



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DE UM CORPO
DE ROCHA METAMÁFICA NA PORÇÃO CENTRAL DA SERRA DO
ESPINHAÇO, NORTE DE MINAS**

Débora de Freitas Salles

MONOGRAFIA nº442

Ouro Preto, julho de 2022

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DE
UM CORPO DE ROCHA METAMÁFICA NA PORÇÃO
CENTRAL DA SERRA DO ESPINHAÇO, NORTE DE MINAS**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof^ª. Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof^ª. Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº 442

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DE UM CORPO DE ROCHA METAMÁFICA NA PORÇÃO CENTRAL DA SERRA DO ESPINHAÇO, NORTE DE MINAS

Débora de Freitas Salles

Orientadora

Prof.^a Dr.^a Alice Fernanda de Oliveira Costa

Co-Orientador

Marco Aurélio Piacentini Pinheiro

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2022/2.

OURO PRETO

2022

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

S168c Salles, Débora de Freitas.

Caracterização petrográfica e geoquímica de um corpo de rocha metamáfica na porção central da serra do Espinhaço, norte de Minas. [manuscrito] / Débora de Freitas Salles. - 2022.

53 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.

Orientadora: Profa. Dra. Alice Fernanda de Oliveira Costa.

Coorientador: Dr. Marco Aurélio Piacentini Pinheiro.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Magmatismo. 2. Geoquímica. 3. Petrologia - Petrografia. 4. Petrogênese. I. Costa, Alice Fernanda de Oliveira. II. Pinheiro, Marco Aurélio Piacentini. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 552.23

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



FOLHA DE APROVAÇÃO

Débora de Freitas Salles

“Caracterização petrográfica e geoquímica de um corpo de rocha metamáfica na porção central da serra do Espinhaço, norte de Minas

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geólogo

Aprovada em 08 de julho de 2022

Membros da banca

Doutorado - Alice Fernanda de Oliveira Costa - Orientadora (Universidade Federal de Ouro Preto)
Doutorado - Cláudia dos Santos - (Universidade Federal de Ouro Preto)
Doutorado - Maria Eugênia Silva de Souza - (Universidade Federal de Ouro Preto)

Alice Fernanda de Oliveira Costa, orientadora do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 20/07/2022



Documento assinado eletronicamente por **Alice Fernanda de Oliveira Costa**, **PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 01/08/2022, às 14:44, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0364599** e o código CRC **CF2B2DFC**.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO	1
1.2	LOCALIZAÇÃO.....	1
1.3	JUSTIFICATIVA DA PESQUISA	2
1.4	OBJETIVOS.....	3
1.5	MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.5.1	Levantamento do acervo bibliográfico	4
1.5.2	Compilação cartográfica	4
1.5.3	Análise petrográfica	5
1.5.4	Geoquímica	5
1.5.5	Microsonda Eletrônica.....	6
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	8
2.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	8
2.2	ESTRATIGRAFIA DO ESPINHAÇO CENTRAL	10
2.2.1	Trabalhos anteriores	10
2.2.2	Embasamento	11
2.2.3	Supergrupo Espinhaço	12
2.2.4	Supergrupo Macaúbas.....	12
2.2.5	Rochas Máficas	13
2.3	ROCHAS MÁFICAS EM OUTRAS REGIÕES	14
2.3.1	Chapada Diamantina	14
2.3.2	Espinhaço Setentrional.....	14
2.3.3	Espinhaço Meridional	15
3	ROCHAS MÁFICAS	18
3.1	INTRODUÇÃO.....	18
3.2	CLASSIFICAÇÃO E COMPOSIÇÃO DAS ROCHAS MÁFICAS	18
3.3	LITOGEOQUÍMICA	19
3.3.1	Apresentação	19
3.3.2	Análise de Elementos Maiores.....	20
3.3.3	Análise de Elementos-Traços.....	21
3.3.4	Análise de Elementos Terras-Raras	22
3.4	AMBIENTES TECTÔNICOS DE ROCHAS MÁFICAS	23

3.4.1	Rochas máficas de Dorsais Meso-Oceânicas (MORB's)	23
3.4.2	Basaltos de Ilhas Oceânicas Intraplaca (OIB's).....	24
3.4.3	Grandes Províncias Ígneas (LIP's): Basaltos de Platôs Continentais (CFB's).....	25
3.4.4	Riftes intracontinentais	25
3.4.5	Rochas máficas associadas a zonas de subducção	26
4	RESULTADOS	27
4.1	INTRODUÇÃO.....	27
4.2	ROCHAS ENCAIXANTES.....	27
4.3	CORPO METAMÁFICO.....	29
4.3.1	Ocorrência e Descrição Macroscópica.....	29
4.3.2	Descrição Microscópica	30
4.3.3	Química Mineral	34
4.3.4	Litogeoquímica	35
5	DISCUSSÕES	39
5.1	NATUREZA DA FONTE DO MAGMA	39
5.2	EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DO CORPO METAMÁFICO	41
5.3	SIGNIFICADO TECTÔNICO DO CORPO METAMÁFICO NO CONTEXTO DA BACIA MACAÚBAS	43
6	CONCLUSÕES	44
7	REFERÊNCIAS.....	46

INDICE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de localização da área de estudo abrangendo as principais vias de acesso e localidades. A direita, imagem retirada do Google Earth da Folha Santo Antônio do Retiro com principais drenagens e localização do corpo metamáfico estudado.	2
Figura 2.1 Contexto geotectônico da área com destaque para algumas ocorrências de rochas máficas no Bloco São Francisco: (1) Diques do Espinhaço Setentrional (U-Pb em zircão – Danderfer <i>et al.</i> 2009); (2) Diques da Chapada Diamantina (U-Pb em zircão – Silveira <i>et al.</i> 2013). (3) Intrusões no Espinhaço Central (U-Pb – Moreira 2017 e Moreira <i>et al.</i> 2020); (4) Metagabros no Espinhaço Meridional (U-Pb em zircão – Souza 2016; Souza <i>et al.</i> 2022); (5) Anfibolitos da Formação Capelinha no Espinhaço Meridional (U-Pb em zircão – Castro <i>et al.</i> 2019); (6) Diques da Suíte Pedro Lessa no Espinhaço Meridional (U-Pb em zircão – Queiroga <i>et al.</i> 2012). CD: Chapada Diamantina; ES: Espinhaço Setentrional; EC: Espinhaço Central; EM: Espinhaço Meridional. (Modificado de Moreira <i>et al.</i> 2020).....	9
Figura 2.2 A) Localização do mapa no cenário tectônico do Bloco São Francisco. B) Mapa geológico simplificado da Folha Santo Antônio do Retiro, mostrando a localização do corpo máfico objeto de estudo (baseado em Pinheiro <i>et al.</i> 2014).....	11
Figura 3.1 Diagramas classificatórios para rochas ígneas. a) Diagrama TAS de LeBas <i>et al.</i> (1986). b) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).....	21
Figura 3.2 Diagramas discriminatórios de ambientes tectônicos. a) Pearce & Cann (1973). b) Pearce (1982), Coish <i>et al.</i> (1986). c) Mullen (1983) (Modificado de Winter 2001).	23
Figura 4.1 Litofácies do Grupo Sítio Novo observadas em campo. (a) Arenito seixoso com grânulos na base dos forsets pertencente à F1; b) Arenito seixoso intercalado em arenito maciço (Sm), arenito com estratificação plano-paralela (Sh) e arenito com estratificação cruzada tangencial (Stg) pertencente à F2; c) Arenito com estratificação cruzada tangencial intercalado em arenito com estratificação plano-paralela, F2; d) Arenitos (Sm) e pelitos acamadados (Fm) pertencentes à F3.....	28
Figura 4.2 a) Corpo metamáfico posicionado em meia encosta. b) Amostra de detalhe de região de borda milonitizada. Modificado de Lombelo <i>et al.</i> (2020).....	30

Figura 4.3 Fotomicrografias da porção da borda do corpo a) Matriz com foliação milonítica formada por clorita, biotita e grãos diminutos de quartzo disseminados. b) Matriz micácea fortemente orientada. c) Clorita em geometria decussada. Em d) Grão de biotita exibindo formato pisciforme. e) Lente de quartzo de trama interna granoblástica. Em f) Epidotos subdiomorfos estirados. Bt = Biotita; Chl = Clorita; Qz = Quartzo; Ep = Epidoto.	32
Figura 4.4 Fotomicrografias do metabasalto. a) Actinolita fibrosas e aciculares decussadas em massa epidotítica. b) Actinolitas nematoblásticas em seções mais quartzosas. c) Quartzo preenchendo amígdalas. d) Prehnita em agrupamentos tabulares divergentes (PPL). e) Mesmo campo anterior sob XPL. f) Níveis quartzosos sugerindo conexões entre as cavidades. Act = Actinolita; Ep = Epidoto; Qz = Quartzo; Prh = Prehnita.	34
Figura 4.5 Diagrama de classificação para anfibólitos cálcicos (Hawthorne <i>et al.</i> , 2012) para cristais de anfibólito selecionados.	35
Figura 4.6 Diagramas classificatórios para as amostras do metabasalto e do milonito de borda coletadas. a) Diagrama TAS de LeBas <i>et al.</i> (1986) ilustrando que as amostras plotam como basaltos. b) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) mostrando que as amostras pertencem à série toleítica. c) Diagrama Álcalis vs Sílica de Irvine e Baragar (1971) demonstrando caráter subalcalino. d) Diagrama Zr x Zr/Y de Pearce & Norry (1979) e e) Diagrama Zr/4 – Y – 2Nb de Meschede (1986) indicando ambiente intraplaca continental. ...	37
Figura 4.7 Diagramas classificatórios para as amostras coletadas. a) Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989). b) Diagrama para elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primordial de Holm (1985). c) Diagrama de multi-elementos normalizados ao MORB de Pearce (1982)	38
Figura 5.1 Comparação entre corpos máficos que ocorrem ao longo da Serra do Espinhaço a) Diagrama TAS de LeBas <i>et al.</i> (1986). b) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). c) Diagrama Álcalis vs Sílica de Irvine e Baragar (1971). d) Diagrama Zr x Zr/Y de Pearce & Norry (1979). e) Diagrama Zr/4 – Y – 2Nb de Meschede (1986).....	40
Figura 5.2 Diagrama de síntese da evolução petrogenética do corpo metamáfico do Grupo Sítio Novo.....	42

Resumo

A caracterização da composição, natureza e posição espacial de rochas máficas é uma importante ferramenta no estudo da evolução geológica de uma região. Quando associadas a sucessões sedimentares, esse magmatismo pode funcionar como um marcador estratigráfico eficaz, além de auxiliar no entendimento dos ambientes tectônicos associados. Na faixa Araçuaí, desenvolvida na borda sudeste do cráton do São Francisco, há registros de coberturas sedimentares mais jovens do que 1.8 Ga que remontam vários episódios de embaciamento sedimentar, dentre os quais tem-se os supergrupos Espinhaço e Macaúbas que representam as unidades proterozoicas de preenchimento das bacias homônimas. Ao longo da cordilheira do Espinhaço ocorrem diversas rochas máficas que representam registros de magmatismo extrusivo e intrusivo no embasamento e em sucessões sedimentares dessas bacias. O presente trabalho apresenta uma caracterização petrográfica e geoquímica de um corpo de rocha metamáfica e suas encaixantes que ocorrem do domínio central da serra do Espinhaço, no extremo norte de Minas Gerais. Esse corpo foi mapeado no âmbito do projeto Rio Pardo de Minas e está no contato com sucessões de preenchimento da bacia Macaúbas. A partir dos estudos realizados, foi possível identificar características texturais distintas entre a borda e o centro do corpo, classificados aqui como metabasalto e quartzo–biotita–clorita ortomilonito, respectivamente. O corpo metamáfico possui feições ígneas preservadas, permitindo identificar que seu magmatismo de origem é extrusivo, sugerindo protólito vulcânico a subvulcânico. A assinatura geoquímica revelou que o magma gerador dessa rocha possui afinidade toleítica, é subalcalino, com baixos valores de K, e possui natureza em ambiente intracontinental. Durante a evolução petrogenética essa rocha experimentou, no mínimo, três processos revelados através de seus aspectos texturais e geoquímicos, sendo eles: 1) Sua formação ($> 907\text{Ma}$) a partir de um magmatismo extrusivo, 2) Hidratação, e 3) Milonitização. Além disso, a paragênese descrita sugere metamorfismo em fácies anfibolito inferior. Os resultados obtidos para o corpo metamáfico em comparação com outras máficas do contexto da Serra do Espinhaço sugerem que a rocha pode estar associada a um evento de fragmentação continental diacrônica, que teria se desenvolvido durante o toniano, e que seria propulsor da bacia Macaúbas.

Palavras chave: metamáfica, Serra do Espinhaço, Macaúbas, magmatismo, geoquímica, petrográfica, petrogênese

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Na faixa Araçuaí, desenvolvida na borda sudeste do cráton do São Francisco, estão posicionados numerosos corpos máficos intrusivos e extrusivos em meio às unidades metassedimentares proterozoicas das bacias Espinhaço e Macaúbas. Tais corpos exibem orientações e idades de cristalização distintos, indicando a existência de diferentes eventos magmáticos no decorrer do tempo geológico (ex.: Gradim *et al.* 2005; Gradim 2005; Souza 2016; Castro *et al.* 2019; Moreira 2017; Magalhães *et al.* 2018; Moreira *et al.* 2020, Souza *et al.* 2022).

Em campanha de mapeamento realizada no âmbito do projeto Rio Pardo de Minas, no norte da Faixa Araçuaí, pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM em parceria com a Universidade Federal de Ouro Preto, foram mapeados corpos de rochas máficas associados a diferentes sucessões sedimentares (Pinheiro *et al.* 2014; Lombello *et al.* 2020). Este trabalho tem como objeto de estudo um dos corpos de rocha metamáfica e suas encaixantes que afloram no domínio fisiográfico da serra do Espinhaço Central, norte de Minas, cartografados no projeto supracitado.

Do ponto de vista teórico, rochas máficas podem representar importantes registros de eventos magmáticos associados a processos de rifteamento. Quando associadas a sucessões sedimentares pré-existentes, essas rochas podem ser empregadas como marcadores estratigráficos efetivos, além de auxiliarem no reconhecimento de ambientes tectônicos. Diante disso, este trabalho propõe a caracterização detalhada do corpo metamáfico a partir de dados petrológicos e geoquímicos, a caracterização das encaixantes, além da comparação com outras máficas da Faixa Araçuaí. Desta forma, esse estudo poderá contribuir significativamente para um entendimento mais amplo da evolução geológica dessa região.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de trabalho compreende uma porção do domínio fisiográfico da serra do Espinhaço Central. Geograficamente, essa área está localizada no extremo norte de Minas Gerais, próxima ao limite com o estado da Bahia. O corpo metamáfico está cartografado na folha Santo Antônio do Retiro (SD-23-Z-D-II-4) em escala 1:50.000 (Pinheiro *et al.* 2014; Figura 1.1) nas proximidades do município homônimo.

Para acessar a área, parte-se de Belo Horizonte pela BR – 040 em direção a Brasília, passando pelo trevo de Curvelo, de onde se segue até o município de Montes Carlos pela BR – 135. Em seguida, segue-se no sentido de Mato Verde pela BR – 122 e, por fim, toma-se a MG – 635 até a cidade de Santo Antônio do Retiro.

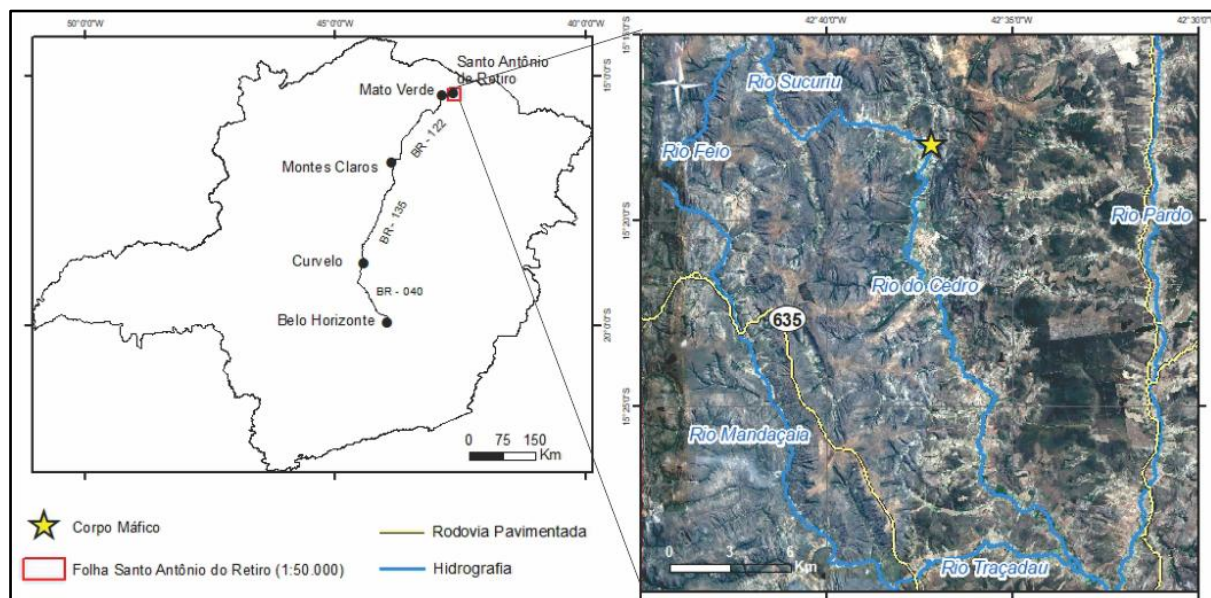


Figura 1.1 Mapa de localização da área de estudo abrangendo as principais vias de acesso e localidades. A direita, imagem retirada do Google Earth da Folha Santo Antônio do Retiro com principais drenagens e localização do corpo metamáfico estudado.

1.3 JUSTIFICATIVA DA PESQUISA

Ao longo da cordilheira Espinhaço existem corpos máficos extrusivos além de vários diques e soleiras que ocorrem intrudindo o embasamento e as sucessões sedimentares das bacias Espinhaço e Macaúbas. Tais ocorrências exibem orientação, composição, assinatura geoquímica e idades distintas que registram diferentes eventos magmáticos ao longo do tempo geológico.

Corpos intrusivos de idade estateriana (1.8 – 1.6 Ga) foram cartografados nos domínios do Espinhaço Meridional (Magalhães *et al.* 2018) e Central (Moreira 2017). Corpos intrusivos de idade calimiana (1.6 – 1.4 Ga) foram estudados na Chapada Diamantina (Babinski *et al.* 1999; Guimarães *et al.* 2005; Silveira *et al.* 2013) e no Espinhaço Setentrional (Teixeira 2008). Rochas máficas intrusivas e extrusivas de idade toniana (1.0 Ga – 720 Ma) foram estudadas nos domínios do Espinhaço Setentrional (Danderfer *et al.* 2009), Central (Moreira *et al.* 2020) e Meridional (Machado *et al.* 1989; Gradim *et al.* 2005; Souza 2016; Castro *et al.* 2019; Souza *et al.* 2022).

No desenvolvimento do projeto Rio Pardo de Minas, no domínio do Espinhaço Central, foram executados mapeamentos, em escala 1:50.000, onde foram cartografados corpos de rochas máficas

sendo coletadas amostras para estudo petrológico, geocronológico e geoquímico (Pinheiro *et al.* 2014; Queiroz *et al.* 2014). No entanto, não houve um estudo mais detalhado desses corpos, até então pouco conhecidos. Além disso a caracterização das encaixantes foi baseada em estudos litoestratigráficos o que trouxe alguns problemas quanto ao posicionamento estratigráfico e correlação com outras unidades. No contexto de um projeto de Iniciação Científica, realizado anteriormente pela autora desta monografia, um desses corpos foi submetido a um breve estudo geoquímico, no entanto não foi comparado a outros corpos máficos da área.

Levando-se em consideração as limitações no conhecimento e a escassez de dados disponíveis sobre esse corpo de rocha máfica e suas encaixantes, a proposta deste trabalho visa, sobretudo, aprimorar o conhecimento da geologia do domínio do Espinhaço Central a partir da caracterização petrológica e geoquímica desse corpo. A partir da definição da natureza do magmatismo e ambiente de formação, busca-se, assim, comparar com os demais corpos e contribuir para o preenchimento de algumas lacunas da história evolutiva do paleocontinente São Francisco. Para tal, pretende-se responder as seguintes questões:

- Qual a característica e posicionamento das rochas encaixantes?
- Qual a assinatura geoquímica e evolução petrogenética do corpo de rocha metamáfica?
- Qual a relação desse corpo com outros existentes no contexto do paleocontinente São Francisco?

