocha-fonte dos sedimentos. No entanto, diversos processos, tais como intemperismo, erosão, diagênese e metamorfismo, tendem a afetar sua composição original (p.ex. Fedo *et al.*, 1995, 1996; McLennan *et al.*, 1993;). Portanto, assim como nas rochas vulcânicas e subvulcânicas estudadas, é importante analisar o efeito desses processos secundários na mobilidade dos elementos maiores, traços e na composição isotópica, antes de usá-los como uma ferramenta para identificar a proveniência sedimentar. Diversos autores

(p.ex. Condie *et al.*, 1991; Taylor & McLennan, 1985) estudaram o comportamento dos elementos químicos durante as etapas de deposição e fases de alteração secundária de rochas sedimentares. Sendo assim, atualmente, é amplamente aceito que a composição inicial (protólito), proveniência e ambiente tectônico de deposição das rochas metassedimentares clásticas podem ser determinadas observando os conteúdos (% em peso ou ppm) e padrões de elementos considerados imóveis, como Al, Ti, ETR, Y, Th, Nb, Zr, Hf, Ta e alguns *LILEs* (McLennan *et al.*, 1993; Nesbitt & Young, 1982, 1984). Entretanto, alguns índices, razões e diagramas são utilizados para quantificar os processos pós-deposicionais.

A utilização do índice de alteração química (*chemical index of alteration* - CIA) é uma forma de mensurar o grau de intemperismo das rochas sedimentares clásticas. Este índice de alteração é calculado seguindo esta equação: $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] * 100$, onde CaO* é o conteúdo de óxido de cálcio incorporado pelos minerais silicatados da rocha (Nesbitt & Young, 1982). Rochas sem alteração geralmente apresentam valores baixos de CIA (< 50), enquanto as mais alteradas possuem valores mais elevados (~ 100) (Nesbitt & Young, 1982; Li *et al.*, 2008). As rochas metassedimentares estudadas possuem valores de CIA que variam entre 52,53 – 76,06, com valor médio de 60,93 menor do que a do PAAS ($CIA_{PAAS} = 75,29$), sugerindo atuação relativamente fraca a moderada do intemperismo químico (Figura II.12– A). Outro índice importante bastante utilizado na avaliação de rochas sedimentares clásticas é o de variabilidade composicional (*index of compositional variability*; $ICV = [Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2] / Al_2O_3$), proposto por Cox *et al.* (1995). O ICV pode ser utilizado na determinação do grau de maturidade do material (maduro ou imaturo). Os valores do ICV são relativamente altos para as rochas metassedimentares estudadas ($ICV = 1,56 - 1,94$), com valor médio de 1,81, muito acima do valor obtido para o PAAS ($ICV = 0,84$), indicando um caráter de baixa maturidade (sedimento imaturo).

O diagrama triangular A-CN-K também é usado para auxiliar no entendimento dos processos intempéricos submetidos desde a área fonte dos sedimentos (Nesbitt & Young, 1982, 1984; Fedo *et al.*, 1995). Neste diagrama, os *trends* ideais de intemperismo estão paralelos a linha A-CN, possibilitando o uso para as rochas metassedimentares, projetando a regressão para a linha de junção dos feldspatos e, assim, sendo utilizado para delimitar a composição da fonte inferida (Fedo *et al.*, 1995). As amostras analisadas são projetadas alinhadas entre os vértices A-CN, próximas das linhas do tonalito (Figura II.12-B), sugerindo composições intermediárias (composição andesítica) para a área fonte dessas rochas.

Além disso, a baixa atuação dos processos de intemperismo e certo nível de retrabalhamento nas rochas metassedimentares da Formação Digo-Digo são evidenciadas também pelos valores da razão Th/U (Figura II.12– C). As amostras estudadas apresentam razão Th/U entre 3,24–3,95, semelhantes a crosta continental superior (3,5 - 4,0; McLennan *et al.*, 1993) com exceção da amostra HVG-9A2 que apresenta valor de Th/U = 6.92. Geralmente, amostras que foram submetidas a intenso intemperismo apresentam razões Th/U > 4,00 (McLennan *et al.*, 1993; Partin *et al.*, 2013).

