



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

THAYSE DE FRANCESCHI MOITA

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ORTODERIVADAS BÁSICAS
DO COMPLEXO PASSO FEIO, RS**

PORTO ALEGRE

2021

THAYSE DE FRANCESCHI MOITA

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ORTODERIVADAS BÁSICAS
DO COMPLEXO PASSO FEIO, RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof^a. Dr^a Maria de Fátima Bitencourt

Supervisor: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

PORTO ALEGRE

2021

CIP - Catalogação na Publicação

Moita, Thayse de Franceschi
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ORTODERIVADAS
BÁSICAS DO COMPLEXO PASSO FEIO, RS / Thayse de
Franceschi Moita. -- 2021.
72 f.
Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2021.

1. Geoquímica. 2. Magmatismo básico. 3.
Metamorfismo. 4. Anfibolito. I. Bitencourt, Maria de
Fátima, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado **CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ORTODERIVADAS BÁSICAS DO COMPLEXO PASSO FEIO, RS** elaborado por **Thayse de Franceschi Moita**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo

Dr^a. Karine da Rosa Arena

Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

Agradecimentos

São muitos os agradecimentos, porque cada pessoa que passou pela minha vida me trouxe até esse momento de certa forma. Mas vou começar por aqueles que estiveram, estão e sempre estarão ao meu lado, a minha família. Primeiramente quero agradecer a minha mãe Katiane, que é a grande incentivadora dos meus estudos há tanto tempo que nem me lembro mais. Agradeço ao meu pai Marcelo, que sempre me trouxe cafezinho quente e lanche da tarde durante meus estudos, além de me levar e me buscar na parada de ônibus incansáveis vezes e a minha irmã Thayane por não me deixar esquecer de sempre ter paciência e tranquilidade nos momentos mais estressantes (espero que entenda kkkk). Agradeço as minhas amigas do coração, Maria Eduarda, Rhoana e Carol, que sempre me apoiaram e acreditaram em mim.

Quero fazer um agradecimento especial a minha orientadora, Fátima, que sempre me motivou a dar o meu melhor. Tirei a sorte grande de ser tua bolsista de IC, de poder ter o privilégio de aprender contigo e de ser orientada por ti. É motivo de muito orgulho fazer parte desse grupo maravilhoso que é o Magmatismo Sintectônico. Não poderia, portanto, deixar de agradecer a todos que fazem parte desse grupo que vai além da pesquisa, mas faço um agradecimento especial a Elisa, minha parceira de estudos e de campos no Passo Feio e ao Dioni, por toda a ajuda com o universo da geoquímica. Muito obrigada por todo o apoio. Faço um agradecimento mais que especial ao professor Lauro Nardi, por todos os ensinamentos e discussões sobre geoquímica. Ressalto novamente o quão sortuda me sinto por ter vocês dois, Fátima e Lauro, como meus orientadores. Muito obrigada!

Agradeço imensamente aos amigos que fiz na geologia, sem vocês o curso não teria graça. Agradeço a Faixa IV do mapeamento de 2019, Gabi, Frodo e Serginho, o melhor grupo que o mapeamento poderia ter. Agradeço a gurizada da vilinha, parceria desde as ala minutas até a cerveja no final do dia, sempre com boas conversas e boas risadas (João, Lucas, Bruninho, Chong, Casa e muitos outros). Porém, agradeço especialmente ao João, meu companheiro de vida e de geologia. Não tenho nem como agradecer pela parceria, pelas conversas e discussões, por compartilhar o amor pela geologia comigo.

Por fim, faço um agradecimento a UFRGS. Não tenho palavras para descrever tudo que essa Universidade representa e toda a estrutura que é fornecida para o aprendizado. A geologia é um curso maravilhoso, em que a UFRGS propicia que possamos aprender da melhor forma, no campo. Agradeço a todas as viagens que fiz, que enriquecem o conhecimento e aproximam as pessoas. O Campus do Vale é realmente um lugar mágico, que eu vou levar para a minha vida. Muito obrigada Universidade Federal do Rio Grande do Sul, que orgulho fazer parte de tudo isso!