1.4 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral entender o contexto do corpo metamáfico e suas encaixantes, a fim de posicioná-los no espaço e tempo dentro dos estágios evolutivos das bacias sedimentares presentes na região. Para o desenvolvimento do trabalho foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- Compreender a posição espacial do corpo metamáfico com as sucessões sedimentares associadas.
- Investigar a natureza do magmatismo e o contexto tectônico em que ocorre.
- Comparar dados disponíveis na literatura sobre corpos metamáficos semelhantes.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

Para realização do trabalho, fez-se necessário aplicar os métodos sumarizados a seguir:

1.5.1 Levantamento do acervo bibliográfico

Consistiu na compilação bibliográfica acerca da geologia regional da área de interesse, dando maior importância aos estudos de rochas máficas realizados na região do Espinhaço Central e adjacentes, através das etapas a seguir:

- Leitura de publicações científicas que contemplam o domínio fisiográfico do Espinhaço Central, sobretudo onde rochas máficas foram registradas (ex.: Moreira 2017; Moreira *et al.* 2020).
- Pesquisa dos mapeamentos existentes na região (Folha Monte Azul - SD.23-Z-D-II escala 1:100.000; Knauer *et al.* 2007; Folha Santo Antônio do Retiro SD-23-Z-DII-4; Pinheiro *et al.* 2014; Projeto Rio Pardo de Minas; Lombello *et al.* 2020).
- Pesquisa de livros e artigos sobre rochas máficas, principalmente sobre padrões de assinaturas geoquímicas e ambientes tectônicos associados (ex.: Rollinson 1993; Winter 2001; Gill 2014).
- Leitura de publicações sobre a contextualização de outras rochas máficas no contexto regional do paleocontinente São Francisco (ex.: Silveira *et al.* 2013; Gradim *et al.* 2005; Danderfer *et al.* 2009; Queiroga *et al.* 2012; Souza 2016; Magalhães *et al.* 2018; Castro *et al.* 2019, Souza *et al.* 2022).

1.5.2 Compilação cartográfica

i) Localização do corpo ígneo:

Nesta etapa, foram levantados os dados cartográficos digitais da Folha Santo Antônio do Retiro (SD-23-Z-DII-4; Pinheiro *et al.* 2014) mapeada em escala 1:50.000, cedidos pela CPRM. Estes dados foram trabalhados no *software ArcMap* 10.3, destacando a área de ocorrência do corpo metamáfico. Além disso, a área foi localizada em imagem de satélite através do *Google Earth*, destacando as principais drenagens e rodovias da região.

ii) Análise das encaixantes:

Foram coletados os dados de campo referentes ao levantamento geológico da região, bem como fotos dos afloramentos visitados, cedidos pelo autor. No âmbito do projeto de Iniciação Científica do CNPq - Convênio UFOP-CPRM, intitulado “Análise petrográfica e estudo da proveniência sedimentar da bacia Macaúbas, norte de Minas Gerais”, realizado pela autora desta monografia, os dados e fotos foram analisados, nos quais foram identificadas fácies, por meio

decaracterísticas texturais e estruturassedimentares. O resultado dessa análise foi correlacionado aos dados da região adjacente estudada por Costa (2017), permitindo interpretar o contexto espacial do corpo máfico com suas encaixantes.

1.5.3 Análise petrográfica

Esta etapa resume-se na descrição macroscópica de uma amostra de mão e na descrição microscópica a partir de 14 lâminas delgadas polidas, em microscópio petrográfico de luz polarizada e transmitida. As lâminas pertencem ao acervo da CPRM-SUREG-BH e foram cedidas no âmbito do convênio CPRM-UFOP para o desenvolvimento do projeto.

Do total disponibilizado, 5 lâminas foram confeccionadas a partir de amostras da rocha metamáfica, bem como a amostra de mão, as quais já foram analisadasanteriormente no projeto de Iniciação Científica supracitado, no entanto sem pormenores. As 9 lâminas restantes referem-se as rochas encaixantes, e foram estudadas previamente durante projeto de Iniciação Científica. Foramdescritas as assembleias minerais, suas relações texturais, análise da paragênese efoi determinado o grau metamórfico. Para isso, foramutilizados como suporte os seguintes materiais:

- “Microestruturas de rochas metamórficas”, Jordt-Evangelista (2003);
- “Nomenclatura de rochas metamórficas”, Jordt-Evangelista (2011);
- “Minerais Petrográficos de Rochas Ígneas e Metamórficas – Resumo das Propriedades Ópticas e Ocorrências”, Jordt-Evangelista (1988);
- “Petrogenesis of Metamorphic Rocks”, Bucher & Grapes (2011).

Neste trabalho, serão adotadas siglas para abreviação mineral seguindo a padronização proposta por Whitney & Evans (2010).

1.5.4 Geoquímica

Para auxiliar no trabalho, foi realizado um estudo geoquímico de rocha total do corpo metamáfico. As análises geoquímicas já haviam sido efetuadas no laboratório geoquímico da SGS Geosol Laboratórios Ltda e foram cedidas pela CPRM para a interpretação dos dados, que ainda não havia sido realizada.

Os métodos utilizados incluíram fusão e fluorescência de raios x(elementos maiores e menores) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) com fusão por metaborato/tetraborato de lítio e digestão com água-régia (elementos traços e terras-raras).

Foram disponibilizados os dados de 3 análises para desenvolvimento do presente trabalho, os quais foram tratados e interpretados através de diagramas multielementares adequados, comparando com dados de outras máficas do contexto do paleocontinente São Francisco, de forma a auxiliar na interpretação da assinatura geoquímica e ambiente tectônico associado. Para processar e plotar os dados, foram utilizados os *softwares GeoChemical Data toolkit (GCDkit)* versão 3.0 e *Excel*.

1.5.5 Microsonda Eletrônica

Durante a descrição de lâminas delgadas das amostras da rocha metamáfica, foram selecionados alguns minerais para análise de química quantitativa (WDS) através de microsonda eletrônica. Tais análises foram no Laboratório de Microanálise do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, visando determinar a composição química de anfibólios, a partir de análises elementares de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e Cr_2O_3 . Foi utilizado 20nA de corrente elétrica e 15kV de voltagem de aceleração para furos de 5 μm em microsonda eletrônica de modelo JEOL JXA-8230.

O equipamento foi calibrado utilizando-se padrões naturais de quartzo, hiperstênio, gahnita, almandina, anortoclásio, flúor apatita (Ca e F), microclina, rutilo e ilmenita. Considerou-se como FeO o conteúdo total de Fe analisado pela microsonda.

Os dados obtidos foram processados para classificação mineral dos grãos analisados. Essa etapa foi feita a partir da planilha de classificação de anfibólios de Locock (2014), bem como os diagramas classificatórios.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A área onde ocorre o corpo metamáfico, objeto de estudo desta monografia, está inserida no extremo norte da faixa de dobramentos Araçuaí, que corresponde ao domínio externo do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, construído na margem sudeste do cráton do São Francisco durante a orogenia Neoproterozoica Brasileira/Pan-Africana (Almeida 1977; Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

O cráton do São Francisco é interpretado como uma unidade estável a este evento tectônico e, portanto, isenta das deformações (Almeida 1977; Alkmim *et al.* 1993). Ele é bordejado por um conjunto de faixas marginais que compreendem terrenos deformados durante o ciclo Brasileiro, e que constituem um sistema de dobras e falhas com transporte tectônico no sentido do cráton (Trompette 1994; Pedrosa-Soares *et al.* 2001; Pedrosa-Soares *et al.* 2007). O cráton e as faixas neoproterozoicas compõem, em conjunto, o bloco São Francisco (Figura 2.1), limite onde estão alojados os terrenos deformados e indeformados que representavam rochas do embasamento e coberturas sedimentares em configurações anteriores ao ciclo Brasileiro (Danderfer *et al.* 2015).

Com base em evidências apresentadas por alguns autores, o bloco São Francisco e o cráton do Congo, localizado na África, com respectivas faixas marginais, eram agrupados em um único fragmento continental no passado, o paleocontinente São Francisco-Congo (Trompette 1994; D'Agrella Filho *et al.* 1996). Em ambos os blocos ocorrem embasamento cristalino arqueano e paleoproterozoico, rochas supracrustais paleo e mesoproterozoicas, coberturas sedimentares neoproterozoicas e fanerozoicas além de registros de magmatismos de origem e idade distintas (Trompette 1994; Heilbronn *et al.* 2017). Entre o período de estabilização tectônica deste fragmento crustal e sua quebra e individualização, ocorreram vários episódios de formação de bacia intraplaca com magmatismo associado, que podem representar registros de sucessivos eventos de tentativa de ruptura dos supercontinentes proterozoicos do qual fazia parte (Hoffman 1991; Rogers & Santosh 2002; Zhao *et al.* 2002; Li *et al.* 2008; Cawood *et al.* 2016). Dentre esses magmatismos, há várias ocorrências de rochas máficas disseminadas em todo o domínio do cráton do São Francisco e Faixa Araçuaí conforme representado na figura 2.1.

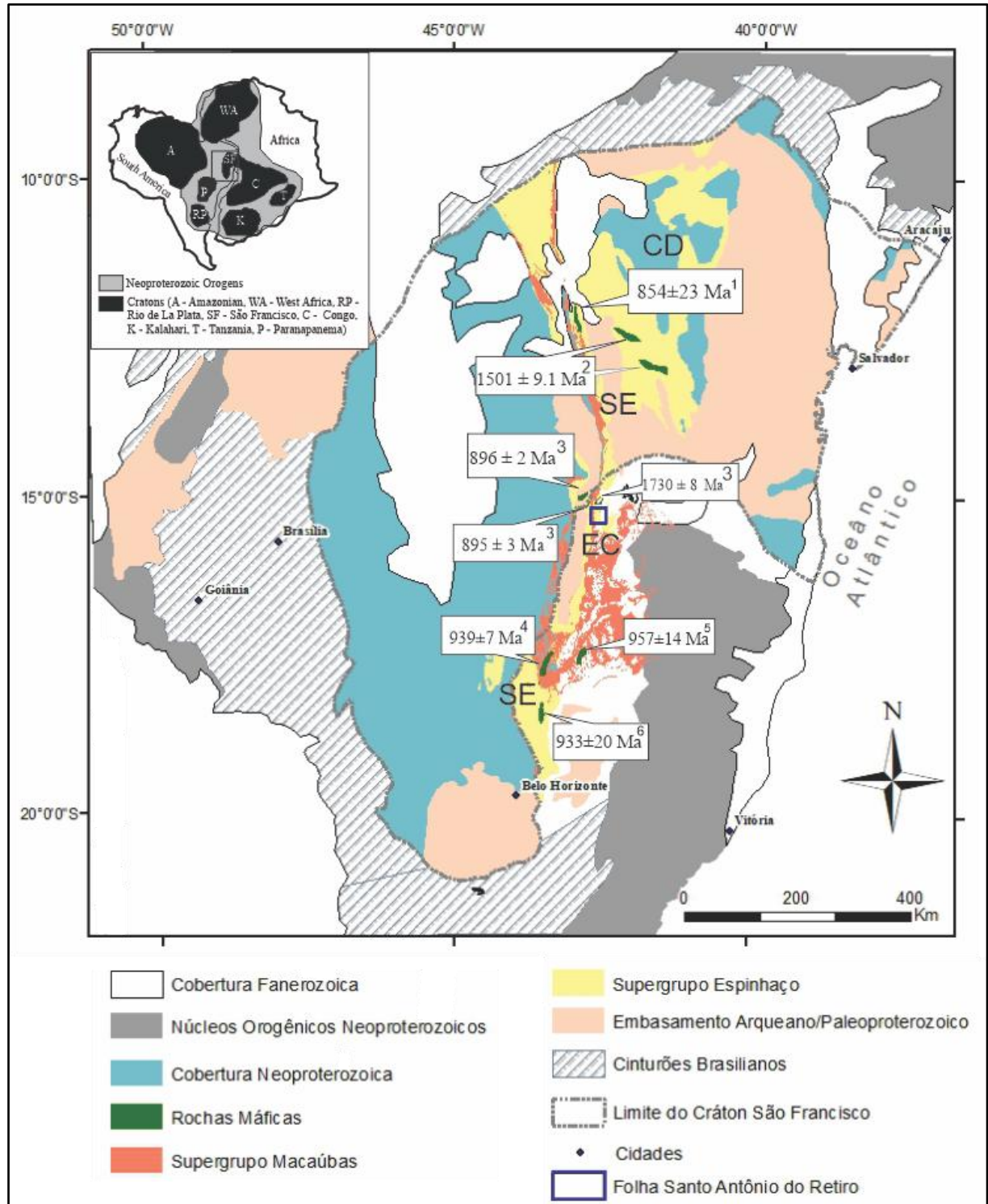


Figura 2.1 Contexto geotectônico da área com destaque para algumas ocorrências de rochas máficas no Bloco São Francisco: (1) Diques do Espinhaço Setentrional (U-Pb em zircão – Danderfer *et al.* 2009); (2) Diques da Chapada Diamantina (U-Pb em zircão – Silveira *et al.* 2013). (3) Intrusões no Espinhaço Central (U-Pb – Moreira 2017 e Moreira *et al.* 2020); (4) Metagabros no Espinhaço Meridional (U-Pb em zircão – Souza 2016; Souza *et al.* 2022); (5) Anfibolitos da Formação Capelinha no Espinhaço Meridional (U-Pb em zircão – Castro *et al.* 2019); (6) Diques da Suíte Pedro Lessa no Espinhaço Meridional (U-Pb em zircão – Queiroga *et al.* 2012). CD:

Chapada Diamantina; ES: Espinhaço Setentrional; EC: Espinhaço Central; EM: Espinhaço Meridional. (Modificado de Moreira *et al.* 2020).

2.2 ESTRATIGRAFIA DO ESPINHAÇO CENTRAL

2.2.1 Trabalhos anteriores

O domínio fisiográfico do Espinhaço Central é o mais carente de investigações geológicas, se comparado aos demais domínios. A maior parte do conhecimento disponível provém de trabalhos de mapeamento regional que abrangem essa porção.

Dentre os primeiros trabalhos, destaca-se Schobbenhaus (1972b), que estudou a geologia da Serra do Espinhaço contida entre as localidades de Porteirinha e Monte Azul. Posteriormente, Schobbenhaus (1972c) apresentou contribuições para o conhecimento geoeconômico do depósito de ferro do Rio Peixe Bravo. Os primeiros levantamentos mais sistemáticos foram realizados no contexto do Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco – LETOS, em escala 1:250.000 (Moutinho da Costa 1976). Posteriormente, outros projetos contribuíram para estudos litoestratigráficos os quais se ocuparam da cartografia geológica da folha SD-23 Brasília (ex.: Bruni *et al.* 1976; Fernandes *et al.* 1982; Souza *et al.* 2004).

Os trabalhos mais refinados do contexto do Espinhaço Central se devem a Drumond *et al.* (1980), intitulado “Projeto Porteirinha-Monte Azul” e realizado em escala 1:50.000, ao levantamento geológico da Folha Monte Azul em escala 1:100.000 (SD.23-Z-D-II; Knauer *et al.* 2007) e ao Projeto Rio Pardo de Minas, realizado em escala 1:50.000 (Lombello *et al.* 2020).

Apesar de escassos, estudos mais detalhados das sucessões sedimentares baseados em levantamento de fácies, suportados por dados geocronológicos, vêm contribuindo para uma nova abordagem para a estratigrafia e tectônica da região (Costa *et al.* 2014; Bersan 2015; Costa & Danderfer 2017; Costa *et al.* 2017). Ocorreram ainda estudos significativos do embasamento da região (Silva *et al.* 2016; Bersan *et al.* 2020) e estudo detalhado de rochas máficas (Moreira 2017; Moreira *et al.* 2020).

Neste trabalho, o empilhamento estratigráfico adotado compreende o embasamento representado pelo Complexo Tingui, sucessões sedimentares dos supergrupos Espinhaço e Macaúbas, além das rochas máficas, que serão sintetizados a seguir (Costa 2017; Costa & Danderfer 2017; Costa *et al.* 2017; Figura 2.2).

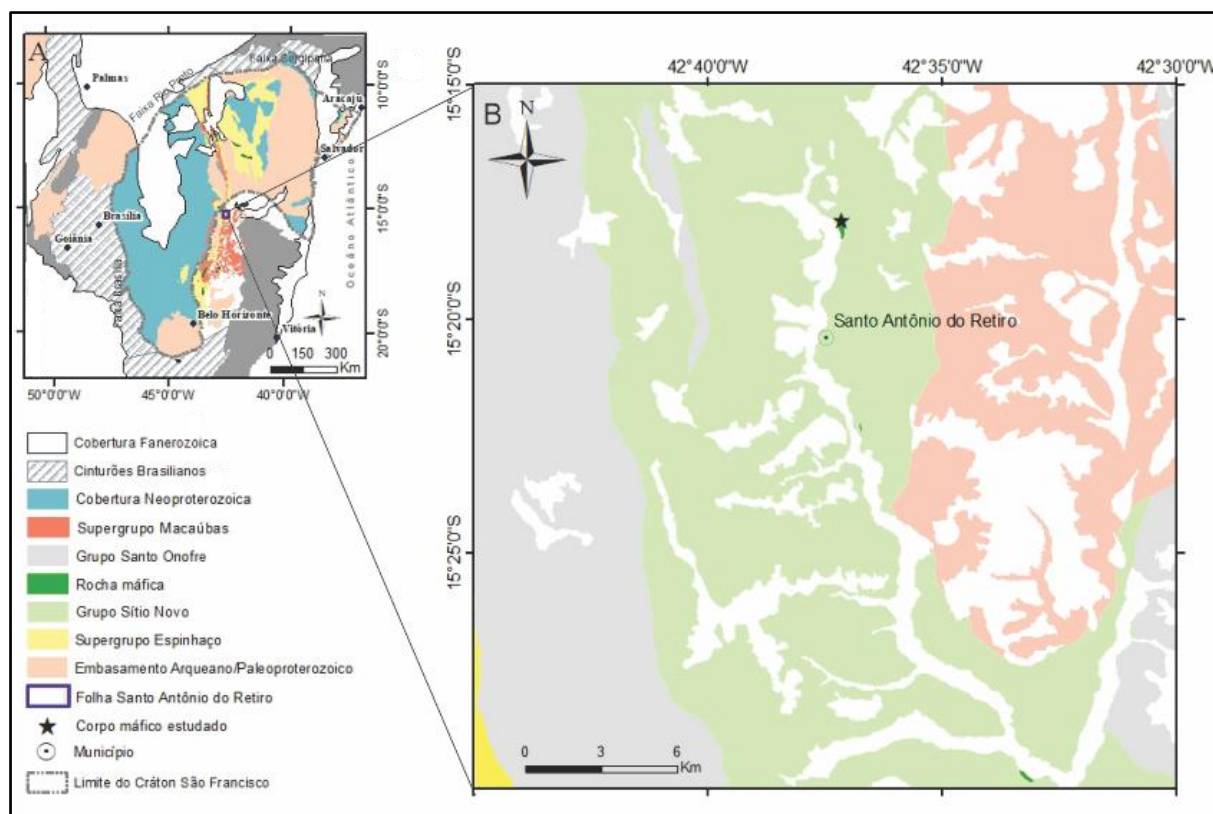


Figura 2.2A) Localização do mapa no cenário tectônico do Bloco São Francisco. **B)** Mapa geológico simplificado da Folha Santo Antônio do Retiro, mostrando a localização do corpo máfico objeto de estudo (baseado em Pinheiro *et al.* 2014).

2.2.2 Embasamento

O embasamento cristalino é representado pelo Complexo Córrego Tingui onde afloram rochas graníticas e localmente gnaisses e migmatitos, além de pequenos corpos anfibolíticos associados (Knauer *et al.* 2007; Lombello *et al.* 2018). De acordo com Knauer *et al.* (2007), ocorrem de protomilonitos a ultramilonitos e filonitos. Silva *et al.* (2016) obtiveram em monzogranito gnáissicoidade U–Pb SHRIMP em zircão de 2140 ± 14 Ma, além de idade modelo Sm/Nd de 3,31 Ga e $\epsilon_{Nd}(t) = -6,85$. Além disso, os autores interpretaram o plúton como granito tipo S.

Bersan *et al.* 2020 estudaram granitóides do Complexo Córrego Tingui, nas proximidades dos municípios de Monte Azul e Mato Verde. A assinatura geoquímica dessas rochas revelou características de série magnésiana, levemente peraluminosa, cálcio-alcalina com médio a alto K, originadas em ambientes de arcos de ilha. Os autores interpretaram que esses granitóides podem representar um magmatismo sin – pós colisional, originado da fusão parcial de rochas arqueanas do tipo TTG.

2.2.3 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço na região é registrado em dois eventos de formação de bacia. O primeiro ciclo compreende um rifte estateriano registrado no Grupo Terra Vermelha. A base da sucessão (Formação Espigão) é composta por arenitos estratificados além de uma sequência vulcanogênica no topo. Dados geocronológicos de rochas vulcânicas dessa sequência revelaram idade de cristalização U-Pb em zircão de 1758 ± 4 Ma. (Costa *et al.* 2017). No topo dessa sucessão (Formação Cavoada do Buraco) ocorre conglomerados intercalados com arenitos. Imediatamente acima do Grupo Terra Vermelha, ocorrem arenitos eólicos da Formação Pau D'Arco representando a fase sag da bacia. A idade máxima de deposição obtida por U-Pb em zircões detríticos para essa unidade foi de 1675 ± 22 Ma (Costa *et al.* 2017).