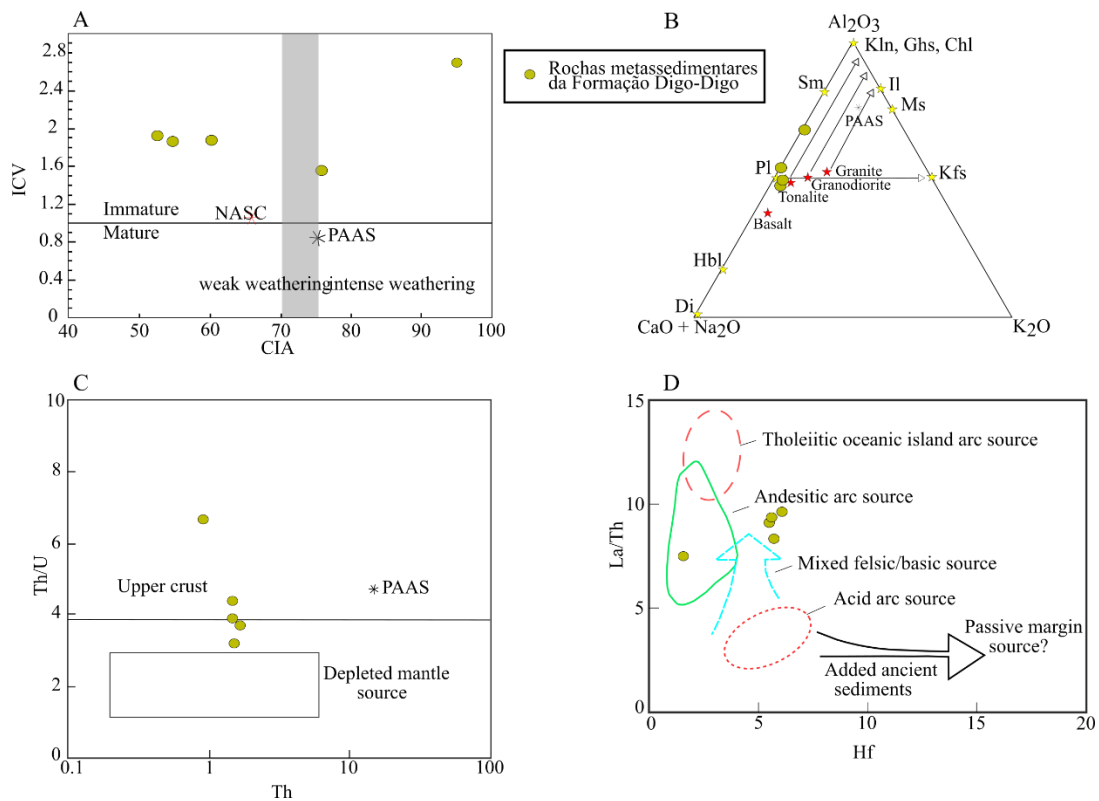


Figura II.12 (A) Diagrama CIA versus ICV (Nesbitt & Young, 1984; Cox *et al.*, 1995). (B) Diagrama Al_2O_3 -($CaO+Na_2O$)- K_2O (Nesbitt & Young, 1984; Fedo *et al.*, 1995). (C) Diagrama Th versus Th/U e (D) Diagrama Hf versus La/Th (Nesbitt & Young, 1984; Fedo *et al.*, 1995) para a sequência de rochas metassedimentares. Dados para composição do tonalito, granodiorito e basalto extraídos de Condie (1993). Valor para o padrão PAAS (*Post Archean Australian Shale* (Nance & Taylor, 1976). Abreviação dos minerais: Pl = plagioclásio; Kfs = feldspato potássico; Chl = clorita; Gi = gibbsita; Sm = esmectita; Ill = illita; Hbl = hornblenda; Ms = muscovita; Di = diopsídio.

O conteúdo de Hf e os valores da razão La/Th podem ser utilizados como indicadores da composição da área fonte para rochas sedimentares (Floyd & Leveridge, 1987). As amostras de ms-chl-qz xisto ao serem plotadas no Diagrama Hf *versus* La/Th (Floyd & Leveridge, 1987) caem próximas do campo de arco vulcânico andesítico, com provável contribuição de rochas máficas, indicando possível mistura de área fonte (Figura II.12– D). Os elementos Th, La, Sc e Zr apresentam comportamentos distintos na composição das rochas sedimentares, podendo refletir o ambiente tectônico no qual a bacia sedimentar foi formada (Bathia & Crook, 1986). Utilizando os diagramas discriminantes sugeridos por Bathia & Crook (1986) para as amostras

das rochas da sequência metassedimentares da área de estudo, sugere-se que as mesmas tenham sido formadas em um ambiente de arco de ilha oceânica (Figura II.13-A, B e C).

