



Livia Borges Pessanha

**LITOGEOQUÍMICA DE ROCHAS METAVULCÂNICAS MÁFICAS E
ULTRAMÁFICAS PALEOPROTEROZÓICAS DO CINTURÃO
METAVULCANOSSEDIMENTAR CONGONHAS-ITAVERAVA, SUL DO
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS.**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia

RIO DE JANEIRO
FEVEREIRO, 2015



Livia Borges Pessanha

**LITOGEOQUÍMICA DE ROCHAS METAVULCÂNICAS MÁFICAS E
ULTRAMÁFICAS PALEOPROTEROZÓICAS DO CINTURÃO
METAVULCANOSSEDIMENTAR CONGONHAS-ITAVERAVA, SUL DO
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS.**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Atlas Vasconcelos Corrêa Neto

RIO DE JANEIRO
FEVEREIRO, 2015

PESSANHA, Livia Borges.

LITOGEOQUÍMICA DE ROCHAS METAVULCÂNICAS
MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

PALEOPROTEROZÓICAS DO CINTURÃO

METAVULCANOSSEDIMENTAR CONGONHAS-

ITAVERAVA, SUL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO,

MINAS GERAIS./Livia Borges Pessanha- Rio de Janeiro:

UFRJ/CCMN/IGEO/GEOLOGIA

67f.:il.;29,7cm.

Orientador; Atlas Vasconcelos Corrêa Neto

(Instituto de Geociências – Departamento de Geologia-UFRJ,

Trabalho de conclusão de curso para obtenção de grau de

Bacharel em Geologia - IGL U08).

Referências Bibliográficas: p. 64

1.Rochas máficas e ultramáficas 2.Quadrilátero Ferrífero

3.Cinturão Mineiro 4. Paleoproterozóico 5.Congonhas.

Livia Borges Pessanha

**LITOGEOQUÍMICA DE ROCHAS METAVULCÂNICAS MÁFICAS E
ULTRAMÁFICAS PALEOPROTEROZÓICAS DO CINTURÃO
METAVULCANOSSEDIMENTAR CONGONHAS-ITAVERAVA, SUL DO
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS.**

Aprovada por:

Prof. Dr. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto - Professor Adjunto - Instituto de Geociências - UFRJ

Prof. Dr. Julio Cezar Mendes – Professor Associado – Instituto de Geociências - UFRJ

Profa. Dra. Cícera Neysi de Almeida - Professor Associado – Instituto de Geociências - UFRJ

Agradecimentos

Agradecimento especial aos meus pais, pelo apoio e por tudo o que foi investido em mim nessa jornada que não foi fácil, mas que em um futuro próximo será muito gratificante.

Agradecimentos ao meu orientador, Atlas Vasconcelos Corrêa Neto, por ter aceitado em me orientar com um prazo curto e mesmo assim ter dedicado uma parte do seu tempo para me ajudar. Obrigada pelos ensinamentos proporcionados nestes últimos meses.

Obrigada a minha amiga Luiza por ter estado ao meu lado nos momentos bons e ruins, sem você esses anos de curso não teriam sido os mesmos.

Obrigado ao Lucas pelo apoio e por ter me ajudado a não desistir tão fácil nos momentos difíceis. Pois a diferença entre o bom e o razoável é um pequeno esforço extra.

Agradecimentos as empresas IAMGOLD Ltda. (M.G.B. Prado, *Country Manager* e J. Rogers, *Chief Geologist*) e Kinross (P. Guimarães, Gerente de Exploração, Brasil) por ter cedido os dados e por permitir a publicação dos resultados obtidos.

Epígrafe

”So little time,
Try to understand that I'm
Trying to make a move just to stay in the game
I try to stay awake and remember my name
But everybody's changing and I don't feel the same”

Keane

Resumo

O cinturão metavulcanossedimentar Congonhas-Itaverava faz parte do Cinturão Mineiro, localizado no extremo sul do Cráton São Francisco. O Cinturão Congonhas-Itaverava se estende por 30 km entre as cidades de Congonhas e Itaverava em uma direção SE-NW, coincidente com o Lineamento Congonhas. A maioria das rochas metavulcânicas máficas analisadas tem basaltos como protólitos; rochas com protólitos komatiíticos e picríticos também foram encontradas, sendo, porém de pequena expressão. As amostras apresentam assinaturas de uma série magmática transicional, entre toleítica e calcio-alcálica. Os metabasaltos são caracterizados como rochas mais evoluídas do que os metakomatiitos e metapicritos, devido aos seus baixos teores de NMg e altos teores de Zr. Os padrões em diagramas multielementares e as variações de TiO_2 , FeO^t , P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO, Cr, Ni e Y em relação ao Zr e NMg permitem inferir que os metabasaltos podem ter sido originados a partir de magmas diferentes dos que deram origem aos metakomatiitos e metapicritos. No diagrama de discriminação de ambientes tectônicos Zr vs Zr/Y, as rochas metavulcânicas máficas se concentram nos campos do MORB e basaltos de arcos. As amostras de metakomatiitos, metapicritos e alguns metabasaltos ricos em Mg, situam-se no campo dos boninitos e rochas similares aos boninitos. No diagrama Ti vs V, os metabasaltos concentram-se no campo dos basaltos de fundo oceânico; metakomatiitos e dois metabasaltos, localizam-se no limite entre os campos dos basaltos de fundo oceânico e os de arcos. O metapicrito por sua vez, pertence ao campo dos basaltos de arco. A presença de anomalias negativas de Nb e a disposição das amostras no diagrama Nb/Yb vs Th/Yb podem ser relacionadas a contaminação crustal, pois a unidade inferior do cinturão é composta por derrames de lava e sedimentos depositados sobre os terrenos granito-gnaissicos. A conclusão que se pode chegar é que o magmatismo provavelmente teve início em crosta continental, e evoluiu para a formação de crosta oceânica.

Palavras chave: rochas máficas e ultramáficas; Quadrilátero Ferrífero; Cinturão Mineiro; Paleoproterozóico; Congonhas; Itaverava; *greenstone belt*.

Abstract

The Congonhas-Itaverava metavolcanic-sedimentary belt is part of the Mineiro belt, located in the southern part of the São Francisco Craton. The Congonhas-Itaverava belt extends itself for 30 Km between the cities of Congonhas and Itaverava in a SE-NW direction, matching the Congonhas Lineament. The majority of the metavolcanic mafic rocks analyzed have basaltic protoliths; a few rocks with komatiitic and picritic protoliths were also found. All sampled rocks present signatures of a transitional magmatic series, between tholeiitic and calc-alkaline. The metabasalts are more evolved than the metakomatiitic and metapicritic due to their low values of NMg. The patterns found in the multielementary diagrams and the variations of TiO_2 , FeO^t , P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO , Cr , Ni e Y against Zr and NMg allows to infer that the metabasalts may have been originated from different magmas than the metakomatiitic and metapicritic. In the tectonic setting discriminant diagram Zr vs Zr/Y , the metavolcanic mafic rocks are concentrated in the MORB and Island Arc Basalts. The metakomatiitic and metapicritic samples and a few Mg-rich metabasalts are located in the boninites and boninite-like field. In the Ti vs V diagram, the metabasalts are concentrated in the MORB field; the metakomatiitic and two metabasalts are located in the limit between the MORB and arc basalts. The metapicrite belongs to the arc basalts field. The occurrence of negative Nb anomalies and the samples disposition in the Nb/Yb vs Th/Yb diagram can be correlated to crustal contamination, since the lower unit of the belt is composed of lava flows and sediments that were deposited over the granite-gneiss terrains. The conclusion that can be implied is that the magmatism probably started in the continental crust and evolved to the oceanic crust formation.

Key words: mafic and ultramafic rocks; Quadrilátero Ferrífero; Mineiro Belt; Paleoproterozoic; Congonhas; Itaverava; greenstone belt.

Índice

Resumo	7
Abstract	8
Índice de Figuras	10
Capítulo I - Introdução	12
1.1 Apresentação	12
1.2 Objetivos.....	12
1.3 Localização e Vias de Acesso	12
1.4 Aspectos Fisiográficos.....	13
1.4.1 Clima.....	13
1.4.2 Vegetação	13
1.4.3 Hidrografia.....	13
1.4.4 Geomorfologia.....	16
1.5 Contexto Geológico.....	16
1.6 Metodologia.....	18
Capítulo II – Etapas de desenvolvimento do trabalho	20
2.1 Avaliação preliminar dos dados	20
2.2 Caracterização Litogeoquímica	20
2.3 Diagramas Multielementares.....	23
2.4 Classificação Geotectônica.....	29
Capítulo III–Versão preliminar de manuscrito a ser submetido a periódico científico ..	31
Anexos.....	61
Referências	64

Índice de Figuras

Capítulo I- Introdução

Figura 1.1-Imagem do *Google maps* mostrando os acessos a área estudada.

Figura 1.2-Imagem do *Google earth* com as localizações das bocas dos furos de sondagem, cujos testemunhos foram amostrados para este trabalho.

Figura 1.3-Mapa com os principais crátons brasileiros, com destaque para o Cráton São Francisco.

Figura 1.4-Mapa com a geologia simplificada da região do Quadrilátero Ferrífero.

Capítulo II-Etapas de desenvolvimento do trabalho

Figura 2.1-(a) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) e (b) Diagrama $\text{SiO}_2\text{-FeO}^{\text{t}}/\text{MgO}$ de Miyashiro (1974).

Figura 2.2-Diagrama TAS de Le Bas *et al.*, (1986).

Figura 2.3-Diagramas de variação: A- diagrama com o Zr como parâmetro de variação; B- diagrama com o NMg como parâmetro de variação.

Figura 2.4-Diagramas de variação: C- diagrama com o SiO_2 como parâmetro de variação e D- diagrama com o MgO como parâmetro de variação.

Figura 2.5-Diagrama *spider* normalizado para o condrito *REE chondrite* (Boynton 1984) com as amostras separadas por teores de NMg.

Figura 2.6-Diagrama *spider* normalizado para o manto primitivo (McDonough & Sun 1995) com as amostras separadas por teores de NMg.

Figura 2.7-Diagrama *spider* normalizado para o MORB (Pearce 1996) com as amostras separadas por teores de NMg.

Figura 2.8-Diagrama *spider* normalizado para o NMORB (Sun & McDonough 1989) com as amostras separadas por teores de NMg.

Figura 2.9-Diagrama *spider* normalizado para o condrito *REE chondrite* (Boynton 1984) com as amostras separadas por teores de SiO_2 .

Figura 2.10-Diagrama *spider* normalizado para o manto primitivo (McDonough & Sun 1995) com as amostras separadas por teores de SiO_2 .

Figura 2.11-Diagrama *spider* normalizado para o MORB (Pearce 1996) com as amostras separadas por teores de SiO_2 .

Figura 2.12-Diagrama *spider* normalizado para o NMORB (Sun & McDonough 1989) com as amostras separadas por teores de SiO_2 .

Capítulo III- Versão preliminar de manuscrito a ser submetido a periódico científico

Figura 3.1-Mapa com os principais crátons brasileiros, com destaque para o Cráton São Francisco.

Figura 3.2-Mapa com a geologia simplificada da região do Quadrilátero Ferrífero.

Figura 3.3-Geologia simplificada de parte do Cinturão Congonhas-Itaverava e suas unidades litológicas.

Figura 3.4-Estratigrafia do Greenstone Belt Congonhas-Itaverava entre as áreas de Varginha e Cagé.

Figura 3.5-Gráfico de Bau (1996), com as amostras inseridas no campo CHARAC.

Figura 3.6-Diagrama Zr vs Y de Ross & Bédard (2009).

Figura 3.7-Diagrama de classificação de rochas de Pearce (1996).

Figura 3.8-Diagrama com a nova classificação e nomenclatura para rochas vulcânicas de alto Mg (a) komatiitos e meimequitos; (b) picritos, modificado de Le Bas (2000).

- Figura 3.9-Diagrama de classificação do grau de evolução das rochas, utilizando NMg vs Zr.
- Figura 3.10-Diagrama de Variação para TiO_2 , FeO^t , P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO, CaO, Cr, Ni e Y vs Zr.
- Figura 3.11-Diagrama de Variação para TiO_2 , FeO^t , P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO, CaO, Cr, Ni e Y vs NMg.
- Figura 3.12-Diagrama *spider* normalizado para o condrito *REE chondrite* (Boynton 1984).
- Figura 3.13-Diagrama *spider* normalizado para o manto primitivo (McDonough & Sun 1995).
- Figura 3.14-Diagrama *spider* normalizado para o MORB (Pearce 1996) com as amostras separadas por teores de NMg.
- Figura 3.15-Diagrama *spider* normalizado para o NMORB (Sun & McDonough, 1989).
- Figura 3.16-Diagrama Zr/Y vs Zr de Pearce and Norry (1979).
- Figura 3.17-Diagrama V vs Ti de Shervais (1982).
- Figura 3.18-Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce *et al.*,(2008).

Capítulo I – Introdução

1.1 Apresentação

O presente trabalho é um requisito necessário para a conclusão do curso de graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, e foi escrito em um formato preliminar de manuscrito a ser submetido a periódico científico.

Este trabalho foi dividido em dois módulos. O módulo introdutório compreende o desenvolvimento detalhado por etapas, encontrado nos capítulos I e II, enquanto o outro módulo é a versão preliminar do manuscrito a ser submetido a periódico científico, ao qual será adicionada uma seção com dados geocronológicos para compor a versão final, encontrado no capítulo III.

O motivo pela divisão em dois módulos foi de poder prover um detalhamento maior da execução do trabalho, já que a o manuscrito foi escrito de forma bem sucinta, sem o raciocínio de desenvolvimento.

1.2 Objetivos

Este trabalho tem por finalidade contribuir ao conhecimento do magmatismo paleoproterozóico máfico do Cinturão Mineiro e do Quadrilátero Ferrífero, mais especificamente do cinturão Congonhas-Itaverava e, por não existirem dados litogeoquímicos publicados sobre essas rochas, essa seria uma nova contribuição no estudo dessa região.

Consiste em uma caracterização litogeoquímica de amostras de metabasaltos, e posterior tentativa de inferir a ambiência tectônica, pertencentes ao Cinturão Metavulcanossedimentar Congonhas-Itaverava, situado no extremo sul do Cráton São Francisco, no estado de Minas Gerais, Brasil.

Parte das amostras aqui estudadas, já foram utilizadas no trabalho de Teixeira *et al.*, 2014, só que de forma parcial apenas com enquadramento geotectônico e diagramas multi-elementares (“aranhogramas”), diferente do presente trabalho. Aqui será adotada uma abordagem mais detalhada para o entendimento dessas rochas.

1.3 Localização e vias de acesso

A área onde foram realizadas as sondagens está localizada a sudeste da cidade de Congonhas e a sul da cidade de Ouro Branco, e as vias de acesso mais próximas são as rodovias BR-040 e a MG-129.

Para chegar à área de estudo, partindo do Rio de Janeiro (Figura 1.1), segue pela RJ-071, Linha Vermelha (4,0 km), depois pela BR-040 até chegar a Conselheiro Lafaiete (335 km). Em seguida, segue pela Rua Santa Efigênia para pegar a Estrada Ouro Branco (MG-129), até chegar na Av. Conselheiro Lafaiete e na primeira saída, chega-se ao destino mais próximo da área onde estão localizados os furos de sondagem (Figura 1.2), na Usina Ouro Branco da Gerdau S.A. A distância total do Rio de Janeiro até Congonhas é de aproximadamente 366 km, com um tempo médio total de 5 horas.

1.4 Aspectos Fisiográficos

1.4.1 Clima

O clima na região de Congonhas é considerado como temperado-quente como em toda a região do Quadrilátero Ferrífero, com duas estações bem marcadas, o inverno seco e o verão chuvoso. Durante o ano apresenta clima ameno, com a média anual de 20°C. As temperaturas máxima e mínima anual ficam em torno de 26°C e 15°C, respectivamente. O índice pluviométrico anual varia de 1300 mm a 2100 mm por ano (Silva, 2007).

1.4.2 Vegetação

A vegetação é composta pelo bioma do Cerrado, apresentando campos nos trechos mais elevados, cerrados, matas de encosta, matas de galerias, matas ciliares e também áreas de campo limpo em que predominam pastagens (Ruchkys *et al.*, 2012). Algumas áreas apresentam solos que sofreram bastante exposição e erosão, em decorrência da extração mineral.

1.4.3 Hidrografia

O município de Congonhas, de acordo com Guild (1957), está inserido na bacia hidrográfica do Rio São Francisco, na qual fazem parte as bacias do rio Paraopeba, em que faz parte a sub-bacia do rio Maranhão. Este rio, com direção sul-norte, banha a maior parte do Município, desaguando no rio Paraopeba. Ao todo, o município de Congonhas, possui uma rede de rios, córregos e ribeirões que compõem ao todo quatro bacias hidrográficas.

A área de mananciais é banhada por duas bacias, a do rio Paraopeba e a do rio Soledade. A primeira com uma extensão total de 510 km é um dos principais afluentes do Rio São Francisco e está delimitada entre os municípios de Congonhas, São Brás do Suaçuí e Jeceaba. A bacia do rio Soledade, nasce no município de Ouro Preto, passando pelo município de Lobo Leite, e deságua no Rio Maranhão.

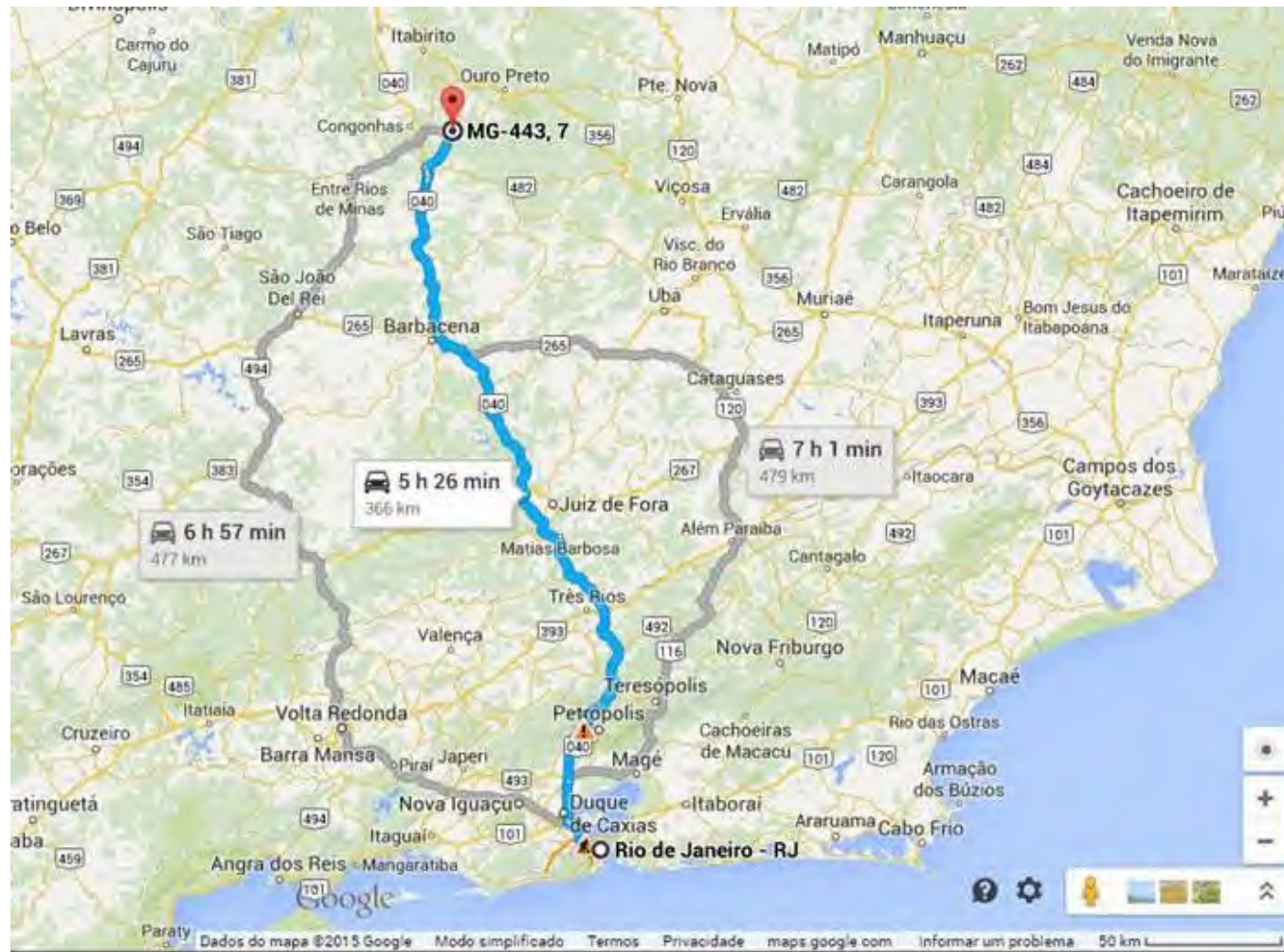


Figura 1.1- Imagem do *Google maps* mostrando em azul, o trajeto até a Usina de Ouro Branco da Gerdau S.A., acesso mais próximo à localização dos furos de sondagem, partindo do Rio de Janeiro.



Figura 1.2 – Imagem do *Google earth* obtida pelo satélite Astrium em 08/04/2014 e 30/09/2014, com destaque para as estrelas em amarelo, que representam as localizações exatas das bocas dos furos de sondagem, cujos testemunhos foram amostrados para este trabalho.

1.4.4 Geomorfologia

O município de Congonhas apresenta um relevo montanhoso e ondulado, típico mar de morros, com elevação variando de 800m a 1000m. Ao longo da margem esquerda do Rio Paraopeba predominam planaltos elevados, com suaves elevações em direção ao município de Jeceaba (Lages, 2006).

Com relação ao distrito, (Folha Conselheiro Lafaiete), as feições geomorfológicas constituem importante controle nas jazidas de óxidos de manganês com altitudes que variam de 980 m a 1020 m (Grossi Sad *et al.*, 1983).

1.5 Contexto Geológico

O Cinturão Congonhas-Itaverava, está compreendido no Cinturão Mineiro, mais precisamente ao sul do Quadrilátero Ferrífero, no extremo sul do Cráton São Francisco, que faz parte da Plataforma Sul-Americana (Figura 1.3), e é dividido em três setores, ocidental, central e oriental e margeado pelas faixas Brasília a oeste, Rio Preto a noroeste, Riacho do Pontal e Sergipana a norte, Ribeira a sul e Araçuaí a leste, todas foram originadas no Brasileiro. De uma maneira geral, o cráton é formado por rochas com idades variando do Arqueano ao Neoproterozóico (Hasui, 2012).

O Cráton São Francisco apresenta fragmentos arqueanos agregados e retrabalhados em diversos graus de intensidade por orógenos paleoproterozóicos, (Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá ao norte de 2,4 a 2,0 Ga e o Cinturão Mineiro ao sul com idades variando de 2,35 a 2,00 Ga). A parte sul, área de interesse deste trabalho, é composta por um antigo terreno granito-*greenstone* de 3,2 a 2,55 Ga, parcialmente remobilizado e ao qual foram acrescidos diversos terrenos durante o Paleoproterozóico (Teixeira *et al.*, 2014).

O Cinturão Mineiro apresenta estruturação NE-SW (Alkmim & Marshak, 1998) e reúne os segmentos crustais paleoproterozóicos situados no Quadrilátero Ferrífero e em suas imediações, a sul, sendo um orógeno paleoproterozóico de longa duração, (Figura 1.4). As extensões nordeste e sudoeste do cinturão situadas fora do cráton foram fortemente retrabalhadas pelo Evento Brasileiro (Neoproterozóico-Eocambriano) e constituem o embasamento da faixa Araçuaí e do sul da faixa Brasília, respectivamente (Alkmin, 2004).

O Quadrilátero Ferrífero encontra-se situado no setor ocidental do Cráton São Francisco, mais precisamente no sul do cráton, na região centro-sul de Minas Gerais entre a capital Belo Horizonte e a cidade de Ouro Preto. Compreende rochas do Arqueano e

Paleoproterozóico que se destacam por estarem agrupadas em três unidades geológicas principais: duas com idades arqueanas (3,0 a 2,5 Ga) como o complexo granito-gnáissico e o Supergrupo Rio das Velhas, e a unidade paleoproterozóica (2,5 a 2,0 Ga) o Supergrupo Minas (Hasui, 2012).