O segundo ciclo ocorreu durante o período Calimiano e corresponde a um episódio de rifteamento registrado no Grupo Mato Verde. A base da sucessão (Formação Pannels) é constituída por conglomerados, arenitos estratificados e pelitos subordinados. No topo da sucessão (Formação Riacho Seco) ocorre uma sequência vulcânica e vulcanoclástica de idade U-Pb em zircão de 1524 ± 6 Ma (Costa 2013). Imediatamente acima do Grupo Mato Verde, ocorrem arenitos eólicos da Formação Vereda da Cruz representando a fase sag da bacia. A idade máxima de deposição obtida por U-Pb em zircões para essa unidade foi de 1616 ± 30 Ma (Costa *et al.* 2017).

2.2.4 Supergrupo Macaúbas

O Supergrupo Macaúbas, conforme definido por Costa & Danderfer (2017), é representado por sequências limitadas por discordâncias regionais de idade toniana. Na área estudada afloram o intervalo inferior dessa unidade compreendendo os grupos Sítio Novo e Santo Onofre que representam duas sequências de primeira ordem formadas em diferentes regimes tectônicos.

O Grupo Sítio Novo compreende uma sucessão de arenitos com lentes subordinadas de pelitos e conglomerados (Costa 2017; Pinheiro *et al.* 2014). Essa unidade ocorre em discordância sobre os gnaisses e granitos do Complexo Tingui a leste, e sotoposta pelas rochas do Grupo Santo Onofre através de uma discordância angular e erosiva, a oeste (Costa 2017). Os zircões detríticos para essa unidade revelam idade máxima de deposição U-Pb de 1106 ± 10 Ma (Costa *et al.* 2017).

As rochas do Grupo Santo Onofre, conforme redefinido por Costa & Danderfer (2018), contemplam a Formação Canatiba compreendida por pelitos carbonosos intercalados com arenitos, na base, seguida pela sequência de turbiditos arenosos da Formação Rio Peixe Bravo. Essa sucessão exibiu idade máxima de deposição, por U-Pb em zircões detríticos, de 930 ± 33 Ma e 856 Ma para as formações Canatiba e Rio Peixe Bravo, respectivamente.

2.2.5 Rochas Máficas

A ocorrência de rochas máficas no domínio do Espinhaço Central foi registrada logo nos primeiros trabalhos desenvolvidos por Pflug (1965), que as denominou como anfíbolitos diabasóides, intrusivas básicas e até doleritos. No Projeto Porteirinha-Monte Azul, Drumond *et al.* (1980) mapearam alguns corpos na forma de sotcks ou plugs, sendo os afloramentos em blocos ou matacões rolados, raramente contínuos. De acordo com Knauer *et al.* (2007) esses corpos, classificados como metagabros e metadiabásios, foram metamorfisados na fácies xisto verde.

Em trabalhos de maior detalhe realizados nesse domínio, outras ocorrências de rochas máficas foram mapeadas. Costa (2013) constatou a presença de uma soleira máfica na região da Serra Geral que corta os arenitos do Grupo Sítio Novo. Bersan (2015) caracterizou ocorrências na forma de sills e diques intrudindo a sucessão siliciclástica da mesma unidade, bem como o embasamento na região da Serra do Ginete. No trabalho de Costa (2017) foram mapeadas intrusões na forma de soleiras na sucessão vulcanossedimentar do Grupo Terra Vermelha.

Essas três ocorrências foram estudadas em termos petrogenéticos, geoquímicos e geocronológicos no trabalho de Moreira (2017) e Moreira *et al.* (2020). Elas possuem composição gabroica e são afetadas por um metamorfismo de baixo grau. Segundo Moreira (2017), apesar dessas rochas possuírem diferenças, sobretudo geoquímicas, elas possuem características de ambiente continental intraplaca. Os resultados geocronológicos para zircões de amostras da Serra Geral e da Serra do Ginete resultaram idadestonianas de 895 ± 3 Ma. e 896 ± 2 Ma. (U-Pb em zircão), enquanto as intrusivas do grupo Terra Vermelha exibiram idade estateriana de 1730 ± 8 Ma (U-Pb em zircão). Esses dados mostram que pelo menos dois eventos de magmatismo máfico ocorreram e possuem registros na porção central do Espinhaço.

No mapeamento realizado no âmbito do Projeto Rio Pardo de Minas foram identificadas outras duas ocorrências de magmatismo básico. Uma delas é um gabro localizado nas proximidades do distrito de Bonfim, cartografado como pertencente a Suíte Pedro Lessa na Folha Rio Pardo de Minas (Queiroz *et al.* 2014). A outra, localizada na Folha Santo Antônio do Retiro (Pinheiro *et al.* 2014), foi definida como objeto do estudo proposto nesse trabalho e foi cartografada como metabasito vulcânico.

2.3 ROCHAS MÁFICAS EM OUTRAS REGIÕES

2.3.1 Chapada Diamantina

Na região da Chapada Diamantina existem registros de magmatismos reconhecidos em alguns trabalhos ao longo dos anos (Teixeira 2000; 2005; 2008; Silveira *et al.* 2013). Nessa região, este magmatismo é intrusivo, sobretudo nos grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu. Aparecem na forma de diques e sills, porémpreferencialmente como sills descontínuos de gabro, sem deformações aparentes e espessuras de difícil determinação, por razão de raramente aparecerem em contato com suas encaixantes.

Segundo Teixeira (2008) os gabros apresentam textura inequigranular formada por cristais de plagioclásio euédricos e piroxênio intersticial. Apresentam características que evidenciam hidrotermalismo, resultando na substituição de augita por actinolita-tremolita, além de uma porcentagem significativa de minerais secundários diversos.

Silveira *et al.* (2013) estudaram diques de composição gabroica que intrudem rochas metassedimentares do grupo Paraguaçu e do embasamento. Os diques não possuem deformações visíveis, e possuem baixo grau de metamorfismo, apresentando textura ofítica a subofítica e mineralogia composta principalmente por augita e plagioclásio. As análises isotópicas U-Pb em zircão deram idade de 1501 ± 9.1 Ma.

Os dados geoquímicos das rochas da Chapada Diamantina revelaram afinidade toleítica de natureza continental. Os valores de Ti/Zi, que refletem as razões originais na fonte durante a fusão parcial, em torno de 130, juntamente com os demais dados analisados sugeriram correspondências com rochas colocadas na fase inicial de desenvolvimento de riftes, com participação de plumas mantélicas (Teixeira 2008).

2.3.2 Espinhaço Setentrional

Diferentes corpos máficos também estão presentes no prolongamento setentrional da serra do Espinhaço. Costa & Silva (1980) reconheceram intrusivas básicas do proterozoico classificados como epidioritos, localizados preferencialmente cortando sob forma de sills e diques unidades dos grupos Fazendinha, Mosquito, Riacho do Bento, Bom Retiro e Pajeú. De acordo com os autores, essas rochas apresentavam textura subofítica a intergranular mais ou menos preservadas, localmente com desenvolvimento de xistosidade cataclástica, de larguras métricas.

Petrograficamente, segundo descrições de Teixeira (2008), essas rochas ocorrem sobretudo como sills de estrutura gabroica com acamamento magmático incipiente, granulação média a grossa.

Os cristais de clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio compõe uma textura cumulática, e o conteúdo de olivina é modalmente significativa nessas rochas. Os afloramentos mais comuns são em forma de blocos isolados sem continuidade lateral, dificultando a determinação de sua espessura. No entanto, nos locais em que essa relação é bem definida, foi possível caracterizar a presença de sills.

A idade obtida pelo método U-Pb em zirzões de um gabro do grupo Oliveira dos Beijinhos foi de aproximadamente 1492 ± 16 Ma (Teixeira 2008). Os dados isotópicos para grãos de zircão de amostras do trabalho de Danderfer *et al.*(2009) indicam, no entanto, idade toniana de aproximadamente 850 Ma (U-Pb SHRIMP) para colocação de diques máficos que cortam rochas do Grupo São Marcos.

2.3.3 Espinhaço Meridional

Nesse segmento as rochas máficas ocorrem, essencialmente, em dois tipos: os xistos verdes que variam de clorita xistos até anfibólio-epidoto clorita xistos, aflorando como corpos concordantes e às vezes como diques, e os metagabros de granulação média que afloram como diques, sills e stocks (Uhlein 1991). De acordo com Uhlein & Quemeneur (2000), os xistos verdes tem como protólito rochas vulcânicas equivalentes aos metagabros da Suíte Pedro Lessa.

Uhlein & Quemeneur (2000) investigaram metagabros próximos ao distrito Pedro Lessa, que ocorrem como sills intrudindo quartzitos da Formação Sopa Brumadinho. Tais rochas variam de diabásios a gabros e afloram tipicamente como matações, sendo alguns de caráter maciço com preservação de feições ígneas e esfoliação esferoidal, enquanto outros possuem xistosidade protomilonítica. Ainda segundo o autor, os metagabros possuem características geoquímicas de toleitos continentais. Além disso, apresentam foliações equivalentes às dos metassedimentos encaixantes, sendo interpretados como pré-tectônicos à orogenia Brasileira.

Dussin & Chemale (2012) mapearam pontos com ocorrência de metagabros pertencentes à denominada Suíte Pedro Lessa. Tais rochas foram individualizadas em dois tipos, aquelas mais deformadas que exibem foliação, e aquelas de aspecto maciço menos deformados.

De acordo com Queiroga *et al.* (2012), petrograficamente os metagabros são compostos essencialmente por anfibólio, plagioclásio e quartzo, com titanita, zircão e opacos, além de clorita secundária. Os xistos verdes dessa unidade, por sua vez, possuem clorita, sericita, opacos, quartzo e plagioclásio em suas composições. Além disso, a geoquímica dos metagabros da Suíte Pedro Lessa evidencia um protólito máfico toleítico. Os autores interpretaram, através de diagramas discriminatórios de ambientes tectônicos, que essas rochas foram originadas em ambiente intraplaca continental, pontualmente entre o limite toleito intraplaca e E-MORB. Os xistos verdes diferenciam

dos metagabros apenas por apresentarem baixo teor de $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$, associado ao baixo conteúdo de feldspato. Estudo geocronológico por U-Pb em zircão das rochas gabroicas apresentaram idades de 933 ± 20 Ma.

Gradim (2005) estudou rochas metamáficas da região de São Gonçalo do Rio Preto, e identificou duas principais ocorrências: xistos verdes e quartzo-epidoto granofels. Essas rochas apresentam feições primárias preservadas como estratificação, amígdalas, pillow lavas e disjunções poliedrais. De acordo com o autor, a análise de elementos terras raras apresentou semelhanças com basaltos de rifte continental.

Souza (2016) e Souza *et al.* (2022) contribuíram com dados geoquímicos e geocronológicos para rochas de ocorrência na região de Terra Branca e Planalto de Minas. De acordo com a autora, os metagabros da suíte Pedro Lessa possuem afinidade toleítica, são subalcalinos, por vezes com baixo valor de K, e foram classificados como basaltos intra-continental. Essas rochas exibiram idade de 964 ± 46 Ma (U-Pb em zircão). Foi reconhecido, também, um xisto verde desta suíte, de idade magmática de 939 ± 7 Ma obtida pelo método U-Pb em zircão. Além disso, foram estudados outros corpos de xistos verdes associados a Formação Planalto de Minas, com feições ígneas preservadas e cuja análise faciológica permitiu interpretar que eles formados por edifícios vulcânicos subaquosos de alta produtividade. Para essas rochas, foi obtida idade de cristalização magmática de 889 ± 10 Ma, em zircão por U-Pb em LA-ICP-MS.

Castro *et al.* (2019) estudaram um anfibolito associado a sucessão vulcano-sedimentar da Formação Capelinha. Os grãos de zircão produziram idades de cristalização magmática de 957 ± 14 Ma (U-Pb em LA-ICP-MS).

Outras ocorrências foram estudadas por Magalhães *et al.* (2018) e se tratam de ortoanfibolitos da unidade Alto Rio Guanhões. Eles representam basaltos toleíticos intraplaca, no entanto os grãos de zircão forneceram idade estateriana de 1725 ± 4 Ma, pelo método U-Pb.

CAPÍTULO 3

ROCHAS MÁFICAS

3.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo será apresentado um embasamento teórico sobre rochas máficas abordando aspectos como mineralogia, texturas, estruturas, gêneses das rochas e particularidades geoquímicas, incluindo diagramas de classificação, com propósito de auxiliar na interpretação da rocha máfica do presente estudo. Além disso, será apresentada uma síntese dos principais ambientes tectônicos e padrões de assinaturas geoquímicas de rochas provenientes da evolução do magma basáltico, tendo em vista o contexto do trabalho.

3.2 CLASSIFICAÇÃO E COMPOSIÇÃO DAS ROCHAS MÁFICAS

Rochas máficas são aquelas que se encaixam na categoria de rochas ígneas que possuem mais minerais máficos (ou ferromagnesianos) que félsicos em sua composição, tais como olivina, piroxênio, hornblenda e biotita. Essas rochas podem ser classificadas como básicas, termo puramente químico, se possuírem teor de sílica entre 45 e 52% wt. (Winter 2001). Elas são originadas por um magmatismo máfico, que entra em erupção em uma ampla variedade de ambientes tectônicos, seja na forma de vulcanismo basáltico ou como seus correspondentes plutônicos. As análises mineralógicas e texturais dessas rochas podem fornecer pistas importantes sobre a composição química desse magma original quando são detectados, por exemplo, presença de minerais indicadores como quartzo, olivina, nefelina, egirina – augita, ou presença de minerais com texturas ígneas preservadas (Gill 2014).

As texturas ígneas são divididas em duas categorias principais: primárias, originadas durante a cristalização e secundárias, que ocorrem depois que a rocha está completamente sólida (Winter 2001). Durante a cristalização, alguns processos e suas taxas relativas possuem influência direta na textura final da rocha resultante, como por exemplo a taxa de resfriamento do magma. Quando essa taxa é baixa, serão formados menos cristais e de tamanhos maiores resultando em uma granulação grossa, como característico de rochas plutônicas. Caso contrário, serão formados mais grãos e em tamanhos menores, resultando na textura fina de rochas vulcânicas. Se este resfriamento ocorrer em dois estágios, pode criar uma distribuição bimodal de grãos resultando, por exemplo, em uma rocha com textura porfirítica, na qual os grãos maiores, ou fenocristais, são rodeados por uma matriz mais fina. A depender do tamanho do grão da matriz, a rocha porfirítica será classificada como vulcânica ou plutônica (Winter 2001).

A forma dos grãos também são indicativos importantes. A presença de cristais euédricos, por exemplo, indica cristalização precoce no magma e são comuns em rochas vulcânicas. Quanto à orientação dos grãos, se houver acúmulo de cristais na câmara magmática pode resultar em uma textura denominada cumulus. A textura bandada, no entanto, é caracterizada pela ocorrência de camadas de cor, mineralogia e/ou granulometrias diferentes. Textura fluidal e traquítica se referem ao arranjo e orientação de cristais na rocha e são indicativos de fluxo laminar (escoamento) do magma. Dentre outras texturas importantes, destacam-se também aquelas definidas por cavidades denominadas vesículas, quando vazias, ou amígdalas, quando preenchidas em crescimento mineral posterior. As vesículas são vazios subesféricos formados por bolhas de gás expulsas do magma durante um rápido resfriamento, portanto, ocorrem em rochas vulcânicas e tendem a aumentar em magmas basálticos menos viscosos (Winter 2001).

As propriedades físicas do magma, como viscosidade e conteúdo volátil, também são fatores importantes pois determinam a maneira com que ele se apresentará em superfície e as estruturas das rochas resultantes. Maiores conteúdos de sílica estão relacionados a magmas mais viscosos, como o caso dos magmas riolíticos, enquanto que maiores quantidades de voláteis podem reduzir essa viscosidade. Quanto maior a saturação do magma em conteúdo volátil (principalmente vapor de água) após sua subida da profundidade, maior também será a quantidade de vesículas (Gill 2014). No caso de produtos vulcânicos, por exemplo, a combinação da viscosidade, conteúdo volátil, declividade e taxa de produção do magma determinará estilo eruptivo (central ou fissura), o quão a erupção será violenta, o tamanho do vulcão, o relevo resultante, entre outros (Winter 2001).

3.3 LITOGEOQUÍMICA

3.3.1 Apresentação

Na petrologia moderna é indispensável a aplicação da geoquímica como parte dos estudos na interpretação de questões geológicas. As diferentes concentrações dos elementos acarretam propriedades químicas que definem padrões distintos de comportamentos do magma durante os processos de cristalização e fusão. A assinatura geoquímica manifestada nas rochas de diferentes ambientes tectônicos terrestres pode fornecer informações importantes a respeito da formação deste magma original e do sistema como um todo no momento de formação dessas rochas. Diante disso, é fundamental compreender de que forma a concentração dos elementos interfere nas propriedades químicas do líquido original.

Os elementos químicos são subdivididos em três grupos principais com base em suas concentrações nas rochas, sendo eles: Elementos maiores (> 1% em peso), elementos menores (0,1 – 1,0% em peso) e elementos traços (< 0,1% em peso). Como possuem características diferentes, cada grupo é tratado de uma forma para aplicá-los de maneira eficaz (Winter 2001).

3.3.2 Análise de Elementos Maiores

Os elementos maiores estão presentes em maiores quantidades nas rochas e, por isso, determinam suas características principais. A sílica (SiO_2) geralmente é o óxido mais abundante nas rochas ígneas e os óxidos de titânio (TiO_2), alumínio (Al_2O_3), ferro (Fe_2O_3 e FeO), manganês (MnO), magnésio (MgO), cálcio (CaO), sódio (Na_2O), potássio (K_2O) e fósforo (P_2O_5) comumente estão presentes em quantidades significativas. À medida que os teores de sílica e álcalis aumentam, os óxidos MgO e FeO diminuem (Gill 2014).

A relação dos elementos maiores é mais bem analisada em diagramas de variação, a partir dos quais é possível inferir os processos geoquímicos atuantes na evolução do magma. Gráficos bivariantes para elementos maiores são modelos mais práticos para classificação de rochas ígneas, sendo mais apropriados para rochas vulcânicas. Os diagramas de Harker são exemplos mais comuns e, geralmente, são plotados fixando-se o SiO_2 no eixo X, em razão de ser o óxido mais presente nas rochas. No entanto, para rochas máficas é mais apropriado fixar o MgO , pois nesses casos o teor de SiO_2 é menor. No caso de magmas basálticos é comum utilizar a razão magnésio/ferro, através da fórmula $100 [\text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO})]$. Estes diagramas apresentam *trends* que podem indicar entrada de uma nova fase mineral durante o processo de cristalização fracionada, ou perda de uma fase durante a fusão parcial (Rollinson 1993).

Outro exemplo é o diagrama TAS (Total Álcalis x Sílica), que considera o conteúdo total de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (TA) e conteúdo de SiO_2 (S) em % peso (LeBas *et al.* 1986; Figura 3.1a). O diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) é o mais comum dos diagramas triangulares e utiliza como parâmetros os álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), os óxidos de Fe ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) e MgO . Alguns autores somam o óxido MnO aos óxidos de Fe. Esses diagramas são utilizados para determinar o caráter do magma gerador (Rollinson 1993; Figura 3.1b).

A classificação de rochas ígneas utilizando elementos maiores também pode ser feita através da norma CIPW. Para os cálculos, assume-se que o magma é anidro e a razão Fe/Mg dos minerais ferromagnesianos é considerada a mesma, além de outras regras pré-estabelecidas (Rollinson 1993; Winter 2001). A presença de minerais normativos no resultado pode indicar saturação em sílica, alcalinidade, teores de alumina, entre outros aspectos da composição química.

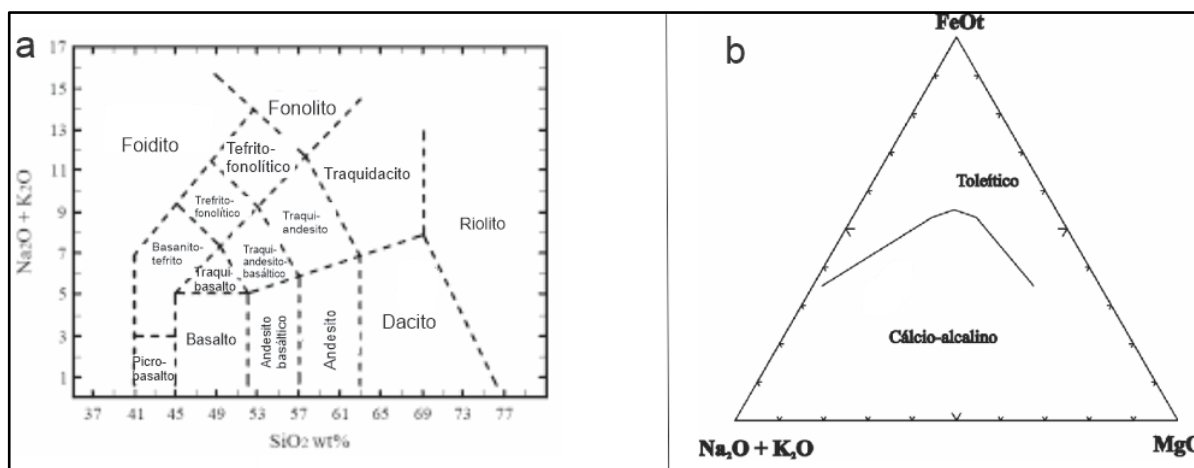


Figura 3.1 Diagramas classificatórios para rochas ígneas. a) Diagrama TAS de LeBas *et al.* (1986). b) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).