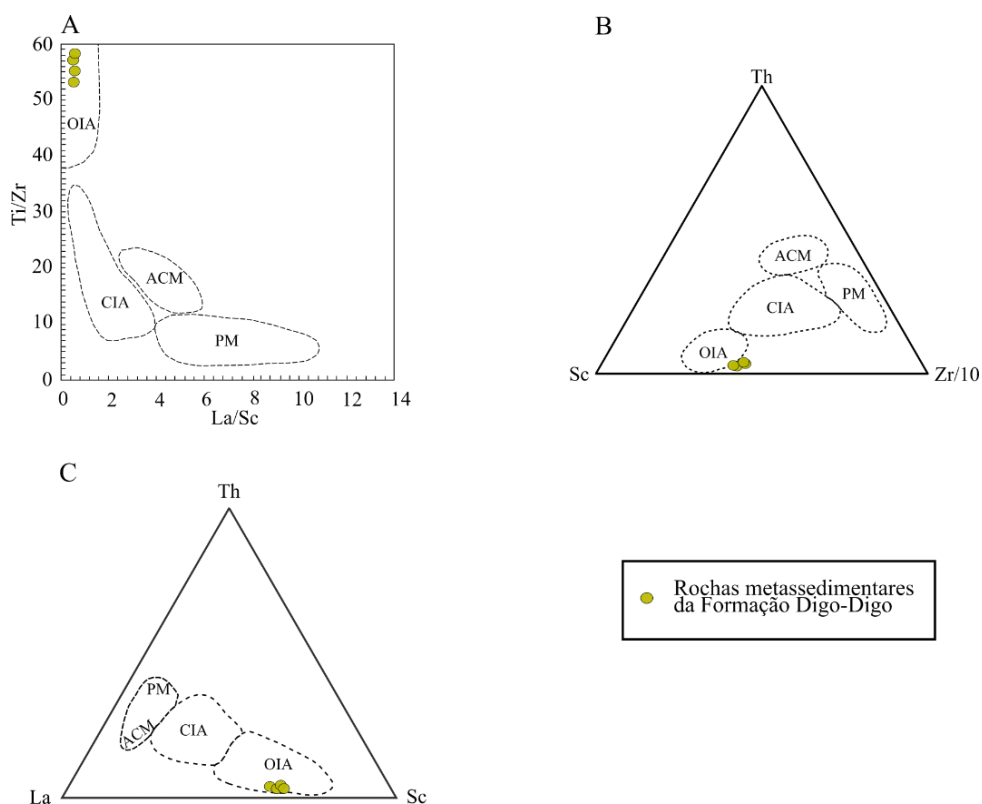


Figura II.13. Diagramas discriminantes utilizando elementos traços para ambiente tectônico (Bathia & Crook, 1986) da sequência de rochas metassedimentares. (A) Diagrama La/Sc versus Ti/Zr. (B) Diagrama Th-Sc-Zr/10. (C) Diagrama Th-La-Sc. As amostras das rochas metassedimentares ocupam preferencialmente o campo de arco de ilha oceânica. Siglas utilizadas: ACM = margem continental ativa; CIA = arco de ilha continental; PM = margem passiva; OIA = arco de ilha oceânica

Contudo, o resultado da análise U-Pb da amostra HVG-11 (metagrauvaca) apresenta maior quantidade de zircões Arqueanos (~2.9 Ga), sugerindo a participação das rochas vulcânicas mesoarqueanos como área fonte, em conjunto com outra população de zircão mais jovens (~2.1 Ga), sugerindo a contribuição de áreas fonte distintas para esses metassedimentos. Os dados isotópicos Sm-Nd das metagrauvacas indicam a presença de material com idades mais antigas do que a idade de sedimentação, conforme as idades T_{dm} de 2,76 - 3,01 (Tabela II.7).

7.4. Evolução tectônica do *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita

Os novos dados geocronológicos em conjunto com os dados disponíveis na literatura permitem um melhor entendimento sobre a evolução tectono-magmática do domínio Crixás-Goiás. As rochas metavulcânicas dos *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita apresentam idades Mesoarqueanas (2.97 – 2.96 Ga; Borges et al., 2017; este estudo), constatando que a porção sul do domínio representa a porção mais antiga de todo o domínio, tanto para os TTG's quanto para as rochas vulcânicas. Até o momento idades paleoproterozóicas eram exclusivas

dos *greenstone belts* da porção norte do Domínio Crixás-Goiás (Crixás, Pilar de Goiás e Guarinos), obtidos principalmente em estudos de proveniência sedimentar (Tassinari et al., 2006; Jost et al., 2008, 2010, 2012, 2014). O presente trabalho apresenta o primeiro dado geocronológico U-Pb com idades paleoproterozóicas (~2.15 Ga) obtidos em zircões das metagrauvacas aflorantes na confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho, anteriormente pertencentes a sequência de rochas metavulcânicas da Formação Digo-Digo.