Resumo

O Complexo Passo Feio (CPF), localizado na região de Caçapava do Sul, vem sendo amplamente estudado devido à sua grande variedade de litologias. As porções norte e sul do complexo apresentam diferentes características estruturais e petrográficas em função da diferença de grau metamórfico, tendo a porção norte o grau metamórfico mais baixo. As rochas ortoderivadas, objeto deste estudo, ocorrem nas duas porções do CPF e foram inicialmente discutidas na década de 1980, mas os trabalhos abordavam principalmente questões relacionadas à natureza ígnea ou sedimentar dos protólitos. Os estudos mais recentes se concentram em identificar as fontes e o ambiente de geração dessas rochas com base em dados geoquímicos. Os trabalhos iniciais apresentam dados detalhados e bem distribuídos na área de ocorrência do complexo, mas importantes elementos traços não foram analisados. Já os trabalhos mais recentes, que contêm dados geoquímicos mais apurados, abordam somente a porção norte do complexo. O objetivo principal deste trabalho é aliar distribuição espacial e dados geoquímicos de qualidade de amostras ortoderivadas para caracterizar o magmatismo básico do complexo. As amostras ortoderivadas estudadas em trabalhos mais antigos são divididas em três grupos, de acordo com características texturais e petrográficas, sendo eles: anfibólito xistos, anfibólito gnaisses e metagabros. Amostras desses três grupos foram analisadas para geoquímica de rocha total e os resultados comparados com os de amostras dos trabalhos mais recentes. A análise petrográfica indica que há diferenças texturais significativas entre os três grupos de rochas. Entretanto, quando as amostras são plotadas em diagramas geoquímicos discriminantes eles indicam que, apesar das diferenças texturais, os padrões geoquímicos são os mesmos, sugerindo o caráter isoquímico do metamorfismo. As rochas estudadas mostram dois padrões de ETR, um enriquecido e outro empobrecido em ETRL, e a maior parte das amostras estudadas têm padrão enriquecido. Levando em consideração que a maior parte das amostras deste estudo se encontram localizadas na porção sul, a comparação com as amostras da bibliografia, que se encontram na porção norte, amplia as discussões para o restante do CPF. As amostras do norte apresentam os mesmos padrões encontrados nas amostras analisadas, o que indica que não há variação geoquímica entre as duas porções, apesar das diferenças de grau metamórfico. Conclui-se, portanto, que o metamorfismo não alterou a composição química original dos magmas que deram origem aos protólitos dessas litologias. Assim, quando as amostras são analisadas em diagramas discriminantes de ambiente geotectônico, há superposição constante entre os campos de arco de ilhas e MORB, e as amostras empobrecidas em ETRL têm padrão similar ao padrão MORB, a não ser pelo enriquecimento que apresentam em LILE. Portanto, consideram-se como possíveis ambientes de geração dessas rochas um arco de ilhas no início de sua formação ou uma bacia do tipo *back-arc*.