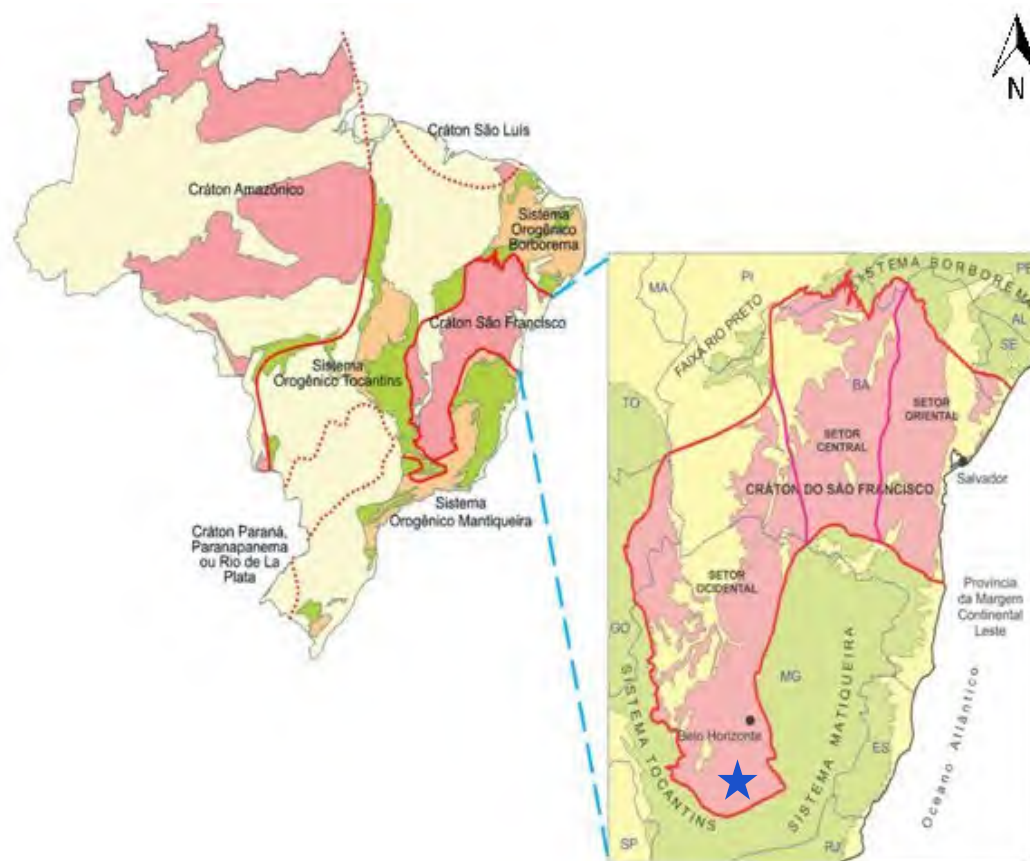


Figura 1.3- Mapa com os principais crátons brasileiros, com destaque para o Cráton São Francisco; a estrela azul representa a área de estudo do trabalho, modificado a partir de Hasui (2012).

O Cinturão Congonhas-Itaverava (Figura 1.5) segundo Corrêa Neto *et al.*, 2011, é uma faixa de rochas metavulcanossedimentares que se estende por 30 km entre as cidades de Congonhas e Itaverava com uma direção SE-NW. O seu limite NE coincide com o Lineamento Congonhas.

De acordo com Corrêa Neto *et al.* (2012), pode ser dividido em duas unidades informais, uma basal metavulcânica máfica e uma de topo, predominantemente clástica. A primeira, é formada por metabasaltos toleíticos de alto Fe e Mg (em menor volume), basaltos

komatiíticos e komatiitos, com intercalações de metassedimentos, como metapelitos carbonosos, mármores e formações ferríferas bandadas fácies silicato.

A segunda é composta por metapelitos carbonosos e metagrauvas organizadas em ciclos turbidíticos de areia fina a silte. As mais recentes rochas aflorantes da região são diques doleríticos ou microgabróicos porfíticos não deformados, concentrados no Lineamento Congonhas.

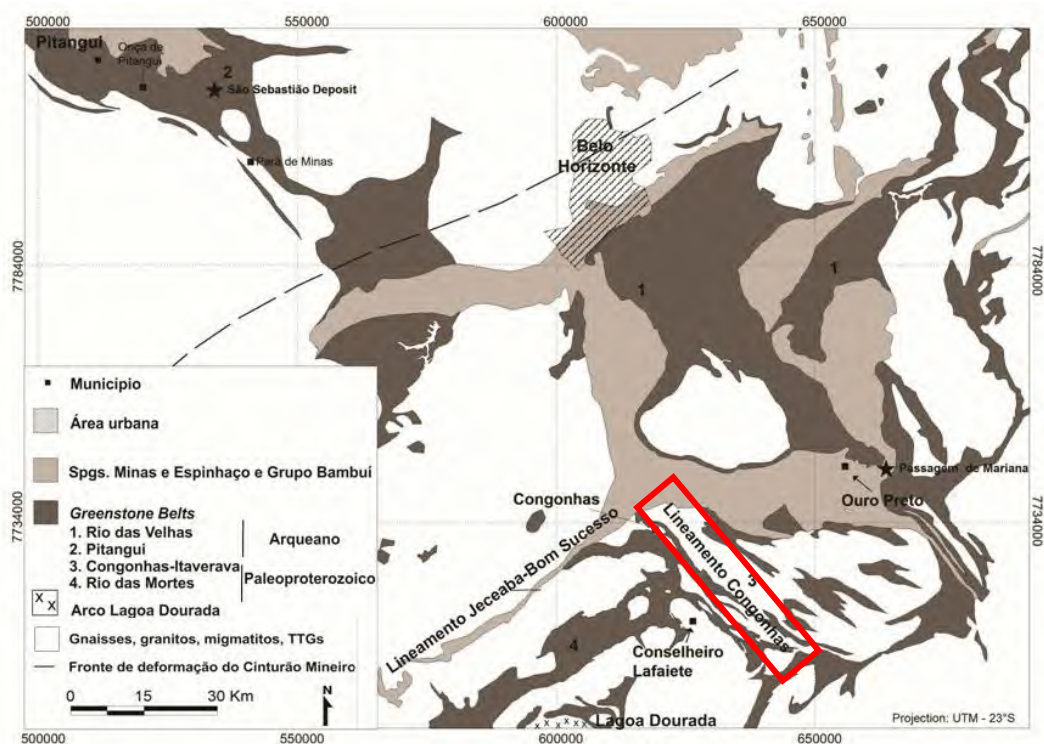


Figura 1.4- Mapa com a geologia simplificada da região do Quadrilátero Ferrífero, com destaque em vermelho para o Cinturão Metavulcanosedimentar Congonhas-Itaverava. Modificado de Corrêa Neto *et al.*, 2012.

1.6 Metodologia

A metodologia constituiu-se basicamente em análises laboratoriais geoquímicas de rocha total, elementos maiores, menores e traço, também o uso de *softwares* de classificação litogeoquímica e consultas bibliográficas.

Para a realização desse trabalho, foram utilizadas 22 amostras de rocha coletadas a partir de testemunhos de sondagens diamantadas com diâmetro NQ, cuja localização das bocas dos furos está representada na Figura 1.2. A coleta ocorreu durante trabalhos de campo realizados pela empresa IAMGOLD Brasil Ltda., de pesquisa mineral para ouro, no Cinturão

Congonhas-Itaverava. As sondagens foram realizadas a sudeste da cidade de Congonhas, MG, Brasil nos anos de 2007 a 2009.

As amostras são identificadas por um código, no qual se inserem o nome do furo, com o nome da área e a metragem de coleta da amostra medida a partir da boca. Para exemplificar, serão utilizadas a primeira e a última amostra da tabela, a primeira FCR15/59.10M, furo Carreiras de número 15, 59,10 metros a profundidade da amostra, e a última FVG16/65.00M, furo Varginha de número 16, em que a amostra foi obtida de uma profundidade de 65 metros.

As amostras foram submetidas a análises geoquímicas no *Acme Labs (Analytical Laboratories LTD, Vancouver, Canadá)*, utilizando os métodos 4A (*ICP-ES*) e 4B (*ICP-MS*). O método analítico empregado para os elementos maiores e menores foi o *ICP-ES* (Espectrômetro de Emissão em Plasma Indutivamente Acoplado) e para os elementos traço e terras-raras, o *ICP-MS* (Espectrômetro de Massa em Plasma Indutivamente Acoplado).

A preparação das amostras foi por fusão com borato de lítio e digestão em ácido nítrico diluído, utilizando 0.5 g de amostra. Para os metais preciosos e base (Ag, As, Au, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl e Zn), também foi utilizado o método ICP-MS com digestão em água-régia a 95°C. Detalhes sobre os métodos podem ser encontrados em <http://acmelab.com//services/downloads> em *Services and Fees*.

A partir dos resultados obtidos com as análises, o próximo passo foi a inserção desses resultados nos softwares GCDkit (*GeoChemical Data ToolKIT* versão 3.00) e ioGAS utilizados para a caracterização e classificação litogeoquímica de rochas ígneas para a confecção de gráficos. A etapa seguinte à confecção dos gráficos foi uma análise desses resultados comparando com artigos bibliográficos de regiões que apresentam rochas com assinaturas geoquímicas semelhantes às encontradas em Congonhas.

Capítulo II – Etapas de desenvolvimento do trabalho

Neste capítulo será explicado por etapas como se desenvolveu a execução do trabalho, a partir da metodologia descrita no item 1.6.

2.1 Avaliação preliminar dos dados

A partir dos resultados obtidos nas análises químicas, foi feita uma análise preliminar de parâmetros como teores de SiO₂, MgO, e NMg visando uma primeira separação em grupos (Anexo-Tabela). De acordo com os valores de NMg, foi possível separar as amostras em dois grupos, rochas metaultramáficas e rochas metamáficas.

Durante a análise, três amostras se destacaram por apresentarem os mais altos teores de MgO, que poderiam ser correlacionáveis com os boninitos, rochas vulcânicas de zonas de subducção intraoceânica localizadas no Pacífico Oeste. Esse tipo de rocha apresenta parâmetros geoquímicos incomuns para rochas ultramáficas, como altos teores de SiO₂ e MgO.

De acordo com os parâmetros de classificação dos boninitos estipulados por Le Bas (2000), SiO₂>52%, TiO₂<0.5%, MgO >8%, Na₂O+K₂O <1% e NMg (*Mg-number*, número de magnésio, MgO/MgO+FeO), 0,60-0,85%, nenhuma das três amostras seriam classificadas como boninitos, devido ao seu teor de SiO₂ inferior a 52%. Porém, levando em consideração que SiO₂ é um composto com bastante mobilidade, pode-se considerar essas amostras como similares aos boninitos (*boninite-like*) e não um boninito verdadeiro, já que Polat et al., 2002, considera teores de SiO₂ variando de 48 – 52% como aceitáveis para boninitos. Nesse caso, a amostra FVG16/117.60M poderia se inserir nessa classificação.

2.2 Caracterização Litogeoquímica

O roteiro para a caracterização litogeoquímica será apresentando a seguir e se desenvolveu a partir de etapas de confecção de gráficos, que algumas das vezes foram descartados por não apresentarem resultados confiáveis.

A partir dos resultados obtidos com a caracterização geoquímica, uma análise desses resultados foi realizada simultaneamente com consultas bibliográficas a periódicos científicos com rochas semelhantes às utilizadas neste manuscrito. O periódico que serviu de referência para as interpretações dos resultados, foi o de Furnes *et al.*, (2013), de um estudo realizado no *Greenstone Belt* Barberton, na África do Sul.

O primeiro gráfico utilizado foi o de BAU (1996) (Figura 3.5), que a partir do campo CHARAC permite identificar se as amostras sofreram muitas modificações com relação as suas assinaturas condriticas originais, pois o contexto geológico no qual as amostras estão inseridas apresenta registros de metamorfismo e intensa alteração hidrotermal.

Os gráficos seguintes, foram o AFM de Irvine & Baragar (1971), Figura 2.1 (a) e $\text{SiO}_2\text{-FeO}^{\text{t}}/\text{MgO}$ de Miyashiro (1974), Figura 2.1 (b), para classificar a série magmática das amostras. O diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971), que apresenta o comportamento das rochas de acordo com a relação $\text{FeO}^{\text{t}} / \text{MgO}$ e o teor de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, permite subdividir a série magmática subalcalina em toleítica e calcioalcalina. As rochas estudadas colocam-se no campo da série toleítica.

Para o diagrama $\text{SiO}_2\text{-FeO}^{\text{t}}/\text{MgO}$ de Miyashiro (1974), o resultado apresentou a maioria das amostras em um aglomerado (cluster) no campo toleítico, e duas são caracterizadas como pertencentes à série cálcio-alcalina.

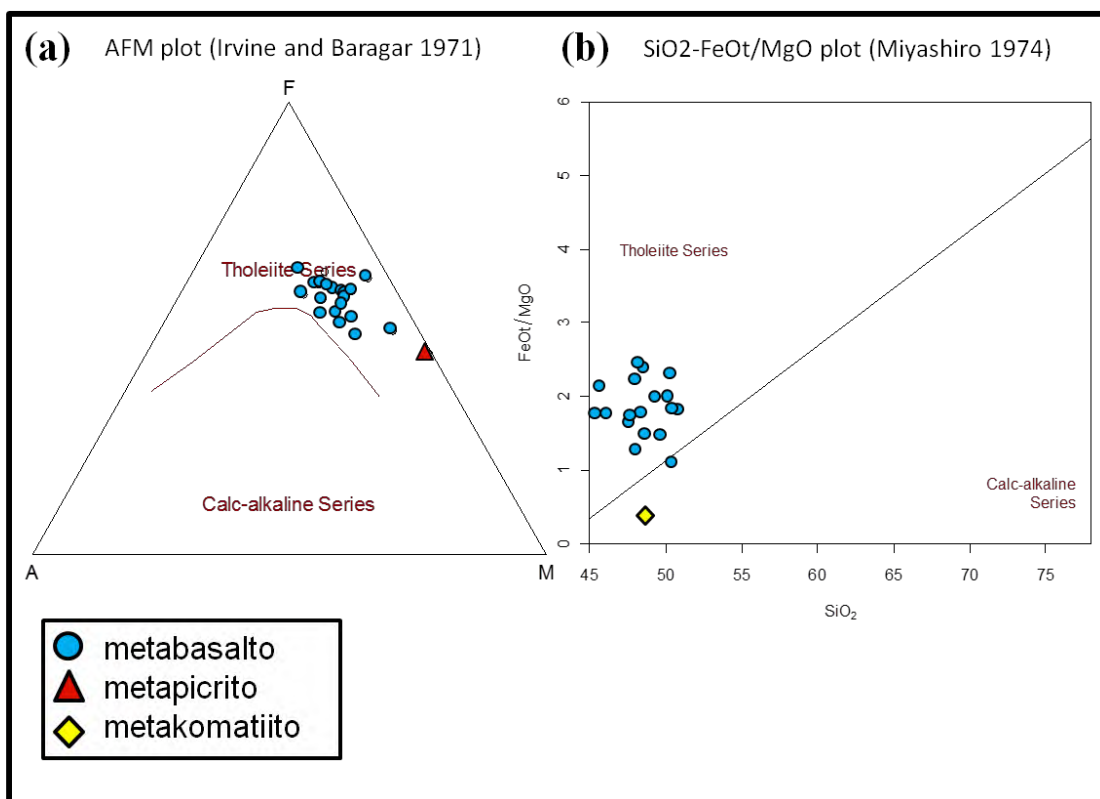


Figura 2.1 – (a) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) e (b) Diagrama $\text{SiO}_2\text{-FeO}^{\text{t}}/\text{MgO}$ de Miyashiro (1974).

Esses dois gráficos não apresentaram resultados decisivos, pois algumas amostras não se encontravam plotadas devido os teores de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ($<0,01$) estarem abaixo do nível de detecção. Assim, o gráfico utilizado para essa classificação da série magmática foi o de Ross & Bédard (2009), Figura 3.6, que utiliza elementos considerados mais imóveis se submetidos a metamorfismo e hidrotermalismo.

Na classificação das rochas, foi primeiramente utilizado o gráfico de Pearce (1996), (Figura 3.7), sendo que a classificação de Le Bas (2000), Figura 3.8, foi a mais adequada, pois é exclusiva para rochas metavulcânicas de alto Mg. De acordo com a classificação de Le Bas (2000), as rochas vulcânicas de alto MgO são divididas da seguinte forma:

- (1) Se $\text{MgO} > 8\%$, $\text{SiO}_2 > 52\%$ e $\text{TiO}_2 < 0.5\%$, a rocha é classificada como boninito.
- (2) Se $\text{MgO} > 18\%$, SiO_2 entre 30 e 52 % e $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 2\%$, então essa rocha é classificada como um komatiito e um meimequito, a diferença entre elas estará no teor de TiO_2 , se $\text{TiO}_2 < 1\%$, a rocha é um komatiito, se $\text{TiO}_2 > 1\%$, a rocha é um meimequito.
- (3) Se $\text{MgO} > 12\%$, SiO_2 entre 30 e 52% e $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 3\%$, a rocha é classificada como um picrito.

Para as amostras que não se encaixam na classificação de Le Bas (2000), o mesmo autor sugere que seja utilizado o diagrama TAS. Porém, o problema similar ao ocorrido com os diagramas de Irvine & Baragar (1971) e Miyashiro (1974), aconteceu no TAS (Figura 2.2), nem todas as amostras se encontravam plotadas, devido os teores de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ estarem abaixo do nível de detecção, o que pode ser esperado em rochas ultramáficas com teores baixíssimos ($< 2\%$) desses óxidos. Assim, o gráfico TAS foi descartado e não foi utilizado no manuscrito a ser submetido a periódico científico.

Foi construído então, um diagrama Zr vs. NMg, Figura 3.9, utilizado para visualizar o grau de evolução das amostras, que quanto menor o NMg, significa que foram geradas por magmas que sofreram mais processos de diferenciação.

Depois, foram confeccionados os diagramas de variação de, que têm por finalidade determinar os processos de diferenciação sofridos pelas rochas e o fracionamento ou não de minerais a partir do líquido original. Inicialmente, foram utilizados como parâmetros de diferenciação, Zr, NMg, SiO_2 e MgO, para correlacionar com TiO_2 , FeO^t , P_2O_5 , Al_2O_3 , CaO, MgO, Cr, Ni e Y (Figuras 2.3 e .24).

TAS (Le Bas et al. 1986)

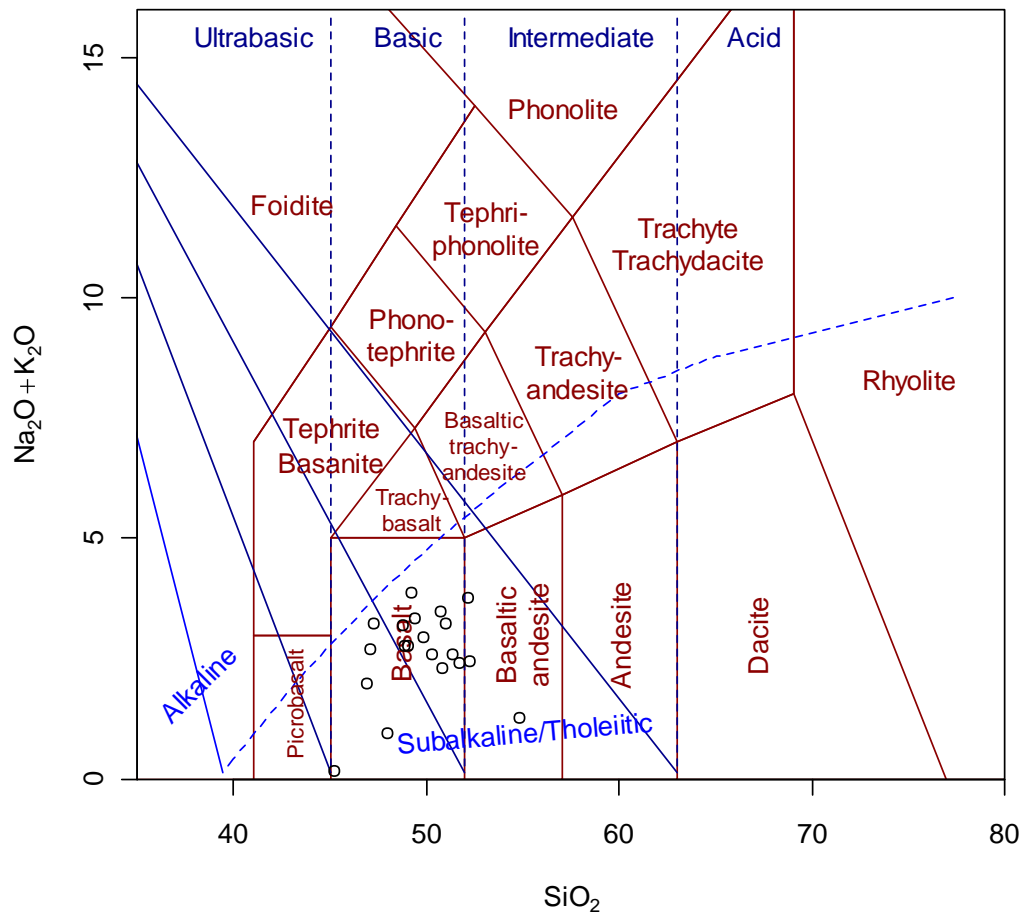


Figura 2.2- Diagrama TAS de Le Bas *et al.*, (1986).

Durante a análise dos diagramas, considerou-se que as tendências (*trends*) ou aglomerados (*clusters*) nos gráficos plotados contra SiO₂ e MgO, apresentavam-se pouco nítidos ou muito dispersos. Por outro lado, os diagramas com Zr e NMg como parâmetros apresentaram padrões melhores, ou seja, refletindo melhor as características de mobilidade desses elementos em caso de metamorfismo e hidrotermalismo. Assim, somente esses diagramas serão apresentados no manuscrito a ser submetido a periódico científico.

2.3 Diagramas Multielementares (*Spidergrams*)

Os diagramas multielementares foram utilizados neste trabalho, pela sua grande importância na individualização de grupos de rochas e de ambientes tectônicos. Inicialmente, os diagramas foram normalizados com relação ao condrito (*REE chondrite*, Boynton, 1984), Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1995), MORB (Pearce, 1996) e NMORB (Sun & McDonough, 1989), para todas as amostras separadas pelos teores de NMg e SiO₂.

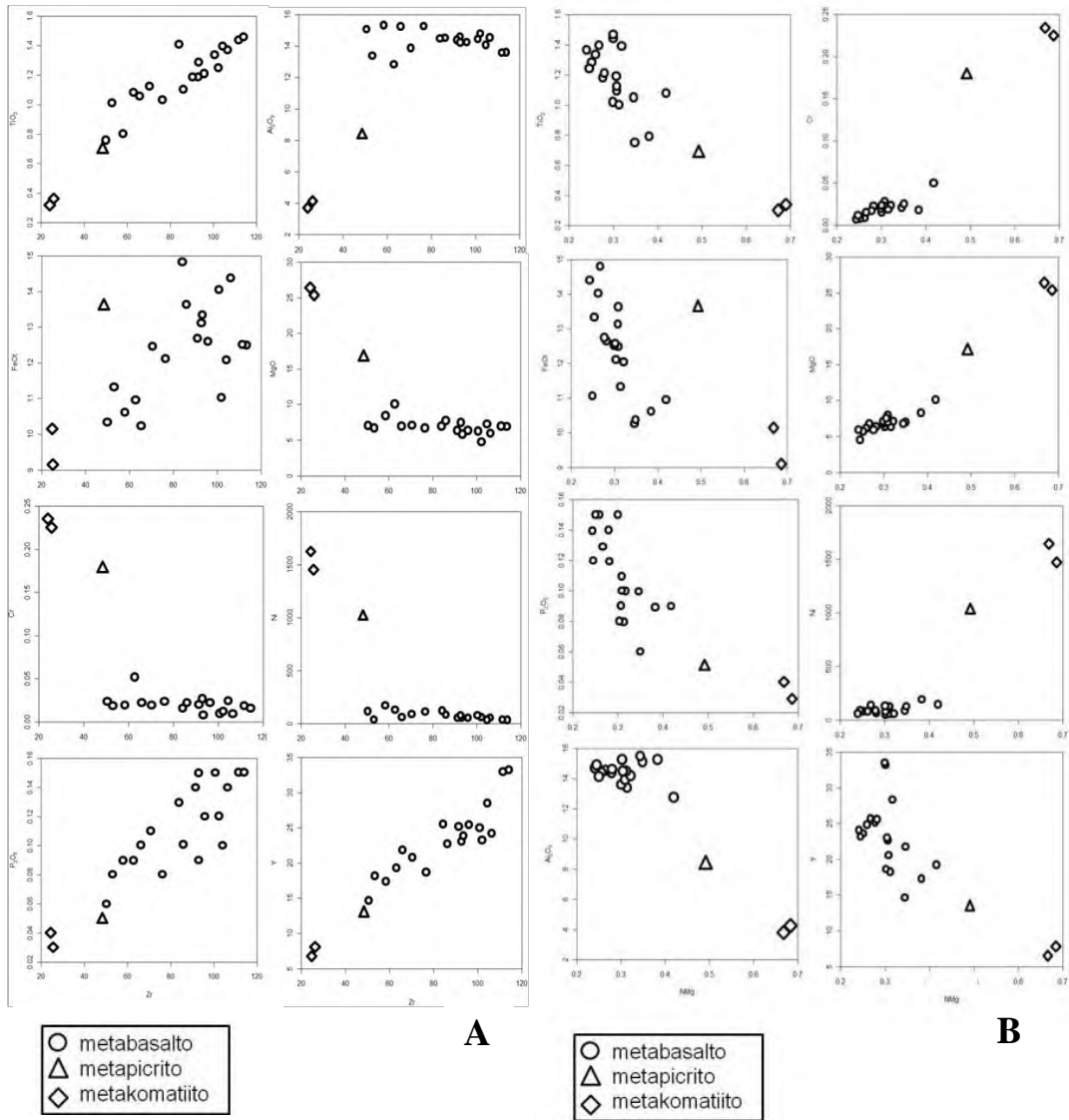


Figura 2.3- Diagramas de variação: A- diagrama com o Zr como parâmetro de variação; B- diagrama com o NMg como parâmetro de variação.

Com base nesses teores, foi possível dividir as amostras em 4 grupos com relação ao NMg e em 6 grupos com relação a SiO₂, descritos a seguir. Os grupos com relação ao NMg foram separadas em : 1) 8 amostras com NMg variando de 0,24-0,29; 2) 10 amostras com NMg variando de 0,30-0,38; 3) 2 amostras com NMg variando de 0,41-0,49 e 4) 2 amostras com NMg variando de 0,66-0,68. Os grupos com relação ao teor de SiO₂ foram separados em: 1) 3 amostras com SiO₂ variando de 36,07-43,69%; 2) 3 amostras com SiO₂ variando de 45,17-46,09%; 3) 4 amostras com SiO₂ variando de 47,57-47,98%; 4) 5 amostras com SiO₂ variando de 48,25-48,65%; 5) 2 amostras com SiO₂ de 49,30 e 49,63% e 6) 5 amostras com SiO₂ variando de 50,05-50,84%.