As assinaturas geoquímicas das rochas metavulcânicas da Formação Digo-Digo, bem como os resultados geocronológicos para idade de cristalização magmáticas dessas rochas corroboram com o modelo petrogenético proposto por Borges *et al.* (2017) associando a origem dessas rochas ao ambiente de arco vulcânico Mesoarqueano. As assinaturas isotópicas de Sm-Nd das amostras datadas indicam que não houve contaminação crustal para as rochas metavulcânicas. Os novos dados geocronológicos U-Pb indicam que a sequência metassedimentar da região do Córrego Digo-Digo possui idade máxima de deposição < 2.2 Ga, com importante contribuição de área fonte Riacciana, indicando a existência de uma bacia sedimentar durante o Paleoproterozóico, cuja relação de contato entre essas rochas e as metavulcânicas ainda não está bem estabelecida, sendo inferidas neste trabalho como por falha de empurrão.

O Paleoproterozóico registra um importante episódio de evolução crustal caracterizado por um evento global de colisões orogênicas (Condie et al., 2000; Condie, 2002; Rogers & Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2002, 2004; Michael, 2007; Long *et al.*, 2012). O recente trabalho de Cordeiro & Oliveira (2017) retoma a discussão sobre o posicionamento do domínio Crixás-Goiás durante o evento de orogênese Riacciana, com novas evidências de que o Domínio Crixás-Goiás foi afetado por este evento. Dados U-Pb de cristalização magmática dessa época são encontrados de maneira pontual, apenas na porção norte do domínio, como em metabasaltos do *greenstone belt* Pilar de Goiás (Jost *et al.*, 2014), diques máficos que cortam a sequência metassedimentar do *greenstone belt* Crixás (Jost *et al.*, 2010), o Diorito Posselândia que intrude o Complexo Hidrolina (Jost *et al.*, 1993). Outros trabalhos direcionados a caracterização da sequência metassedimentar de Crixás, que hospeda um dos depósitos de ouro mais importante do estado do Goiás – Mina III em Crixás (Fortes *et al.*, 2003) apresenta resultados importantes relacionados a essa idade, principalmente como área fonte da sequência metassedimentar que hospeda os depósitos de ouros (Fortes *et al.*, 2003; Tassinari *et al.*, 2006; Jost *et al.*, 2008; Jost *et al.*, 2010).

8. Conclusões

- (1) Rochas arqueanas do tipo *greenstone belt* despertaram um grande interesse nas pesquisas dentro das geociências, na busca pelo avanço no entendimento das condições iniciais da dinâmica da Terra e sua evolução no decorrer do tempo. Além desse aspecto, diversos *greenstone belts* Arqueanos são responsáveis por importantes depósitos minerais ao redor do mundo, iniciando assim um consórcio de sucesso entre pesquisadores e a indústria de exploração mineral. Com a descoberta dos *greenstone belts* do Goiás na década de 70-80, houve um crescimento na investigação e reconhecimento tectono-estratigráfico dessas sequências nessa época, tendo sido enfraquecido com ao chegar na década de 90, onde já haviam sido descobertos os principais depósitos auríferos da região. Apenas em meados dos anos 2000 novos trabalhos foram realizados, dando ênfase nas rochas metassedimentares da porção superior dos *greenstones*, principalmente em Crixás, trazendo novas evidências da contribuição de rochas com idade paleoproterozóica para um cenário considerado estritamente Arqueano.
- (2) As rochas metavulcânicas pertencentes ao *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita possuem exemplares de textura ígnea preservada em determinadas localidades, próxima a região do Córrego Digo-Digo, nas proximidades da cidade de Goiás e possuem assinatura geoquímica de basalto, para as metamáficas e basalto-andesito a andesito para as rochas de composição intermediária, com razões Th/Yb vs Nb/Yb que indicam sua origem a um ambiente de arco de ilha Mesoarqueano.
- (3) Dos cinco *greenstone belts* que compõem o Domínio Crixás-Goiás, apenas o Serra de Santa Rita possui dados geocronológicos consistentes sobre o magmatismo que compõem a porção estratigráfica inferior, registrando idades entre 2.96 e 2.97 Ga. De acordo com as características petrográficas, geoquímica, geocronológica, bem como a relação de campo, as rochas expostas ao longo da confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho pertencem a uma sequência de rochas metassedimentares depositadas nos estudos de proveniência sedimentar tal sequência era equivocadamente associada às rochas metavulcânicas arqueanas. Os dados geoquímicos e isotópicos publicados neste trabalho apontam a existência de zircões detríticos em metagrauvas com dois picos principais de idades (2.15 Ga e 2.96 Ga) com valores de ϵ_{Nd} variando entre -4 e -1,7 e idades modelo que variam de