Palavras-chave: geoquímica, magmatismo básico, metamorfismo, anfibólito

Abstract

The Passo Feio Complex (PFC) in the region of Caçapava do Sul, has been widely studied due to its wide variety of rocks. The northern and southern portions of the complex have different structural and petrographic characteristics due to different metamorphic conditions, with the northern portion showing lower metamorphic degree. The orthometamorphic varieties of this study are found both in the northern and southern portions of the CPF. They were investigated in the 1980s, but the papers addressed mainly issues related to the igneous or sedimentary nature of their protoliths. The most recent studies focus on identifying the sources and settings of these rocks based on geochemical data. The early papers present detailed and well-distributed data within the complex area, but important trace elements were not analysed. On the other hand, the most recent works, which contain more accurate geochemical data, concentrate sampling on the northern part of the complex. The main goal of this paper is to combine spatial distribution and quality geochemical data on the orthometamorphic rocks to characterize the basic magmatism of the complex. The orthometamorphic rocks from early studies are divided into three groups according to textural and petrographic characteristics, namely: amphibole schists, amphibole gneisses and metagabbros. Samples from these three groups were analysed for whole-rock geochemistry, and the results were compared with those of samples from the most recent studies. Petrographic analysis indicates that the three groups of rocks show significant textural differences. However, when samples are plotted on discriminating geochemical diagrams, they indicate that despite the differences, the geochemical patterns are the same, thus suggesting that metamorphism was isochemical. The studied rocks show two different ETR patterns, a dominant, LREE-enriched and a subordinate, LREE-depleted one. Taking into account that most of the studied samples are located in the southern part of the complex, the comparison with the samples from the literature, which are located mostly in the northern part, enables the discussions to be expanded to the rest of the CPF. Samples from the north show the same patterns found in the other analysed samples, indicating that there is no geochemical difference between the two portions despite the difference in metamorphic conditions. It is concluded that metamorphism has not altered the original chemical composition of the magmas which gave rise to the protoliths of the studied rocks. Thus, when samples are plotted in geotectonic discriminant diagrams they usually straddle between the MORB and islands arc fields. The patterns of LREE-depleted samples are similar to that of MORB except for their enrichment in LILE. Therefore, the possible geotectonic environments considered for the studied rocks are either an island arc at the early stage, or a *back-arc* basin.

Keywords: geochemistry, basic magmatism, metamorphism, amphibolite

Lista de Figuras

- Figura 1.** Localização e rodovias de acesso a área de estudo no estado do Rio Grande do Sul, partindo de Porto Alegre em direção ao município de Caçapava do Sul. Fonte: Autora com base nos dados vetoriais do IBGE. 13
- Figura 2.** Mapa geológico do Cinturão Dom Feliciano com destaque para a área de estudo. Fonte: Modificado de Bitencourt & Nardi (2000). 17
- Figura 3.** Mapa de localização e geologia da área de estudo com os pontos amostrados para geoquímica e ponto de detalhamento estrutural. Fonte: Modificado de Costa *et al.* (Subm.). 21
- Figura 4.** Diagramas de Th/Yb x Nb/Yb e TiO₂/Yb x Nb/Yb que indicam fontes mantélicas entre N-MORB, E-MORB e OIB. a) utilização do proxy Th-Nb para contaminação crustal; b) utilização do proxy Ti-Yb. Fonte: Modificado de Pearce (2008). 25
- Figura 5.** Diagrama Zr/Nb x Nb/Th em que estão identificados os três principais domínios mantélicos, sendo manto enriquecido, manto depletados, manto hidratado e também manto primitivo. Fonte: Modificado de Condie (2015). 26
- Figura 6.** Ilustração do equipamento Perkin Elmer Sciex ELAN 9000 ICP-MS. Fonte: Extraído de Elan®9000 (2005). 31
- Figura 7.** Perfil esquemático de detalhamento estrutural do ponto MF-176 com os estereogramas das foliações S₂ e S₃ juntamente com as lineações L_B e L₃. Ocorre predomínio da foliação S₂ na parte inicial do perfil (SE) que depois passa a ter a S₃ como a foliação predominante, com *pods* preservados de S₂. 34
- Figura 8.** Estruturas de mesoescala observadas no perfil estudado. a) Porção inicial do perfil com S₂ predominante; b) Crenulação da S₂. c) Porção do perfil em que a S₃ se torna a foliação principal, com restos de F₃; d) *Pods* em que S₂ está preservada na zona de alta deformação; e) *Pod* de aspecto gabroico que está envelopado pelo xisto pelítico; f) Dobra em veio de quartzo deformado indicando rotação dextral de S₃. 35
- Figura 9.** Parte do afloramento com predomínio da foliação regional (S₂) em que foram coletadas duas amostras de rocha metavulcânica intermediária. 38
- Figura 10.** Diagrama A/NK x A/CNK para classificação segundo os parâmetros de Shand (1943), indicando caráter metaluminoso de todas as amostras. 42
- Figura 11.** Diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986) para classificação de rochas vulcânicas. 43