3.3.3 Análise de Elementos-Traços

Os elementos presentes nas rochas em concentrações abaixo de 0,1% em peso são conhecidos como elementos-traços. Apesar desse teor baixo, eles fornecem informações importantes sobre a fonte do magma e condições de formação deste, sobretudo os elementos incompatíveis, em razão de sua concentração ser mais sensível ao ambiente de origem do que o teor de elementos maiores (Gill 2014).

No processo de fusão no manto, os elementos-traços migram preferencialmente para a fase líquida, conhecidos como incompatíveis, ou para a fase sólida (mineral) sendo denominados compatíveis. No entanto, o grau de compatibilidade desses elementos varia a depender da composição do fundido. Esses elementos são divididos, com base na razão carga eletrostática / tamanho do cátion, em HFSE's (*High Field Strength*), de potencial iônico maior que 2,0 e LILE's ou litófilos (*Low Field Strength*), de potencial iônico menor que 2,0. No geral, os elementos incompatíveis que pertencem ao grupo dos LILE's (Cs, Sr, K, Rb, Ba) são mais móveis, enquanto que os pertencentes ao grupo dos HFSE's são mais imóveis, incluindo elementos terras-raras, Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta e P (Rollinson 1993).

Padrões de elementos-traços para rochas ígneas apresentam tendências quando relacionados a determinados ambientes tectônicos particulares como dorsais meso-oceânicas, zonas de subducção, ilhas oceânicas, entre outros. Portanto, o padrão geoquímico das rochas pode ser útil para designar o ambiente tectônico de formação. Efeitos de metamorfismo podem ser minimizados ao selecionar os elementos-traços relativamente imóveis como Ti, Cr, Zr, Hf, Y. Além disso, essas análises são mais confiáveis para rochas vulcânicas máficas, nas quais efeitos de cristalização fracionada, mistura e assimilação de magma são minimizados (Winter 2001).

3.3.4 Análise de Elementos Terras-Raras

Os elementos terras-raras (REE's) possuem importantes aplicações na petrologia ígnea. São subdivididos entre terras-raras leves (LREE's), de baixos números atômicos, e pesados (HREE's) de números atômicos mais elevados. A concentração desses elementos nas rochas é normalmente normalizada para um padrão de referência comum, que geralmente compreendem valores do manto primitivo ou de meteoritos condriticos (Rollinson 1993; Winter 2001).

A análise dos terras-raras é feita através de diagramas de concentração (normalizada) vs número atômico, que são utilizados para investigar a petrogênese ígnea, conhecidos como diagramas multi-elementares normalizados. A inclinação da linha que une os pontos plotados nesses diagramas é aproximada matematicamente através da razão da concentração normalizada de um elemento no lado esquerdo, como o La, pela concentração normalizada de um elemento do lado direito do diagrama, como Lu. Se a proporção $(La/Lu)_N$ é igual a 1, a tendência é horizontal; se abaixo de 1, a tendência será uma inclinação positiva. De forma análoga, a razão $(La/Sm)_N$ pode ser utilizada para inferir o enriquecimento dentro da série dos LREE's, enquanto que $(Tb/Yb)_N$ tem o mesmo efeito para a série dos HREE's (Winter 2001). Já a razão $(La/Yb)_N$ mede o grau de fracionamento dos elementos terras-raras (Rollinson 1993).

Os terras-raras são praticamente imóveis frente a metamorfismos de baixo grau, intemperismo e alterações hidrotermais. Portanto, a análise de anomalias desses elementos nos gráficos é bastante importante. Anomalia de Eu, por exemplo, pode ser negativa ou positiva, dependendo se plagioclásio foi removido ou acumulado. A remoção de plagioclásio em uma fusão, na qual ele é recolocado na fonte, dará origem a uma anomalia negativa. A magnitude dessa anomalia é expressa pela razão Eu / Eu^* de Taylor & McLennan (1985) (Rollinson 1993).

Os diagramas de multi-elementos mais utilizados são baseados em um agrupamento de elementos incompatíveis normalizados ao condrito, MORB primitivo ou manto primitivo, propostos por diferentes autores na literatura (exemplo, Wood *et al.* 1979^a, Sun 1980, Thompson 1982, Pearce 1983). Nesses diagramas, as variações de elementos LILE's podem sugerir atuação de fluidos no sistema, enquanto variações de elementos HFSE's são mais prováveis de serem controlados por processos de cristalização fracionada / fusão durante a evolução do magma. Além disso, elementos individuais podem ser influenciados pela presença de minerais como, por exemplo, Zr por zircão, P por apatita, Sr por plagioclásio e Ti, Nb e Ta por ilmenita, rutilo ou titanita (Winter 2001). Esses elementos também são úteis para discriminar ambientes tectônicos através de diagramas (Pearce & Cann 1973; Pearce 1982; Mullen 1983; Coish *et al.* 1986; Figura 3.2).

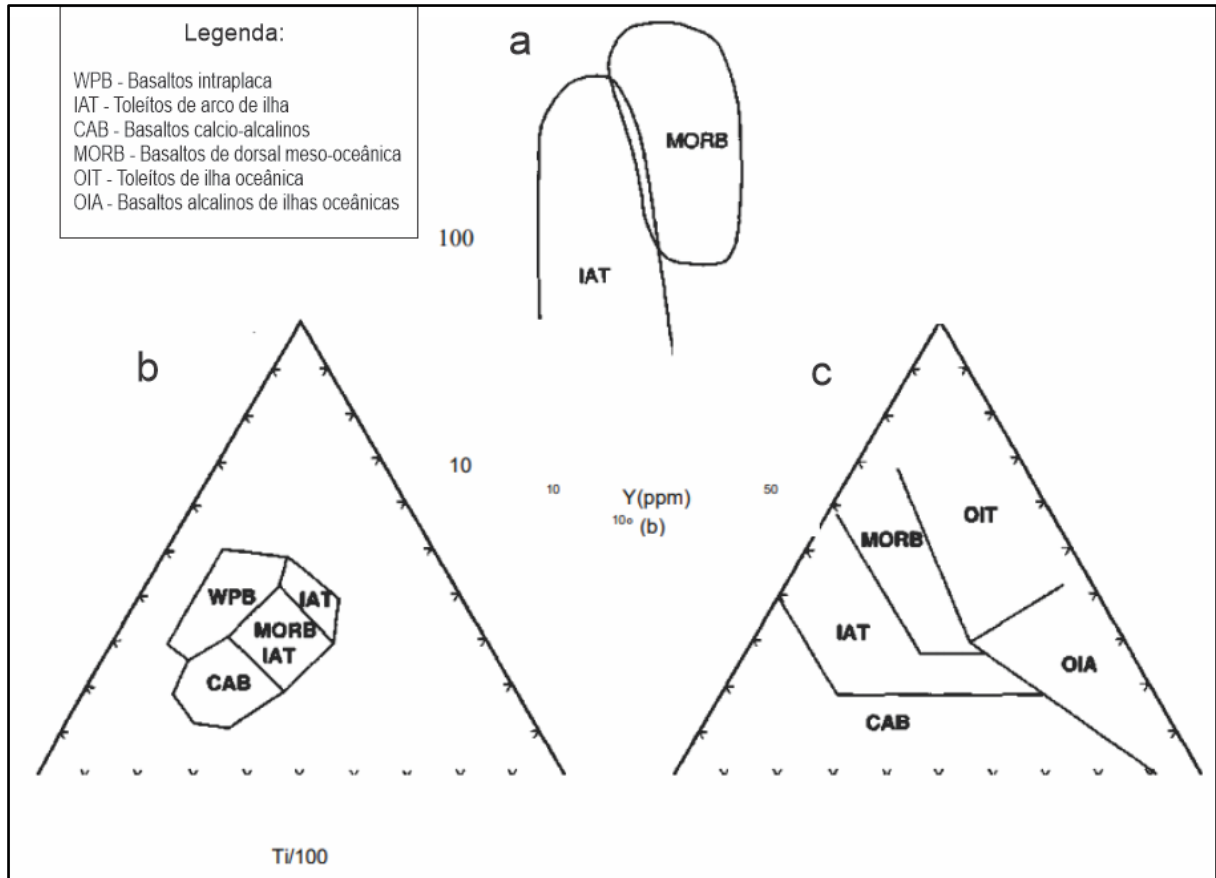


Figura 3.2 Diagramas discriminatórios de ambientes tectônicos. a) Pearce & Cann (1973). b) Pearce (1982), Coish *et al.* (1986). c) Mullen (1983) (Modificado de Winter 2001).

3.4 AMBIENTES TECTÔNICOS DE ROCHAS MÁFICAS

Conforme mencionado anteriormente, o magmatismo basáltico é registrado em uma série de ambientes tectônicos na Terra como, por exemplo, em dorsais meso-oceânicas, arcos de ilhas, bacias de retroarco (*back-arc basins*), ilhas oceânicas intraplaca (OIB's), grandes províncias ígneas (LIP's), platôs continentais e riftes intracontinentais, sendo basalto o produto vulcânico de maior ocorrência na superfície do planeta. Esses magmas são parentais da maioria dos outros magmas mais evoluídos, servindo como subsídio para um estudo sistemático de rochas ígneas. Seus dados petrológicos e geoquímicos fornecem informações importantes, sobretudo do manto superior, mas podem informar também sobre a composição do manto inferior (Gill 2014).

3.4.1 Rochas máficas de Dorsais Meso-Oceânicas (MORB's)

O assoalho oceânico se expande continuamente no sistema dorsal meso-oceânico da Terra, que é movido por um mecanismo distensivo aplicado nas margens das placas tectônicas envolvidas, a partir da ascensão de magma basáltico proveniente do manto, a uma taxa de aproximadamente 3

km/ano (Fowler 2005, Crisp 1984). A velocidade dessa expansão resulta em diferentes morfologias desses ambientes e diferentes características químicas de rochas associadas. Taxas de disseminação elevadas, por exemplo, resultam em relevos mais suaves e interferem no processo de diferenciação magmática (Fowler 2005; Gill 2014).

Os magmas basálticos de dorsais meso-oceânicas são do tipo toleítico e, geralmente, possuem em suas composições fenocristais de olivina, cromita, plagioclásio e augita. Ao serem expelidos e entrarem em contato com a água, o rápido resfriamento pode resultar em uma matriz vítrea. Em relação à composição química, são divididos em dois tipos principais se ocorrem distantes ou próximos de *hotspots*, denominados N-MORB's e E-MORB's respectivamente. Os N-MORB's são caracterizados por possuírem baixos teores de K_2O , além de outros elementos incompatíveis como Th e Ba e terras-raras leves, comparados ao manto primitivo. Em diagramas elementares exibem padrões nivelados para elementos menos incompatíveis, ao contrário dos E-MORB's que refletem o enriquecimento relativo em elementos altamente incompatíveis (Gill 2014).

Em dorsais com altas taxas de disseminação os basaltos são mais enriquecidos que aqueles de disseminação lenta. Nesses ambientes, é comum a ocorrência de *pillow lavas*, em que o magma e a água interagem quimicamente resultando em processos de metamorfismo hidrotermal, com substituição de minerais principais por albita, epidoto, clorita e carbonato, além da retirada de SiO_2 e CaO e ganho de FeO e MgO (Gill 2014).

3.4.2 Basaltos de Ilhas Oceânicas Intraplaca (OIB's)

Dentre as diferentes morfologias encontradas nas bacias oceânicas, destacam-se aquelas formadas por cadeias lineares de ilhas vulcânicas e montes submarinos. De forma geral, eles ocorrem associados a “trilhas de *hotspots*” (pontos quentes, ou localidades fixas onde o magma ascende do manto) e possuem espessuras, elevações, composições e idades distintas das planícies abissais onde se encontram. Tais “trilhas” traçam as direções de movimentos da placa tectônica envolvida (Gill 2014).

O desenvolvimento dessas ilhas oceânicas começa com um estágio de vulcanismo mais volumoso e edificação de um escudo vulcânico, seguido de um hiato com erosão da parte superior deste escudo, e finalizando em um segundo estágio de vulcanismo de menor volume, porém mais explosivo, onde predominam-se magmas alcalinos mais evoluídos.

Os basaltos OIB's são magmas de composição bem definida, que reflete um maior enriquecimento em elementos incompatíveis, quando normalizados ao manto primitivo. Suas assinaturas geoquímicas sugerem que estes possuem fontes mantélicas diferentes daquelas que alimentam as dorsais meso-oceânicas (Gill 2014).

3.4.3 Grandes Províncias Ígneas (LIP's): Basaltos de Platôs Continentais (CFB's)

No fundo oceânico são encontrados enormes planaltos de rochas máficas elevados a uma altura de, no mínimo, 100 m acima das planícies abissais e que são, portanto, localidades onde a crosta oceânica possui maiores espessuras (até 35 km). Estes são exemplos oceânicos de Grandes Províncias Ígneas e são caracterizados como olivina – plagioclásio – toleítos de baixo K. As LIP's ocorrem, em sua maioria, distantes de centros de disseminação (dorsais) e constituem derramamentos de grandes volumes de rochas ígneas intraplaca, sobretudo vulcânicas máficas, que podem resultar em diferentes feições (Gill 2014).

A contraparte continental desses planaltos é conhecida como basaltos de platôs continentais (CFB's), que também possuem grandes espessuras e, por sua vez, são subalcalinos e possuem fenocristais de olivina e plagioclásio. Em geral, os CFB's são encontrados em margens passivas.

Em relação às características geoquímicas, os basaltos CFB's exibem um comportamento de elementos incompatíveis altamente variável e complexo, ao contrário dos outros ambientes tectônicos discutidos anteriormente. No entanto, apresentam empobrecimento em elementos compatíveis e perfis levemente inclinados para elementos terras-raras, se normalizados ao condrito e suave enriquecimento de LREE's em relação aos HREE's (Gill 2014; Winter 2001). Este padrão é semelhante ao observado em gráficos elementares para E-MORB's e OIB's, e permite distinguir os basaltos toleíticos de CFB's e N-MORB's toleíticos (Winter 2001).

3.4.4 Riftes intracontinentais

O vulcanismo basáltico pode estar associado a riftes continentais em diferentes circunstâncias, a depender do ambiente tectônico em que está inserido, das forças mecânicas envolvidas no processo e suas respectivas cinemáticas (Gill 2014).

Se este rifteamento é ativo, ou seja, está associado a plumas mantélicas ou *hotspots* com aporte de magma, as rochas geradas no processo exibirão assinaturas geoquímicas semelhantes às aquelas observadas em ilhas oceânicas (OIB's) que possuem maior enriquecimento em elementos incompatíveis do que os MORB's (Macdonald *et al.* 2001).

No rifteamento passivo, por sua vez, os quais não estão associados à atuação de plumas mantélicas, a ascensão do magma ocorre pelo processo de decompressão, desencadeado pelo afinamento litosférico que procede da dinâmica distensiva na crosta (Gill 2014). Neste caso, o padrão geoquímico das rochas geradas é semelhante ao dos OIB's, possuindo caráter mais alcalino e apresentando maior enriquecimento de terras-raras leves em relação aos pesados e maior fracionamento de LILE's em relação aos HFSE's (Fitton 2007).

Vale ressaltar que vários outros processos adicionais podem estar envolvidos no desenvolvimento de riftes passivos, exercendo influência no padrão geoquímico das rochas geradas, necessitando uma análise mais cuidadosa nesses casos.

3.4.5 Rochas máficas associadas a zonas de subducção

Ambientes onde ocorre subducção de placas em direção ao manto terrestre geram grande variedade de rochas vulcânicas, aspecto observado nos volumes significativos de magmas mais evoluídos que são expelidos em arcos insulares (andesitos) e margens continentais ativas (dacitos e riolitos). Nesses ambientes é menos comum a ocorrência de rochas basálticas, as quais também possuem características diferentes daquelas de outros ambientes. Conforme a configuração tectônica em que os basaltos estiverem envolvidos, exibirão características relativamente distintas

Nos arcos de ilhas são encontrados basaltos de baixo K e afinidade toleítica. São constituídos de olivina, plagioclásio e augita, podendo ocorrer ortopiroxênio e magnetita. Esses toleítos são caracterizados por um empobrecimento em elementos incompatíveis de alto potencial iônico (HFSE's) como Nb, P, Ta e Ti, e enriquecimento em elementos litófilos de alto raio iônico (LILE's) como Sr, K e Ba, quando normalizados ao manto primitivo. Além disso, possuem razão La/Yb mais baixa que o N-MORB's. Este padrão permite interpretar que fonte do magma era empobrecida, de forma geral, em relação ao N-MORB, e que recebeu um influxo de elementos LILE's carreados pelos fluidos expelidos da crosta desidratada no processo de subducção (Gill 2014).

Em arcos de ilhas mais “maduros” esses basaltos serão de médio K, referidos como *high-alumina basalts* (Kuno 1960). Possuem padrões mais variáveis em elementos incompatíveis do que os basaltos de baixo K, apesar de apresentarem assinaturas geoquímicas semelhantes entre si. Já os basaltos de alto K são mais escassos que os demais, e apresentam maior enriquecimento em elementos incompatíveis LILE do que os basaltos de médio K (Gill 2014).

As bacias de retroarco (*back-arc*), geradas como consequência do desenvolvimento de rifteamento interno ao arco, são responsáveis pela erupção de basaltos subalcalinos, possivelmente amalfadados e petrograficamente semelhantes ao N-MORB. Suas composições compartilham similaridades com basaltos de arcos de ilha e N-MORB's. (Gill 2014; Wilson 1989).

Em zonas continentais ativas, por sua vez, ocorrem basaltos de composição semelhante àquela vista em arcos de ilha, porém os tipos toleíticos de baixo K é menos comum nesses ambientes. Em relação ao magma mais evoluído, como dacitos e andesitos, o volume de basaltos nas zonas continentais ativas são relativamente insignificantes (Gill 2014).

4.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo será apresentada uma compilação das informações mais relevantes sobre aspectos petrográficos da rocha metamáfica estudada e de suas encaixantes, abordando questões como mineralogia, texturas, estruturas, tamanho dos grãos, geometria das camadas, arredondamento, esfericidade, grau de seleção, grau metamórfico, entre outras. Além disso, serão apresentadas as informações obtidas a respeito do estudo de química mineral em grãos selecionados do corpo metamáfico, e os resultados das análises litogeoquímicas realizadas para essa rocha.

4.2 ROCHAS ENCAIXANTES

As rochas do Grupo Sítio Novo ocupam a maior parte da Folha Santo Antônio do Retiro (Figura 2.2). No mapeamento regional realizado por Knauer *et al.* (2007), as sucessões siliciclásticas da área foram interpretadas como parte do Grupo Macaúbas, divididas entre as formações Rio Peixe Bravo e Nova Aurora. No entanto, no mapeamento mais recente desenvolvido por Lombello *et al.* (2020), numa escala de trabalho de maior detalhe e com base em estudos estratigráficos e geocronológicos, revelam uma proposta distinta para a área.

De acordo com o referido trabalho, as unidades que antes pertenciam à Formação Nova Aurora, foram interpretadas como parte do Grupo Sítio Novo, pertencente à Formação Viramundo. Segundo Lombello *et al.* (2020), tal unidade constitui-se de uma sucessão siliciclástica que ocorre em contato tectônico sobre o embasamento cristalino a leste e o Grupo Santo Onofre a oeste. Foram cartografados seis membros, dentre eles os membros metarritimito arenoso e metarenito laminado que são as unidades encaixantes do corpo metamáfico alvo dos estudos deste trabalho.

No projeto de Iniciação Científica intitulado “Análise de fácies sedimentares de um segmento da bacia Macaúbas, norte de Minas Gerais” (Salles 2021), a área ocupada por essas rochas foi reinterpretada com base em subdivisões estratigráficas, considerando características sedimentares em termos de litofácies, com auxílio de estudos de caracterização petrográfica microscópica. Nele, foram identificadas dez litofácies, as quais foram agrupadas em três associações de fácies, sendo elas: arenito seixoso intercalado a arenito com estratificação cruzada (F1), arenitos estratificados (F2), arenitos e pelitos intercalados (F3) (Figura 4.1).



Figura 4.1 Litofácies do Grupo Sítio Novo observadas em campo. (a) Arenito seixoso com grânulos na base dos forsets pertencente à F1; b) Arenito seixoso intercalado em arenito maciço (Sm), arenito com estratificação plano-paralela (Sh) e arenito com estratificação cruzada tangencial (Stg) pertencente à F2; c) Arenito com estratificação cruzada tangencial intercalado em arenito com estratificação plano-paralela, F2; d) Arenitos (Sm) e pelitos acamadados (Fm) pertencentes à F3.