3,01 – 2,76 Ga, constatando a contribuição de rochas com idade inferior a 2.9 Ga na formação dessa sequência.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao apoio de toda equipe técnica dos laboratórios de laminação e de geocronologia da Universidade de Brasília e demais profissionais responsáveis pela administração e gestão do Instituto de Geociências. Os autores agradecem também o apoio logístico da empresa Orinoco Gold Ltda para realização dos trabalhos de campo e a disponibilização de dados geológicos. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Referências bibliográficas

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17 (1), 1–29.
- Anhaeusser, C.R., 2014. Archaean greenstone belts and associated granitic rocks - A review. *Journal of African Earth Sciences* 100, 684–732.
- Araújo Filho, J.O., 2000. The Pirineus Syhntaxis: an example of the intersection of two Brasiliano foldthrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 144–148.
- Baêta Júnior, J.D.A., Oliveira, C. C., Pinheiro, M. M., Andrade, R. S., Camargo, M. A., 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Escala 1:100.000, Folha SD.22-Z-C-V, Goiás. CPRM
- Bédard, J.H., 2018. Stagnant Lids and Mantle Overturns: Implications for Archaean Tectonics, Magma Genesis, Crustal Growth, Mantle Evolution, and the Start of Plate Tectonics. *Geosci. Front.*, v. 9, p -19 - 49
- Beghelli Junior, L.P., 2012. Charnockitos e ortognaisses da porção centro-oeste do Bloco Arqueano de Goiás: Dados geoquímicos e isotópicos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 87 pp.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Miner. Petrol.* 92, 181–193.
- Borges, C.C.A, Toledo, C.L.B., Silva, A.M., Chemale, F., Jost, H., Lana, C.C., 2017. Geochemistry and isotopic signatures of metavolcanic and metaplutonic rocks of the Faina and Serra de Santa Rita greenstone belts, Central Brazil: evidences for a Mesoproterozoic intraoceanic arc. *Precambrian Research*, v. 292, p 350-377.
- Brito-Neves, B.B. and Cordani, U.G., 1991 Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Res.*, v. 53, p. 23 – 40.
- Brito-Neves, B.B., Campos-Neto, M.C. and Fuck, R.A., (1999) From Rodinia to western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, v.22, p. 77 – 111.
- Champion, D.C., Smithies, R.H., 2003. Archaean granites. In: Blevin, P., Jones, M., Chappell, B. (Eds.), *Magma to Mineralisation: The Ishihara Symposium*. Geoscience, Australia, pp. 19– 24.
- Condie, K. C., 1981. Archean greenstone belts. Chapter 1 – Archean granite-greenstone terranes p. 1-44. *Developments in Precambrian Geology*. Elsevier Scientific Publishing Company. Vol. 3. 440 p.
- Condie, K.C., Wilks, M., Rosen, D.M., Zlobin, V.L., 1991. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan Series, eastern Anabar Shield, Siberia. *Precambrian Res.* 50, 37–47.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.* 104, 1–37.
- Condie, K.C., Des Marais, D.J., Abbott, D., 2000. Precambrian superplumes and supercontinents: a Record in Black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? *Precambrian Research* 106, 239–260.