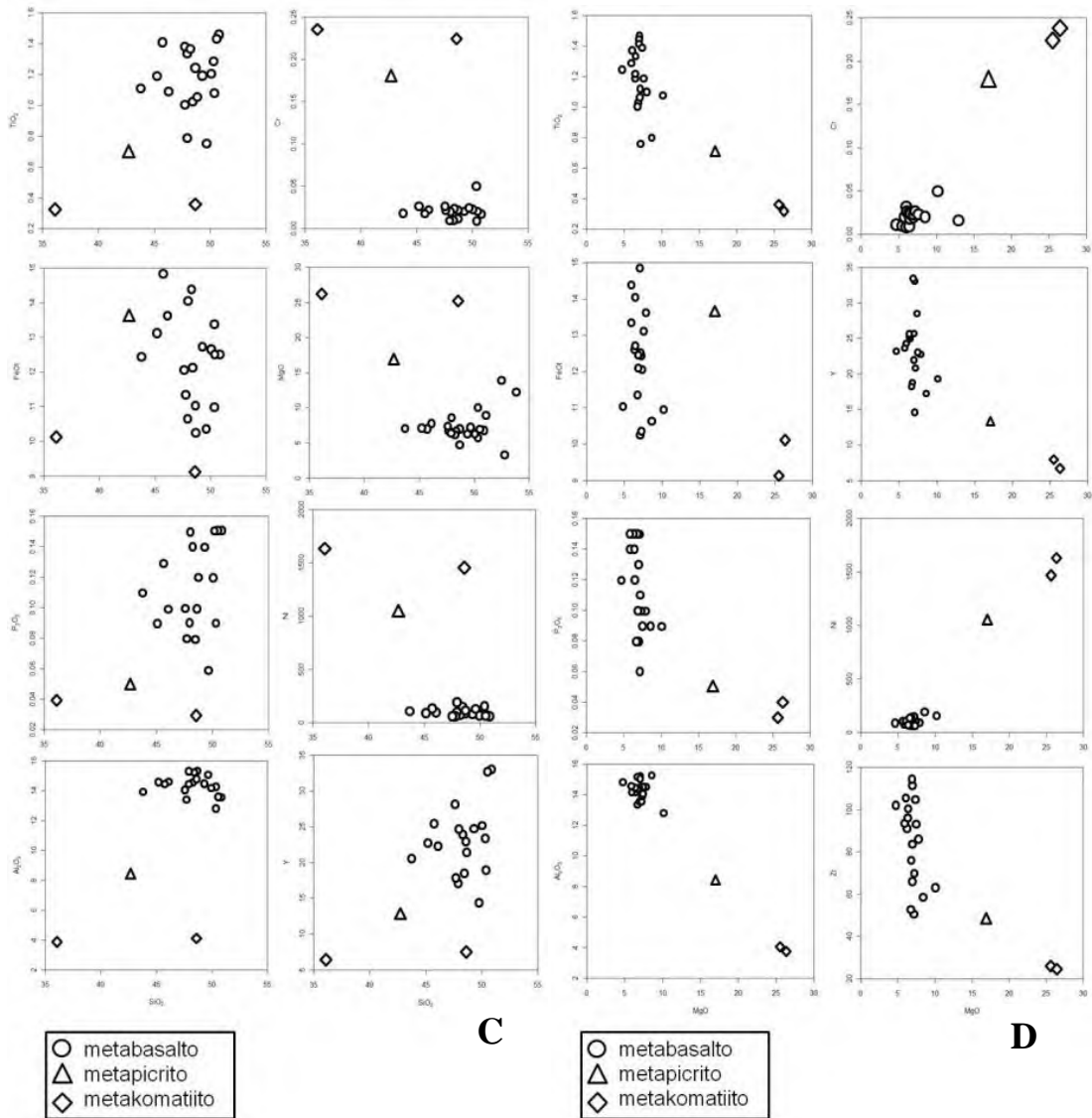


Figura 2.4- Diagramas de variação: C- diagrama com o SiO₂ como parâmetro de variação e D- diagrama com o MgO como parâmetro de variação.

Os diagramas com a separação pelos teores de SiO₂, não resultaram em grupos bem definidos, com padrões correlatos, similares entre si, como pode ser observado nas Figuras 2.9, 2.10, 2.11 e 2.12, diferentemente dos diagramas separados por NMg no qual as amostras já se apresentaram em conjuntos mais consistentes (Figuras 2.5, 2.6, 2.7 e 2.8).

A partir dos diagramas separados por NMg, foi possível notar que algumas amostras destoavam do seu grupo, em relação a inclinação da curva e teores absolutos, apresentando padrões mais próximos das outras amostras. Assim, uma nova divisão foi realizada, incorporando também como critérios a geometria das curvas e os teores absolutos. Obteve-se então uma separação em três grupos, que será apresentada no Capítulo III, referente ao manuscrito a ser submetido a um periódico científico.

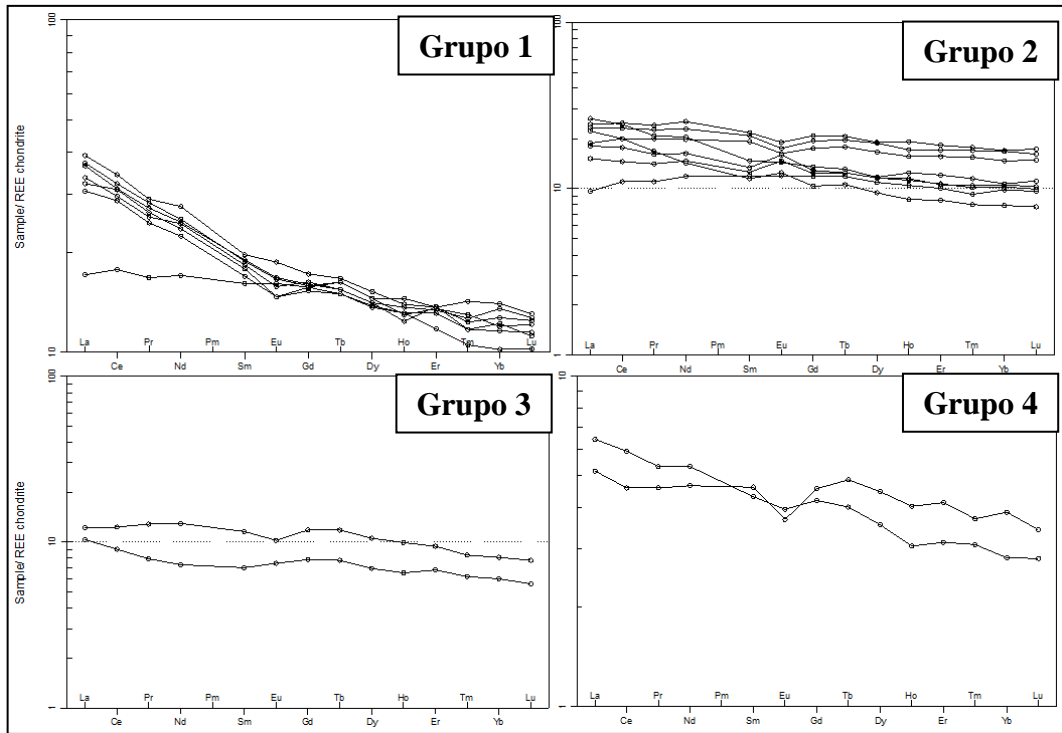


Figura 2.5- Diagrama *spider* normalizado para o condrito *REE chondrite* (Boynton 1984) com as amostras separadas por teores de NMg.

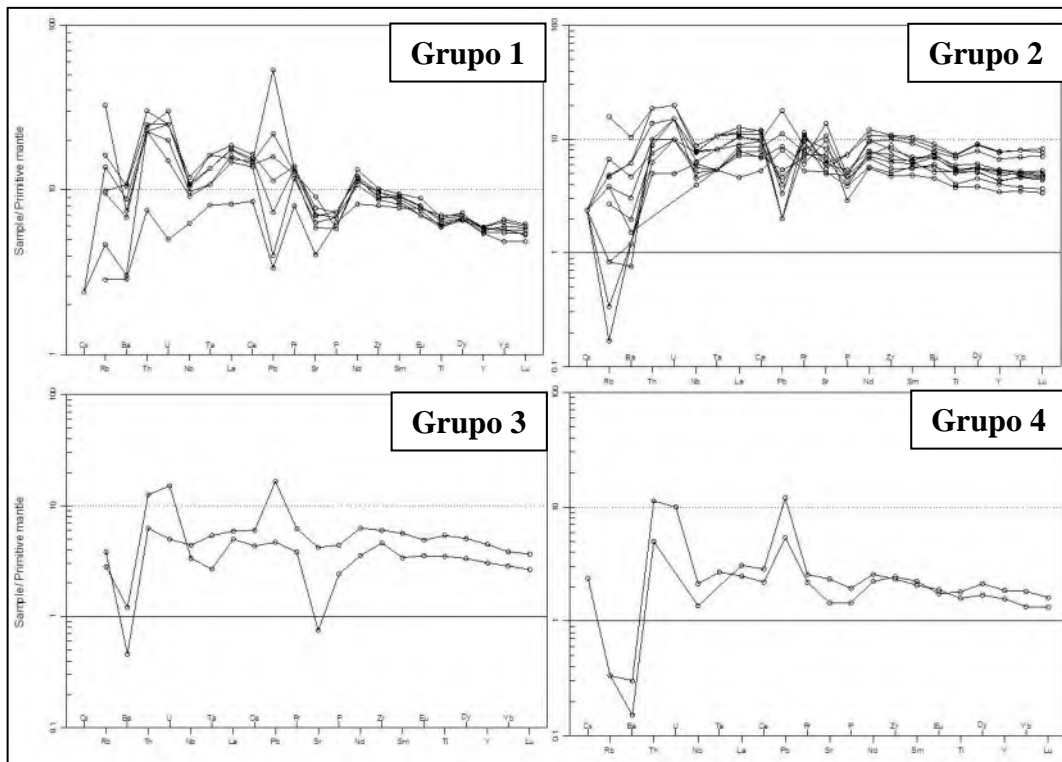


Figura 2.6- Diagrama *spider* normalizado para o manto primitivo (McDonough & Sun 1995) com as amostras separadas por teores de NMg.

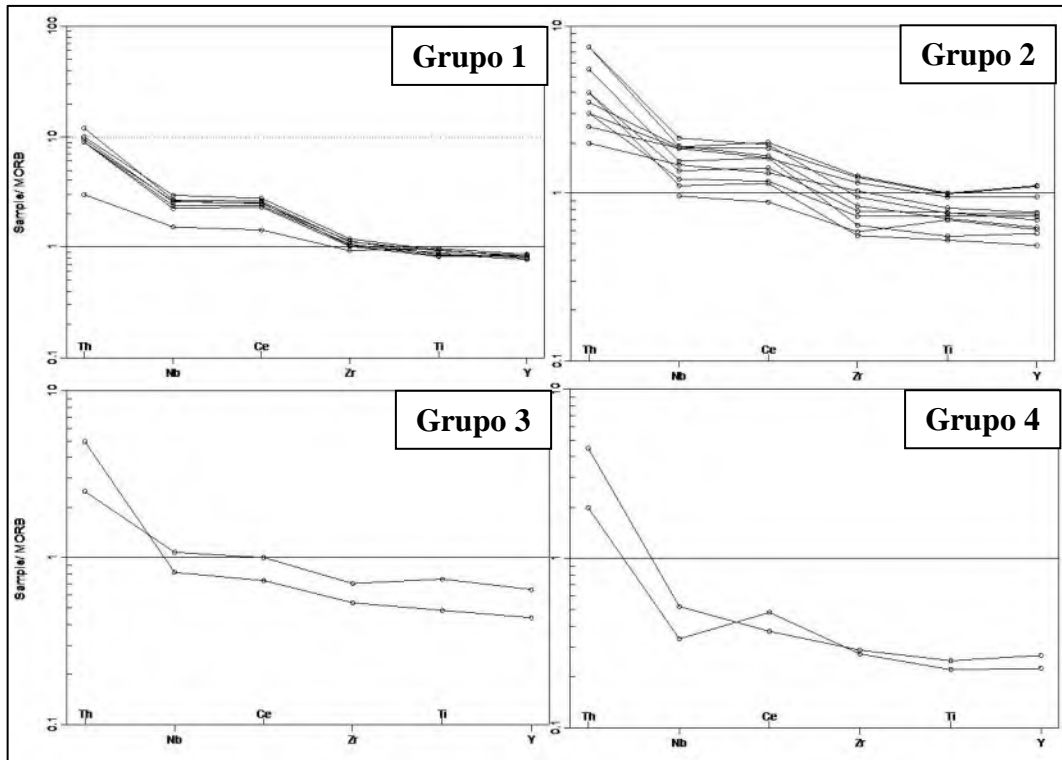


Figura 2.7- Diagrama *spider* normalizado para o MORB (Pearce 1996) com as amostras separadas por teores de NMg.

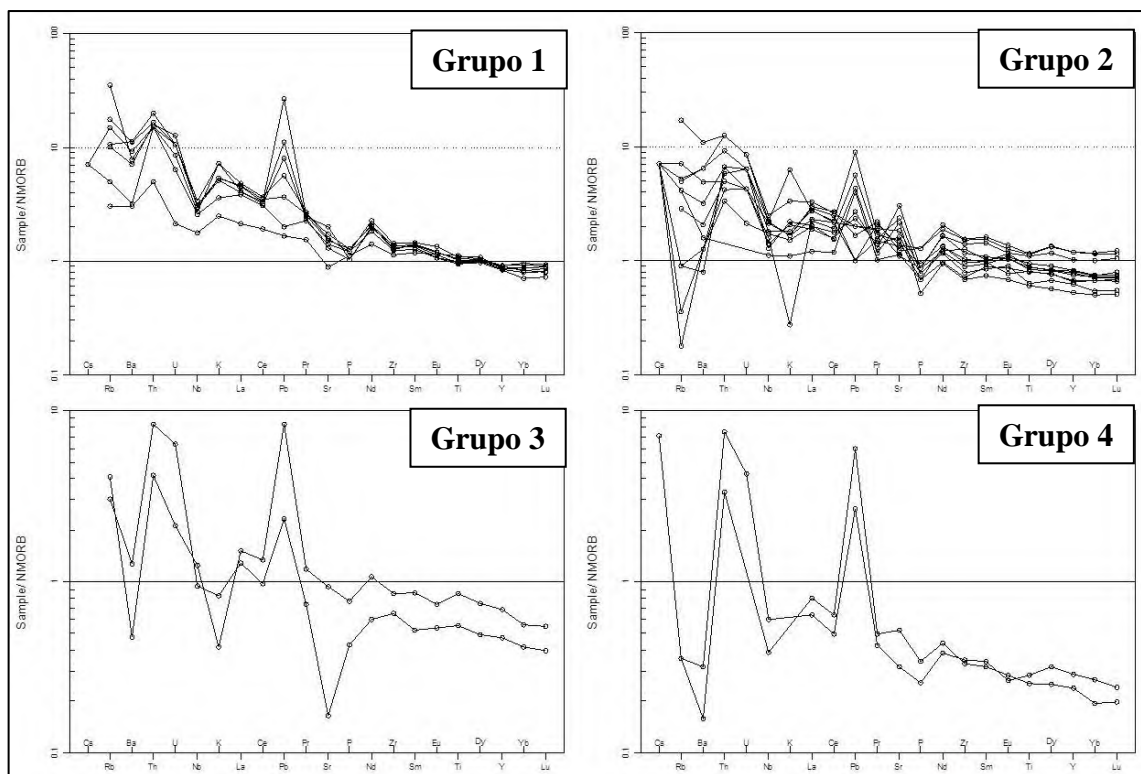


Figura 2.8- Diagrama *spider* normalizado para o NMORB (Sun & McDonough 1989) com as amostras separadas por teores de NMg.

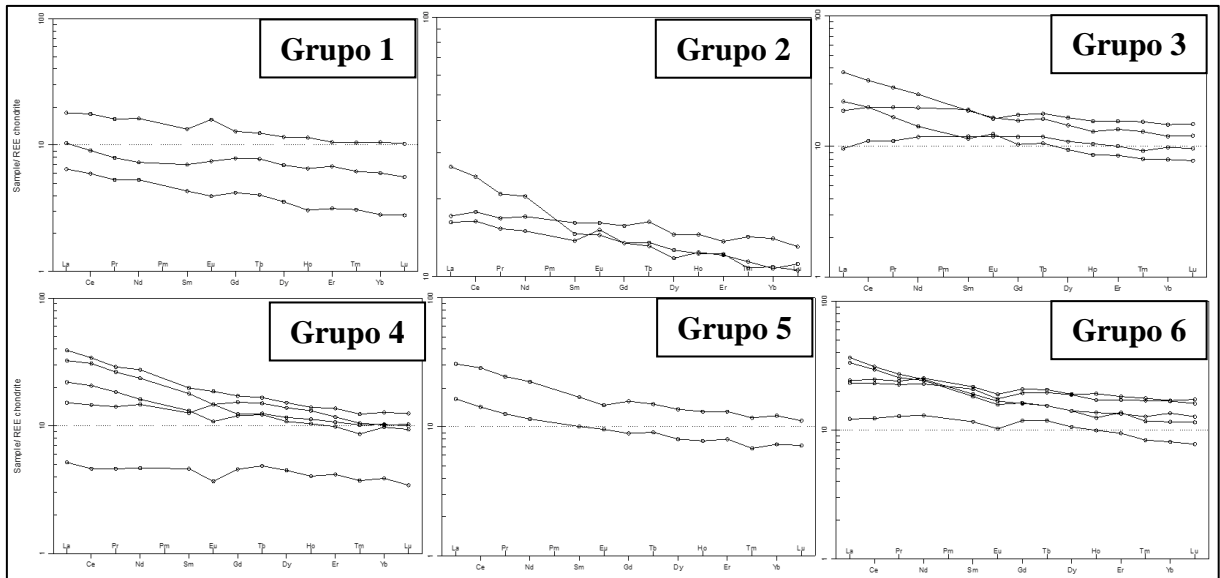


Figura 2.9- Diagrama *spider* normalizado para o condrito REE chondrite (Boynton 1984) com as amostras separadas por teores de SiO₂.

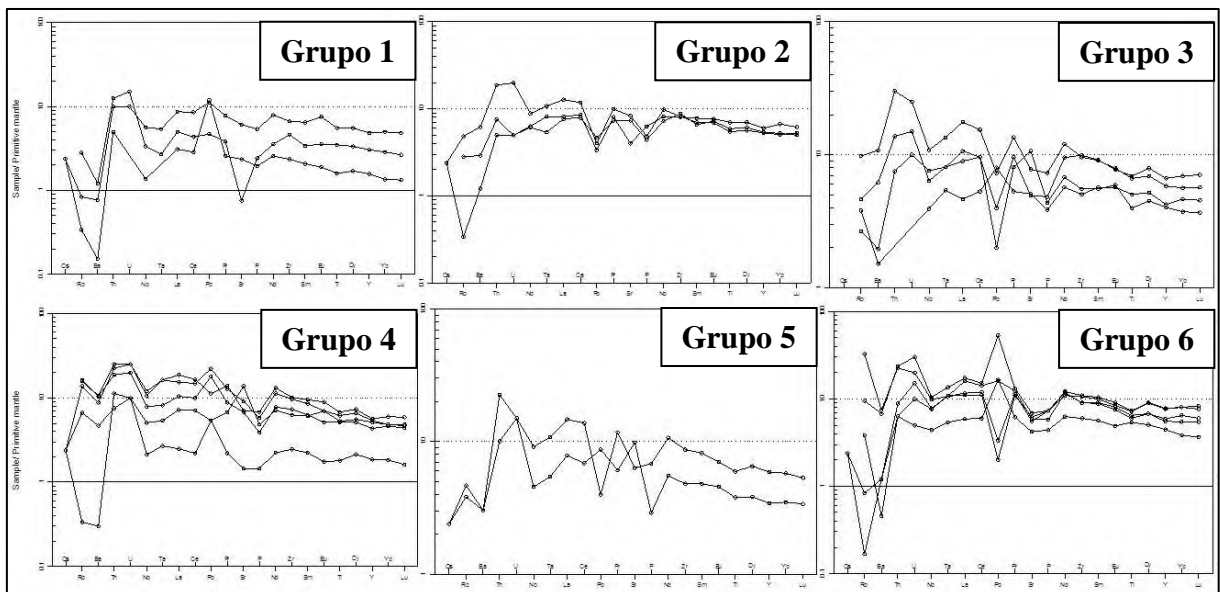


Figura 2.10- Diagrama *spider* normalizado para o manto primitivo (McDonough & Sun 1995) com as amostras separadas por teores de SiO₂.

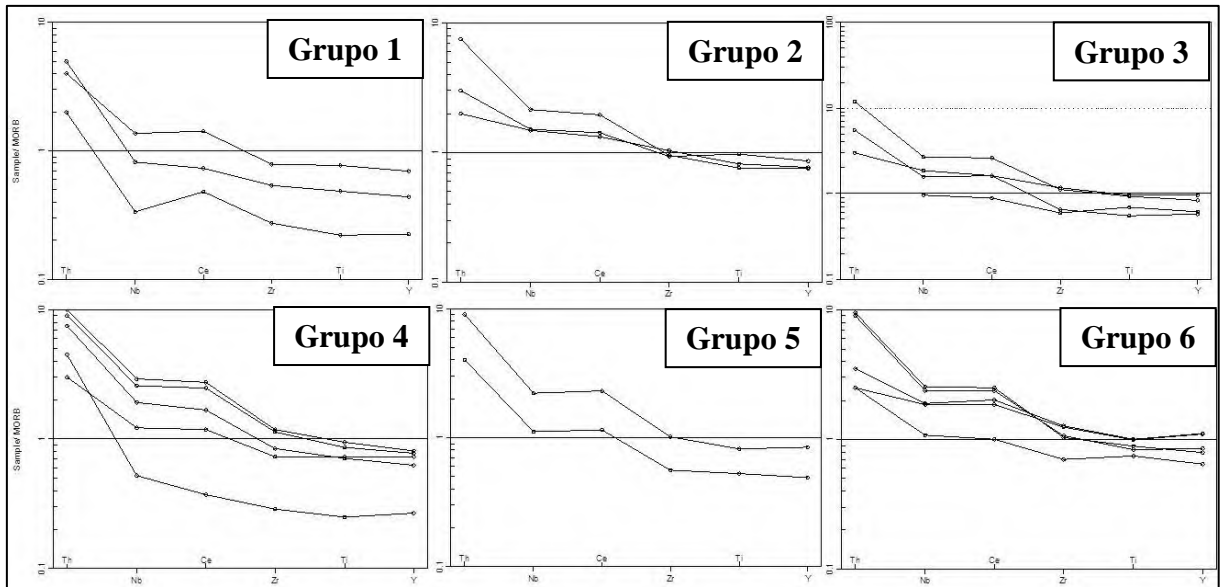


Figura 2.11- Diagrama *spider* normalizado para o MORB (Pearce 1996) com as amostras separadas por teores de SiO₂.

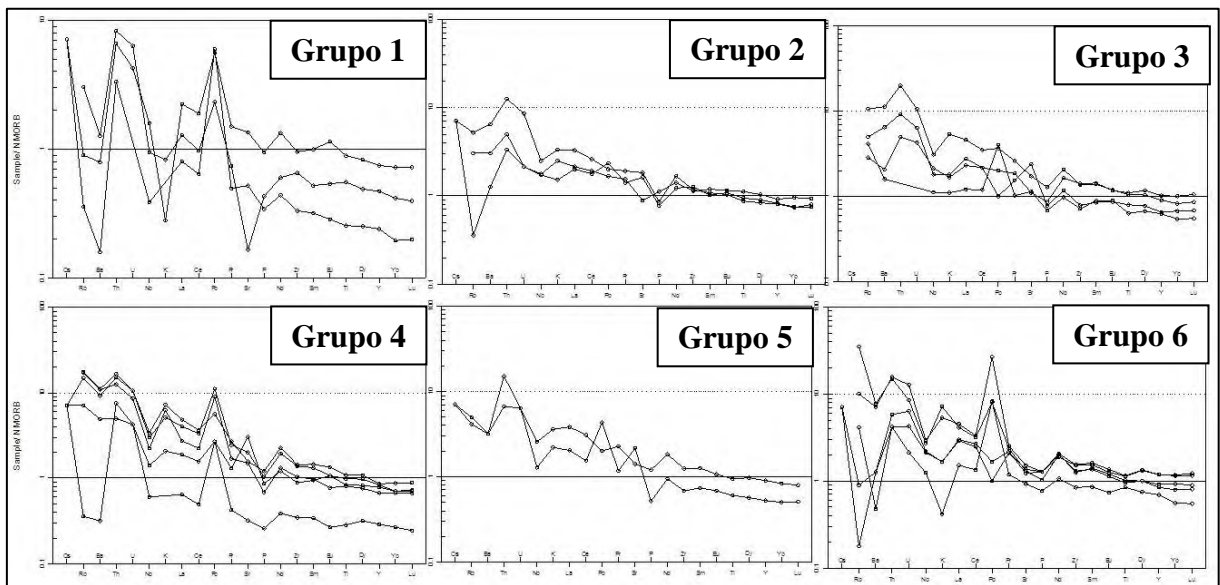


Figura 2.12- Diagrama *spider* normalizado para o NMORB (Sun & McDonough 1989) com as amostras separadas por teores de SiO₂.