Segundo Salles (2021), a associação de fácies arenito com estratificação cruzada (F1) registra a ocorrência de um sistema deposicional fluvial. A associação F2 predomina no segmento estudado e corresponde à sucessão de arenitos estratificados e maciços dispostos em geometria tabular e depositados em condições de baixa energia por correntes de maré. Localmente ocorre níveis pelíticos intercalados. As características faciológicas permitiram interpretar que essa associação foi depositada em ambiente marinho raso dominado por maré. Já a associação F3 é caracterizada por arenitos e pelitos intercalados, pelitos maciços e arenitos maciços. Salles (2021) interpreta a associação de fácies F3 como produto de alternância de regime energético e fluxos em sentidos contrários, típico de ambiente sob influência de correntes de marés.

Costa (2017) propôs um modelo deposicional do preenchimento do Grupo Sítio Novo apoiado em análises de associações de fácies observadas local e regionalmente; padrões de zircões detríticos para as sucessões; e correlações estratigráficas com o Grupo Sítio Novo no âmbito do domínio do Espinhaço Setentrional. A autora interpretou essa sucessão como o preenchimento de um hemigráben relacionado ao um processo de rifteamento regional ao longo da cordilheira Espinhaço. Além disso foi estabelecido um intervalo de idade Esteniano-Toniano para as sucessões analisadas evidenciadas pela idade máxima de sedimentação U-Pb em zircão detrítico de 1106 ± 10 Ma e a idade de colocação de diques máficos que cortam o Grupo Sítio Novo de aproximadamente 890 Ma (Moreira *et al.* 2020), definindo a idade mínima de sedimentação para esta unidade de preenchimento bacinal.

Na área em estudo não foram realizadas análises estruturais e faciológicas suficientes para interpretar a tectônica formadora da bacia. Mas a partir da análise de associações de fácies é possível reconhecer semelhanças no padrão de sedimentação com a área a norte (Costa 2017). Em ambas as áreas ocorrem depósitos fluviais e marinhos de água rasa dominados por sedimentação siliciclástica. Além disso, Lombello *et al.* (2020) atribuíram 907 Ma como a idade máxima de deposição do membro metarenítico laminado (U-Pb em zircão detrítico), corroborando com a idade de deposição a norte da área. Tais características em conjunto com o posicionamento estratigráfico das unidades da área de estudo são compatíveis com as unidades de preenchimento de bacia do Grupo Sítio Novo no Espinhaço Central.

4.3 CORPO METAMÁFICO

4.3.1 Ocorrência e Descrição Macroscópica

O corpo metamáfico ocorre como lentes estiradas ao longo das unidades metassedimentares da Formação Viramundo, Grupo Sítio Novo. Aflora em corte de estrada em meia encosta com, no máximo, 100m de exposição, alinhados ao longo do lineamento formado pelo Rio do Cedro. A melhor exposição está nas proximidades do Rio Pardinho, onde apresenta elevado estado de alteração e exibe uma variação minero-textural, de natureza tectônica, que se traduz em uma variedade milonítica a ultramilonítica nas regiões de borda, e uma variedade mais isotrópica em seu interior. O afloramento possui coloração cinza esverdeada, com alterações em matizes beges e amareladas causadas pelo intenso intemperismo. (Lombello *et al.* 2020, Figura 4.2a).

A análise de uma amostra de mão coletada na região central do corpo e cedida como contribuição para este estudo, revela uma granulação fina à média e a presença de minerais prismáticos orientados definindo uma foliação incipiente. É possível observar também a presença de amígdalas, que aparecem como pequenas esferas esbranquiçadas de 0,5 a 1cm de diâmetro, dispostas aleatoriamente (Figura 4.2b).



Figura 4.2a) Corpo metamáfico posicionado em meia encosta. **b)** Amostra de detalhe de região de borda milonitizada. Modificado de Lombelo *et al.* (2020).

4.3.2 Descrição Microscópica

Conforme mencionado anteriormente, essas análises petrológicas foram realizadas com base em lâminas delgadas confeccionadas a partir de amostras coletadas em fase de campo e cedidas como contribuição para este estudo. Parte das lâminas foram descritas anteriormente durante o projeto de Iniciação Científica intitulado “Caracterização petrográfica e geoquímica de um corpo de rocha metamáfica na porção central da Serra do Espinhaço, norte de Minas”. No presente trabalho, tais lâminas foram estudadas de maneira mais minuciosa, bem como as demais lâminas.

Em razão deste corpo metamáfico exibir características distintas entre si, no centro e nas bordas, foram confeccionadas lâminas a partir de amostras coletadas nas duas regiões, as quais foram descritas separadamente, conforme mostra a seguir.

Quartzo-Biotita-Clorita Ortomilonito

As lâminas de borda mostram uma variedade milonítica formada essencialmente por quartzo, biotita, sericita, clorita e epidoto. Secundariamente, é composta por opacos, zircão e titanita. Em primeira instância, observa-se uma rocha inequigranular porfiroblástica cuja matriz, de granulação fina e fortemente foliada, é formada por clorita, biotita, sericita e grãos diminutos de quartzo (Figura 4.3a). Além disso, observa-se lentes e bandas quartzosas recrystalizadas e grãos de biotita, epidoto e clorita conferindo uma textura granoleídoblastica (Figura 4.3b).

A biotita (35-40%) é inequigranular, fina a média (até 1,8 mm), lenticular e fortemente estirada. Em geral, são subdioblásticas, alaranjadas, e exibem alguma característica indicadora de deformação dinâmica como, por exemplo, formato pisciforme e sigmoidal, ou até mesmo clastos imbricados, rotacionados e com extinção ondulante (Figura 4.3c).

A clorita (25-35%) ocorre como cristais esverdeados, tabulares e de relevo baixo. Os grãos são finos a médios e ocorrem orientados ou, raramente, decussados. Possivelmente, está associada à biotita por retrogressão, com seu crescimento de maneira incompleta, resultando em características óticas não “ideais” como, por exemplo, as cores de interferência em amarelo claro (Figura 4.3d). Podem ainda ocorrer contornando grãos de quartzo, conferindo à rocha um aspecto de “fluxo” cujo a direção é a mesma do possível movimento de cisalhamento experimentado pela rocha. A sericita também ocorre intimamente ligada à biotita, possivelmente por retrogressão, como agregados e grãos lepidoblásticos inequigranulares finos.

O quartzo (10-12%) ocorre de maneira distribuída ao longo da lâmina, definindo uma laminação tectônica na rocha, que aparece como pequenas bandas de trama interna granoblástica, nas quais os grãos possuem contatos irregulares e poligonais, são praticamente monominerálicos com extinção ondulante e, por vezes, estirados (Figura 4.3e). Nos níveis micáceos, o quartzo ocorre como grãos diminutos ou com subgranulação. Além disso, são observadas também estruturas texturas ribbon, comumente presentes em milonitos.

Os minerais opacos alcançam até 7% da lâmina, pulverizados ao longo da foliação, conferindo um aspecto de “poeira” na lâmina. O epidoto, por sua vez, é ausente ou representa, no máximo, 2% da lâmina, com grãos subdiomorfos e, por vezes, estirados (Figura 4.3f). Zircão e apatita ocorrem subordinados e em conteúdo acessório.

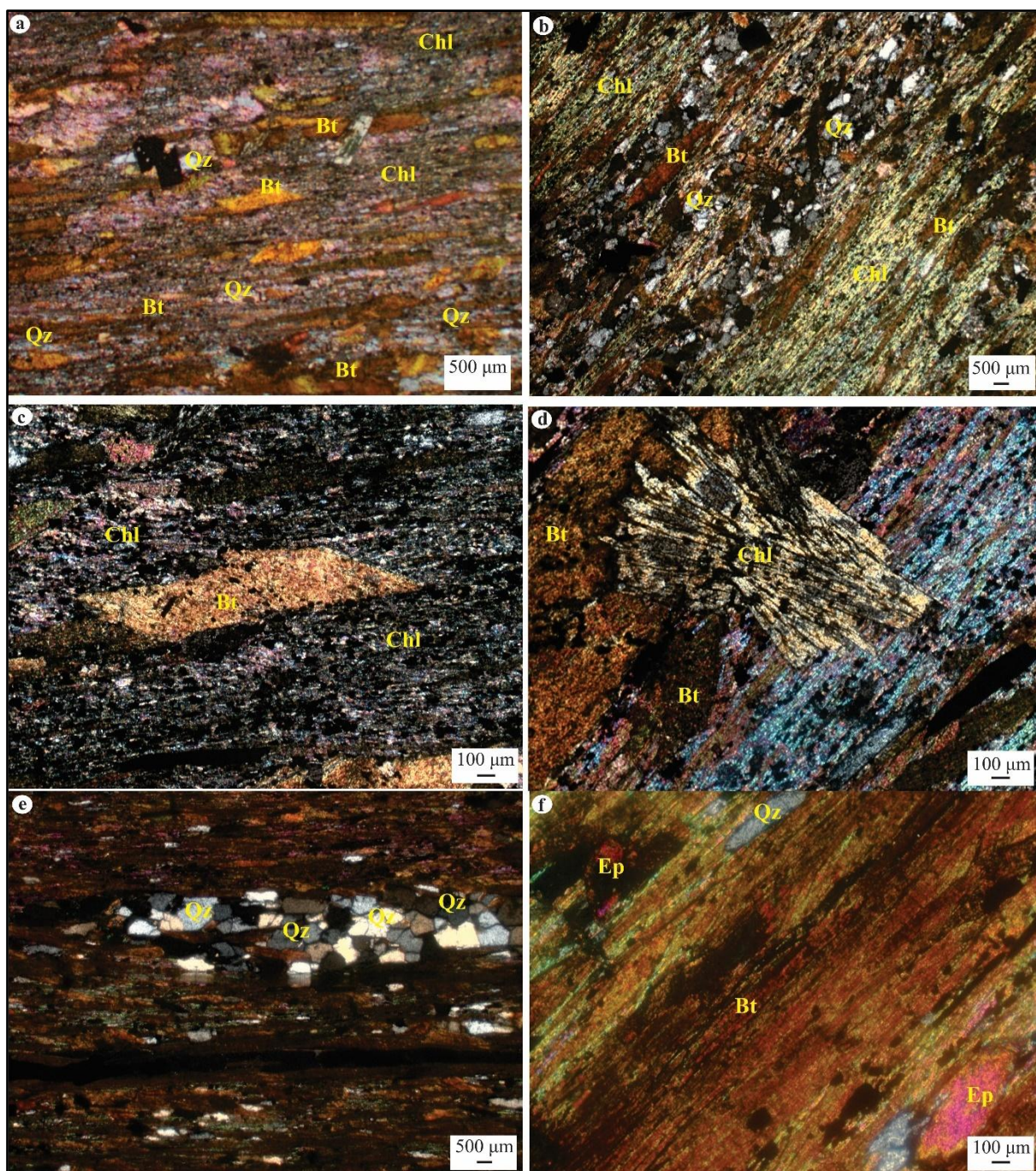


Figura 4.3 Fotomicrografias da porção da borda do corpo a) Matriz com foliação milonítica formada por clorita, biotita e grãos diminutos de quartzo disseminados. b) Matriz micácea fortemente orientada. c) Clorita em geometria decussada. Em d) Grão de biotita exibindo formato pisciforme. e) Lente de quartzo de trama interna granoblástica. Em f) Epidotos subdiomorfos estirados. Bt = Biotita; Chl = Clorita; Qz = Quartzo; Ep = Epidoto.

Metabasalto

Fora das regiões milonitizadas da borda, predomina-se uma variedade isotrópica formada por uma massa de epidotos, anfibólios e subordinada albita. Secundariamente, possui titanita, opacos,

zircão e prehnita. À primeira vista observa-se uma textura granonematoblástica, fina a média, e algumas porções irregulares sugestivas de cavidades (amígdalas).

O epidoto ocorre de forma mais expressiva na lâmina, atingindo até 70% da composição modal, sempre em cristais de alto relevo e tons esverdeados ou amarelados. Ocorre como agregados equigranulares xenomórficos, pontualmente interrompidos por cristais de titanita, actinolita e opacos. As cores de interferência são sempre elevadas e os grãos podem exibir zonamentos. Alguns grãos apresentam inclusões diminutas de minerais opacos, que se apresentam como “manchas” disseminadas por todo o mineral, caracterizando microestruturas poiquiloblásticas. Em meio à massa de epidotos, a albita ocorre subordinada, não atingindo mais que 3% do conteúdo da lâmina.

O anfibólio está presente de maneira regular na lâmina, alcançando até 20% da composição. Predominam-se fibrosos e aciculares, finos e fortemente pleocróicos em matizes de verde, com tamanho máximo de 5 mm. Variam de subdioblásticos a xenoblásticos e ocorrem como agregados de geometria decussada, nas massas de epidoto (Figura 4.4a), ou nematoblástica, em porções mais quartzosas (Figura 4.4b).

O quartzo, por sua vez, ocorre preenchendo pequenas regiões irregulares sugestivas de cavidades (amígdalas) que são estruturas reliquiares, exibindo geometrias de arranjo poligonal a irregular. Apresentam extinção ondulante e atingem tamanho de até 1,3 mm (Figura 4.4c). No interior das cavidades é possível observar, também, a ocorrência de prehnita desenvolvida como agrupamentos tabulares, divergentes, que se assemelham a leques. Os grãos aparecem como conteúdo acessório, com cores de interferência em amarelo de segunda ordem (Figuras 4.4d, 4.4e). Em algumas seções, níveis quartzosos mais finos sugerem canais de conexão entre as amígdalas, ou podem indicar um caminho para percolação de fluidos hidrotermais (Figura 4.4f). Os opacos, por sua vez, ocorrem dispersos na matriz epidotítica, ou concentrados em pequenas regiões, não ultrapassando 5% do conteúdo da lâmina.

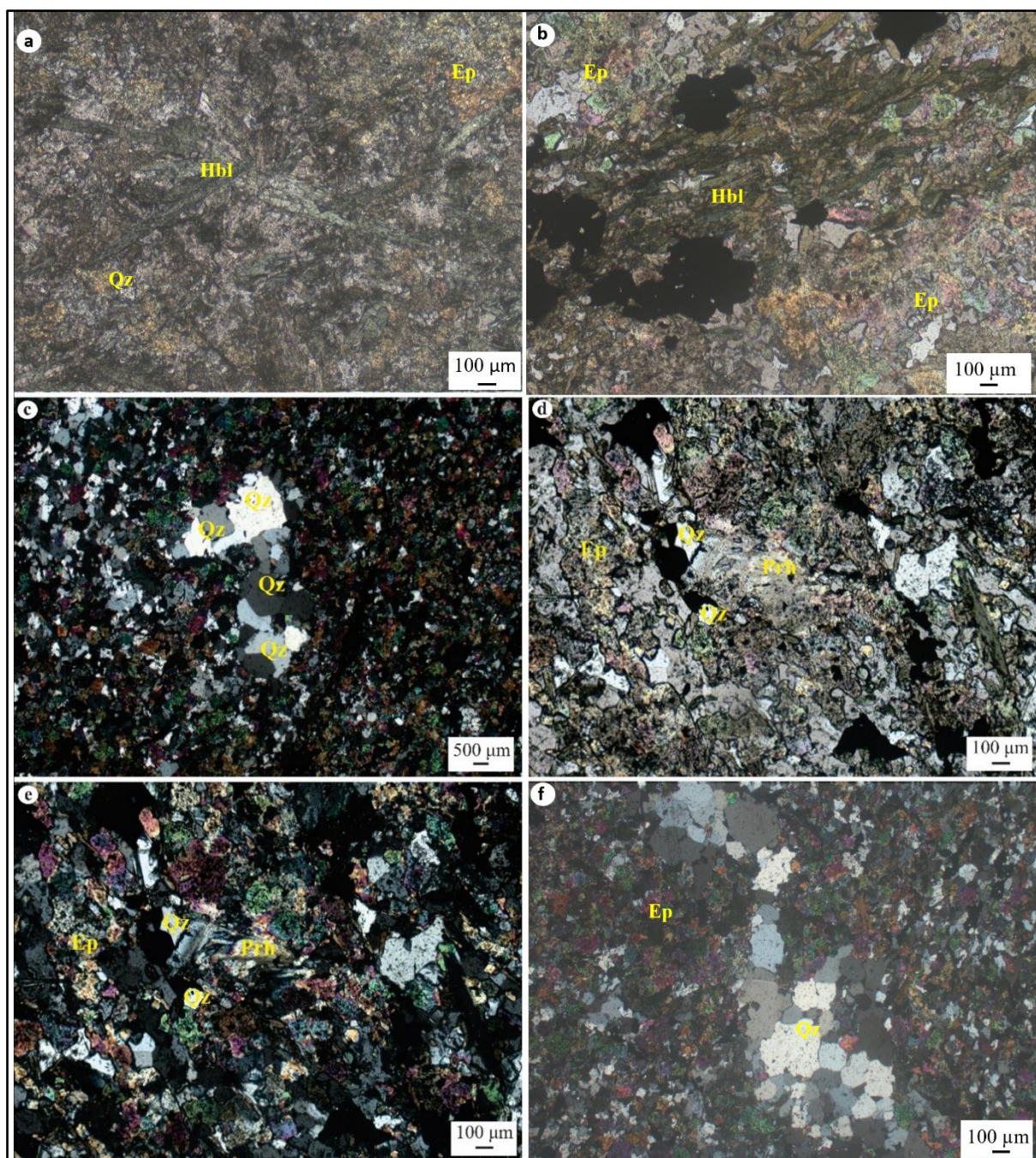


Figura 4.4 Fotomicrografias do metabasalto. a) Actinolita fibrosas e aciculares decussadas em massa epidotítica. b) Actinolitas nematoblásticas em seções mais quartzosas. c) Quartzo preenchendo amígdalas. d) Prehnita em agrupamentos tabulares divergentes (PPL). e) Mesmo campo anterior sob XPL. f) Níveis quartzosos sugerindo conexões entre as cavidades. Act = Actinolita; Ep = Epidoto; Qz = Quartzo; Prh = Prehnita.

4.3.3 Química Mineral

Foram realizadas análises em microsonda eletrônica em cristais de anfibólio pré-selecionados em lâminas delgadas dessa rocha metamáfica, com finalidade de identificar a composição mineral e possíveis variações químicas desses cristais, além de determinar possíveis condições P-T de equilíbrio

para as associações minerais presentes. Os grãos selecionados apresentavam hábito tabular e pleocroísmo em tons de verde.

Os dados da análise estão apresentados no apêndice A. Conforme citado anteriormente, foi utilizada a classificação segundo Locock (2014), baseada em Hawthorne *et al.* (2012). Conforme os resultados obtidos no diagrama, os grãos analisados possuem composição cálcica, e foram classificados em Mg-Hornblenda (Figura 4.5).

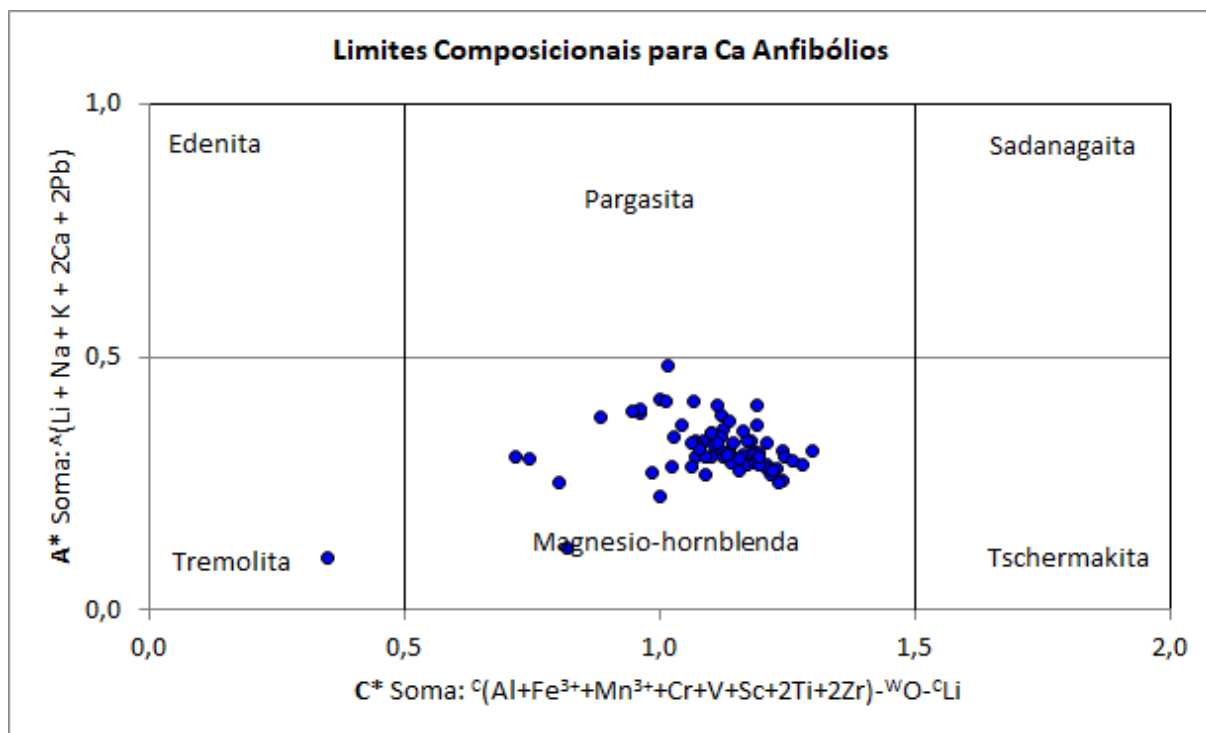


Figura 4.5 Diagrama de classificação para anfibólios cálcicos (Hawthorne *et al.*, 2012) para cristais de anfibólio selecionados.