- Condie, K.C., 2002. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent. *Gondwana Res.* 5, 41–43.
- Cordeiro, P. F. de O. & Oliveira, C. G., 2017. The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2 – 2.0 Ga continent wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research*, v. 298, p. 403 – 420.
- Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 2919–2940.
- Danni, J. C. M. 1988., Os *Greentone* Belts da Província Tocantins no estado de Goiás, Brasil. *RBG*, 18(4): 381-390.
- Danni, J.C.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A., 1981. Geologia da região da Serra da Santa Rita e Sequência Serra de Cantagalo. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, Anais, pp. 265–280.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of Young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662–665.
- Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C., Stewart, R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *J. Geol. Soc. (London)* 149, 569–579.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921–924.
- Floyd, P.A., Leveridge, B.E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscathobasin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *J. Geol. Soc. London* 144, 531–542.
- Fortes, P.T.F.O., Pimentel, M.M., Santos, R.V., Junges, S., 2003. Sm-Nd study of the Crixás greenstone belt, Brazil: implications for the age of deposition of the upper sedimentary rocks and associated Au mineralization. *J. S. Am. Earth Sci.* 16, 503–512.
- Fuck, R.A., Dantas, E.L, Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R.A., Laux, J.H., Junges, S.L., Soares, J.E.P., Praxedes, I.F., 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research* 244, 53–74.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S., Dantas E.L., 2016. The Northern Brasília Belt. In: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F. (eds) São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. p. 205 – 220.
- Furnes, H., Dilek, Y., de Wit, M.J., 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research* 27, 649-685.
- Galley, A.G., Hannington, M.D., and Jonasson, I.R., 2007, Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication no. 5*, p. 141–161.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72 (2), 19–245.

- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Gosselin, P., 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, pp. 407–450.
- Hidaka, H., Shimizu, H., Adachi, M., 2002. U-Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Palaeoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan: evidence for an Archean provenance. *Chem. Geol.* 187, 279–293.
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. Metamorph. Geol.* 18, 423–439.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of Zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.* 53, 27–62.
- Huston, D. L., Pehrsson, S., Eglinton, B. M., Zaw, K., 2014. The Geology and Metallogeny of Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Variations through Geologic Time and with Tectonic Setting. *Economic Geology*, v. 105, p. 571 – 591.
- Jost, H., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Danni, J.C., Heaman, L., 1993. Idade U-Pb do Diorito Posselândia, Hidrolina, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 23, 352–355.
- Jost, H., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Rancan, C.C., Rezende, D.B., Santos, E., Portela, J.F., Mattos, L., Chiarini, M.F.N., Oliveira, R.C., Silva, S.E., 2005. Geologia e geocronologia do Complexo Uvá, Bloco Arqueano de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 559–572.
- Jost, H., Dussin, I.A., Chemale Jr., F., Tassinari, C.C.G., Junges, S., 2008. U-Pb and Sm-Nd constraints for the Paleoproterozoic age of the metasedimentary sequences of the Goiás Archean greenstone belts. *South American Symposium on Isotope Geology*, 6, San Carlos de Bariloche, Argentina, Proceedings, 4 pp.
- Jost, H., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Tassinari, C.C.G., Martins, R., 2010. A U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, Central Brazil. *Ore Geol. Rev.* 37, 127–139.
- Jost, H., Rodrigues, V.G., Carvalho, N.J., Chemale Jr., F., Marques, J.C., 2012. Estratigráfica e geocronologia do greenstone belt de Guarinos, Goiás. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo 12 (2), 3–48.
- Jost, H., Chemale Jr., F., Fuck, R.A., Dussin, R.A., 2013. Uvá complex, the oldest orthogneisses of the Archean Paleoproterozoic terrane of central Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 47, 201–212.
- Jost, H., Carvalho, M.J., Rodrigues, V.G., Martins, R., 2014. Metalogênese dos greenstone belts de Goiás. In: Silva, M.G., Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Orgs.), *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*, Belo Horizonte, CPRM, pp. 141-168.
- Kepezhinkas, P., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1217–1229.
- Li, Q.G., Liu, S.W., Wang, Z.Q., Chu, Z.Y., Song, B., Wang, Y.B., Wang, T., 2008. Contrasting provenance of Late Archean metasedimentary rocks from the Wutai Complex, North China Craton: detrital zircon U-Pb, whole-rock Sm-Nd isotopic, and geochemical data. *Int. J. Earth Sci.* 97 (3), 443–458.
- Long, X.P., Sun, M., Yuan, C., Kröner, A., Hu, A.Q., 2012. Zircon REE patterns and geochemical characteristics of Paleoproterozoic anatectic granite in the northern Tarim