2.4 Classificação Tectônica

Na classificação tectônica das amostras foram utilizados diagramas discriminantes com elementos mais imóveis. O primeiro diagrama relaciona Zr/Y vs Zr de Pearce & Norry (1979), Figura 3.16, e a maioria das amostras de metabasaltos ficaram inseridas no campo do MORB e basaltos de arcos.

No trabalho de Furnes *et al.*, 2013, este autor acrescentou um novo campo ao diagrama, o campo dos boninitos, que no caso deste manuscrito, algumas amostras de metabasaltos, os metakomatiitos e o metapicrito estariam inseridos nesses ambiente.

De acordo com os critérios estipulados por Le Bas (2000), $\text{SiO}_2 > 52\%$, $\text{TiO}_2 < 0.5\%$, $\text{MgO} > 8\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1\%$ e $\text{NMg} 0,60-0,85\%$, os protólitos das rochas ricas em Mg deste trabalho não podem ser classificadas como boninitos devido os teores de SiO_2 serem inferiores a 52%.

Porém, se levarmos em consideração que SiO_2 é um composto com bastante mobilidade, podemos considerar essas amostras como *boninite-like* e não um boninito verdadeiro, pois Polat *et al.*, 2002, considera teores de SiO_2 variando de 48 – 52% como aceitáveis para boninitos. Assim, a amostra FVG16/117.60M de metakomatiito poderia se inserir nessa classificação.

No diagrama V vs Ti de Shervais (1982), Figura 3.17, as amostras de metabasaltos ficaram inseridas no campo dos basaltos de fundo oceânico (OFB), enquanto que o metapicrito ficou inserido no campo de arcos de ilhas (ARC) e os metakomatiitos ficaram entre esses dois ambientes.

No diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce *et al.*, (2008), Figura 3.18, algumas amostras de metabasaltos encontram-se plotadas no campo MORB, enquanto que o restante das amostras que encontram-se mais afastadas, indicando algum nível de contaminação crustal.

Capítulo III - Versão preliminar de manuscrito a ser submetido a periódico científico.

**LITOGEOQUÍMICA DE ROCHAS METAVULCÂNICAS MÁFICAS E
ULTRAMÁFICAS PALEOPROTEROZÓICAS DO CINTURÃO
METAVULCANOSSEDIMENTAR CONGONHAS-ITAVERAVA, SUL DO
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS.**

Resumo

O cinturão metavulcanossedimentar Congonhas-Itaverava faz parte do Cinturão Mineiro, localizado no extremo sul do Cráton São Francisco. O Cinturão Congonhas-Itaverava se estende por 30 km entre as cidades de Congonhas e Itaverava em uma direção SE-NW, coincidente com o Lineamento Congonhas. A maioria das rochas metavulcânicas máficas analisadas tem basaltos como protólitos; rochas com protólitos komatiíticos e picríticos também foram encontradas, sendo, porém de pequena expressão. As amostras apresentam assinaturas de uma série magmática transicional, entre toleítica e calcio-alcálica. Os metabasaltos são caracterizados como rochas mais evoluídas do que os metakomatiitos e metapicritos, devido aos seus baixos teores de NMg e altos teores de Zr. Os padrões em diagramas multielementares e as variações de TiO_2 , FeO^t , P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO, Cr, Ni e Y em relação ao Zr e NMg permitem inferir que os metabasaltos podem ter sido originados a partir de magmas diferentes dos que deram origem aos metakomatiitos e metapicritos. No diagrama de discriminação de ambientes tectônicos Zr vs Zr/Y, as rochas metavulcânicas máficas se concentram nos campos do MORB e basaltos de arcos. As amostras de metakomatiitos, metapicritos e alguns metabasaltos ricos em Mg, situam-se no campo dos boninitos e rochas similares aos boninitos. No diagrama Ti vs V, os metabasaltos concentram-se no campo dos basaltos de fundo oceânico; metakomatiitos e dois metabasaltos, localizam-se no limite entre os campos dos basaltos de fundo oceânico e os de arcos. O metapicrito por sua vez, pertence ao campo dos basaltos de arco. A presença de anomalias negativas de Nb e a disposição das amostras no diagrama Nb/Yb vs Th/Yb podem ser relacionadas a contaminação crustal, pois a unidade inferior do cinturão é composta por derrames de lava e sedimentos depositados sobre os terrenos granito-gnaissicos. A conclusão que se pode chegar é que o magmatismo provavelmente teve início em crosta continental, e evoluiu para a formação de crosta oceânica.

Abstract

The Congonhas-Itaverava metavolcanic-sedimentary belt is part of the Mineiro belt, located in the southern part of the São Francisco Craton. The Congonhas-Itaverava belt extends itself for 30 Km between the cities of Congonhas and Itaverava in a SE-NW direction, matching the Congonhas Lineament. The majority of the metavolcanic mafic rocks analyzed have basaltic protoliths; a few rocks with komatiitic and picritic protoliths were also found. All sampled rocks present signatures of a transitional magmatic series, between tholeiitic and calc-alkaline. The metabasalts are more evolved than the metakomatiitic and metapicrites due to their low values of NMg. The patterns found in the multielementary diagrams and the variations of TiO_2 , FeO^t , P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO, Cr, Ni and Y against Zr and NMg allows to infer that the metabasalts may have been originated from different magmas than the metakomatiitic and metapicrites. In the tectonic setting discriminant diagram Zr vs Zr/Y, the metavolcanic mafic rocks are concentrated in the MORB and Island Arc Basalts. The metakomatiitic and metapicritic samples and a few Mg-rich metabasalts are located in the boninites and boninite-like field. In the Ti vs V diagram, the metabasalts are concentrated in the MORB field; the metakomatiitic and two metabasalts are located in the limit between the MORB and arc basalts. The metapicrite belongs to the arc basalts field. The occurrence of negative Nb anomalies and the samples disposition in the Nb/Yb vs Th/Yb diagram can be correlated to crustal contamination, since the lower unit of the belt is composed of lava flows and sediments that were deposited over the granite-gneiss terrains. The conclusion that can be implied is that the magmatism probably started in the continental crust and evolved to the oceanic crust formation.

1. Introdução e Objetivos

No Brasil existem poucos trabalhos sobre rochas paleoproterozóicas devido à escassez de registros e pelo fato dessas amostras terem sido retrabalhadas durante eventos de metamorfismo a ponto de suas assinaturas originais não serem mais reconhecidas.

A proposta deste trabalho é fornecer um estudo detalhado de rochas metamáficas e metaultramáficas de origem vulcânica do Cinturão Metavulcanossedimentar Congonhas-Itaverava a partir de uma caracterização litogeoquímica. Esse estudo irá contribuir

ao conhecimento do magmatismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro e do Quadrilátero Ferrífero. Este cinturão encontra-se no extremo sul do Cráton São Francisco, no estado de Minas Gerais, Brasil (Figura 3.1).

Por não existirem dados litogeoquímicos sobre essas rochas, este trabalho apresenta uma contribuição inédita no estudo dessa região. Porém, as mesmas amostras foram utilizadas no trabalho de Teixeira *et al.*, 2014, só que de forma parcial, diferente do presente trabalho que consistiu em uma abordagem mais detalhada da caracterização litogeoquímica.

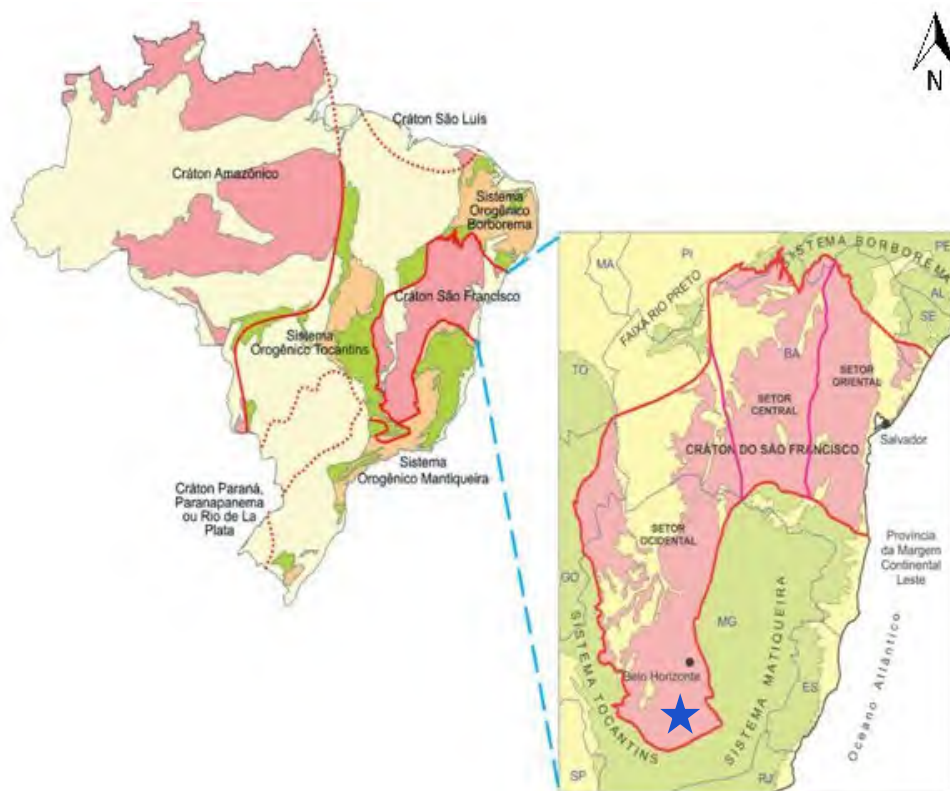


Figura 3.1- Mapa com os principais crátons brasileiros, com destaque para o Cráton São Francisco; a estrela azul representa a área de estudo do trabalho, modificado a partir de Hasui (2012).

As amostras utilizadas neste trabalho foram obtidas a partir de testemunhos de sondagem em trabalhos de campo realizados pela empresa IAMGOLD Brasil Ltda, durante trabalhos de pesquisa mineral para ouro.

As sondagens foram realizadas a sudeste da cidade de Congonhas, MG, Brasil nos anos de 2007 a 2009, e a via de acesso mais próxima ao local é a rodovia MG-129.

2. Geologia Regional

Cráton São Francisco

O Cráton São Francisco, inserido na Plataforma Sul-Americana, é dividido em três setores, ocidental, central e oriental sendo margeado pelas faixas Brasília (parte do Sistema Orogênico Tocantins), a oeste, Rio Preto a noroeste, Riacho do Pontal e Sergipana a norte (integrantes do Sistema Orogênico Borborema), Ribeira a sul e Araçuaí a leste (ambas parte do Sistema Orogênico Mantiqueira), todas originadas no Brasileiro (Figura 3.1). Em sua maioria, o cráton é formado, por rochas com idades variando do Arqueano ao Neoproterozóico (Hasui, 2012).

Considerando o caráter tectônico do Cráton São Francisco, este apresenta fragmentos arqueanos suturados por orógenos paleoproterozóicos, destacados pelo Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá ao

norte de 2,45-2,0 Ga e o Cinturão Mineiro ao sul com idades variando de 2,35 a 2,00 Ga.

A parte sul do Cráton São Francisco, área de interesse deste trabalho, é composta por um antigo terreno granito-*greenstone* de 3,20-2,55 Ga, parcialmente remobilizado e ao qual foram acrescidos diversos terrenos durante o Paleoproterozóico, como o Cinturão Mineiro (Teixeira *et al.*, 2014).

Cinturão Mineiro

O Cinturão Mineiro, Figura 3.2, está inserido no extremo sul do Cráton São Francisco, apresenta estruturação ENE-WSW (Alkmim & Marshak, 1998), é limitado pelos lineamentos Jeceaba-Bom Sucesso e Congonhas e reúne os segmentos crustais paleoproterozóicos situados no Quadrilátero Ferrífero e em suas imediações, a sul, sendo um orógeno paleoproterozóico de longa duração. (Alkmim, 2004).

As extensões nordeste e sudoeste do cinturão situadas fora do cráton foram fortemente retrabalhadas pelo Evento Brasileiro (Neoproterozóico-Eocambriano) e constituem o embasamento da faixa Araçuaí e do sul da faixa Brasília, respectivamente. (Alkmim, 2004).

Ávila *et al.* (2010) dividiram o Cinturão Mineiro em dois domínios (bloco

norte e bloco sul) limitados pela Zona de Cisalhamento do Lenheiro.

Esses blocos se distinguem por níveis crustais diferentes de cristalização de rochas ígneas, em que no bloco norte encontra-se um grande volume de pegmatitos e no bloco sul, rochas vulcânicas e subvulcânicas, assim como pelas idades dessas rochas. O bloco norte é representado pelo *Greenstone Belt* Rio das Mortes e plútons máficos a félsicos. O bloco sul é composto pelos *Greenstone Belts* Dores de Campos e Nazareno e, rochas vulcânicas e subvulcânicas das suítes Serrinha e Tiradentes.

O início da formação do Cinturão Mineiro ocorreu durante o Paleoproterozóico há 2,4 Ga no Sideriano (Noce *et al.*, 2000; Teixeira *et al.*, 2000; Ávila *et al.*, 2010; 2014), a partir de sucessivas acreções de arcos magmáticos, culminando com a colisão com um paleocontinente sobre o qual estava depositado o Supergrupo Minas.

O Cinturão Mineiro possui distintas suítes granitóides com idades entre 2,36 a 2,12 Ga, ortognaisses TTG e plútons não deformados (gabro, diorito e granito), podendo apresentar também seus correspondentes subvulcânicos e vulcânicos, formando cinturões metavulcano-

sedimentares tipo *greenstone belts* de idades entre 2,23 e 2,20 Ga (Teixeira *et al.*, 2014).

Segundo Ávila *et al.*, 2010, 2014, dois episódios metamórficos de 2,190 Ma e 2,131-2,100 Ma afetaram as rochas do Cinturão Mineiro, atingindo fácies anfíbolito e fácies xisto verde a anfíbolito, respectivamente.

Entre as suítes TTG, a Suíte Lagoa Dourada, é o episódio juvenil mais antigo reconhecido até agora no cinturão, obtido a partir de idades U-Pb de zircão de 2.356 ± 3 e 2.350 ± 4 Ma e idades de rocha total Sm-Nd T_{DM} entre 2,4 e 2,5 Ga (Teixeira *et al.*, 2014).

Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero encontra-se situado no setor ocidental do Cráton São Francisco, mais precisamente no sul do cráton, na região centro-sul de Minas Gerais entre a capital Belo Horizonte e a cidade de Ouro Preto. Compreende rochas do Arqueano e Paleoproterozóico que se destacam por estarem agrupadas em três unidades geológicas principais: duas com idades arqueanas (3,0 a 2,5 Ga) como o complexo granito-gnáissico e o Supergrupo Rio das Velhas, e a unidade paleoproterozóica (2,5 a 2,0 Ga) o Supergrupo Minas (Hasui, 2012).

O complexo granito-gnáissico compreende o embasamento arqueano do

Quadrilátero Ferrífero e é constituído principalmente por gnaisses bandados de composição tonalítica a granodiorítica, intrusões graníticas com idade de cristalização magmática de 2,78-2,70 Ga, faixas de rochas vulcanossedimentares e enxames de diques. O Supergrupo Rio das Velhas é considerado como uma sequência metavulcanossedimentar do tipo *greenstone belt*, e é formada da base para o topo pelos grupos Nova Lima e Maquiné, em que o Grupo Nova Lima detém os depósitos auríferos (Hasui, 2012).

O Supergrupo Minas (Paleoproterozóico, 2.580 a 2.610 Ma de acordo com idades detriticas U-Pb de quartzitos Moeda, Machado *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2006), é composto por formações ferríferas bandadas assim como, por unidades metassedimentares clásticas e carbonáticas. Compreende as unidades da base para o topo: Caraça, Itabira e Piracicaba. O Grupo Caraça, na sua base é constituído da Formação Moeda, que apresenta depósitos auríferos, já o Grupo Itabira detém os principais depósitos de formações ferríferas bandadas do Quadrilátero Ferrífero (Hasui, 2012).

Todas essas três unidades geológicas principais descritas anteriormente sofreram intensos dobramento, deformação e metamorfismo por eventos que atingiram o Quadrilátero Ferrífero. O mais antigo foi o

evento tectono-termal Rio das Velhas com idade de 2.8 - 2.7 Ga, depois o Riáciano/Orosiriano com idade aproximada de 2.1 Ga e finalmente, pelo Panafricano-Brasiliano há 0.5 Ga (Hasui, 2012).

3. Geologia Local

O Cinturão Congonhas-Itaverava (Figura 3.3; Corrêa Neto *et al.*, 2011, é uma faixa de rochas metavulcanossedimentares que se estende por 30 km entre as cidades de Congonhas e Itaverava com uma direção SE-NW. O seu limite NE coincide com o Lineamento Congonhas.

Essa faixa de rochas foi inicialmente tida como correlacionável ao *Greenstone Belt* Rio das Velhas, de idade neoarqueana (Baltazar & Zuchetti, 2007) ou ao *Greenstone Belt* Barbacena (idade arqueana; Pires, 1977, Barbosa, 1985). Ávila *et al.* (2003,2006), consideram o *Greenstone Belt* Barbacena como tendo idade paleoproterozóica (Riáciano).

Teixeira *et al.* (2014) a partir de cristais de zircão detriticos em metagrauvaca obtiveram uma idade máxima Sideriana (2349±14 Ma) de deposição para a unidade de topo do Cinturão Congonhas-Itaverava. Sendo assim, o cinturão metavulcanossedimentar Congonhas-Itaverava seria cronocorrelato ao *Greenstone Belt* Rio das Mortes

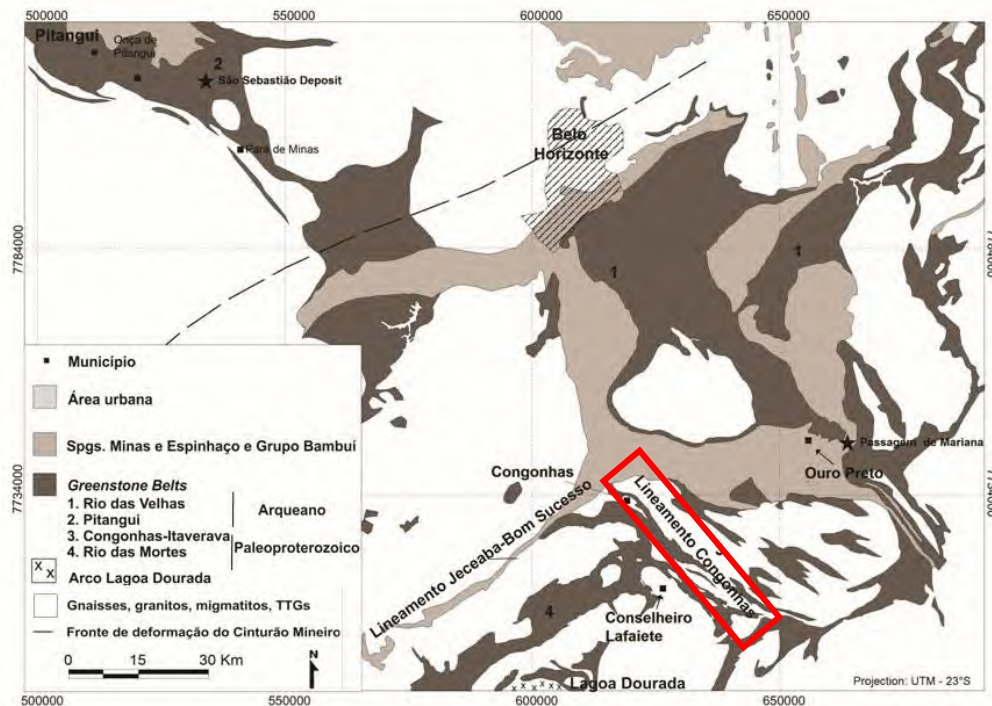


Figura 3.2- Mapa com a geologia simplificada da região do Quadrilátero Ferrífero, com destaque em vermelho para o Cinturão Metavulcanosedimentar Congonhas-Itaverava. Modificado de Corrêa Neto *et al.*, 2012.

(conforme definido por Ávila *et al.*, 2006) e não ao *Greenstone Belt* Rio das Velhas. O Cinturão Congonhas-Itaverava, é composto por uma unidade basal metavulcânica máfica, formada por metabasaltos toleíticos de alto Fe, ocorrendo em menor volume toleitos de alto Mg, basaltos komatiíticos e komatiitos, apresentando intercalações de metassedimentos, como metapelitos carbonosos, mármore e formações ferríferas bandadas fácies silicato (Corrêa Neto *et al.*, 2012).

A unidade de topo é predominantemente clástica e é composta por metapelitos carbonosos e

metagrauvas organizadas em ciclos turbidíticos de areia fina a silte, estratigrafia na Figura 3.4.

As mais recentes rochas aflorantes no cinturão são diques doleríticos ou microgabroicos porfíricos não deformados, concentrados no Lineamento Congonhas (Corrêa Neto *et al.*, 2012).

O cinturão é estruturado internamente como um sinclínio (Shinzato & Ribeiro, 2009; Corrêa Neto *et al.*, 2011), com os flancos nordeste e sudoeste apresentando mergulhos fortes, devido à presença das zonas de cisalhamento do Lineamento Congonhas.

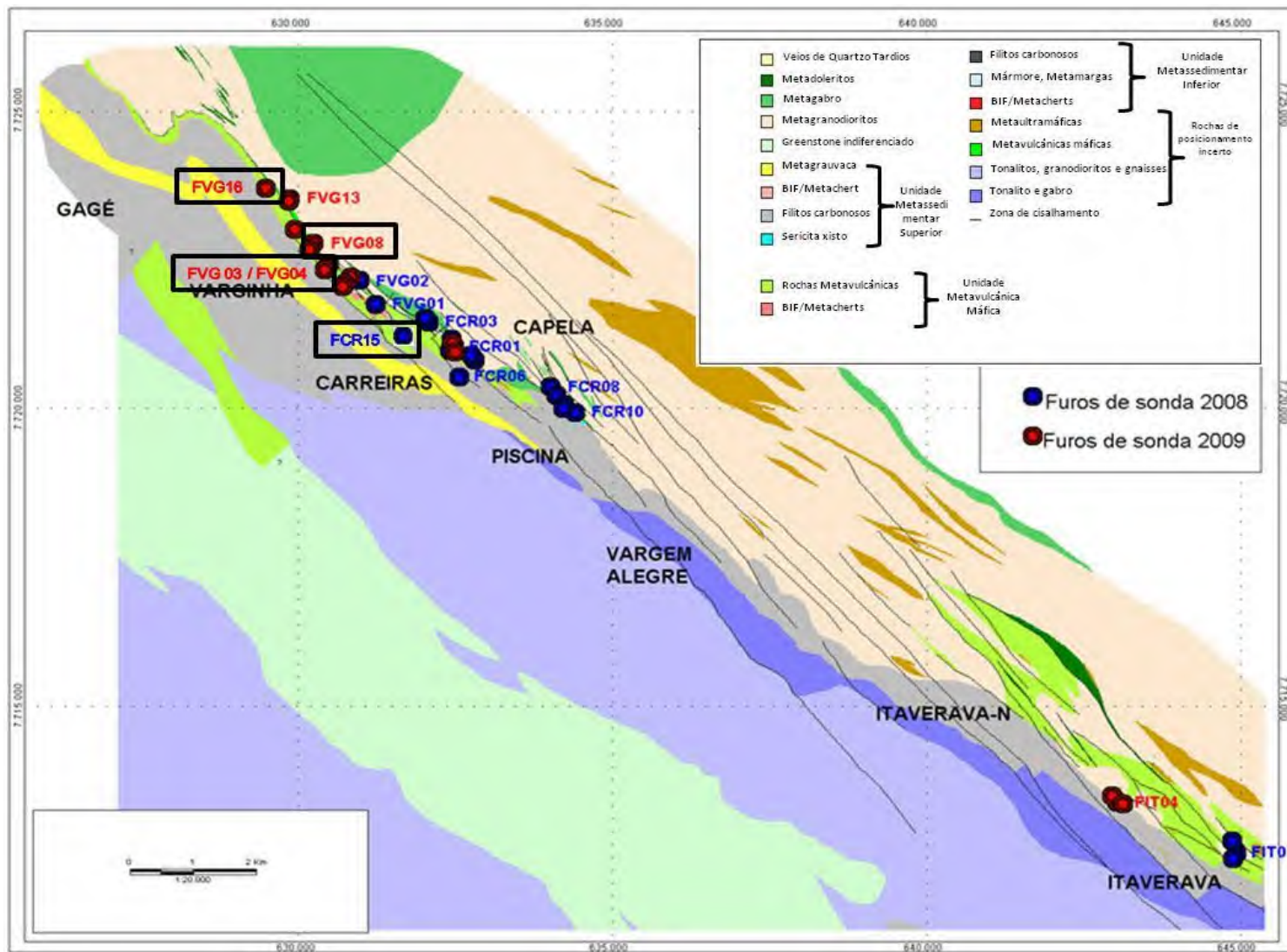


Figura 3.3- Geologia simplificada de parte do Cinturão Congonhas-Itaverava e suas unidades litológicas. Destaque para as plataformas dos furos utilizados para amostragem. Mapa gentilmente cedido pela empresa IAMGOLD Ltda.