4.3.4 Litogeoquímica

As análises geoquímicas efetuadas e cedidas pela CPRM para o presente trabalho são representativas de três amostras, sendo elas: PP-109-B representando o milonito de borda; e PP-109-LIT-02 e PP-109 representando o metabasalto. No apêndice B estão apresentados os resultados geoquímicos obtidos para os elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras. A tabela apresenta também os valores de perda ao fogo (*loss-on-ignition* – LOI); do índice (Eu/Eu*)_N, que refere-se à fórmula geométrica de Taylor & McLennan (1985); e (La/Lu)_N, ambos normalizados para o condrito de Sun & McDonough (1989).

Em razão do pequeno número de amostras analisadas, é mais complexo a qualificação da mobilidade química desses elementos diante das variações termo-barométricas e interações de fluidos de diferentes composições as quais são submetidos, com a ocorrência de processos pós-magmáticos

(hidrotermais-metamórfico-deformacionais). Portanto, é exigido certo cuidado ao interpretar tais diagramas, sobretudo quando baseados em elementos mais móveis.

Em primeira análise, observou-se valores de perda ao fogo de 4,41% para a borda e 1,61% e 1,53% para o centro. A análise dos elementos maiores indica que essa rocha é básica ($45,7\% < \text{SiO}_2 < 50,1\%$). Observa-se também altos valores de CaO e Fe_2O_3 principalmente nas amostras PP-109-LIT-02 e PP-109, além de conteúdos significativos de MgO (1,72% - 6,77%). Os conteúdos de CaO e Fe_2O_3 variam entre 8,60% - 17% e 11,9% - 13,7%.

Para análise dos resultados, foi utilizado o diagrama de classificação TAS de LeBas *et. al* (1986), que utiliza os conteúdos de sílica e álcalis totais como referência. O diagrama mostra que as amostras plotam como basalto (Figura 4.6a). Os diagramas AFM e Álcalis vs Sílica de Irvine e Baragar (1971) foram utilizados para estabelecer o caráter do magma gerador dessa rocha. O resultado para o primeiro diagrama atesta afinidade toleítica, além de exibir um *trend* de enriquecimento em MgO e Fe_2O_3 . Já os teores de álcalis totais ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) são relativamente baixos (0,27% - 1,37% e 0,07% a 0,1% respectivamente) (Figura 4.6b). No segundo diagrama, observa-se que essa rocha é francamente sub-alcálica (Figura 4.6c).

Os dados foram plotados também em diagramas discriminatórios de ambientes tectônicos: baseado nas razões $\text{Zr} \times \text{Zr}/\text{Y}$ de Pearce & Norry (1979) (Figura 4.6d) e baseado nas variações $\text{Zr}/4 - \text{Y} - 2\text{Nb}$ de Meschede (1986) (Figura 4.6e). Ambos mostram que essa rocha metamáfica foi formada em ambiente intraplaca continental.

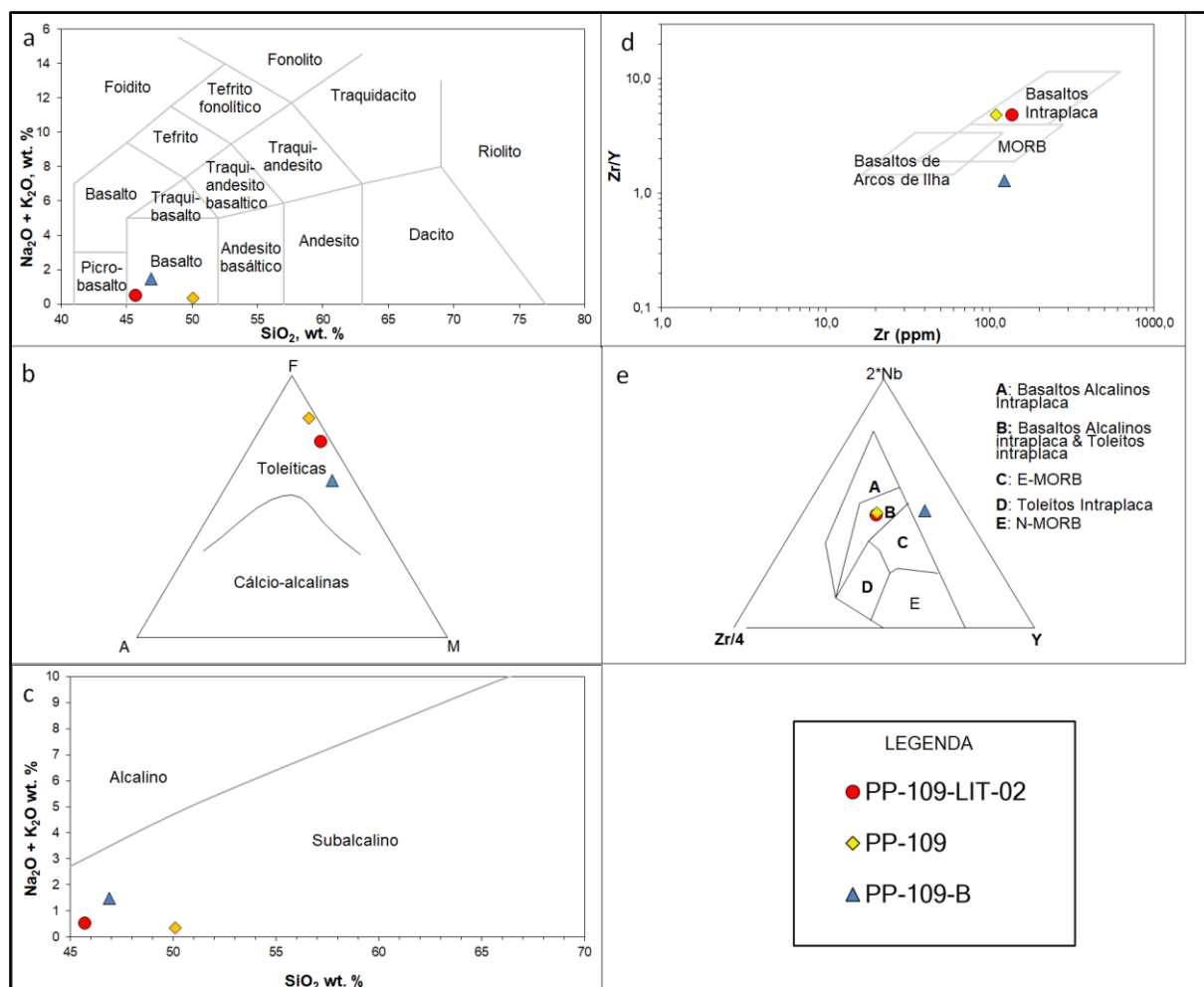


Figura 4.6 Diagramas classificatórios para as amostras do metabasalto e do milonito de borda coletadas. a) Diagrama TAS de LeBas *et al.* (1986) ilustrando que as amostras plotam como basaltos. b) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) mostrando que as amostras pertencem à série toleítica. c) Diagrama Álcalis vs Sílica de Irvine e Baragar (1971) demonstrando caráter subalcalino. d) Diagrama Zr x Zr/Y de Pearce & Norry (1979) e e) Diagrama Zr/4 – Y – 2Nb de Meschede (1986) indicando ambiente intraplaca continental.

A análise da assinatura geoquímica dos Elementos Terras Raras também é de extrema importância para a investigação de rochas máficas, inclusive as mais antigas, visto que esses elementos se comportam de maneira semelhante à fonte magmática, além de serem praticamente imóveis frente a processos de metamorfismo de baixo grau (Henderson 1984, Rollinson 1993).

O diagrama de ETR normalizados ao condrito (Sun & McDonough 1989) (Figura 4.7a) mostra um padrão semelhante entre as amostras, com apenas algumas discrepâncias, o que era esperado em razão da amostra do milonito de borda ser mais alterada quimicamente. O padrão de enriquecimento em ETR é bastante pronunciado, alcançando valores superiores a 1000 x o condrito. Apesar dos valores de razões (La/Lu)_N 3,9 - 7,2, e (La/Yb)_N 1,84–3,57 o diagrama apresenta uma curva de inclinação negativa bastante suave. Observa-se, então, um enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados. O Eu não exibe anomalias significativas, comportamento indicado também pelos valores

de razão $(Eu/Eu^*)_N$ próximos a 1. Destacam-se, neste diagrama, anomalias negativas para os elementos Sm, Yb. Além disso, o somatório de ETR é alto ($\Sigma ETR = 105,5 - 330,77$).

O diagrama para elementos incompatíveis normalizados em relação ao mantoprimordial de Holm (1985) é apresentado na figura 4.7b. Para propor o diagrama, o autor selecionou dados de diferentes províncias magmáticas utilizando valores médios como referência para os variados ambientes tectônicos. Na análise, destacam-se anomalias negativas para Ba, K, P e Ti. De maneira semelhante, o diagrama de Pearce (1982) para multi-elementos normalizados ao MORB, apresenta anomalias negativas para K, P e Ti, e positivas para Sr, Y e Hf (Figura 4.7c).

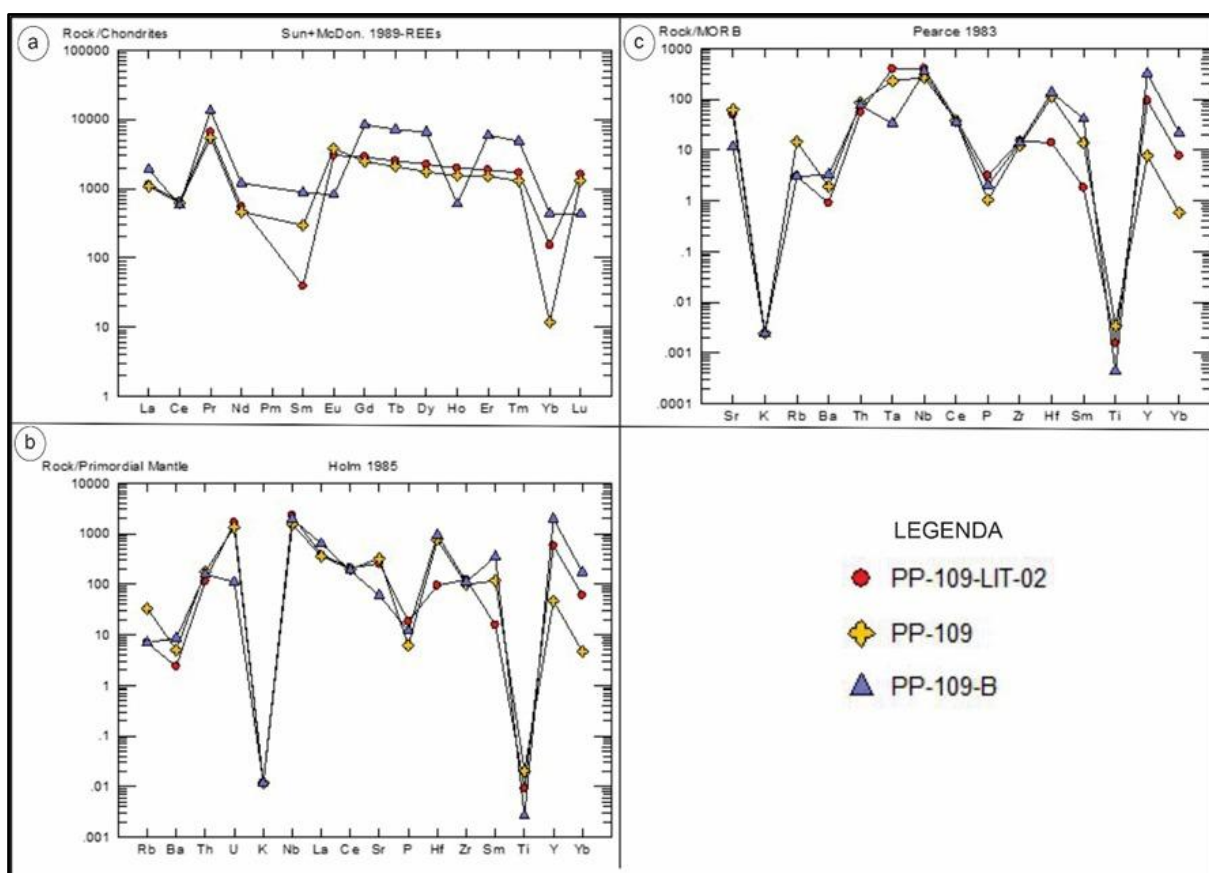


Figura 4.7 Diagramas classificatórios para as amostras coletadas. a) Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989). b) Diagrama para elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primordial de Holm (1985). c) Diagrama de multi-elementos normalizados ao MORB de Pearce (1982)

CAPÍTULO 5

DISCUSSÕES

O principal objetivo desta monografia constituiu em entender a posição espacial e relações de contato do corpo metamáfico com as sucessões sedimentares associadas do Grupo Sítio Novo e investigar a natureza do magmatismo de origem e o contexto tectônico em que ocorre. Como base nisso, este capítulo integra e contextualiza os dados obtidos neste estudo e dispõe estudos comparativos com dados disponíveis na literatura sobre corpos máficos de idade Toniana.

5.1 NATUREZA DA FONTE DO MAGMA

A assinatura geoquímica dessa rocha possibilitou, em primeira instância, confirmar a composição basáltica inferida pela mineralogia em questão. Os valores elevados de perda ao fogo traduzem o conteúdo, modalmente significativo, de fases hidratadas, como biotita, clorita e epidoto. Os altos valores de CaO e Fe₂O₃ observados nas amostras PP-109-LIT-02 e PP-109, reflete a mineralogia dominada por epidoto na porção central da rocha. De forma análoga, conteúdos significativos de MgO reflete o conteúdo expressivo de Mg-Hornblenda, cuja presença foi confirmada pelo diagrama de limites composicionais para anfibólios cálcicos (Hawthorne *et al.* 2012). O *trend* progressivo de enriquecimento em ferro, observado no diagrama AFM com a diferenciação é uma das características diagnósticas de magmas da série toleítica (Dias Neto *et al.* 2009).

Os diagramas discriminatórios para ambientes tectônicos indicaram origem em ambiente intraplaca continental. A escolha dos diagramas com base nas variações entre razões Zr/Y e Nb se justifica pela baixa mobilidade desses elementos durante metamorfismos de baixo grau, e pequenas variações da razão frente à fusão parcial e formação de líquidos basálticos (Silva *et al.* 1995). Nota-se que a amostra PP-109-B não plota dentro do campo de análise proposto pelos autores, porém, o número de amostras investigadas é bastante restrito, o que limita a análise realizada. Além disso, espera-se um comportamento diferente dessa amostra em relação às outras, visto que as características químicas e petrográficas da porção milonítica são diferentes das observadas no metabasalto.

Em relação a assinatura dos ETR e elementos-traço é possível identificar fracionamento com moderada inclinação para direita, com enriquecimento em terras raras leves e depleção em terras raras pesados (LaN/LuN 3,9 - 7,2, e LaN/YbN 1,84 - 3,57). Essas características juntamente com o alto valor de somatório de ETR observado ($\Sigma ETR = 105,5 - 330,77$) são vistas em rochas pouco diferenciadas que se enquadram no padrão de basalto intraplaca continental (Dupuy e Dostal 1984).

Embora as amostras apresentem perdas de K e/ou Ti e/ou P e/ou Sm e/ou Yb e/ou Ba, mostrando fracionamento desses elementos, em geral ocorre enriquecimento de elementos LILE, típico de assinatura de basaltos tipo OIB's (Dupuy e Dostal 1984).

A assinatura geoquímica do corpo metamáfico se assemelha à de outras rochas máficas observadas no contexto da Serra do Espinhaço, reportadas acima neste estudo (ex: Queiroga *et al.* 2012; Chaves 2014; Souza 2016; Moreira 2017; Magalhães *et al.* 2018; Castro *et al.* 2019). Os dados coletados para essas rochas foram comparados nos diagramas de classificação a seguir (Figura 5.1). De maneira geral, as rochas mostram padrão geoquímico bastante semelhante, visto que a maioria das amostras determinam um protólito basáltico, intracontinental, com afinidade toleítica, subalcalinos com baixos valores de K.

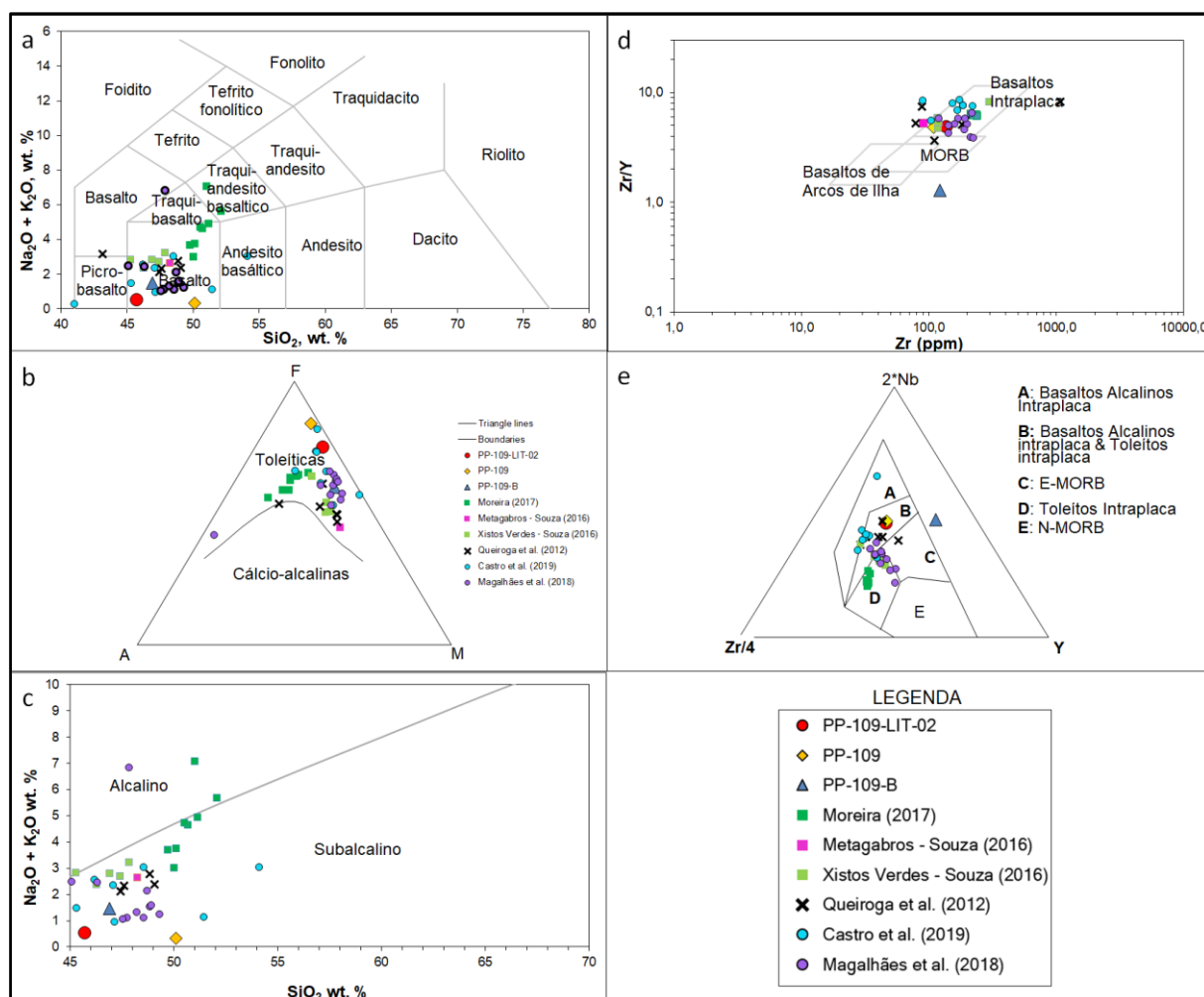


Figura 5.1 Comparação entre corpos máficos que ocorrem ao longo da Serra do Espinhaço a) Diagrama TAS de LeBas *et al.* (1986). b) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). c) Diagrama Álcalis vs Sílica de Irvine e Baragar (1971). d) Diagrama Zr x Zr/Y de Pearce & Norry (1979). e) Diagrama Zr/4 – Y – 2Nb de Meschede (1986).