- Craton, NW China: implications for the reconstruction of the Columbia supercontinent. *Precambr. Res.* 222 (223), 474–487.
- Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot/Ex Version 3.00-A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel, No. 4. Berkeley Geochronological Center Special Publication, p. 70.
- Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.* 28 (5), 921–953.
- Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46 (3), 411–429.
- Martin, H., Moyen, J.-F., 2003. Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites. EGS-AGU-EUG joint meeting, Nice, April, VGP7-1FR2O-001.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1–24.
- Marques J.C., Jost H., Creaser R.A., Frantz J.C., Osório R.G., 2013. Age of arsenopyrite gold-bearing massive kenses of the Mina III and its implication on exploration, Crixás greenstone belt, Goiás, Brazil. In UFRGS, Simp. Bras. Metalongenia, 3, Gramado, Resumo em CD, 32 pgs.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geol. Soc. Am.* 284, 21–40.
- McNicoll, V., Goutier, J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Dion, C., Monecke, T., Legault, M., Percival, J., and Gibson, H., 2014, New U-Pb geochronology from the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Quebec: Implications for geological interpretations.
- Mercier-Langevin, P., Houlé, M.G., Dubé, B., Monecke, T., Hannington, M.D., Gibson, H.L., and Goutier, J. 2014. A special issue on Archean magmatism, volcanism, and ore deposits: Part 2. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Preface: *Economic Geology*, v. 109, p 1 – 9.
- Michael, B., 2007. Metamorphism, plate tectonics, and the supercontinent cycle. *Earth Sci. Front.* 14, 1–18.
- Moyen, J.F., Laurent, O., 2018. Archaean tectonic systems: a view from igneous rocks. *Lithos.* 302-303, 99–125.
- Nance, W. B., Taylor, S. R., 1976, Rare earth element patterns and crustal evolution-I. Australian post-Archean sedimentary rocks: *Geo-chim. Cosmochim. Acta*, v. 40, p. 1539-1551.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1423–1534.
- Ordóñez-Calderón, J. C., Polat, A., Fryer, B. J., Gagnon, J. E., Raith, J. G., Appel, P. W. U., 2008. Evidence of HFSE and REE mobility during calci-silicate metasomatism, Mesoarchean (~3075) Ivisaartoq greenstone belt, southern West Greenland. *Precambrian Research*, v. 161, p. 317 – 340.

- Partin, C.A., Lalonde, S.V., Planavsky, N.J., Bekker, A., Rouxel, O.J., Lyons, T.W., Konhauser, K.O., 2013b. Uranium in iron formations and the rise of atmospheric oxygen. *Chem. Geol.* 362, 82–90.
- Pearce, J. A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams, in Wyman, D.A. ed., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada, Short Course*, v. 12, p. 79 – 113.
- Pearce, J. A. 2005. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 6, Q07006.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R. (1972). *Sand and Sandstone* (Berlin: Springer-Verlag), 241p.
- Pimentel, M.M. & Fuck, R. A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20(4):375-379.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M., 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, pp. 195–230.
- Pimentel, M. M., Jost, H. Fuck, R. A., Armstrong, R. A., Dantas, E. L., Potrel, A. 2003. Neoproterozoic Anatexis of 2.9 Ga Old Granitoids in the Goiás-Crixás Archean Block, Central Brazil: Evidence from new SHRIMP U-Pb data and Sm-Nd isotopes. *Geologia USP. Serie Científica*, São Paulo, v. 3, p. 1 – 12.
- Pimentel, M.M., Jost, H., Fuck, R.A., 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Org.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca Produções Culturais Ltda., pp. 355–368.
- Polat, A., Hofmann, A.W., 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7– 3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precamb. Res.* 126, 197–218.
- Polat, A., Appel, P.W.U., Frei, R., Pan, Y., Dilek, Y., Ordonez-Calderon, J.C., Fryer, B., Hollis, J.A., Raith, J.G., 2007. Field and geochemical characteristics of the Mesoarchean (~3075 Ma) Ivisartoq greenstone belt, southern West Greenland: Evidence for seafloor hydrothermal alteration in a supra-subduction oceanic crust. *Gondwana Research* 11, 69–91.
- Polat, A., 2009. The geo chemistry of Neoproterozoic (ca. 2700 Ma) tholeiitic basalts, transitional to alkaline basalts, and gabbros, Wawa Subprovince, Canada: Implications for petrogenetic and geodynamic processes. *Precambrian Research*, v. 168, p, 83 – 105.
- Polat, A., Appel, P.W.U, Fryer, B., 2011. An overview of the geochemistry of Eoarchean to Mesoarchean ultramafic to mafic volcanic rocks, SW Greenland: implications for mantle depletion and petrogenetic processes at subduction zones in the early Earth. *Gondwana Research*, v 20, p, 255 – 283.