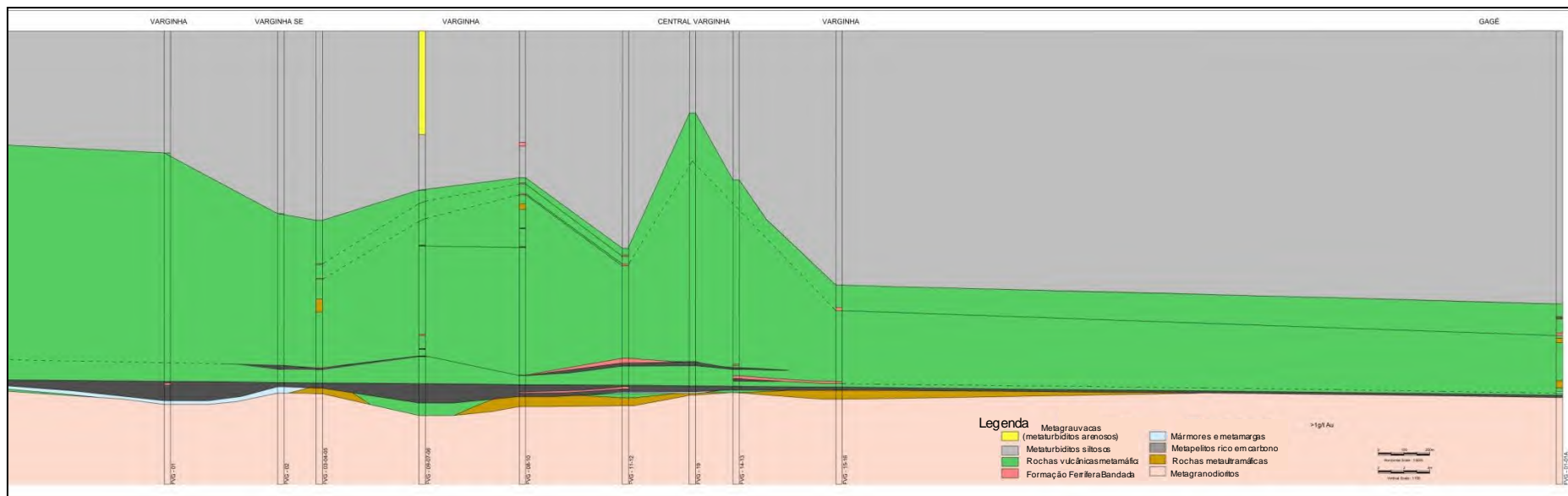


Figura 3.4- Estratigrafia do Greenstone Belt Congonhas-Itaverava entre as áreas de Varginha e Gagé. Seção longitudinal em cerca, inclinada, construída através de seçãostransversais após restauração da espessura original das camadas e utilizando o topo da camada basal de filito carbonoso como nível guia, horizontalizado. Escala vertical exagerada em relação à horizontal. Secoagilmente cedida pela IAMGOLD Brasil Ltda.

4. Metodologia

Para a realização desse trabalho, foram utilizadas 22 amostras de rocha coletadas a partir de testemunhos de sondagens diamantadas com diâmetro NQ, no Cinturão Congonhas-Itaverava. As amostras foram submetidas a análises geoquímicas no *Acme Labs (Analytical Laboratories LTD, Vancouver, Canadá)*, utilizando os métodos 4A (*ICP-ES*) e 4B (*ICP-MS*).

O método analítico empregado para os elementos maiores e menores foi o ICP-ES (Espectrômetro de Emissão em Plasma Indutivamente Acoplado) e para os elementos traço e terras-raras, o ICP-MS (Espectrômetro de Massa em Plasma Indutivamente Acoplado).

A preparação das amostras foi por fusão com borato de lítio e digestão em ácido nítrico diluído, utilizando 0.5 g de amostra. Para os metais preciosos e base (Ag, As, Au, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl e Zn), também foi utilizado o método ICP-MS com digestão em água-régia a 95°C.

5. Resultados

5.1 Efeitos da alteração hidrotermal e do metamorfismo

utilizado para avaliar o nível de alteração hidrotermal e/ou metamorfismo sofrido por essas rochas (Figura 3.5).

Para caracterizar os efeitos da alteração hidrotermal e metamorfismo, vários autores (Beswick & Soucie, 1978; Beswick, 1982; Winchester & Foyd, 1977; Humphris, 1984; Winchester, 1984; Winchester & Max, 1984, Michard, 1989, Morris & de Witt, 1997, Sugitani *et al.*, 2006) têm investigado as assinaturas químicas originais de rochas magmáticas que sofreram alguma influência desses efeitos, especialmente em rochas máficas e ultramáficas metamorfizadas de *greenstone belts*.

Altos valores de perda ao fogo (LOI), que neste trabalho variaram de 1.0-17.1%, são associados com uma forte alteração (hidrotermal e/ou metamorfismo de fácies xisto verde), que afetou as concentrações originais de elementos maiores e litófilos de grande raio iônico (LILE).

Os elementos terras raras e de alto potencial iônico (HFSE) são mais imóveis quando comparados aos LILE e, conseqüentemente, são menos afetados por esses processos (Dostal *et al.*, 1980; Rollinson, 1993; Jochum & Verma, 1996; Morris & Wit, 1997, Said & Kerrich, 2009). O gráfico de BAU (1996) foi

Um campo denominado CHARAC representa o comportamento dos elementos traço em um processo magmático

controlado pela carga e raio iônico a partir das razões Zr/Hf no eixo x e Y/Ho no eixo y.

Esses quatro elementos traço são bastante imóveis e não sofrem modificação com relação ao condrito (Jochum *et al.* 1986), e por isso, refletem razoavelmente bem a natureza ígnea original, em termos da composição química.

Neste gráfico, o fato de todas as amostras estudadas estarem inseridas no

campo CHARAC, denota um caráter de confiabilidade, o que permite prosseguir com a classificação das amostras.

A partir dos resultados obtidos nas análises químicas (Anexo - Tabela), foi possível separar as amostras em dois grupos principais: (1) rochas ultramáficas e (2) rochas máficas, com base nos teores de NMg.

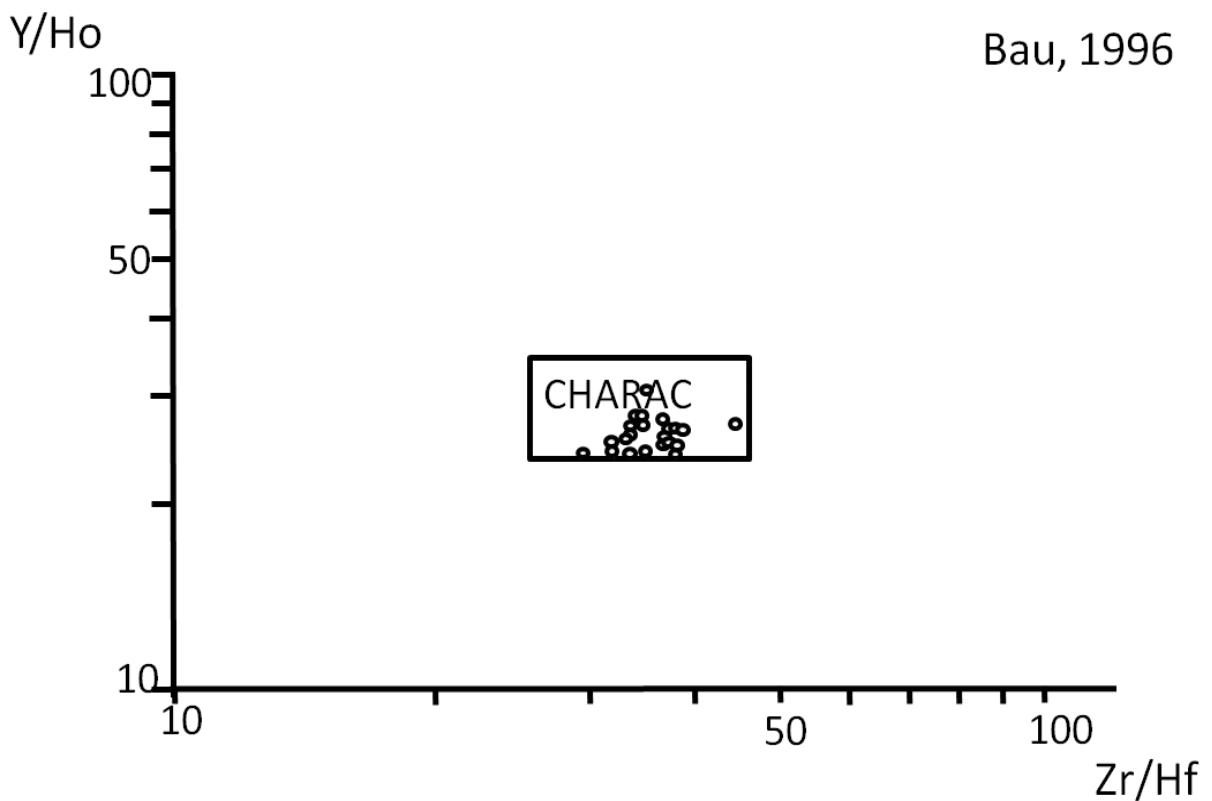


Figura 3.5- Gráfico de Bau (1996), com as amostras inseridas no campo CHARAC.

Apenas três amostras são de rochas metaultramáficas, de acordo com valores de NMg (*Mg-number*, número de magnésio, MgO/MgO+FeO), de 0,49-0,68, que se caracterizam também pelos elevados teores de MgO (16,92 a 26,24%), SiO₂ (36,07 a 48,54%), Ni (1034-1470 ppm), Co (89,9-117,2 ppm).

As 19 amostras restantes foram classificadas como metamáficas devido ao teor de NMg (0,24-0,38), e também de acordo com de MgO inferior a 12%, que no caso das amostras a variação foi de 4,64-10,1%, SiO₂ (43,69-50,84%), Ni (57-151 ppm), Co (38-65 ppm), (Anexo - Tabela).

5.2 Caracterização litogeoquímica dos elementos maiores e menores

O diagrama de Ross & Bédard (2009) foi adotado para a classificação da série magmática, pois utiliza elementos mais imóveis, já descritos no item 5.1.

Este gráfico considera que magmas basálticos calcioalcalinos de arcos vulcânicos modernos são comumente enriquecidos em Zr, em relação aos basaltos toleíticos, enquanto que Y é semelhante, ou mais empobrecido nos basaltos calcioalcalinos (Jenner 1996; Kerrich and Wyman 1996; Pearce 1996; Wilson 1996).

O posicionamento das amostras no gráfico de Ross & Bédard (2009), Figura 3.6, mostra que estas apresentam uma assinatura química intermediária, entre calcioalcalina e toleítica.

Para classificar as rochas, primeiramente foi utilizado o gráfico de Pearce (1996) a partir do gráfico de Winchester & Floyd (1997), Figura 3.7, com sua alcalinidade e estágio de diferenciação a partir de elementos imóveis.

As 22 amostras ficaram inseridas no campo dos basaltos, mas visto que algumas amostras apresentam teores elevados de MgO foi utilizada a classificação de Le Bas (2000) para rochas vulcânicas de alto MgO e picríticas.

Nesse gráfico, seis amostras encontram-se inseridas no campo dos komatiitos e meimequitos, porém duas amostras apresentam TiO₂ <1% e portanto, são classificadas como metakomatiitos, Figura 3.8 (a).

Apenas uma amostra apresentou teores compatíveis a classificá-la quimicamente como um protólito picrítico, Figura 3.8 (b).

Para classificar o grau de evolução das amostras, foi utilizado um diagrama que relaciona o teor de NMg vs Zr, Figura 3.9.

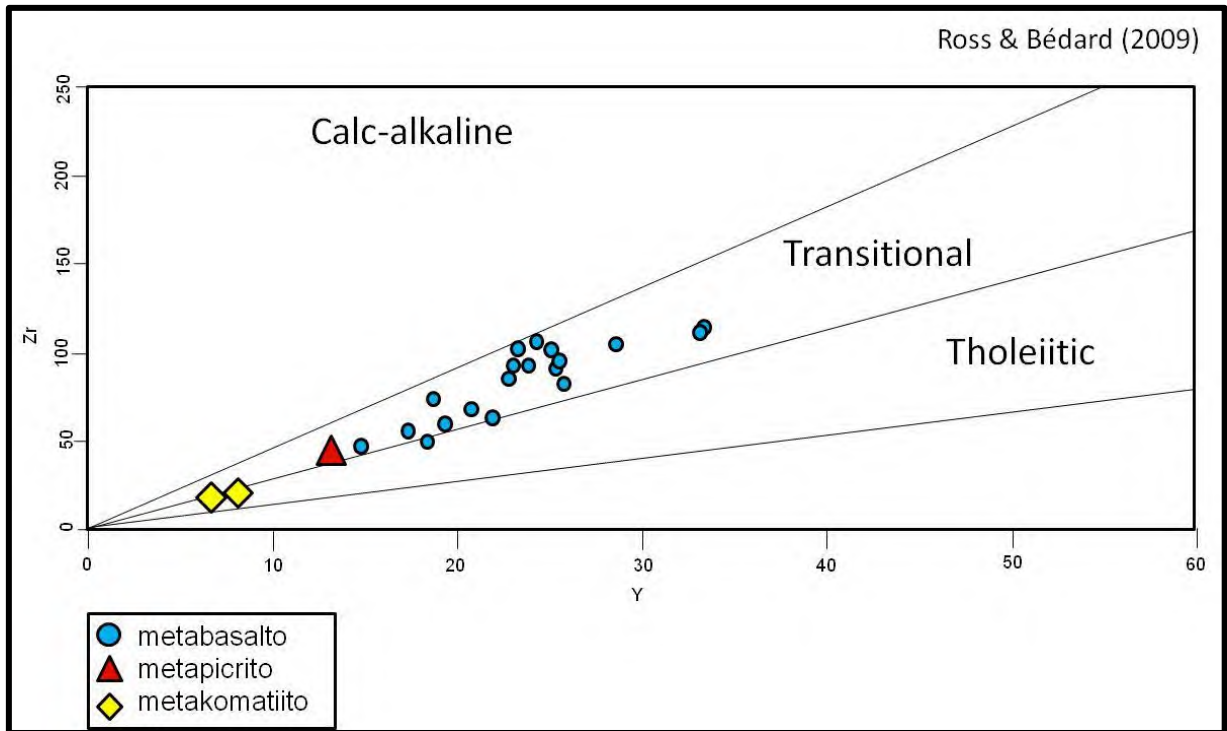


Figura 3.6- Diagrama Zr vs Y de Ross & Bédard (2009).

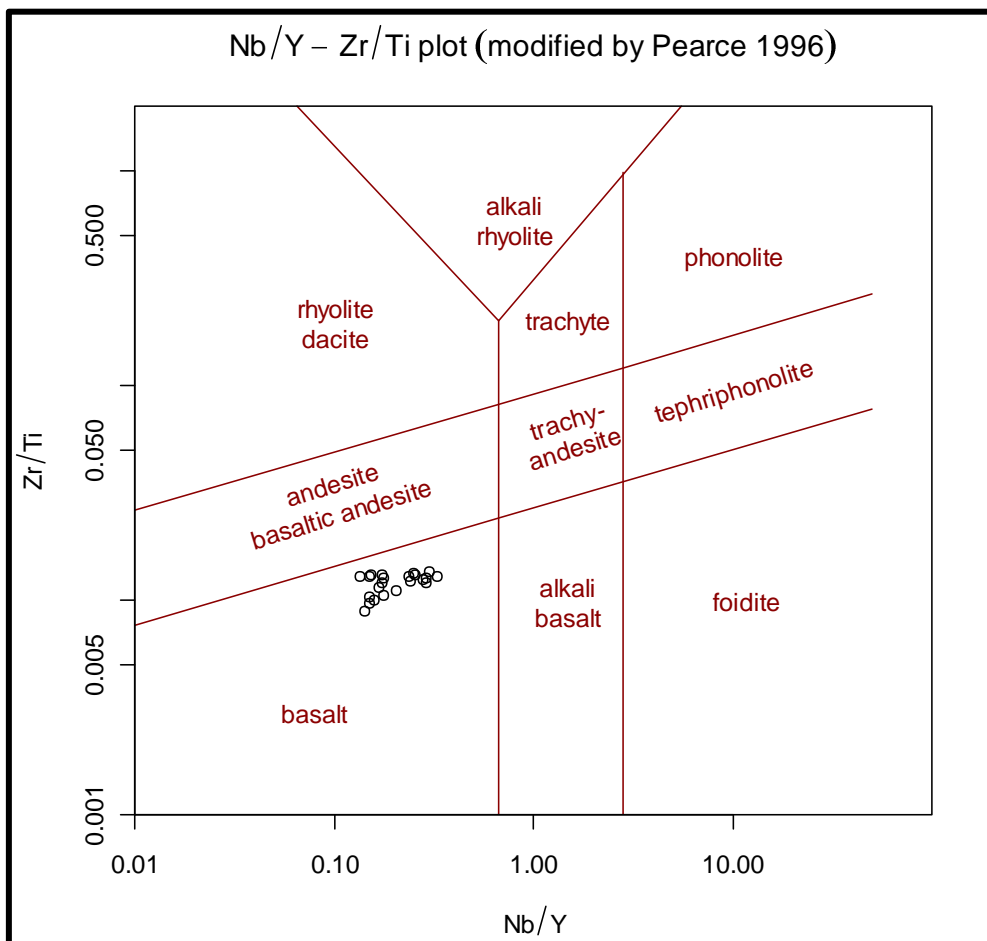


Figura 3.7 – Diagrama de classificação de rochas de Pearce (1996).

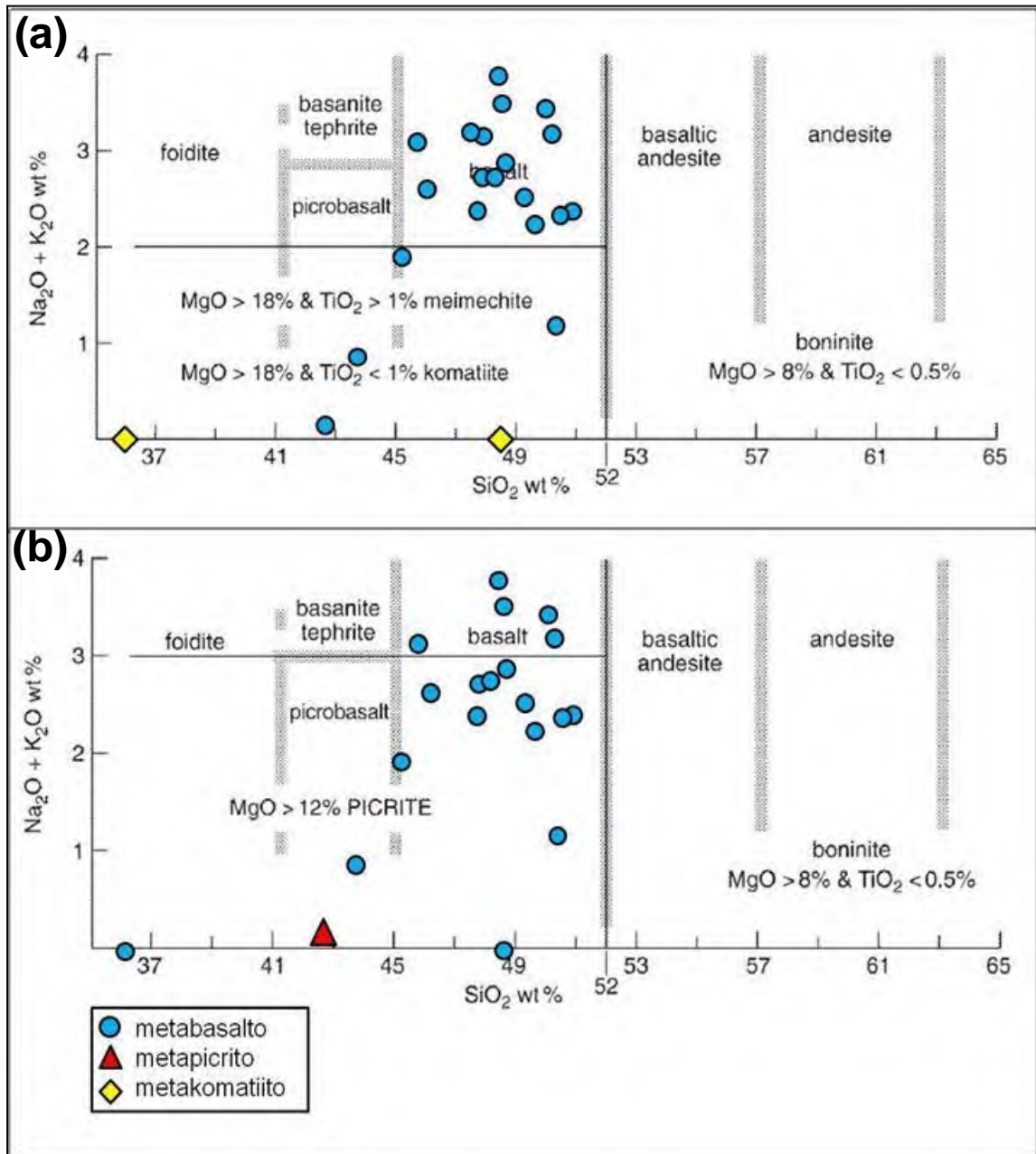


Figura 3.8- (a) Diagrama com a nova classificação e nomenclatura para rochas vulcânicas de alto Mg: komatiitos e meimequitos. (b) Diagrama com a classificação e nomenclatura para rochas vulcânicas de alto Mg: picritos, modificado de Le Bas (2000). As bolinhas azuis restantes, por apresentarem $\text{MgO} < 12\%$ wt, não podem ser caracterizadas como de composições picríticas, meimequíticas ou komatiíticas.

As amostras mais máficas, os metakomatiitos, apresentam os valores mais altos de NMg como esperado e assim, encontram-se plotadas no campo das rochas menos evoluídas, ou seja, geradas

pela cristalização de magmas diferenciados. O metapicrito, mesmo inserido no campo das rochas evoluídas, apresenta características mais próximas de rochas menos evoluídas, diferentemente

dos metabasaltos que se inserem no campo das rochas evoluídas para altamente evoluídas.

É possível observar, que no diagrama NMg vs Zr as amostras apresentam uma tendência (*trend*),

significando que o aumento do teor de Zr está diretamente relacionado com a diminuição do NMg. Porém, nota-se uma lacuna nesse *trend*, ou seja, ausência de amostras no intervalo de 0,5 a 0,6.

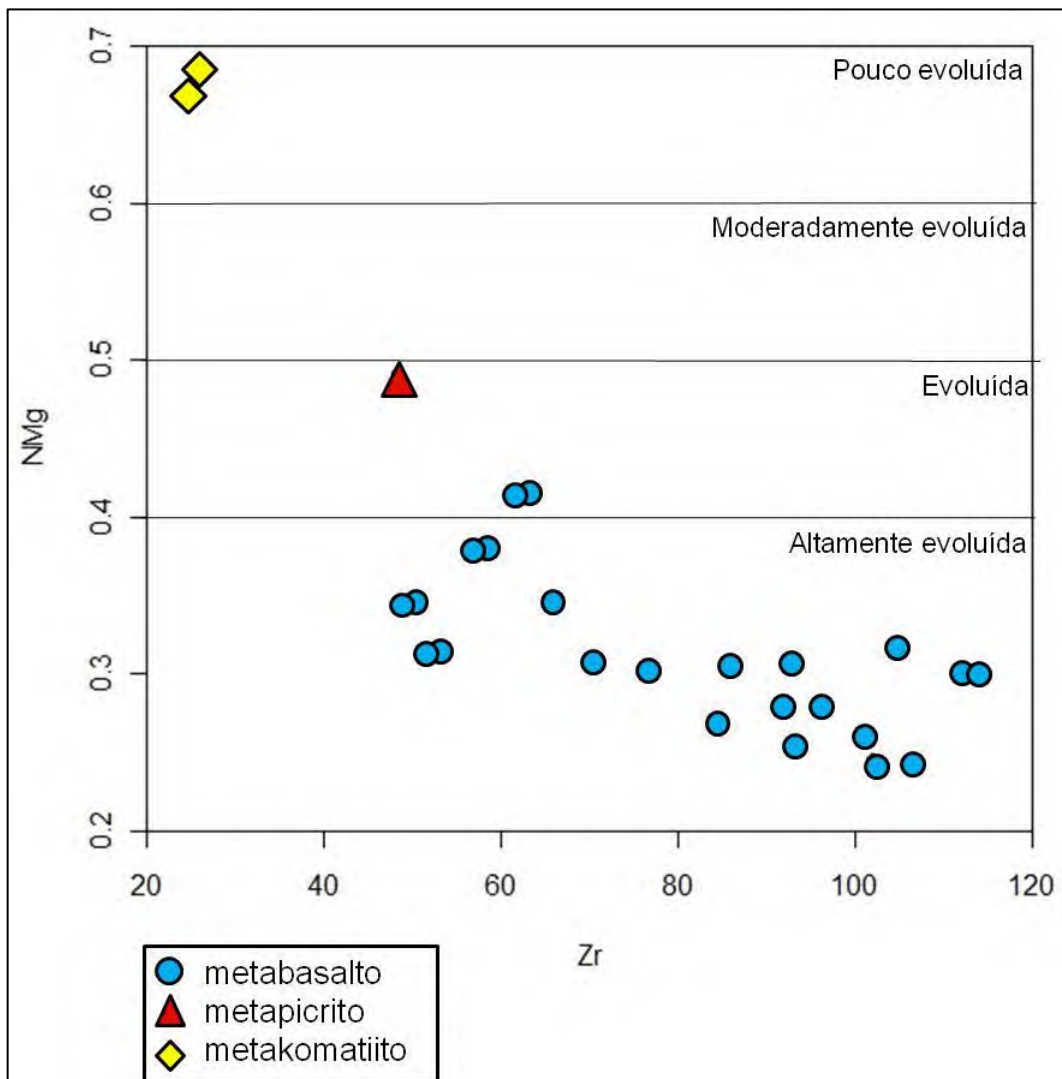


Figura 3.9– Diagrama de classificação do grau de evolução das rochas, utilizando NMg vs Zr.