Apesar dos padrões geoquímicos muito similares, mais estudos devem ser realizados a fim de investigar se esses corpos possuem a mesma fonte da rocha deste estudo. Fato, é que todos esses

registros de rochas de natureza máfica podem ser interpretados como produtos de diferentes episódios de afinamento e afundamento crustal, envolvendo processos de rifteamento, sedimentação e magmatismo bimodal.

5.2 EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DO CORPO METAMÁFICO

Em relação aos aspectos petrográficos observados, essa rocha possui uma variação minero-textural do centro para borda, identificada com mais clareza microscopicamente, diante da qual se torna mais apropriado a classificação das duas regiões separadamente como metabasalto e quartzo-biotita-clorita ortomilonito. A rocha apresenta granulação variável entre fina a média, sendo o seu interior mais isotrópico, e uma paragênese principal re-equilibrada em anfibolito inferior, indicada principalmente pela coexistência de hornblenda magnesianas e epidoto (Turner 1981; Apted & Liou 1983). Apesar de sua geometria original ter sido afetada por tal deformação, essa rocha possui estruturas ígneas preservadas (amígdalas), preenchidas por quartzo e prehnita, típicas de rochas de origem vulcânica (Winter 2001).

Tendo em vista os aspectos petrográficos e geoquímicos, bem como as características das encaixantes, sugere-se que essa rocha apresenta caráter subvulcânico a vulcânico, podendo representar o registro de uma porção mais rasa dos corpos intrusivos do Grupo Sítio Novo, ou a evidência de um vulcanismo associado a abertura da bacia Macaúbas, com uma idade mínima de 907 Ma (Lombello *et al.* 2020). Souza (2016) estudou xistos xerdes tonianos (889 Ma) com feições ígneas preservadas, cuja interpretação faciológica a permitiu identificar que essas rochas representam depósitos e derrames ligados a edifícios vulcânicos subaquosos de alta profundidade, associados a um dos pulsos de rifteamento da bacia Macaúbas. A paragênese mineral dessas rochas é composta por minerais como epidoto, clorita, anfibólio (actinolita, mg-hornblenda), plagioclásio, quartzo e titanita.

A composição descrita apresenta conformidades com os metagabros tonianos (895 Ma) intrusivos no Grupo Sítio Novo e no embasamento, estudados por Moreira *et al.* (2020). Feições reliquiais do protólito ígneo foram preservadas ocorrendo fenocristais de piroxênio com textura ofítica nessas rochas (Moreira 2017). Semelhanças também são observadas no anfibolito toniano (957 Ma) da Formação Capelinha, unidade base do Grupo Macaúbas, cuja assembleia principal é formada por hornblenda tschermakita, plagioclásio e epidoto, conferindo textura granonematoblástica (Castro *et al.* 2019).

Além disso, rochas máficas tonianas se expressam como diabásios com textura ofítica a intergranular, metamorfisados na fácies xisto-verdena Suíte Pedro Lessa (Chaves 2014). Essa suíte representa parte do magmatismo inicial do rifteamento crustal que evoluiu para a bacia Macaúbas, e que se trata da colocação de um enxame de diques máficos há aproximadamente 933 Ma (Queiroga *et*

al 2012). As rochas máficas da Suíte Pedro Lessa afloram também como metagabros que, do ponto de vista textural, podem apresentar plagioclásio relíctico, ou seja com hábito tabular, levemente ocelar, típico de cristais magmáticos, além de texturas decussada, nematoblástica ou inequigranular porfiroclástica (Queiroga *et al.* 2012).

De maneira geral, os aspectos texturais observados na rocha, bem como a assinatura geoquímica, sugerem uma evolução petrogenética definida a partir de, no mínimo, três processos principais (Figura 5.2): O primeiro relacionado a sua formação, há no mínimo 907 Ma, em ambiente intraplaca, a partir de um magmatismo toleítico extrusivo, reflexo de um processo de abertura da bacia Macaúbas, sob regime distensivo, e em níveis crustais relativamente rasos (<6Kbar, ~1200°C), propícios para o desenvolvimento de amígdalas (Yardley 1994; Winter 2001, Bucher & Grapes 2011). O segundo processo diz respeito à hidratação, que pode ter ocasionado a transformação de clinopiroxênios (em Mg-hornblenda), além da possível transformação de plagioclásios (anortita) em epidoto e albita (Yardley 1994; Winter 2001, Bucher & Grapes 2011). Já o terceiro processo é associado ao Brasiliano, durante o qual a bacia Macaúbas foi invertida frente ao retrabalhamento da orogenia Araçuai (650-550 Ma), a qual suas impressões estão refletidas na amostra do milonito de borda (PP-109-B), e que possivelmente alcança grau metamórfico ligeiramente maior que as amostras da região interna (Alkmim *et al.* 1993; Uhlein 1991; Uhlein *et al.* 1995). O metamorfismo dessa rocha atinge, então, fácies anfibolito inferior, associado a geração de uma trama milonítica, estiramento mineral (textura granonematoblástica), estruturas pisciformes, entre outros (Winter 2001).

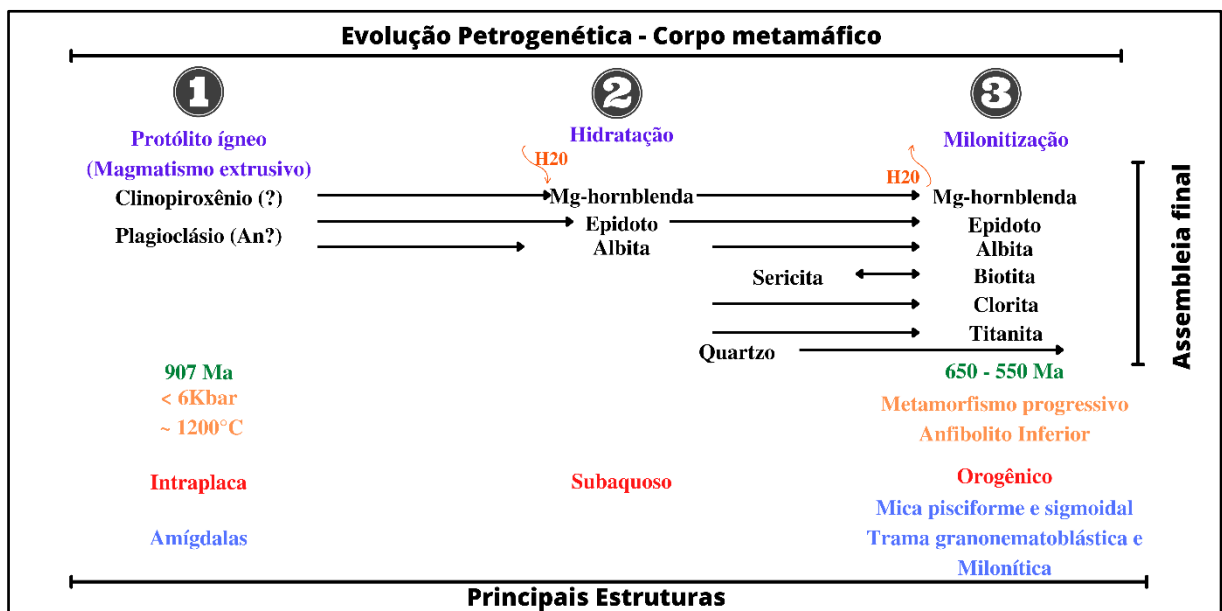


Figura 5.2 Diagrama de síntese da evolução petrogenética do corpo metamáfico do Grupo Sítio Novo.

5.3 SIGNIFICADO TECTÔNICO DO CORPO METAMÁFICO NO CONTEXTO DA BACIA MACAÚBAS

Após análise do arcabouço estratigráfico em que o corpo metamáfico está inserido, viu-se que está associado com o Grupo Sítio Novo. A norte da área, Costa (2017) estudou em detalhe essa sucessão e interpretou o preenchimento de um rifte com sedimentação em ambiente fluvial, transicional a marinho. Com base em características litofaciológicas, Costa (2017) sugere essa sucessão é correlacionável ao Grupo Sítio Novo definido por Danderfer & Dardenne (2002) no Espinhaço Setentrional.

Apoiando-se em análises de aspectos litofaciológicos, padrão de zircão detrítico e correlação litoestratigráfica, o Grupo Sítio Novo foi reposicionado na base do Supergrupo Macaúbas, sendo interpretado como representante do primeiro estágio de rifte intracontinental da bacia, com sedimentação dominada por depósitos continentais a marinhos rasos (Costa & Danderfer 2017). As características apresentadas pela rocha metamáfica deste estudo são totalmente compatíveis com este contexto deposicional em regime distensivo do Grupo Sítio Novo, já que esta apresenta afinidade toleítica e possui assinatura geoquímica típica de magmas associados a riftes bem desenvolvidos, que resultam em rochas pouco diferenciadas.

Moreira 2017 correlacionou corpos máficos tonianos ao longo da bacia do Espinhaço e percebeu que esses registros tornam-se progressivamente mais jovens para norte. A autora interpretou que este cenário pode ser resultado de uma fragmentação continental diacrônica, afetando a bacia Espinhaço em diferentes estágios durante o toniano, estudo que recentemente foi corroborado através de outros trabalhos (Castro *et al.* 2019; Souza *et al.* 2022). Diante dos fatos, o corpo metamáfico pode estar associado a este evento, e de forma mais abrangente, ser produto de um regime que pode ter afetado toda a borda sudeste do Cráton do São Francisco. No entanto, mais estudos são necessários apoiados principalmente em aspectos geocronológicos para que se possa correlacionar essa rocha com as outras rochas do contexto da bacia Espinhaço.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

A caracterização realizada neste trabalho para a rocha metamáfica do domínio da serra do Espinhaço Central permitiu obter melhor entendimento da evolução sedimentar da bacia Macaúbas, a partir de contribuições acerca dos aspectos petrográficos e geoquímicos, a saber:

- O corpo metamáfico apresenta uma variação minero-textural do centro para as bordas, identificada com mais clareza microscopicamente, a partir da qual se torna apropriado a classificação das duas regiões separadamente como metabasalto e ortomilonito, respectivamente.
- O metabasalto preserva, como estruturas primárias ígneas, amígdalas preenchidas por minerais de quartzo e prehnita, chegando até 1cm de diâmetro, permitindo identificar que seu protólito seja vulcânico.
- A rocha apresenta granulação variável entre fina a média e uma paragênese principal re-equilibrada em uma transição de fácies anfibolito inferior, indicada pela coexistência de hornblenda magnesiânica e epidoto.
- A assinatura geoquímica confirma a composição basáltica inferida pela mineralogia em questão. Os dados revelaram ainda que o magma gerador dessa rocha possui afinidade toleítica, é subalcalino, com baixos valores de K, e possui natureza em ambiente intracontinental.
- Os aspectos texturais e geoquímicos observados sugerem que a rocha metamáfica experimentou uma evolução petrogenética a partir de, no mínimo, três processos: 1) Sua formação (> 907Ma) a partir de um magmatismo extrusivo, 2) Hidratação, 3) Milonitização.
- No segmento estudado, a análise litológica das rochas encaixantes revela um preenchimento de bacia por uma sedimentação exclusivamente siliciclástica. Essas rochas representam a deposição de 3 associações de fácies no contexto do Grupo Sítio Novo, sendo elas: Arenito Seixoso intercalado a arenito com estratificação cruzada (F1), Arenitos estratificados (F2), Arenitos e Pelitos intercalados (F3). A associação de fácies F1 é restrita apenas a um setor a leste do segmento de estudo. A associação F2 ocorre ao longo de toda a extensão, enquanto que a associação F3 é mais frequente na borda oeste superior da região.
- Possivelmente, a área compreendida no contexto da rocha máfica envolve uma sucessão de preenchimento similar ao que ocorre a norte da área. Em contexto regional, essa área está

envolvida em um sistema de rifteamento intracontinental, no qual foram nucleadas pequenas bacias a partir de um falhamento de origem e sua reativação posterior.

- Fundamentando-se no estudo do contexto tectônico em que essas rochas tonianas estão inseridas e nas características observadas para a rocha metamáfica neste estudo, uma hipótese seria seu significado tectônico estar relacionado a um processo de distensão crustal propulsor do processo de rifteamento da bacia Macaúbas.
- Em contexto geodinâmico, tanto a rocha deste estudo quanto os outros registros máficos de diferentes idades, podem ser relacionados a sucessivas tentativas de fragmentação de blocos continentais do contexto do paleocontinente São Francisco, uma vez que outros registros máficos com características semelhantes foram cartografados em outros blocos crustais.

Para se obter mais conclusões acerca do significado tectônico deste corpo extrusivo em contexto regional e global, faz-se necessários estudos mais aprofundados apoiados principalmente em geocronologia, a fim de se comparar com idades obtidas para as outras metamáficas reportadas neste estudo investigando, principalmente, se possuem a mesma fonte magmática.

REFERÊNCIAS

- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – uma revisão. In: Dominguez, J.M.L., Misi, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador*, p. 45–62.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349-364.
- Apted, M. J., & Liou, J. G. 1983. Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, **283**(A), 328-354.
- Babinski M., Pedreira A.J., Brito Neves B.B. van Schmus W.R. 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, *Anais*, **7**, p.118-120.
- Bersan S.M. 2015. *Análise estrutural do embasamento e da cobertura no extremo norte do cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço*. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 107p.
- Bersan S.M., Costa A.F.O., Danderfer A., Abreu F.R., Lana C., Queiroga G., Storey C., Moreira H. 2020. Paleoproterozoic juvenile magmatism within the northeastern sector of the São Francisco paleocontinent: Insights from the shoshonitic high Ba–Sr Montezuma granitoids. *Geoscience Frontiers*, **11**: 1821-1840.
- Bucher K. & Grapes R. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer (8ª Ed.). 2011 London, Springer. 441 p.
- Bruni M.A.L., Almeida J.T., Bruni E.C. Folha Rio São Francisco (SC.23). 1976. In: Carta geológica do Brasil ao Milionésimo. Brasília: DNPM. 56p (Texto explicativo).
- Castro M.P., Queiroga, G., Martins, M., Alkmima, F., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Souza, M.E., 2019. An Early Tonian rifting event affecting the São Francisco-Congo paleocontinent recorded by the Lower Macaúbas Group, Araçuai Orogen, SE Brazil. *Precambrian Research*. **331**: 8-17.
- Cawood, P. A., Strachan, R. A., Pisarevsky, S. A., Gladkochub, D. P., & Murphy, J. B. 2016. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, **449**, 118-126.
- Coish, R. A., Perry, D. A., Anderson, C. D., & Bailey, D. 1986. Metavolcanic rocks from the Stowe Formation, Vermont; remnants of ridge and intraplate volcanism in the Iapetus ocean. *American Journal of Science*, **286**(1), 1-28.
- Costa A.F.O. 2013. *Estratigrafia e tectônica da borda oeste do Espinhaço Central no extremo norte da faixa Araçuai*. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 170 p.
- Costa A.F.O., Danderfer A., Lana C. 2014. O registro do vulcanismo calimiano no Espinhaço Central (MG): caracterização petrofaciológica, geoquímica e geocronológica. *Revista Geociências*, **33**: 119–135.
- Costa A.F.O. 2017. *Evolução tectono-estratigráfica da porção norte do Espinhaço Central, norte de Minas Gerais*. PhD Thesis, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 250p.
- Costa A.F.O., Danderfer A. 2017. Tectonics and sedimentation of Central sector of the Santo Onofre rift, Northern Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **47**: 491-519.
- Costa A.F.O., Danderfer A., Bersan S.M. 2017. Record of a Statherian rift-sag basin in the Central Espinhaço Range: Facies characterization and geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, **82**: 311-328.
- Costa L.A.M. & Silva W.G., 1980. *Projeto Santo Onofre, mapeamento geológico*. Relatório Final. Rio de Janeiro, Triservice, DNPM/CPRM, 21 vol., vol. 1.
- Crisp, J. A. 1984. Rates of magma emplacement and volcanic output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **20**(3-4), 177-211.
- Danderfer A. 2000. *Geologia Sedimentar e Evolução Tectônica do Espinhaço Setentrional, Estado da Bahia*. PhD Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 498p.

- Danderfer A., Waele B. D., Pedreira A. J., Nalini H. A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton – Brazil. *Precambrian Research*, **170**: 116–128.
- Danderfer A., Lana C.C., Nalini H.A., Costa A.F.O. 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research*, **28**: 668–688.
- Dalrymple, R. W. 2010. Interpreting sedimentary successions: facies, facies analysis and facies models. *Facies models*, **4**(2), 3-18.
- Dias Neto C.M., Correia C.T., Tassinari C.C.G., Munhá J.M.U. 2009. Os anfíbolitos do complexo costeiro na região de São Sebastião, SP. *Geologia USP. Série Científica*, **9**(3), 71-87.
- Drumond J. B.V., von Sperling E., Raposo F.O. 1980. Projeto Porteirinha-Monte Azul. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 559p.
- Dupuy, C., & Dostal, J. 1984. *Trace element geochemistry of some continental tholeiites*. Earth and Planetary Science Letters, **67**(1), 61-69.
- Dussin I.A., Chemale F., 2012. *Geologia estrutural e estratigrafia do sistema Espinhaço – Chapada Diamantina e sua aplicação nas bacias mesozoico/cenozoicas da margem passiva brasileira*. Petrobras, Rio de Janeiro, Brazil, 218 pp.
- Eriksson K.A. & Simpson E.L. 2004. Precambrian Tidalites: recognition and significance. *The Precambrian Earth: Tempos and Events* (Ed. by P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu). Elsevier, Amsterdam. pp. 631–642.
- Fernandes P.E.C.A., Montes M.L., Braz E.R.C, Montes A.S.L, Silva L.L, Oliveira F.L.L, Ghignone J.I, Siga Jr O., Castro H.E.F. 1982. *Folha SD.23*. Texto explicativo. Brasília, Projeto Radam Brasil. Levantamento de Recursos Minerais **29**, 25-204
- Fitton J.G. 2007. The OIB paradox. In: Foulger G.R. & D.M. (eds). *Plates, plumes and planetary processes*. Geological Society of America, **430**: 987-412.
- Fowler C.M.R. 2005. *The solid Earth: an introduction to global geophysics*. 2nd edition. Cambridge, Cambridge Geological Society of America, **430**: 987-412.
- Gill R. 2014. *Rochas e Processos Ígneos – Um guia prático*. Porto Alegre, Bookman. 427 p.
- Gradim R.J. 2005. *Geologia Estrutural e Significado Tectônico dos Xistos Verdes do Alto Araçuaí, Faixa Araçuaí, MG*. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. 177p.
- Gradim R.J., Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C.M. 2005. Xistos verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo básico do rifte neoproterozóico Macaúbas. *Rev. Bras. Geociên.*, **35**:59-69.
- Guimarães J. T.; Martins A. A. M.; Andrade Filho E. L. 2005a. *Projeto Ibitiara-Rio de Contas*. CBPM/CPRM, Cd-ROM.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., & Welch, M. D. 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, **97**(11-12), 2031-2048.
- Heilbron, M., Valeriano, C. D. M., Valladares, C. S., & Machado, N. 2017. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4), 249-266.
- Hoffman P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science*, **252**: 1409–1412.
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, **8**(5), 523-548.
- Jordt-Evangelista H. 1988. *Minerais petrográficos de rochas ígneas e metamórficas – resumos das propriedades ópticas e ocorrências*. Apostila de aula de Petrologia Ígnea e Metamórfica, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 125 p.
- Jordt-Evangelista H. 2003. *Microestruturas de Rochas Metamórficas*. Apostila de aula de Petrologia Metamórfica, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 34p.
- Jordt-Evangelista H. 2011. *Nomenclatura das Rochas Metamórficas*. Apostila de aula de Petrologia Metamórfica, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 11p.

- Knauer L.G., Silva L.L., Souza F.B.B., Silva L.R., Carmo, R.C. 2007. *Folha Monte Azul, SD.23-Z-D-II, 1:100.000. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos)*. Belo Horizonte, UFMG/CPRM, 72p. (Texto explicativo e mapas).
- Kuno, H. 1960. High - alumina basalt. *Jornal of Petrology* **1**(1), 121 – 145.
- LeBas, M., & Weigenstein, J. 1986. Management Control: The Roles Of Rules, Markets And Culture [1]. *Journal of management studies*, **23**(3), 259-272.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lul S., Natapovm L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, **160**: 179–210.
- Locock, A. J. 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*, **62**, 1-11.
- Lombello 2020 (org.). *Geologia e recursos minerais das folhas Nova Aurora, SD.23- Z-D-V-4, Rio Pardo de Minas, SD.23-Z-D-V-2 e Santo Antônio do Retiro, SD.23-Z-DII-4: projeto Rio Pardo de Minas, escala 1:50.000, estado de Minas Gerais*. Texto explicativo. Belo Horizonte, CPRM. 139 p.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: *Simp. Bras. de Geol. Belo Horizonte, Anais*, 171-174.
- Magalhaes, J. R., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Müntener, O., Pinheiro, M. A. P., Silva, L. C. D., Baumgartner, L. 2018. First Lu-Hf, $\delta_{18}\text{O}$ and trace elements in zircon signatures from the Statherian Espinhaço anorogenic province (Eastern Brazil): geotectonic implications of a silicic large igneous province. *Brazilian Journal of Geology*, **48**(4), 735-759.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb 1bZr 1bY diagram. *Chemical geology*, **56**(3-4), 207-218.
- Moreira H.F. 2017. *Caracterização petrológica, geoquímica e geocronológica de corpos intrusivos máficos da porção Central da serra do Espinhaço*. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 148 p.
- Moreira H.F., Danderfer A., Costa A.F.O., Bersan S.M., Lana C.C., Queiroga G.N. 2020. Record of Early Tonian mafic magmatism in the central Espinhaço (Brazil): New insights for break-up of the Neoproterozoic landmass ancestor of São Francisco-Congo paleocontinent. *Geoscience Frontiers* **11**, 2323-2337.
- Moutinho da Costa L.A. (coord.) 1976. *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco - LETOS*. Rio de Janeiro, PROSPEC S/A, convênio DNPM/CPRM, 557p. (Relatório Final Integrado).
- Mullen, E. D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**(1), 53-62.
- Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*, **8**, 525-548.
- Pearce, J. A. 1983. *Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*. Shiva, Nantwich p. 230-249.
- Pearce, J. A., & Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, **19**(2), 290-300.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castaneda C., Marshak S. 2007. Orógeno Araçuaí: uma síntese 30 anos após Almeida 1977. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Diamantina, *Anais*.
- Pinheiro M.A.P. 2014. Carta geológica de Santo Antônio do Retiro (SD.23-Z-D-II), escala 1:50.000. Belo Horizonte: CPRM.