- Profumo, J.J.L., 1993. Alteração hidrotermal das rochas ultramáficas e máficas do greenstone belt de Goiás Velho (GO). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 143 pp.
- Queiroz, C.L., Jost, H., Silva, L.C., McNaughton, N.J., 2008. U–Pb SHRIMP and Sm–Nd geochronology of granite–gneiss complexes and implications for the evolution of the central Brazil Archean terrain. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 100–124.
- Regan, M.K., Gill, J.B., 1989. Coexisting calc-alkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanates in arc magma sources. *J. Geophys. Res.* 94, 4619–4633.
- Resende M.G., Jost H., Osborne G. A., Mol A G., 1998. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, Central Brazil: a new proposal. *RBG*, **28**:77-94.
- Resende M.G., Jost H., Lima B.E.M., Teixeira A.A., 1999. Proveniência e idades-modelo Sm–Nd de rochas siliciclásticas arqueanas dos greenstone belts de Faina e Santa Rita, Goiás. *RBG*, **29**:281-290.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Res.* 5, 5–22.
- Rogers, R., Ross, P.S., Goutier, J., Langevin, P.M., 2014. Using Physical Volcanology, Chemical Stratigraphy, and Pyrite Geochemistry for Volcanogenic Massive Sulfide Exploration: An Example from the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt. *Economic Geology*, v. 109, p 61-88.
- Ross, P.S., Bédard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *an. J. Earth Sci.* 46, 823–839.
- Ross., P-S, McNicoll., V. J., Debreil., J.-A. and Carr., P., 2014. Precise U-Pb Geochronology of the Matagami Mining Camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Stratigraphic Constraints and Implications for Volcanogenic Massive Sulfide Exploration: *Economic Geology*, v. 109, p 89 – 101.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* 184, 123–138.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*. Pergamon, Oxford, pp. 1–64.
- Sajona, F. C , Maury, R. C , Bellon, H., Cotten, J., Defant, M. J., Pubellier, M. & Rangin, C., 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology* 21, 1007-1010.
- Sajona, F. G., Bellon, H., Maury, R. C, Pubellier, M., Cotten, J. & Rangin, C., 1994. Magmatic response to abrupt changes in tectonic setting: Pliocene-Quaternary calc-alkaline lavas and Nb-enriched basalts of Leyte and Mindanao (Philippines). *Teclonophysics* 237, 47-72.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, J., Defant, M.J., 1996. High field strength elements enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *J. Petrol.* 37, 693–726.
- Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J., 1991. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. *Philosophical transactions: physical sciences and engineering. R. Soc. London* 335, 377–392.

- Sizova, E., Gerya, T., Brown, M., Stüwe, Kurt. 2018. What drives metamorphism in early Archean greenstone belts? Insights from numerical modeling. *Tectonophysics* 746, 587-601.
- Smithies, R.H., Ivanic, T.J., Lowrey, J.R., Morris, P.A., Barnes, S.J., Wyche, S., Lu, Y.J., 2018. Two distinct origins for Archean greenstone belts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 487, 106–116.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication 42. Blackwell Scientific Publication, UK, pp. 313–345.
- Tassinari, C.C.G., Jost, H., Santos, J.C., Nutman, A.P., Bennell, M.R., 2006. Pb and Nd isotope signatures and SHRIMP U-Pb geochronological evidence of paleoproterozoic age for Mina III gold mineralization, Crixás District, Central Brazil. 5th South American Symposium on Isotope Geology, Punta Del Este, Uruguay, Short Papers Volume pp. 527-529.
- Tatsumi, Y., Nakamura, N., 1986. Composition of aqueous fluid from serpentinite in the subducted lithosphere. *Geochem. J.* 20, 191–196.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 29, 293–309.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, p. 312.
- Taylor, B.E., Kemp, E., Grunsky, E., Martin, L. Maxwell, G. Rigg, D., Goutier, J. Lauzière, K. e Dubé, B., 2014. Three-Dimensional Visualization of the Archean Horne and Quemont Au-Bearing Volcanogenic Massive Sulfide Hydrothermal System, Blake River Group.
- Tomazzoli, E.R., 1985. *Geologia, Petrologia, deformação e potencial aurífero do greenstone belt de Goiás - GO*. Unpublished Masters Thesis, Universidade de Brasília, 206p.
- Valeriano, C.M., Pimentel, M.M., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., Trouw, R.A.J., 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt Central Brazil and early assembly of Gondwana. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 197–210.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.* 21, 291–306.
- Whitney, D. L., Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. Vol. 95, p. 105 – 187.
- Zhao, G.C., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth Sci. Rev.* 59, 125–162.
- Zhao, G.C., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S.Z., 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth Sci. Rev.* 67, 91–123.