Para os diagramas de variação, foram selecionados como índice de diferenciação, o Zr por ser um elemento imóvel e o parâmetro NMg, Figuras 3.10 e 3.11,

respectivamente, por terem apresentado uma melhor visualização de *trends*.

Observando a Figura 3.10, notam-se *trends* positivos para TiO_2 , FeO^t , P_2O_5 ,

Al₂O₃ e Y. Podem ser observados também *trends* negativos para Cr, Ni e MgO, se o cluster das amostras ricas em Mg forem interpretados como parte de um único trend dos metabasaltos. As amostras de metabasaltos apresentam baixa variação de Cr, Ni e MgO em relação ao Zr. Para CaO vs Zr, nota-se uma leve tendência de diminuição de Ca com o aumento de Zr, com os metakomatiitos isolados.

A partir da análise da Figura 3.11, nota-se *trends* negativos para TiO₂, FeO^t, P₂O₅, Al₂O₃ e Y em relação ao NMg. Para o CaO diminuição no teor de Ca para as rochas mais evoluídas (metabasaltos), os metakomatiitos encontram-se isolados e os metabasaltos são quase todos de um mesmo *cluster*. Os *trends* positivos em Cr, MgO e Ni, com NMg caracterizam enriquecimento no magma, e as amostras ultramáficas ricas em MgO estão sempre afastadas das demais. Isso pode ser interpretado como parte extrema de um trend composto também pelos metabasaltos.

5.3 Diagramas Multielementares (*Spidergrams*)

Os dados foram dispostos em diagramas multielementares normalizados com relação ao condrito (*REE chondrite*,

Boynton, 1984), manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), MORB (Pearce, 1996) e NMORB (Sun & McDonough, 1989), que permitiram separar as amostras em três grupos, de acordo com os padrões obtidos. Os Grupos 1 e 2 estão representados pelos metabasaltos e o Grupo 3 pelos metakomatiitos e o metapicrito.

Com relação ao diagrama normalizado para condritos (Figura 3.12), o grupo 1 apresenta padrões de enriquecimento em ETRL (La/Yb: 2,14), marcados por inclinação negativa pronunciada; algumas amostras possuem anomalias moderadas a insignificantes negativas de Eu (Eu/Eu_N ≈ 0,8). O grupo 2 apresenta um padrão com discreto enriquecimento nos ETRL (La/Yb: 1,5) resultando em curvas com sutil inclinação negativa.

O grupo 3 representado pelos metakomatiitos e o metapicrito, apresenta padrão similar as do grupo 2, porém seus teores absolutos em elementos são inferiores aos do grupo 2; uma amostra de metakomatiito apresenta anomalia negativa de Eu.

As normalizações para manto primitivo (McDonough & Sun 1995; Figura 3.13) geraram padrões menos consistentes.

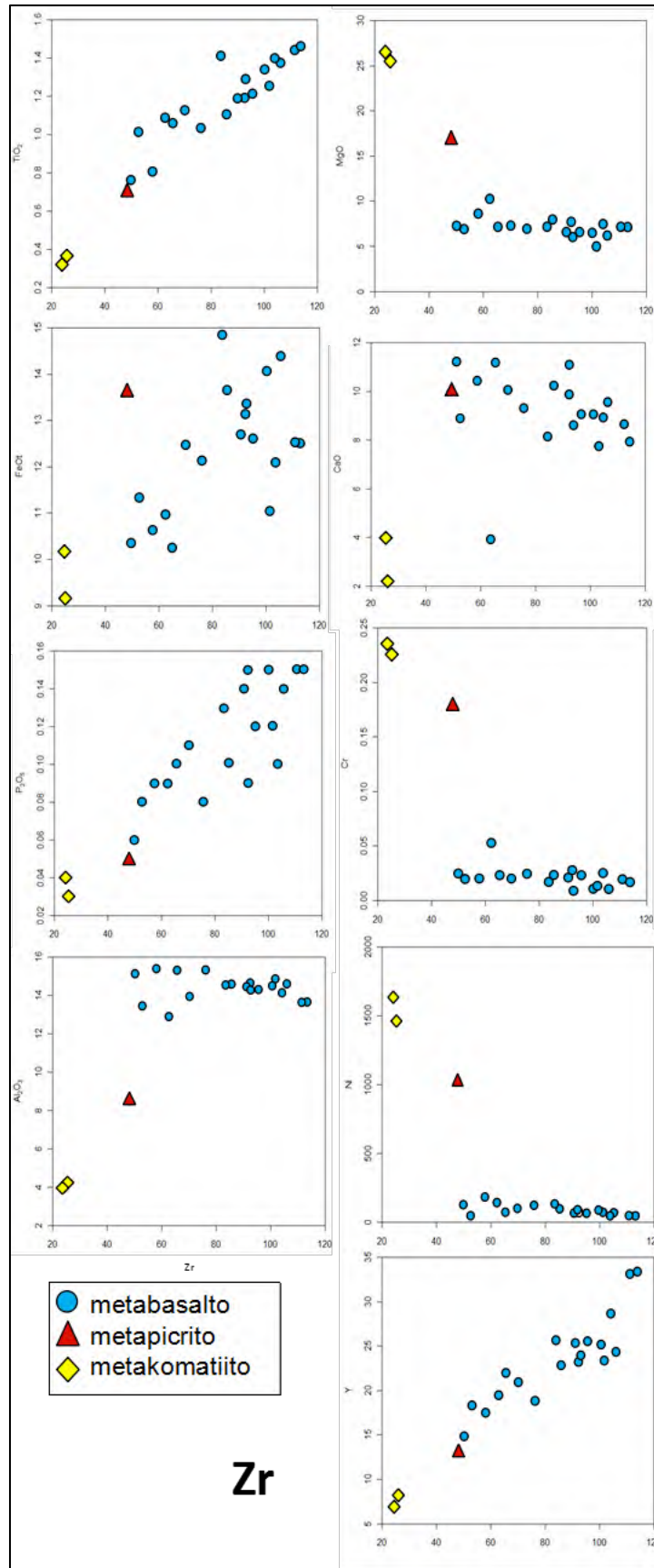


Figura 3.10 – Diagrama de Variação de Harker para TiO_2 , FeO^t , P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Cr , Ni e Y vs Zr .

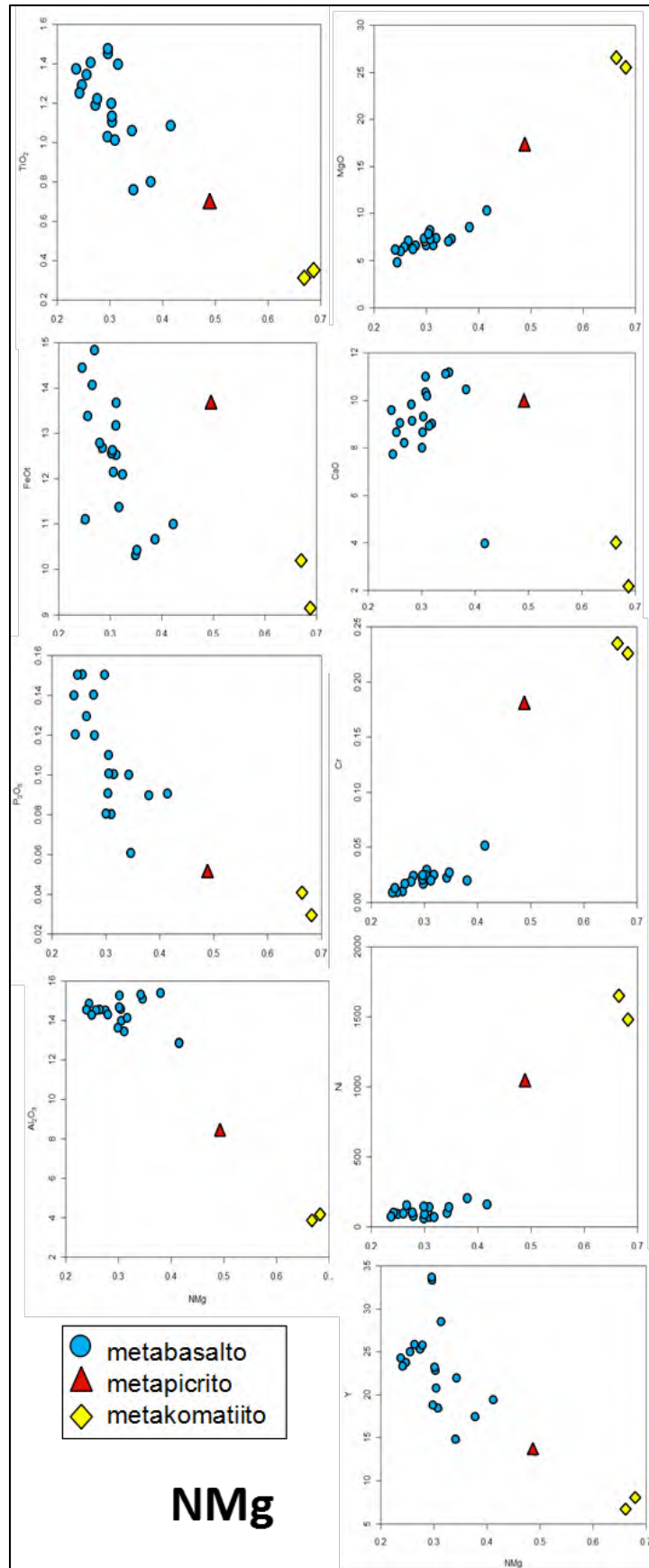


Figura 3.11 - Diagrama de Variação de Harker para TiO_2 , FeO^t , P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Cr , Ni e Y vs NMg .

Todos os grupos apresentam valores dispersos, variados de Cs e Rb; Ba mostra-se abaixo dos valores normalizados em todos os grupos.

O grupo 1 possui anomalias negativas de Nb, valores dispersos de Pb, ora positivos ora negativos enquanto Sr e P formam anomalias negativas. De Nd a Lu, os padrões são homogêneos, talvez com fracas anomalias negativas de Ti e Y.

O grupo 2 gera linhas como um todo fracamente negativas após o Ba, com anomalias positivas e negativas de Pb e negativas de P.

O Grupo 3 apresenta uma grande anomalia negativa de Ba em relação aos valores normalizados; os metakomatiitos apresentam anomalias positivas de Pb.

No diagrama normalizado para MORB (Figura 3.14), os três grupos possuem comportamentos similares.

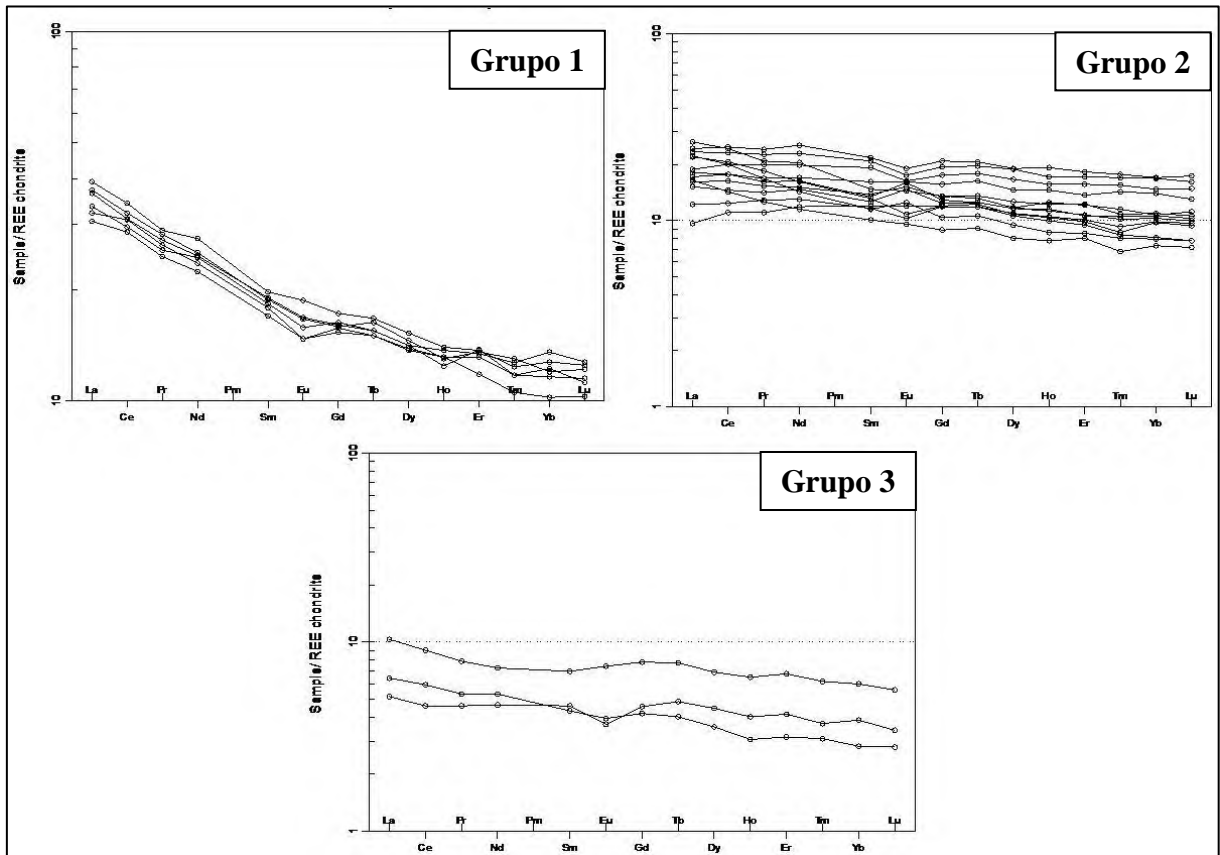


Figura 3.12 - Diagrama *spider* normalizado para o condrito *REE chondrite* (Boynnton 1984).

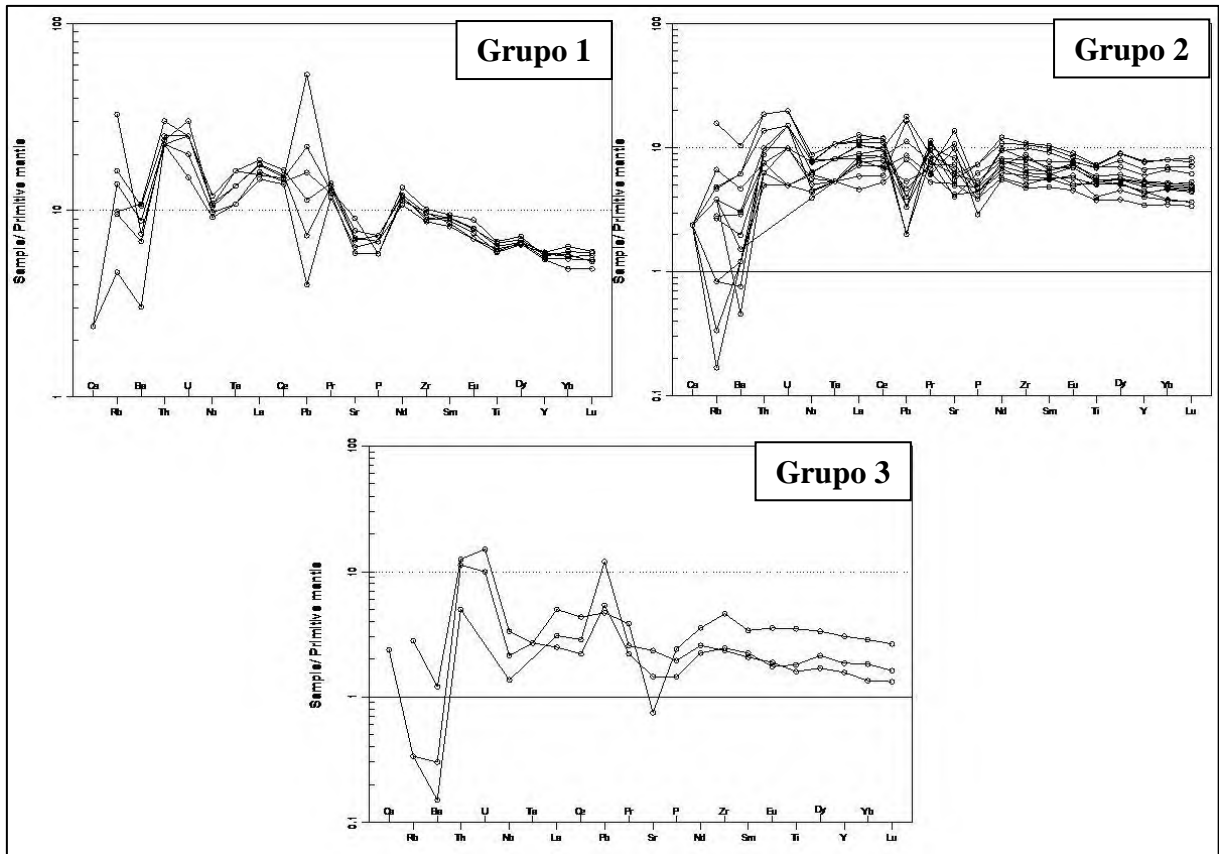


Figura 3.13- Diagrama *spider* normalizado para o manto primitivo (McDonough & Sun 1995).

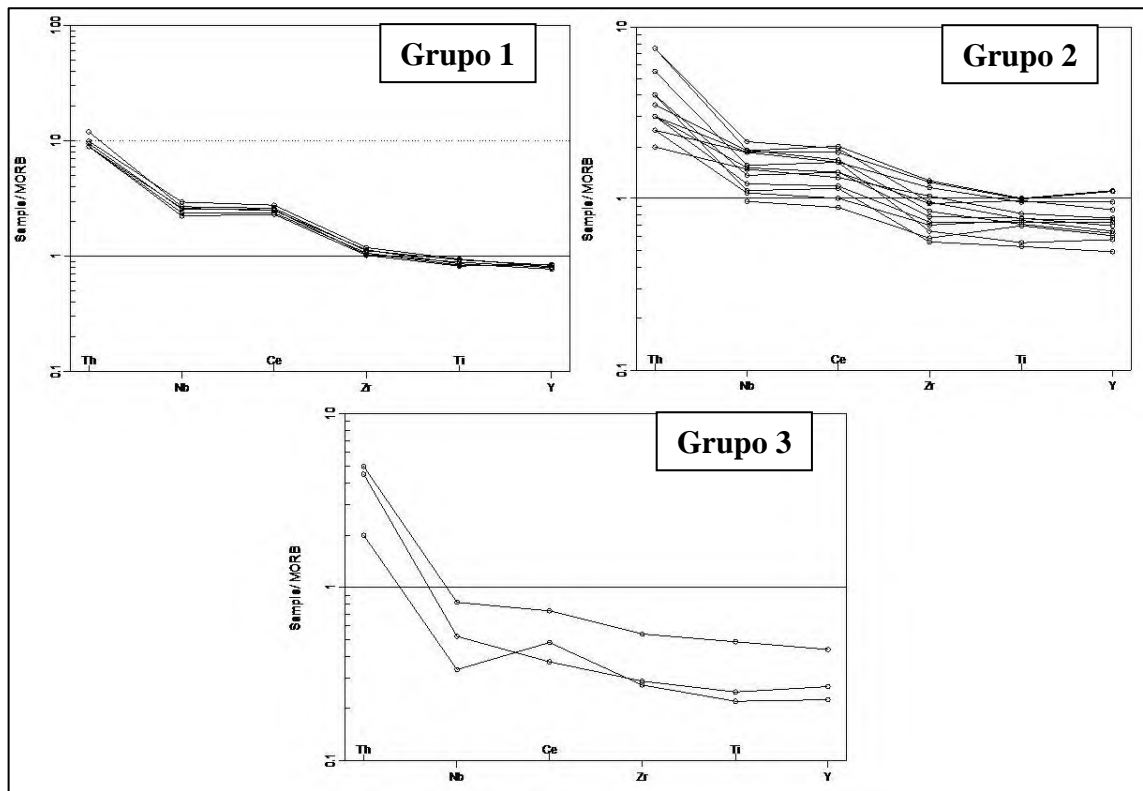


Figura 3.14 – Diagrama *spider* normalizado para o MORB (Pearce, 1996) com as amostras separadas por teores de NMg.

O Grupo 3 diferencia-se do demais por apresentar valores inferiores de Nb, Ce, Zr, Ti e Y.

No gráfico normalizado para NMORB (Figura 3.15), o Grupo 1 apresenta valores variáveis de Cs, Rb e Ba, anomalias negativas de Nb e positivas de Pb. P e Nd podem ser interpretados como apresentando fracas anomalias negativas e positivas, respectivamente. Foi observado também um enriquecimento LILE/HFSE (Cs/Yb \approx 10).

No Grupo 2, há variações irregulares nos valores do Cs ao P, apresentando a partir de então inclinações suaves e negativas, os seus valores se assemelham a normalização para MORB.

O Grupo 3 apresenta um comportamento disperso similar ao 2, mas os valores normalizados das concentrações dos elementos tendem a ser inferiores aos das amostras do grupo 2, com destaque para os valores abaixo da normalização de Nd a Lu, indicando empobrecimento com relação ao MORB.

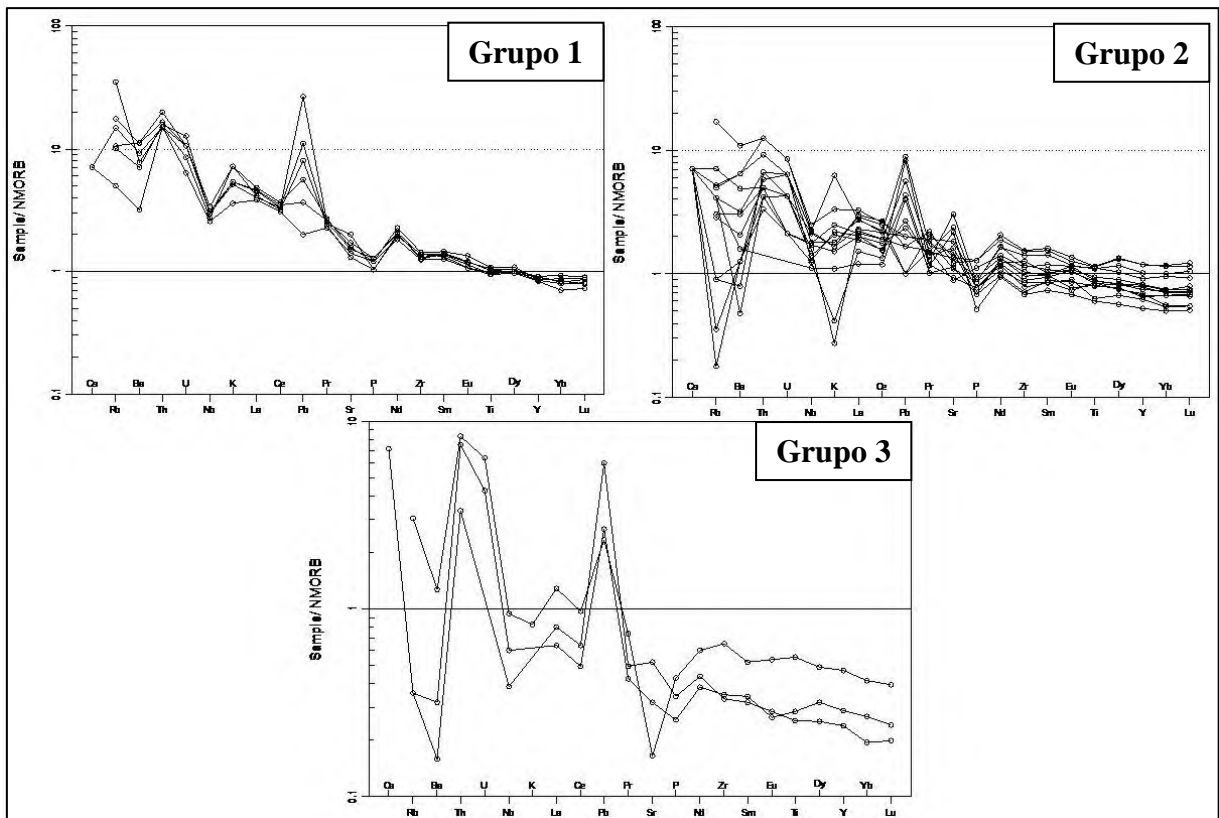


Figura 3.15 – Diagrama *spider* normalizado para o NMORB (Sun & McDonough, 1989).

5.4. Classificação Tectônica

Para a classificação tectônica dessas amostras, continuou-se por dar preferência aos elementos mais imóveis na confecção dos diagramas discriminantes.

No primeiro diagrama que relaciona Zr/Y vs Zr de Pearce and Norry (1979), Figura 3.16, as amostras de metabasaltos ficaram inseridas nos campos do MORB e basaltos de arcos. Furnes *et al.* (2013) acrescentou ao diagrama o campo dos boninitos e rochas similares aos boninitos.

Os protólitos das rochas ricas em Mg deste trabalho não podem ser classificadas como boninitos devido os teores de SiO₂ serem inferiores a 52%, porém alguns metabasaltos, os metakomatiitos e o metapicrito do presente trabalho estão inseridos nesse campo, podendo apresentar algumas semelhanças aos *boninite-like*.

O padrão obtido com essa plotagem é semelhante ao que foi obtido por Furnes *et al.* (2013) para o Greenstone Belt de Barberton, tanto as amostras utilizadas por ele, como as deste trabalho, estão inseridas nos mesmos campos, inclusive no campo dos boninitos.

No diagrama V vs Ti de Shervais (1982), Figura 3.17, as amostras de metabasaltos ficaram inseridas no campo

dos basaltos de fundo oceânico (OFB), enquanto que o metapicrito ficou inserido no campo dos basaltos de arcos de ilhas (ARC) e os metakomatiitos ficaram na linha divisória entre esses dois ambientes.

No diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce *et al.*, (2008), Figura 3.18, poucas amostras de metabasaltos encontram-se plotadas no campo do MORB, indicando origem a partir de fonte mantélica.

A maioria das amostras está acima desse campo, apresentando valores mais altos de Th/Yb, o que é geralmente tido como uma indicação para contaminação por material oriundo de crosta continental (Pearce, 2008).

6. Discussões

As amostras pertencem a uma série magmática com assinatura transicional, entre as séries toleítica e calcioalcalina. Essa assinatura também foi observada por Furnes *et al.* 2013 em relação as rochas basálticas e komatiíticas do *Greenstone Belt* de Barberton.

Nota-se que para o Al₂O₃, as amostras de komatiitos e picritos estão afastadas das demais, com teores de Zr inferiores a 45 ppm. Como o teor de Al₂O₃ diminui com a pressão, de acordo com (Herzberg, 1992, 1995), isso sugere que essas amostras foram geradas em profundidades diferentes das demais.

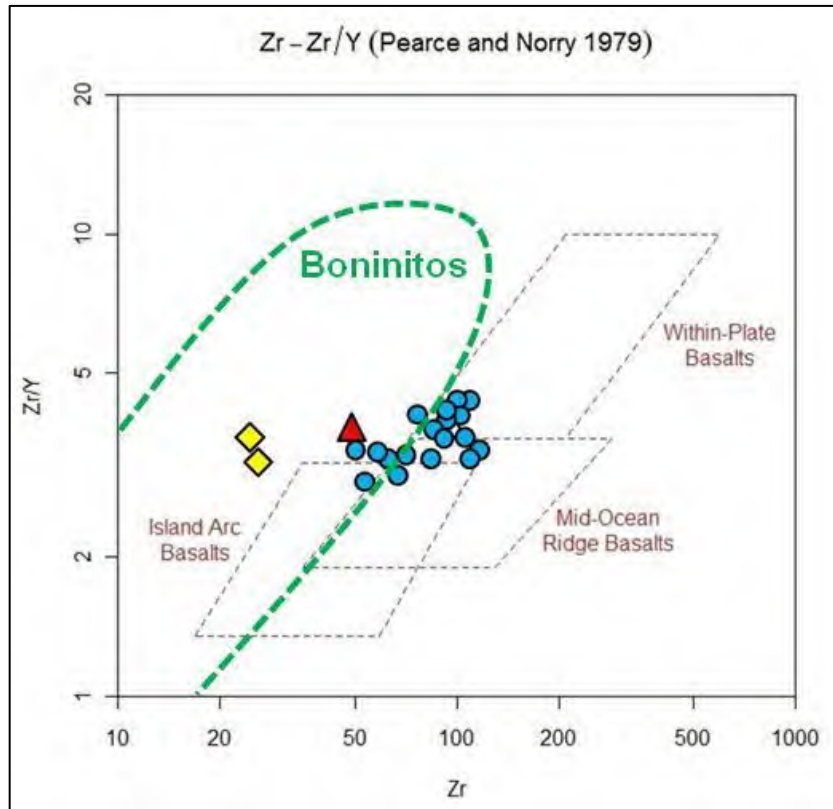


Figura 3.16 – Diagrama Zr/Y vs Zr de Pearce and Norry (1979), modificado com uma classificação proposta por Furnes *et al.* (2013).

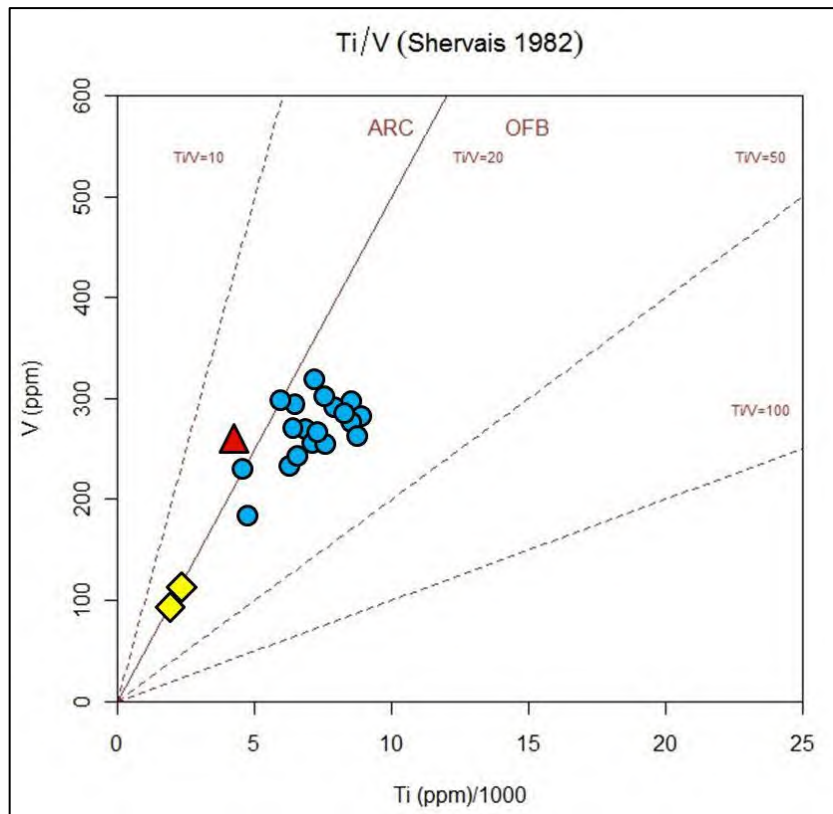


Figura 3.17 – Diagrama V vs Ti de Shervais (1982).

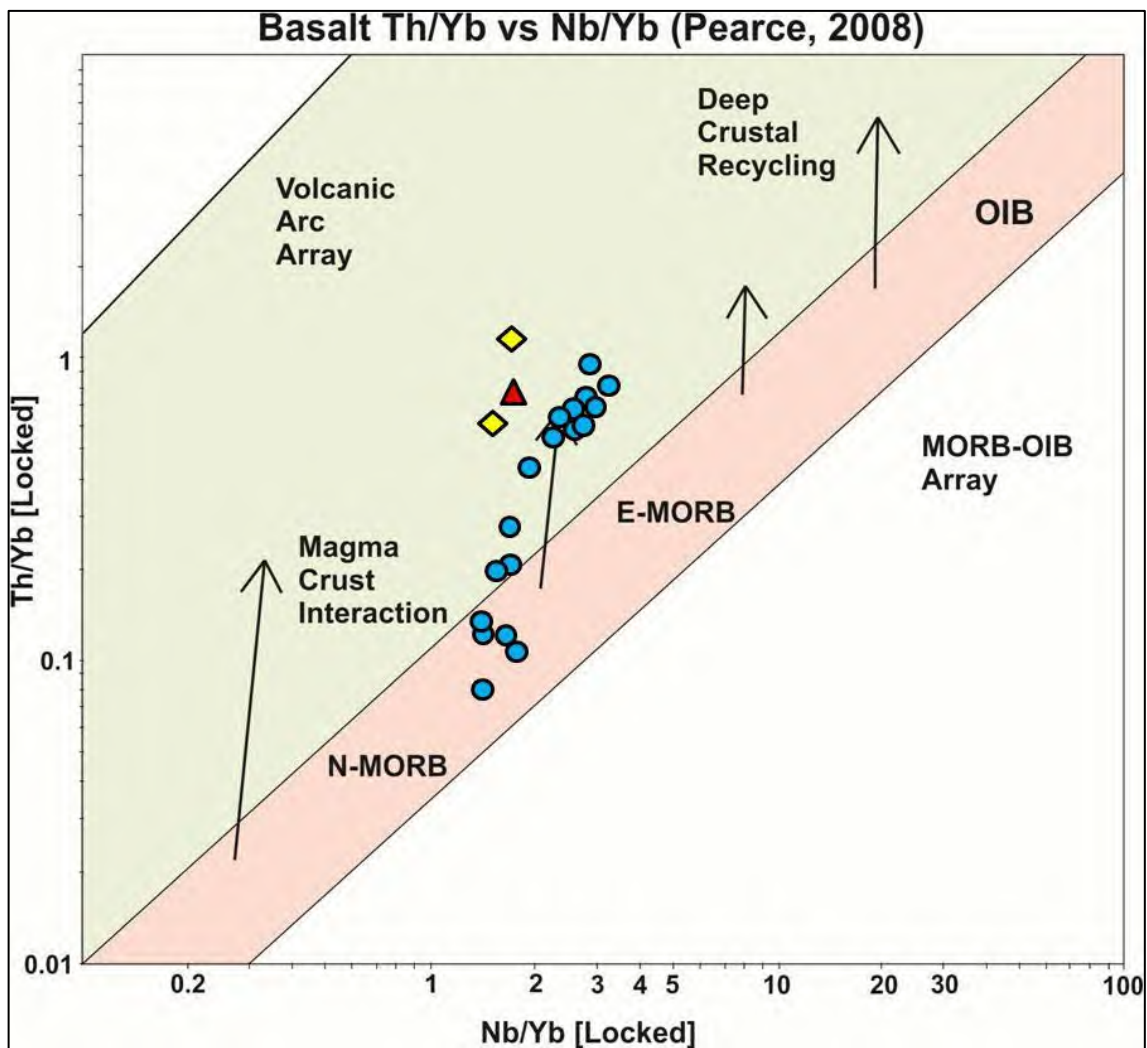


Figura 3.18 – Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce *et al.*, (2008), em que as setas indicam uma contaminação crustal para ambientes modernos.

Os *trends* positivos em Fe e Ti, caracterizam cristalizações tardias de minerais que apresentam esses elementos em sua estrutura. O padrão negativo dos possíveis *trends* para Cr, Ni e MgO mostra que as amostras de komatiitos e o picrito, estão afastadas do *trend* linear nos basaltos. Isso pode significar que essas amostras foram originadas a partir de outro magma, ou alternativamente que todas as amostras

compõem um mesmo *trend* evolutivo, em que o padrão se encontra descontínuo por problemas de viés de amostragem.

Os problemas de viés de amostragem podem ter ocorrido devido às rochas com baixo teor de SiO₂ e alto MgO, como algumas das utilizadas neste trabalho, terem tendência a sofrer mais alteração hidrotermal por serem mais reativas (Groves, 1993). Por isso, essas

amostras podem ter sido evitadas na coleta pelo seu avançado nível de alteração, gerando assim a lacuna nos *trends*.

Plotados contra o NMg, observa-se variações semelhantes às vistas nos diagramas versus Zr, em que TiO₂, FeO^t, P₂O₅, Al₂O₃ e Y têm maiores concentrações nos magmas mais evoluídos enquanto Cr, MgO e Ni apresentam maiores concentrações nos menos evoluídos.

Os diagramas multielementares normalizados para condritos (*REE chondrite*, Boynton 1984), apresentam enriquecimento relativo em ETRL. De acordo com Furnes *et al.* (2013), isso pode indicar origem a partir de magmas oriundos de uma região do manto que pode não ter sido depletada por episódios anteriores de fusão, ou de um manto depletado que foi novamente enriquecido por metassomatismo.

O enriquecimento em ETRL pode estar relacionado com a granada dissolvida no líquido, pois quando esse mineral se cristaliza, o líquido fica empobrecido nos ETRP. As anomalias negativas de Eu presentes em algumas amostras indicam retenção de plagioclásio.

As normalizações para manto primitivo (McDonough & Sun 1995) apresentaram anomalias negativas de Sr e

Ba, que são caracterizadas pelo fracionamento do plagioclásio, enquanto que as anomalias negativas de Ti podem estar controladas pelo fracionamento da ilmenita, no líquido.

Nas normalizações para MORB (Pearce, 1996), o fato do grupo 3 apresentar valores inferiores de Nb, Ce, Zr, Ti e Y, diferentemente dos demais grupos, pode corroborar com a proposta de uma outra fonte magmática, devido ao empobrecimento desses elementos.

Nos diagramas multielementares para NMORB (Sun & McDonough, 1989), as anomalias positivas de Pb, junto com os valores de enriquecimento de Cs e Ba, são caracterizados por Furnes *et al.* 2013 como parâmetros para a exibição de uma assinatura geoquímica relacionada à magmas que foram gerados a partir de um material que sofreu subducção. No entanto, isso ocorreria, somente, se todos esses parâmetros também estivessem sido observados nos diagramas normalizados para manto primitivo.

Com relação ao diagrama de classificação tectônica de Pearce *et al.*, 2008, ele foi construído para ambientes modernos, onde a fusão parcial do manto deixa granada como restito. Com isso, os magmas gerados por fusão parcial são empobrecidos nos elementos retidos na

granada. A única maneira desses elementos estarem presentes nesses magmas, seria através da contaminação por material crustal originalmente enriquecido nesses elementos.

A distribuição das amostras em *trends* verticais pode ser interpretada como geradas por assimilação de rochas da crosta, conforme a ascensão do magma.

Levando em consideração uma Terra antiga, com um grau geotérmico mais elevado (Payne *et al.*, 2010, Hastie *et al.*, 2010, O'Neill *et al.*, 2011, Turner *et al.*, 2014; Pearce, 2014), a granada pode ter sido incorporada à fusão, e assim, os teores nesses elementos de magmas antigos (arqueanos e paleoproterozóicos) que não foram contaminados, poderiam ser similares aos das rochas recentes que sofreram contaminação.

O cinturão Congonhas-Itaverava apresenta um contato basal entre a sua unidade inferior e os terrenos granito-gnáissicos, situados a NE com idade aproximada de 2.9 Ga. O cinturão é Paleoproterozóico (Sideriano) e não Arqueano (Teixeira *et al.*, 2014), e esse contato não é tectônico de acordo com observações dos testemunhos (Figura 3.4).

Assim, derrames máfico-ultramáficos ocorreram sobre esses terrenos mais antigos, indicando que a

contaminação crustal é a explicação mais adequada.

7. Conclusões

A partir da caracterização litogeoquímica das amostras do cinturão Congonhas-Itaverava foi possível obter um melhor entendimento das mesmas.

As amostras pertencem a uma série magmática com assinatura intermediária, entre toleítica e calcioalcalina.

A maior parte das amostras tem protólitos basálticos. Três amostras foram classificadas como dois metakomatiitos e um metapicrito, devido aos elevados teores de NMg, que também serviu como parâmetro para caracterizá-las como menos evoluídas que os metabasaltos, ou seja, geradas pela cristalização de magmas menos diferenciados.

Nos diagramas de variação, essa observação sobre evolução foi novamente manifestada. Notou-se que para o Al_2O_3 vs Zr, as amostras de metakomatiitos e metapicrito estão afastadas das demais, com teores de Zr inferiores a 45 ppm, comuns de rochas derivadas a partir de magmas primitivos (Herzberg, 1992, 1995). Os diagramas TiO_2 , FeO^t , P_2O_5 , Al_2O_3 e Y vs NMg ilustram as maiores concentrações desses elementos nos magmas mais evoluídos, ou seja, nos metabasaltos.

Em relação aos diagramas multielementares, as amostras se dividem em três grupos. Nos grupos 1 e 2 se encontram os metabasaltos (rochas mais evoluídas) e no grupo 3, os metakomatiitos e o metapicrito (rochas menos evoluídas). Os diagramas quando normalizados para condritos mostram um enriquecimento maior em ETRL.

Com relação à normalização para MORB, o fato do grupo 3 apresentar depleção na maioria dos seus elementos pode ser uma evidência de origem a partir de outra fonte magmática. Tendo em vista os teores de MgO mais elevados que essas amostras apresentam, o distanciamento nos diagramas de variação e o padrão geométrico e teores diferentes observados nos diagramas multielementares, conclui-se que os metakomatiitos e o metapicrito foram originados a partir de um outro magma. Com isso, a possibilidade de viés de amostragem por alta susceptibilidade a alteração hidrotermal seria descartada.

Nos diagramas multielementares normalizados para Manto Primitivo (McDonough & Sun 1995), as anomalias negativas suaves de Nb e Ta, e leve enriquecimento em Cs são interpretados por Furnes *et al.* 2013 como parâmetros para a exibição de uma assinatura geoquímica relacionada com subducção.

Os metakomatiitos e o metapicrito possuem alguma semelhança com as rochas similares aos boninitos que têm origem em um ambiente diferente, em zonas de subducção intraoceânicas.

Considerando as relações de contato entre os gnaisses do embasamento (idade ~2.9 Ga) e as rochas metavulcânicas (idade ~2,3 Ga), o padrão no diagrama de Th/Yb vs Nb/Yb (indicativo de contaminação crustal) e as distribuições nos diagramas de discriminação tectônica Zr/Y vs Zr e V vs Ti, pode ser apresentada a hipótese de que o magmatismo do Cinturão Congonhas-Itaverava ocorreu em um ambiente de rifte, tendo se iniciado em crosta continental e evoluído até a formação de crosta oceânica.

8. Agradecimentos

Agradecimentos as empresas IAMGOLD Ltda. (M.G.B. Prado, *Country Manager* e J. Rogers, *Chief Geologist*) e Kinross (P. Guimarães, Gerente de Exploração, Brasil) por terem cedido os dados e por permitirem a publicação dos resultados obtidos.

9. Referências

- Alkmim, F.F. & Marshak, S. 1998. **Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero.** *Precambrian Research*, 90: 29 – 58.
- Alkmim, F.F., 2004. **O que faz um cráton um cráton? O Cráton São Francisco e as revelações Almedianas ao delimitá-lo.** In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A.,

- Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), **Geologia do continente Sul-Americano: Evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Brazil. Beca Editora, pp. 17-35.
- Ávila, C.A.; Valença, J.G.; Moura C.A.V.; Klein, V.C. & Pereira, A.R.M. 2003. **Geoquímica e idade do Trondhjemito Cassiterita, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais**. Arquivos do Museu Nacional, 61: 267 – 284.
- Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Cordani, U.G.; Barreto, H.R.; Pereira, R.M.; Martins, V.T.S. & Dunyi, L. 2006. **The Glória quartz-zonzodiorite: isotopic and chemical evidence of arc-related magmatism in the central part of the Paleoproterozoic Mineiro belt, Minas Gerais State, Brazil**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 78(3): 543 - 556.
- Ávila, C.A., Teixeira, W., Cordani, U.G., Moura, C.A.V., Pereira, R.M., 2010. **Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco Craton, Brazil: geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt**. Journal of South American Earth Science 29, 464–482.
- Ávila, C.A, Teixeira, W., Bongioiolo, E.M., Dussin, I.A., Vieira, T.A.T, 2014. **Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco craton, Brazil**. Precambrian Research 243, 221-251.
- Baltazar, O.F. & Zucchetti, M. 2007. **Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the regional setting of gold deposits**. Ore Geology Reviews, 32: 471 – 499.
- Furnes, H., de Wit, M., Robins, B., 2013. **A review of new interpretations of the tectonostratigraphy, geochemistry and evolution of the Onverwacht Suite, Barberton Greenstone Belt, South Africa**. Gondwana Res. 23, 403–428.
- Barbosa, M.I.M. 1985. **Geoquímica das Faixas Máficas- Ultramáficas, Plutonitos e Magmatitos do “Greenstone Belt” Barbacena, na Região de Conselheiro Lafaiete (MG)**. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 227 p.
- Bau, M., 1996. **Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect**. Contrib. Mineral. Petrol., 123: 323-333.
- Beswick, A.E. & Soucie, G. 1978. **A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt**. Precambrian Res., 6: 235-248
- Beswick, A.E. 1982. **Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiite suites**. In N.T. Arndt et al., eds. Komatiites, 283-308. Allen and Unwin, London.
- Corrêa Neto, A.V.; Almeida, A.M. & Silva, O.S. 2011. **O Cinturão metavulcanossedimentar Itaverava-Congonhas, uma Entidade Paleoproterozóica do Sul do Quadrilátero Ferrífero (MG)**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE 12, Anais. Nova Friburgo, RJ. Publicação em CD-ROM.
- Corrêa Neto, A.V., Modesto, A.M. de, Caputo Neto, V., Guerrero, J.C., 2012. **Alteração hidrotermal em zona de cisalhamento associada ao Lineamento Congonhas, sul do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ - 35 (2), 55-64.
- Dostal J., Strong D.F. and Jamieson R.A. (1980) **Trace element mobility in the mylonite zone within the ophiolite aureole, St. Anthony Complex, Newfoundland**. Earth Planet. Sci. Lett., 49, 188-192
- Groves D.I., 1993, **The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia**: Mineralium Deposita, v. 28, p.366–374, doi:10.1007/BF02431596.
- Hastie, A. et al. 2010. **Geochronology, geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: a new adakite subgroup analogous to**

- early Archaean continental crust?** *Chemical Geology* 276(3-4), pp. 344-359.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M.de, Bartorelli A. eds. 2012. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Ed. Beca. 900p. (Livro)
- Herzberg, C., 1992. **Depth and degree of melting of komatiites**. *Journal of Geophysical Research* 97, 4521–4540.
- Herzberg, C., 1995. **Generation of plume magmas through time: an experimental perspective**. *Chemical Geology* 126, 1–16.
- Humphris S. 1984. **The mobility of the rare earth elements in the crust**. In: P. Henderson (ed) *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 317-342
- Keays, R.R., Ihlenfeld, C., Foster, J., Jowitt, S.M., 2009. **Crustal contamination and PGE mineralization in the Platreef, Bushveld Complex, South Africa: Evidence for multiple contamination events and transport of magmatic sulphides**. *Smart Science for Exploration and Mining*, 17 August 2009 to 20 August 2009, James Cook University Economic Geology Research Unit, Townsville, Queensland, Australia, pp. 176-179.
- Jochum, K.P., Seufert, H.M., Spettel, B. and Palme, H. (1986). **The Solar-System Abundances of Nb, Ta, and Y, and the Relative Abundances of Refractory Lithophile Elements in Differentiated Planetary Bodies**. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50(6): 1,173-1,183.
- Jenner, G.A., 1996. **Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry**. In Wyman, D., ed., *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive-sulphide exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, v. 12, p. 51-77
- Jochum, K.P., Verma, S.P. (1996). **Extreme enrichment of Sb, Tl and other trace elements in altered MORB**. *Chemical Geology* 130, 289- 299.doi:10.1016/0009-2541(96)00014-9
- Kerrick, R., Polat, A., Wyman, D., and Hollings, P. 1996. **Trace element systematics of TTG: plutons of the late Archean**
- Schreiber-Hemlo Greenstone Belt, Canada: Implications for petrogenesis**. *AGU, EOS Trans.*, 77, p. 849.
- Le Bas, M.J.(2000). **IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks**. *Journal of Petrology*, 41, 1467-1470.
- Michard. A. 1989. **Rare earth element systematics in hydrothermal fluids**. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 745-750.
- Morris P.A. & Witt W.K. 1997. **Geochemistry and tectonic setting of two contrasting Archaean felsic volcanic associations in the Eastern Goldfields, Western Australia**. *Precambrian Research*, 83:83-107.
- Noce, C.M., Teixeira, W., Quéméneur, J.J.G., Martins, V.T.S., Bolzachini, E., 2000. **Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE Brazil, and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny**. *Journal of South American Earth Sciences* 13, 225-239.
- O'Neil J., Francis D., Carlson R.W., 2011, **Implications of the Nuvvuagittuq greenstone belt for the formation of Earth's early crust**: *Journal of Petrology*, v.52,p.985–1009, doi:10.1093/petrology/egr014.
- Payne, J.L., Ferris, G., Barovich, K.M. and Hand, M., 2010, **Pitfalls of classifying ancient magmatic suites with tectonic discrimination diagrams: An example from the Palaeoproterozoic Tunkillia Suite, southern Australia**: *Precambrian Research*, v. 177, pp. 227–240.
- Pearce, J.A.,1996. **A user's guide to basalt discrimination diagrams**. *Geol. Assoc. Canada Short Course Notes*. 01/1996; 12:79-113.
- 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.

- Pearce, J.A., 2014. **Geochemical Fingerprinting of the Earth's Oldest Rocks**. *Geology* 01/2014; 42(2):175-176.
- Pires, F.R.M. 1977. **Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete – Minas Gerais**. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 344 p.
- Polat, A., Hofmann, A.W., and Rosing, M., 2002. **Boninite-like volcanic rocks in the 3.7 - 3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: Geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth**. *Chemical Geology* 184: 231-254.
- Rollinson, H.R. (1993): **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. Longman Scientific Technical, Essex: 344 p.
- Ross, P.-S., Bedard, J.H., 2009. **Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams**. *Canadian Journal of Earth Sciences* 46, 823–839.
- Said, N., Kerrich, R., 2009. **Geochemistry of coexisting depleted and enriched Paringa Basalts, in the 2.7 Ga Kalgoorlie Terrane, Yilgarn Craton, Western Australia: Evidence for a heterogeneous mantle plume event**. *Precambrian Research*, 174, 287-309.
- Seixas, L.A.R., Bardintzeff J-M., Stevenson, R., Bonin, B., 2013. **Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130 Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil**. *Precambrian Research* 238, 18– 41.
- Shinzato, S.A. & Ribeiro, Y. 2009. **Mapeamento Geológico da Região de Rancho Novo, Entre os Municípios de Conselheiro Lafaiete e Ouro Branco (MG)**. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Monografia de Graduação, 132p.
- Sugitani, K., Yamashita, F., Nagaoka, T., Yamamoto, K., Minami, M., Mimura, K., Suzuki, K., 2006, **Geochemistry and sedimentary petrology of Archean clastic sedimentary rocks at Mt. Goldsworthy, Pilbara Craton, Western Australia: Evidence for the early evolution of continental crust and hydrothermal alteration**: *Precambrian Research*, 147(1–2), 124–147.
- Teixeira, W., Sabatè, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. **Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil**. In: Cordani, U.G., Milani E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, pp. 101–137
- Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Neto, A.V.C., Bongioio, E.M., Santos, J.O., Barbosa, N.S. **A juvenile accretion episode (2.35-2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences**. *Precambrian Research* (2014).
- Turner S., Rushmer T., Reagan M., Moyon J.-F., 2014, **Heading down early on? Start of subduction on Earth**: *Geology*, v. 42, p. 139–142, doi:10.1130/G34886.1
- Wilson, M. 1996. **Igneous petrogenesis**, nd ed. Chapman & Hall, London, UK.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. **Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements**. *Chemical Geology* 20, 325–343.
- Winchester, J.A. & Max, M. D. 1984. **Element mobility associated with metamorphosed shear zones near Scotch Port, NW Mayo, Ireland**. *Journal of Metamorphic Geology* 2, 1–11.
- Winchester, J.A., 1984, **Element mobility associated with syn-metamorphic shear zones near Scotchport, NM Mayo, Ireland**: *Journal of Metamorphic Geology*, v2, p. 1-11.