- Pflug R. 1965. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Rio de Janeiro, *DNPM, Div. Geol. Min., Bol.* 226, 51p. Porteira domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **68**: 50-67.
- Queiroga G. N., Dussin I.A., Martins M., Machado M.C., Kawashita K., Chemale F. 2012. Roteiro de Campo – Rochas Ígneas. In: Dussin I.A. & Chemale F. (ed). *Geologia Estrutural e Estratigrafia do Sistema Espinhaço–Chapada Diamantina e sua Aplicação nas Bacias Mesocenozoicas da Margem Passiva Brasileira*. Belo Horizonte, Fundep/Petrobrás, 170-195.
- Queiroz S.F. 2014. Carta geológica de Rio Pardo de Minas (SD.23-Z-D-V-2), escala 1:50.000. Belo Horizonte: CPRM.
- Reading H.G., Collinson J.D., 1996. Clastic coasts. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd edition. *Blackwell Science Publication*, Oxford, pp. 154–231.
- Rogers J.J.W., Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5: 5–22
- Rollinson H. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. 1993. New York, Routledge. 316p.
- Salles 2021. *Análise de fácies sedimentares de um segmento da bacia Macaúbas, norte de Minas Gerais. Relatório de Iniciação Científica*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. 22p.
- Schobbenhaus C. 1972b. *Geologia da Serra do Espinhaço entre Porteira e Monte Azul, norte de Minas Gerais*. Recife, SUDENE/DRN/Div.Geol., 19p.
- Schobbenhaus C. 1972c. *Estudo geoeconômico preliminar do depósito de Ferro do Rio Peixe Bravo, Norte de Minas Gerais*. Série Geologia Econômica, Recife: SUDENE, n. 8, 36 p.
- Sohn Y.K., Rhee C.W., Kim B.C. 1999. Debris Flow and Hyperconcentrated Flood-Flow Deposits in an Alluvial Fan, Northwestern Part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *Journal of Geology*, **107**: 111– 132.
- Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Armstrong R., Pinto C.P., Magalhães J.T.R., Pinheiro M.A.P., Santos G.G. 2016. Disclosing the Paleoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: The Porteira domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **68**: 50-67.
- Silveira E.M., Söderlund U., Oliveira E.P., Ernst, R.E., Menezes Leal A.B. 2013, First precise U-Pb baddeleyite ages of 1500 Ma mafic dykes from the São Francisco Craton, Brazil, and tectonic implications. *Lithos*. **174**:144-156.
- Souza J.D., Kosin M., Heineck C.A., Lacerda Filho J.V., Teixeira L.R., Valente C.R., Guimarães J.T., Bento R.V., Borges V.P., Santos R.A., Leite C.A., Neves J.P., Oliveira I.W.B., Carvalho L.M., Pereira L.H.M., Paes V.J.C., 2004. Folha SD.23-Brasília. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B, Jesus. J.D.A. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas – SIG, Programa Geologia do Brasil*, CPRM.
- Souza M. E. S. 2016. *Caracterização litoestrutural e geocronológica dos metagabros e xistos verdes do Grupo Macaúbas na faixa terra branca – Planalto de Minas, Minas Gerais*. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 215p.
- Souza, M. E., Martins, M., Queiroga, G., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., de Castro, M. P., & Serrano, P. 2022. Time and isotopic constraints for Early Tonian basaltic magmatism in a large igneous province of the São Francisco–Congo paleocontinent (Macaúbas basin, Southeast Brazil). *Precambrian Research*, 106621.
- Sun S.S. 1980. Lead isotopic of study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean island and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc. P.* 409-445.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, **42**(1), 313-345.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- Teixeira L. R. 2000. *Projeto Vale do Paramirim: Relatório Temático de Litogeoquímica*. Salvador, Convênio CPRM/CBPM.
- Teixeira L.R. 2005. *Projeto Ibitiara-Rio de Contas: Relatório temático de litogeoquímica*. Salvador, Convênio CPRM-CBPM.

- Teixeira L.R. 2008. *Projeto Barra-Oliveira dos Brejinhos: Relatório temático de litogeoquímica*. Salvador, Convênio CPRM-CBPM, 29p.
- Thompson, R. N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*. **18(1)**, 49-107.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500Ma): Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Amsterdam, Baldema, 350p.
- Turner, F. J. 1981. *Metamorphic petrology: Mineralogical, field, and tectonic aspects*. McGraw-Hill Companies.
- Uhlein, A., Trompette, R., & Egydio-Silva, M. (1995). Rifeamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos***3(1)**: 99-107
- Uhlein A. & Quêmeneur J.J.G. 2000. Estrutura e deformação brasileira nos diques máficos da Serra do Espinhaço Meridional. *Geonomos***8(2)**: 19-25.
- Uhlein A. 1991. *Transição cráton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuai (ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 295 pp.
- Yardley, B. W. D. 1994. *Introdução a petrologia metamórfica*; Traduzido por Reinhardt A. Fuck. Brasília: Editora Universidade de Brasília-DF. 340p.
- Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. **95**: 185-187.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Dordrecht, Springer, 466p.
- Winter. J. D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey, Prentice Hall, 697p.
- Wood, D. A., Joron, J. L., Treuil, M., Norry, M., & Tarney, J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **70(3)**, 319-339.
- Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M. 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga collisional orogens and accreted cratons: a pre-Rodinia supercontinent? *Earth-Science Reviews*, **59**: 125–162.

Apêndices

Apêndice A

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	Cao	Na2O	K2O	Cr2O3	Total	H2O
Mineral	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf	Anf
PP-109_A_1	45,887	0,323	11,744	14,956	0,362	11,19	11,04	1,39	0,294	0,088	97,359	2,5
PP-109_A_2	45,1	0,36	11,561	14,884	0,335	11,387	11,177	1,374	0,29	0,061	96,565	2,5
PP-109_A_3	45,118	0,408	11,227	14,774	0,344	11,314	11,474	1,402	0,265	0,096	96,518	2,5
PP-109_A_4	45,278	0,445	11,273	14,457	0,396	11,845	11,073	1,589	0,343	0,046	96,831	2,5
PP-109_A_5	45,09	0,412	11,954	14,931	0,29	11,505	11,001	1,623	0,32	0,006	97,209	2,5
PP-109_A_6	45,334	0,421	11,142	15,493	0,32	11,108	11,357	1,397	0,224	0,041	96,875	2,5
PP-109_B_7	45,39	0,387	11,343	14,495	0,326	11,884	11,351	1,316	0,278	0,068	96,865	2,5
PP-109_B_8	45,929	0,391	11,278	15,81	0,308	11,077	11,32	1,306	0,304	0,024	97,799	2,5
PP-109_B_9	45,77	0,405	11,199	14,744	0,297	11,171	11,348	1,356	0,221	0,082	96,657	2,5
PP-109_B_10	45,104	0,449	11,692	15,69	0,336	11,239	11,331	1,547	0,339	0,049	97,834	2,5
PP-109_B_11	45,888	0,393	11,932	14,794	0,288	10,54	11,385	1,386	0,334	0,039	97,07	2,5
PP-109_B_12	45,108	0,394	11,116	15,815	0,32	11,304	11,041	1,402	0,336	0,018	96,953	2,5
PP-109_C_13	45,628	0,387	11,873	14,882	0,279	11,016	11,33	1,413	0,277	0,022	97,128	2,5
PP-109_C_14	45,906	0,409	11,957	14,428	0,338	10,769	11,315	1,568	0,299	0,047	97,063	2,5
PP-109_C_15	45,446	0,379	11,964	15,816	0,343	10,078	11,046	1,446	0,332	0,132	97,111	2,5
PP-109_C_16	45,01	0,41	11,137	15,732	0,291	11,011	11,099	1,427	0,355	0,095	96,584	2,5
PP-109_C_17	45,959	0,441	12,17	14,296	0,301	10,673	11,1	1,525	0,333	0,043	96,863	2,5
PP-109_C_18	45,802	0,41	12,405	14,634	0,381	10,544	10,909	1,624	0,384	0,003	97,145	2,5
PP-109_D_19	45,12	0,381	12,301	14,926	0,195	11,404	11,409	1,399	0,269	0,019	97,456	2,5
PP-109_D_20	45,659	0,385	11,668	14,071	0,312	11,185	11,356	1,474	0,252	0,033	96,516	2,5
PP-109_D_21	45,492	0,329	11,335	14,68	0,281	11,032	11,137	1,442	0,299	0,037	96,107	2,5
PP-109_D_22	45,314	0,405	11,947	15,272	0,307	11,171	11,391	1,512	0,231	0,037	97,668	2,5
PP-109_D_23	44,627	0,422	11,636	15,748	0,26	11,404	11,21	1,552	0,243	0,046	97,268	2,5

PP-109_D_24	45,48	0,418	12,855	15,116	0,335	10,242	10,87	1,686	0,303	0,073	97,429	2,5
PP-109_D_25	44,215	0,421	13,069	14,801	0,354	10,198	11,923	1,697	0,3	0,007	97,016	2,5
PP-109_E_26	46,386	0,294	10,085	15,745	0,187	11,153	11,346	1,229	0,198	0,044	96,761	2,5
PP-109_E_27	52,616	0,055	4,181	11,329	0,366	15,283	12,569	0,49	0,07	0	97,066	2,5
PP-109_E_28	44,121	0,445	11,066	16,618	0,27	10,659	11,221	1,428	0,336	0,03	96,282	2,5
PP-109_E_29	45,572	0,333	11,601	15,006	0,235	11,912	11,158	1,223	0,255	0,075	97,443	2,5
PP-109_E_30	44,559	0,338	11,679	16,73	0,324	9,868	11,258	1,335	0,383	0,071	96,574	2,5
PP-109_E_31	45,532	0,356	11,007	17,37	0,273	9,621	11,231	1,388	0,438	0,048	97,303	2,5
PP-109_F_32	45,233	0,39	11,113	14,29	0,267	11,723	11,326	1,49	0,26	0,025	96,15	2,5
PP-109_F_33	45,415	0,403	11,669	14,367	0,331	11,059	10,805	1,542	0,318	0,043	96,083	2,5
PP-109_F_34	45,829	0,404	11,838	16,307	0,281	10,135	11,3	1,391	0,293	0,041	97,856	2,5
PP-109_F_35	45,061	0,4	11,949	15,906	0,337	10,273	11,272	1,431	0,327	0,005	96,995	2,5
PP-109_F_36	45,721	0,335	10,832	13,695	0,349	11,779	12,278	1,283	0,221	0,012	96,54	2,5
PP-109_F_37	45,749	0,402	11,906	14,021	0,32	12,095	11,06	1,505	0,256	0,067	97,427	2,5
PP-109_G_38	45,874	0,342	12,271	14,305	0,303	11,86	11,115	1,352	0,302	0,048	97,825	2,5
PP-109_G_39	45,946	0,359	12,48	13,228	0,3	12,104	11,319	1,273	0,197	0,137	97,39	2,5
PP-109_G_40	46,096	0,402	11,092	13,572	0,301	12,02	11,296	1,295	0,181	0,01	96,294	2,5
PP-109_G_41	45,282	0,375	11,249	14,622	0,263	11,492	11,084	1,444	0,288	0,047	96,146	2,5
PP-109_G_42	45,917	0,367	11,193	14,756	0,276	11,528	11,357	1,415	0,291	0,08	97,274	2,5
PP-109_G_43	45,023	0,385	11,855	15,863	0,327	11,255	11,201	1,338	0,437	0,008	97,764	2,5
PP-109_G_44	45,26	0,355	11,307	16,44	0,329	10,922	10,963	1,539	0,408	0,058	97,621	2,5
PP-109_H_45	45,892	0,377	11,861	14,819	0,277	11,072	11,039	1,422	0,321	0,093	97,197	2,5
PP-109_H_46	45,307	0,358	11,594	14,3	0,312	11,066	11,91	1,378	0,323	0,025	96,639	2,5
PP-109_H_47	45,787	0,375	11,79	14,341	0,281	11,114	11,052	1,497	0,232	0	96,497	2,5
PP-109_H_48	45,533	0,413	11,892	14,248	0,301	11,981	11,172	1,519	0,238	0,044	97,401	2,5
PP-109_H_49	45,338	0,355	11,935	14,464	0,32	11,964	11,224	1,532	0,268	0,064	97,546	2,5
PP-109_H_50	45,597	0,346	11,79	14,635	0,349	11,53	10,843	1,456	0,294	0,072	96,946	2,5
PP-109_H_51	45,199	0,317	11,043	16,386	0,303	10,909	11,126	1,365	0,343	0,005	97,08	2,5
PP-109_I_54	45,437	0,368	11,068	16,154	0,306	11,431	10,895	1,396	0,345	0,063	97,527	2,5
PP-109_I_55	45,681	0,367	11,562	15,526	0,292	11,611	11,057	1,375	0,303	0,013	97,88	2,5
PP-109_I_56	44,242	0,43	12,992	14,677	0,338	11,339	10,815	1,639	0,273	0,137	96,954	2,5

PP-109_J_57	45,452	0,41	11,966	13,817	0,252	11,868	11,186	1,374	0,218	0,06	96,653	2,5
PP-109_J_58	45,806	0,374	11,595	14,653	0,326	11,699	11,146	1,397	0,262	0,033	97,35	2,5
PP-109_J_59	45,627	0,382	11,389	15,301	0,241	11,841	11,155	1,328	0,231	0,098	97,6	2,5
PP-109_J_60	46	0,331	10,75	14,912	0,267	11,612	11,27	1,28	0,211	0,025	96,68	2,5
PP-109_J_61	47,077	0,302	9,607	14,636	0,32	11,936	11,114	1,147	0,261	0,053	96,465	2,5
PP-109_J_62	49,93	0,198	7,763	13,022	0,188	13,408	11,409	0,961	0,11	0,038	97,121	2,5
PP-109_K_63	45,965	0,372	11,821	14,125	0,283	11,79	10,933	1,48	0,277	0,045	97,126	2,5
PP-109_K_64	45,326	0,417	12,612	14,282	0,361	11,726	10,662	1,633	0,347	0,05	97,524	2,5
PP-109_K_65	45,418	0,4	11,366	14,567	0,308	11,344	11,011	1,476	0,208	0,044	96,263	2,5
PP-109_K_66	46,183	0,32	9,756	14,601	0,299	12,314	11,183	1,24	0,263	0,082	96,254	2,5
PP-109_K_67	45,59	0,308	11,2	15,022	0,309	11,975	10,76	1,298	0,332	0,007	96,822	2,5
PP-109_K_68	45,193	0,406	11,268	14,331	0,337	11,404	11,978	1,428	0,211	0,044	96,605	2,5
PP-109_L_69	45,446	0,379	11,87	15,547	0,338	11,262	11,151	1,349	0,31	0,054	97,74	2,5
PP-109_L_70	45,869	0,336	11,536	14,091	0,3	11,661	12,156	1,399	0,239	0	97,626	2,5
PP-109_L_71	45,21	0,409	12,25	14,297	0,357	11,868	11,657	1,571	0,305	0,012	97,993	2,5
PP-109_L_72	45,746	0,385	12,111	14,643	0,338	11,567	10,71	1,583	0,347	0,045	97,509	2,5
PP-109_L_73	44,87	0,394	12,807	14,091	0,3	11,514	11,226	1,342	0,214	0,029	96,819	2,5
PP-109_L_74	45,536	0,38	11,451	13,925	0,314	11,749	11,028	1,37	0,192	0,03	96,067	2,5
PP-109_L_75	45,452	0,381	11,82	14,906	0,243	11,658	11,044	1,297	0,269	0,052	97,137	2,5
PP-109_L_76	45,366	0,363	12,547	14,825	0,283	11,724	11,15	1,404	0,186	0,04	97,936	2,5

Apêndice B

Amostra	Al ₂ O ₃	BaO	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	LOI	MgO	MnO	Na ₂ O	Nb ₂ O ₅	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂
PP-109-LIT-02	16,6	0,04	17	0,02	13,1	0,07	1,53	3,39	0,19	0,46	<0,05	0,356	45,7	1,89
PP-109	15,7	0,01	16,8	0,03	11,9	0,07	1,61	1,72	0,15	0,27	<0,05	0,143	50,1	1,35
PP-109-B	16,9	0,06	8,69	0,04	13,7	0,1	4,41	6,77	0,17	1,37	<0,05	0,236	46,9	1,96
Amostra	Ag	Al	As	Au	B	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cs
PP-109-LIT-02	0,18	0,97	<1	<0,1	<10	<5	0,1	0,03	1,67	0,04	5,7	6,9	37	<0,05
PP-109	0,12	0,68	<1	<0,1	<10	8	<0,1	0,03	1,32	0,03	8,74	2,2	25	0,06

PP-109-B	0,02	1,85	<1	<0,1	<10	64	0,2	<0,02	0,9	0,04	2,76	15	82	<0,05
Amostra	Cu	Fe	Ga	Ge	Hf	Hg	In	K	La	Li	Lu	Mg	Mn	Mo
PP-109-LIT-02	13,8	1,6	4,1	<0,1	<0,05	<0,01	<0,02	0,03	6,7	2	0,16	0,37	259	0,79
PP-109	17,2	1,16	3	<0,1	<0,05	<0,01	<0,02	0,03	7,4	2	0,11	0,08	180	1,06
PP-109-B	30,8	2,71	5,7	<0,1	<0,05	<0,01	<0,02	0,03	36,9	4	1,01	0,61	330	0,17
Amostra	Na	Nb	Ni	P	Pb	Rb	Re	S	Sb	Sc	Se	Sn	Sr	Ta
PP-109-LIT-02	0,06	0,55	27,5	1667	0,6	0,4	<0,1	<0,01	<0,05	6,9	<1	0,4	59	<0,05
PP-109	0,01	1,92	8,9	555	0,7	1,5	<0,1	<0,01	<0,05	4,4	<1	0,4	69,4	<0,05
PP-109-B	0,08	0,18	54,4	1086	0,8	<0,2	<0,1	<0,01	<0,05	14,5	2	0,5	12,1	<0,05
Amostra	Tb	Te	Th	Ti	Tl	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr	Ba	Be
PP-109-LIT-02	0,32	<0,05	0,3	0,14	<0,02	0,07	51	0,1	10,31	1,1	12	3,2	18	0,5
PP-109	0,26	<0,05	1,2	0,31	<0,02	0,1	47	<0,1	8,16	0,8	5	5	38	<0,1
PP-109-B	2,42	<0,05	0,4	0,04	<0,02	<0,05	62	<0,1	99,42	6,7	58	2,6	65	1,1
Amostra	Ce	Co	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo
PP-109-LIT-02	40,2	26,9	<0,05	25	5,68	3,09	1,75	26	5,87	3,3	1,12	27,1	0,41	2
PP-109	37,7	15	0,05	26	4,43	2,48	2,19	23,5	5,05	2,65	0,86	25,6	0,33	<2
PP-109-B	35,1	43,2	<0,05	49	16,57	9,73	4,7	20,3	17,21	3,28	3,4	45,2	1,1	<2
Amostra	Nb	Nd	Ni	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U
PP-109-LIT-02	14,07	25,8	101	6,18	0,6	6	0,7	585,1	0,71	0,94	1,1	<0,5	0,43	0,45
PP-109	9,41	21,7	62	5,13	2,9	4,5	0,3	742,9	0,41	0,78	1,7	<0,5	0,33	0,36
PP-109-B	12,03	55,8	136	12,58	0,6	13,5	0,4	138,6	0,6	2,67	1,5	<0,5	1,23	0,3
Amostra	W	Y	Yb	Zr										
PP-109-LIT-02	0,7	28,05	2,6	136,3										
PP-109	0,2	22,8	2	109,7										
PP-109-B	<0,1	95,16	7,4	122,7										