Anexo – Análises químicas das amostras utilizadas.

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Cr2O3	LOI	Total	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Th	Ni
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
FCR15/59.10M	47,91	0,8	15,33	11,82	0,17	8,46	10,48	2,59	0,13	0,09	0,029	2	99,809	41	2,8	213	17,3	58,2	4,2	1,1	195
FCR15/77.90M	46,09	1,1	14,56	15,15	0,2	7,76	10,33	2,39	0,24	0,1	0,033	1,8	99,753	41	2,9	165	22,7	86	5,8	1,5	98
FCR15/94.95M	48,65	1,06	15,29	11,39	0,16	6,95	11,12	2,72	0,15	0,1	0,033	2,2	99,823	31	4	273	21,9	65,7	3,3	0,6	83
FCR15/114.30M	49,3	1,19	14,44	14,12	0,2	6,3	9,85	2,28	0,26	0,14	0,031	1,7	99,811	20	2,8	126	25,2	91,3	6	1,8	84
FCR15/131.40M	50,05	1,21	14,27	14	0,19	6,32	9,13	2,93	0,52	0,12	0,032	1,1	99,872	49	19,6	118	25,5	95,8	6,4	1,8	69
FVG03/170.10M	48,6	1,25	14,83	12,28	0,15	4,64	7,75	3,15	0,37	0,12	0,017	6,7	99,857	58	8,3	179	23,2	102	7	1,8	81
FVG03/197.75M	43,69	1,12	13,92	13,86	0,21	7,1	10,16	0,84	0,02	0,11	0,028	8,8	99,858	5	0,5	122	20,8	70,3	3,7	0,8	108
FVG03/234.20M	47,69	1,01	13,41	12,62	0,17	6,67	8,87	2,31	0,08	0,08	0,029	6,9	99,839	10	2,3	102	18,3	53,1	2,6	<0.2	61
FVG03/243.60M	47,57	1,39	14,11	13,42	0,18	7,29	9,02	3,08	0,12	0,1	0,036	3,5	99,816	13	1,6	98,4	28,5	104	5	0,6	59
FVG03/246.90M	50,84	1,46	13,6	13,89	0,17	6,89	8	2,27	0,12	0,15	0,024	2,4	99,814	8	0,5	110	33,3	114	5,1	0,7	57
FVG03/259.70M	45,69	1,41	14,5	16,48	0,2	6,94	8,21	2,95	0,18	0,13	0,024	3,1	99,814	19	1,7	79,7	25,7	83,9	4,1	0,6	137
FVG03/264.30M	50,52	1,44	13,6	13,92	0,18	6,92	8,62	2,23	0,12	0,15	0,026	2,1	99,826	8	0,1	122	33,1	112	5	0,5	57
FVG04/108.55M	45,17	1,19	14,57	14,58	0,19	7,45	11,07	1,81	0,11	0,09	0,039	3,5	99,769	8	0,2	145	23	92,9	4	0,4	91
FVG04/174.70M	50,32	1,08	12,84	12,19	0,11	10,1	3,93	1,14	0,03	0,09	0,075	7,9	99,805	3	2,3	83,9	19,3	62,8	2,9	0,5	151
FVG08/127.85M	48,4	1,03	15,23	13,46	0,2	6,76	9,33	3,35	0,45	0,08	0,034	1,5	99,824	69	9,5	134	18,7	76,2	5,2	1,5	127
FVG08/135.25M	48,25	1,37	14,54	16,01	0,21	5,92	9,6	2,22	0,52	0,14	0,013	1	99,793	70	9,8	140	24,2	106	7,9	2	74
FVG08/151.80M	50,26	1,29	14,22	14,84	0,19	5,79	8,69	2,8	0,39	0,15	0,013	1,2	99,833	45	5,7	138	23,7	93,3	6,9	1,9	82
FVG08/176.20M	49,63	0,76	15,07	11,52	0,16	7,08	11,15	2,09	0,16	0,06	0,036	2,1	99,816	20	2,3	196	14,7	50,2	3	0,8	137
FVG08/200.20M	42,66	0,7	8,38	15,14	0,24	16,92	10,02	0,11	0,06	0,05	0,262	5	99,542	8	1,7	14,8	13,1	48,2	2,2	1	1034
FVG16/113.70M	36,07	0,32	3,82	11,27	0,17	26,24	3,94	<0.01	<0.01	0,04	0,344	17,1	99,314	1	0,2	46,6	6,7	24,5	0,9	0,4	1645
FVG16/117.60M	48,54	0,36	4,05	10,11	0,07	25,48	2,09	<0.01	<0.01	0,03	0,329	8,3	99,359	2	0,2	28,7	8	25,7	1,4	0,9	1470
FVG16/65.00M	47,98	1,34	14,46	15,61	0,22	6,33	9,06	2,76	0,39	0,15	0,014	1,5	99,814	71	5,9	155	25	101	7,2	2,4	91

Amostra	V	Sc	Hf	Ta	U	La	Ce	Nd	Eu	Sm	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
FCR15/59.10M	185	28	1,7	0,3	0,3	6,9	16,2	8,5	0,92	2,24	0,5	3,04	0,62	1,78	0,26	1,65	0,25
FCR15/77.90M	245	35	2,7	0,4	0,4	8,2	19,6	12,2	1,06	2,85	0,62	3,79	0,89	2,54	0,37	2,24	0,36
FCR15/94.95M	272	36	1,9	0,2	0,2	4,7	11,8	8,8	1,08	2,46	0,59	3,72	0,81	2,25	0,33	2,14	0,32
FCR15/114.30M	256	37	2,4	0,4	0,3	9,5	23,1	13,4	1,08	3,31	0,71	4,4	0,94	2,75	0,38	2,55	0,36
FCR15/131.40M	263	37	2,6	0,4	0,4	10,4	23,8	14,6	1,16	3,57	0,73	4,54	0,98	2,81	0,41	2,83	0,41
FVG03/170.10M	255	36	3,2	0,6	0,5	10	24,9	14,1	1,08	3,47	0,71	4,45	0,94	2,47	0,34	2,13	0,33
FVG03/197.75M	270	35	1,9	0,2	0,2	5,6	14,3	9,8	1,17	2,61	0,59	3,74	0,82	2,23	0,34	2,2	0,33
FVG03/234.20M	299	42	1,8	0,2	<0.1	3	8,9	7,1	0,88	2,32	0,56	3,52	0,75	2,11	0,3	2,06	0,31
FVG03/243.60M	278	39	2,8	0,3	0,2	5,8	16,2	11,9	1,2	3,73	0,85	5,34	1,12	3,29	0,5	3,07	0,48
FVG03/246.90M	283	39	3,4	0,4	0,3	7,5	20,1	15,2	1,39	4,22	0,98	6,13	1,37	3,82	0,57	3,56	0,56
FVG03/259.70M	296	36	2,4	0,3	0,1	5,3	14,3	10,2	1,18	3,14	0,77	4,67	1,04	2,87	0,46	2,92	0,42
FVG03/264.30M	266	40	3,3	0,4	0,2	7,2	18,6	13,7	1,29	4,06	0,93	6,06	1,23	3,59	0,55	3,52	0,52
FVG04/108.55M	320	44	2,8	0,2	0,1	5	13,2	9	1,11	2,68	0,64	4,07	0,88	2,56	0,35	2,28	0,34
FVG04/174.70M	294	35	1,4	0,2	0,1	3,8	10	7,8	0,75	2,27	0,56	3,4	0,71	1,98	0,27	1,7	0,25
FVG08/127.85M	234	35	2	0,3	0,4	6,8	16,7	9,7	0,79	2,56	0,58	3,47	0,74	2,07	0,28	2,04	0,3
FVG08/135.25M	285	37	2,8	0,6	0,5	12,1	27,6	16,5	1,37	3,84	0,79	4,89	1	2,87	0,4	2,65	0,4
FVG08/151.80M	299	36	2,4	0,5	0,6	11,3	25,1	14,8	1,23	3,7	0,73	4,53	0,89	2,88	0,38	2,42	0,37
FVG08/176.20M	232	35	1,5	0,2	0,3	5,1	11,5	6,9	0,7	1,95	0,43	2,58	0,56	1,69	0,22	1,53	0,23
FVG08/200.20M	258	30	1,4	0,1	0,3	3,2	7,3	4,4	0,55	1,37	0,37	2,23	0,47	1,43	0,2	1,26	0,18
FVG16/113.70M	97	13	0,7	<0.1	<0.1	2	4,8	3,2	0,29	0,84	0,19	1,14	0,22	0,66	0,1	0,59	0,09
FVG16/117.60M	109	21	0,7	0,1	0,2	1,6	3,7	2,8	0,27	0,9	0,23	1,44	0,29	0,87	0,12	0,81	0,11
FVG16/65.00M	289	37	2,7	0,5	0,5	11,5	26	15,1	1,22	3,66	0,77	4,68	0,93	2,83	0,42	2,49	0,39

Amostra	W PPM	Co PPM	Be PPM	Pr PPM	TOT/C %	TOT/S %	Ag PPM	As PPM	Au PPB	Bi PPM	Cd PPM	Cu PPM	Hg PPM	Mo PPM	Pb PPM	Sb PPM	Se PPM	Tl PPM	Zn PPM
FCR15/59.10M	0,6	50,1	<1	2,05	0,05	<0.02	<0.1	30,6	3,1	<0.1	<0.1	104,6	<0.01	0,6	0,3	0,3	<0.5	<0.1	36
FCR15/77.90M	0,9	57,7	<1	2,54	0,08	0,03	<0.1	2,3	<0.5	<0.1	<0.1	56,9	<0.01	0,5	0,6	0,2	<0.5	<0.1	44
FCR15/94.95M	0,9	41,4	<1	1,72	0,14	0,08	<0.1	1,8	1	<0.1	<0.1	114,9	<0.01	0,7	0,8	0,3	<0.5	<0.1	34
FCR15/114.30M	0,5	45,8	<1	2,99	0,13	0,06	<0.1	7,4	<0.5	<0.1	<0.1	54,4	<0.01	0,5	0,6	0,3	<0.5	<0.1	42
FCR15/131.40M	0,6	45,6	<1	3,12	0,05	<0.02	<0.1	5,5	1,8	<0.1	<0.1	3,3	<0.01	2,6	2,4	0,4	<0.5	0,1	43
FVG03/170.10M	1	54,3	<1	3,22	1,48	0,09	<0.1	6,1	1,3	<0.1	0,1	56,8	<0.01	0,4	3,3	0,7	<0.5	<0.1	81
FVG03/197.75M	<0.5	42,1	<1	1,97	1,64	<0.02	<0.1	35	5,6	<0.1	<0.1	10,1	<0.01	0,4	1,7	0,7	<0.5	<0.1	102
FVG03/234.20M	<0.5	40,8	<1	1,35	1,33	<0.02	<0.1	0,9	5,4	<0.1	<0.1	92,4	<0.01	0,2	1,2	0,6	<0.5	<0.1	68
FVG03/243.60M	0,6	38	<1	2,45	0,55	<0.02	<0.1	0,9	2,5	<0.1	<0.1	19,8	<0.01	0,4	0,6	0,4	<0.5	<0.1	59
FVG03/246.90M	0,9	38,9	1	2,92	0,03	<0.02	<0.1	1,1	2,7	<0.1	<0.1	68,2	<0.01	0,6	0,5	0,8	<0.5	<0.1	56
FVG03/259.70M	0,8	65	<1	2,04	0,31	<0.02	<0.1	19,6	2	<0.1	<0.1	7,2	<0.01	0,3	0,5	0,4	<0.5	<0.1	67
FVG03/264.30M	0,7	38,6	<1	2,76	0,07	0,02	<0.1	1,9	1,6	<0.1	<0.1	33,9	<0.01	0,4	0,3	0,5	<0.5	<0.1	55
FVG04/108.55M	<0.5	64,9	<1	1,86	0,32	<0.02	<0.1	30,5	<0.5	<0.1	<0.1	67,8	<0.01	0,4	0,7	0,9	<0.5	<0.1	51
FVG04/174.70M	11,1	35,2	<1	1,56	0,82	<0.02	<0.1	28	<0.5	<0.1	<0.1	0,8	<0.01	0,2	2,5	0,1	<0.5	<0.1	90
FVG08/127.85M	0,7	48,5	<1	2,24	0,12	0,05	<0.1	15,9	<0.5	<0.1	<0.1	56,6	<0.01	0,3	2,7	0,2	<0.5	<0.1	44
FVG08/135.25M	0,6	56,7	<1	3,53	0,05	<0.02	<0.1	9,1	0,9	<0.1	<0.1	40,5	<0.01	0,9	1,7	0,2	<0.5	<0.1	66
FVG08/151.80M	0,6	54,1	<1	3,32	0,09	0,13	<0.1	5,7	1,2	<0.1	<0.1	110,9	<0.01	0,4	8	0,2	<0.5	<0.1	50
FVG08/176.20M	<0.5	48,6	<1	1,54	0,11	0,11	<0.1	1,9	2,5	<0.1	<0.1	149,6	<0.01	0,5	1,3	0,3	<0.5	<0.1	25
FVG08/200.20M	<0.5	117,2	<1	0,97	0,4	<0.02	<0.1	352,6	0,5	<0.1	<0.1	1,7	<0.01	0,2	0,7	1,1	<0.5	<0.1	53
FVG16/113.70M	<0.5	91	<1	0,65	3,96	0,05	<0.1	203	0,6	<0.1	<0.1	25,4	<0.01	0,2	1,8	0,6	<0.5	<0.1	21
FVG16/117.60M	<0.5	89,9	<1	0,56	0,93	0,14	<0.1	3,3	<0.5	<0.1	<0.1	41,1	<0.01	<0.1	0,8	0,3	<0.5	<0.1	13
FVG16/65.00M	<0.5	55,1	1	3,44	0,04	<0.02	<0.1	7,4	<0.5	<0.1	<0.1	8,2	<0.01	0,2	1,1	0,2	<0.5	<0.1	47

Referências

- Alkmim, F.F. & Marshak, S. 1998. **Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero.** *Precambrian Research*, 90: 29 – 58.
- Alkmim, F.F., 2004. **O que faz um cráton um cráton? O Cráton São Francisco e as revelações Almedianas ao delimitá-lo.** In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do continente Sul-Americano: Evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, Brazil. Beca Editora, pp. 17-35.
- Ávila, C.A.; Valença, J.G.; Moura C.A.V.; Klein, V.C. & Pereira, A.R.M. 2003. **Geoquímica e idade do Trondhjemito Cassiterita, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais.** *Arquivos do Museu Nacional*, 61: 267 – 284.
- Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Cordani, U.G.; Barrueto, H.R.; Pereira, R.M.; Martins, V.T.S. & Dunyi, L. 2006. **The Glória quartz-monzodiorite: isotopic and chemical evidence of arc-related magmatism in the central part of the Paleoproterozoic Mineiro belt, Minas Gerais State, Brazil.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(3): 543 - 556.
- Ávila, C.A., Teixeira, W., Cordani, U.G., Moura, C.A.V., Pereira, R.M., 2010. **Rhyacian (2.23 2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt.** *Journal of South American Earth Sciences* 29, 464-482.
- Ávila, C.A, Teixeira, W., Bongiolo, E.M., Dussin, I.A., Vieira, T.A.T, 2014. **Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco craton, Brazil.** *Precambrian Research* 243, 221-251
- Baltazar, O.F. & Zucchetti, M. 2007. **Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the regional setting of gold deposits.** *Ore Geology Reviews*, 32: 471 – 499.
- Barbosa, M.I.M. 1985. **Geoquímica das Faixas Máficas- Ultramáficas, Plutonitos e Magmatitos do “Greenstone Belt” Barbacena, na Região de Conselheiro Lafaiete (MG).** Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 227 p.
- Bau, M., 1996. **Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect.** *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123: 323-333.
- Beswick, A.E. & Soucie, G. 1978. **A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt.** *Precambrian Res.*, 6: 235-248
- Beswick, A.E. 1982. **Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiite suites.** In N.T. Arndt et al., eds. *Komatiites*, 283-308. Allen and Unwin, London.
- Corrêa Neto, A.V.; Almeida, A.M. & Silva, O.S. 2011. **O Cinturão metavulcanossedimentar Itaverava-Congonhas, uma Entidade Paleoproterozóica do Sul do Quadrilátero Ferrífero (MG).** In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE 12, Anais. Nova Friburgo, RJ. Publicação em CD-ROM.
- Corrêa Neto, A.V., Modesto, A.M. de, Caputo Neto, V., Guerrero, J.C., 2012. **Alteração hidrotermal em zona de cisalhamento associada ao Lineamento Congonhas, sul do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.** *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ* - 35 (2), 55-64.
- Dostal J., Strong D.F. and Jamieson R.A. (1980) **Trace element mobility in the mylonite zone within the ophiolite aureole, St. Anthony Complex, Newfoundland.** *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, 188-192
- Furnes, H., de Wit, M., Robins, B., 2013. **A review of new interpretations of the tectonostratigraphy, geochemistry and evolution of the Onverwacht Suite, Barberton Greenstone Belt, South Africa.** *Gondwana Res.* 23, 403–428.

Grossi Sad J.H.;Pinto C.P.; Duarte C.L. 1983. **Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete, MG.**In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais,2, Anais, 3:259-270.

Groves D.I., 1993, **The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia:** Mineralium Deposita, v. 28, p.366–374, doi:10.1007/BF02431596.

Guild, P. W. 1957.**Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil:** U. S. Geological Survey Professional Paper, 290: 90p.

Hartmann, L.A., Endo, I., Suita, M.T.F., Santos, J.O.S., Frantz, J.A., Carneiro, M.A., MacNaughton, N.J., Barley, M.E., 2006. **Provenience and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstone based on zircon U–Pb isotopes.** Journal of South American Earth Sciences 20, 273–285.

Hastie, A. et al. 2010. **Geochronology, geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: a new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust?** . Chemical Geology 276(3-4), pp. 344-359.

Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M.de, Bartorelli A. eds. 2012. **Geologia do Brasil.** São Paulo: Ed. Beca. 900p. (Livro)

Herzberg, C., 1992. **Depth and degree of melting of komatiites.** Journal of Geophysical Research 97, 4521–4540.

Herzberg, C., 1995. **Generation of plume magmas through time: an experimental perspective.** Chemical Geology 126, 1–16.

Humphris S. 1984. **The mobility of the rare earth elements in the crust.** In: P. Henderson (ed) Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 317-342

Keays, R.R., Ihlenfeld, C., Foster, J., Jowitt, S.M., 2009. **Crustal contamination and PGE mineralization in the Platreef, Bushveld Complex, South Africa: Evidence for multiple contamination events and transport of magmatic sulphides.** Smart Science for Exploration and Mining, 17 August 2009 to 20 August 2009, James Cook University Economic Geology Research Unit, Townsville, Queensland, Australia, pp. 176-179.

Jochum, K.P., Seufert, H.M., Spettel, B. and Palme, H. (1986). **The Solar-System Abundances of Nb, Ta, and Y, and the Relative Abundances of Refractory Lithophile Elements in Differentiated Planetary Bodies.** Geochimica et Cosmochimica Acta 50(6): 1,173-1,183.

Jenner, G.A., 1996. **Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry.** In Wyman, D., ed., Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive-sulphide exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 12, p. 51-77

Jochum, K.P., Verma, S.P. (1996). **Extreme enrichment of Sb, Tl and other trace elements in altered MORB.** Chemical Geology 130, 289- 299.doi:10.1016/0009-2541(96)00014-9

Kerrick, R., Polat, A., Wyman, D., and Hollings, P. 1996. **Trace element systematics of TTG: plutons of the late Archean Schreiber-Hemlo Greenstone Belt, Canada: Implications for petrogenesis.**AGU, EOS Trans., 77, p. 849.

Lages, Geysson de Almeida. **Geologia da folha SF-23-X-A-VI-1, Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais: ortofotocarta 42-17-11, escala 1:25.000.** 2006. 75 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia)-Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2006.

Le Bas, M.J.(2000).**IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks.** Journal of Petrology, 41, 1467-1470.

Machado, N., Schrank, A., Noce, C.M., Gauthier, G., 1996. **Ages of detrital zircon from Archaean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a**

Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. Earth and Planetary Science Letters 141, 259–276.

Michard, A. 1989. **Rare earth element systematics in hydrothermal fluids.** *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 745-750.

Morris P.A. & Witt W.K. 1997. **Geochemistry and tectonic setting of two contrasting Archaean felsic volcanic associations in the Eastern Goldfields, Western Australia.** *Precambrian Research*, 83:83-107.

Noce, C.M., Teixeira, W., Quéméneur, J.J.G., Martins, V.T.S., Bolzachini, E., 2000. **Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE Brazil, and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny.** *Journal of South American Earth Sciences* 13, 225-239.

O'Neil J., Francis D., Carlson R.W., 2011, **Implications of the Nuvvuagituk greenstone belt for the formation of Earth's early crust:** *Journal of Petrology*, v.52, p. 985–1009, doi:10.1093/petrology/egr014.

Payne, J.L., Ferris, G., Barovich, K.M. and Hand, M., 2010, **Pitfalls of classifying ancient magmatic suites with tectonic discrimination diagrams: An example from the Palaeoproterozoic Tunkillia Suite, southern Australia:** *Precambrian Research*, v. 177, pp. 227–240.

Pearce, J.A., 1996. **A user's guide to basalt discrimination diagrams.** *Geol. Assoc. Canada Short Course Notes*. 01/1996; 12:79-113.

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.

Pearce, J.A., 2014. **Geochemical Fingerprinting of the Earth's Oldest Rocks.** *Geology* 01/2014; 42(2):175-176.

Pires, F.R.M. 1977. **Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete – Minas Gerais.** Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 344 p.

Polat, A., Hofmann, A.W., and Rosing, M., 2002. **Boninite-like volcanic rocks in the 3.7 - 3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: Geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth.** *Chemical Geology* 184: 231-254.

Rollinson, H.R. (1993): **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.** Longman Scientific Technical, Essex: 344 p.

Ross, P.-S., Bedard, J.H., 2009. **Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams.** *Canadian Journal of Earth Sciences* 46, 823–839.

Ruchkys, U. A; Machado, M. M; Castro, P. T. A; Renger, F. E.; Trevisol, A. **Geoparque Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.** In: C. Shobbenhaus E C. Silva. (ORG.) *Geoparques do Brasil: propostas*. 1ed. Rio de Janeiro: Serviço Geológico do Brasil, 2012. p. 183- 220.

Said, N., Kerrich, R., 2009. **Geochemistry of coexisting depleted and enriched Paringa Basalts, in the 2.7 Ga Kalgoorlie Terrane, Yilgarn Craton, Western Australia: Evidence for a heterogeneous mantle plume event.** *Precambrian Research*, 174, 287-309.

Seixas, L.A.R., Bardintzeff J-M., Stevenson, R., Bonin, B., 2013. **Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130 Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil.** *Precambrian Research* 238, 18–41.

Shinzato, S.A. & Ribeiro, Y. 2009. **Mapeamento Geológico da Região de Rancho Novo, Entre os Municípios de Conselheiro Lafaiete e Ouro Branco (MG).** Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Monografia de Graduação, 132p.

Silva, Fernando Reis. **A paisagem do Quadrilátero Ferrífero, MG: potencial para o uso turístico da saúgeologia e geomorfologia.** 2007. 144f. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2007.

Sugitani, K., Yamashita, F., Nagaoka, T., Yamamoto, K., Minami, M., Mimura, K., Suzuki, K., 2006, **Geochemistry and sedimentary petrology of Archean clastic sedimentary rocks at Mt. Goldsworthy, Pilbara Craton, Western Australia: Evidence for the early evolution of continental crust and hydrothermal alteration:** *Precambrian Research*, 147(1–2), 124–147.

Teixeira, W., Sabatè, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. **Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil.** In: Cordani, U.G., Milani E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, pp. 101–137.

Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Neto, A.V.C., Bongioio, E.M., Barbosa, J.O.S., </sup>. N.S. **A juvenile accretion episode (2.35-2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences.** *Precambrian Research* (2014).

Turner S., Rushmer T., Reagan M., Moyon J.-F., 2014, **Heading down early on? Start of subduction on Earth:** *Geology*, v. 42, p. 139–142, doi:10.1130/G34886.1

Wilson, M. 1996. **Igneous petrogenesis**, nd ed. Chapman & Hall, London, UK.

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

Winchester, J.A. & Max, M. D. 1984. **Element mobility associated with metamorphosed shear zones near Scotch Port, NW Mayo, Ireland.** *Journal of Metamorphic Geology* 2, 1–11.

Winchester, J.A., 1984, **Element mobility associated with syn-metamorphic shear zones near Scotchport, NM Mayo, Ireland:** *Journal of Metamorphic Geology*, v2, p. 1-11.