Figura 12. Diagrama de Pearce (1996) modificado de Winchester & Floyd (1977) para rochas metamórficas utilizando elementos imóveis como Nb, Ti, Zr e Y.	44
Figura 13. Diagrama de SiO ₂ x K ₂ O para classificação das séries subalcalinas segundo Le Maitre (2002).	45
Figura 14. Diagrama de Jensen (1976) que utiliza a proporção de cátions (FeO(t) + Ti), Al e Mg recalculados para 100%, ao invés de peso total (%) de óxidos, para identificação de enriquecimento em Al ₂ O ₃ indicando série magmática cálcio-alcalina.	46
Figura 15. Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) indicando enriquecimento em Fe e separando os campos de séries toleíticas e não toleíticas.	46
Figura 16. Diagrama tipo Harker de SiO ₂ x maiores, indicando a variação composicional das amostras em relação ao teor de sílica.	47
Figura 17. Diagrama de Miyashiro com a divisão entre série toleítica e série cálcio-alcalina utilizando como critério a razão FeO(t)/MgO.	48
Figura 18. Diagrama tipo Harker de SiO ₂ x traços, indicando a variação composicional das amostras em relação ao teor de sílica.	49
Figura 19. Diagrama de elementos terras raras normalizado para condrito de acordo com Boynton (1984), em que são identificados dois padrões geoquímicos.	51
Figura 20. <i>Spidergram</i> normalizado para N-MORB de acordo com Sun & McDonough (1989).	52
Figura 21. Diagramas discriminantes tectono-magmáticos triangulares para identificação do tipo de magmatismo. a) Nb-Zr-Y de Meschede (1986); b) Ti-Zr-Y de Pearce & Cann (1973); c) TiO ₂ -MnO-P ₂ O ₅ de Mullen (1983); d) Hf-Th-Ta de Wood <i>et al.</i> (1979).	55
Figura 22. Diagramas discriminantes tectono-magmáticos. a) Zr x Zr/Y de Pearce & Norry (1979); b) Zr x Zr/Y modificado por Pearce (1983); c) Zr x Ti de Pearce & Cann (1973); d) V x Ti de Shervais (1982) (BAI: basaltos de arco de ilhas).	57
Figura 23. Diagramas de Pearce (2008). a) utilização do proxy Th-Nb para contaminação crustal; b) utilização do proxy Ti-Yb.	58
Figura 24. Diagrama de Condie (2015) com as razões Nb/Th x Zr/Nb que definem três fontes que são manto enriquecido, manto depletado e manto hidratado, além do manto primitivo (MP).	59

Lista de Tabelas

Tabela 1. Dados de localização das amostras estudadas.	28
Tabela 2. Composição modal estimada das rochas portadoras de anfibólio do CPF.....	36

Abreviações

IBGE: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

CPF: Complexo Passo Feio

CMP: Complexo Metamórfico Porongos

ZCC: Zona de Cisalhamento de Caçapava

CDF: Cinturão Dom Feliciano

BSG: Bloco São Gabriel

Sumário

1 INTRODUÇÃO	13
1.1 Localização da Área de Estudo	13
1.2 Problemas e Hipóteses	14
1.3 Objetivos	15
1.4 Justificativa	16
2 REFERENCIAL TEÓRICO	17
2.1 Contexto Geológico Regional	17
2.2 Complexo Passo Feio	18
2.3 Geoquímica das Rochas Ortoderivadas Básicas do Complexo Passo Feio	21
2.4 Diagramas Tectono-Magmáticos	24
3 MATERIAIS E MÉTODOS	27
3.1 Tratamento dos Dados e Materiais Pré-existentes	27
3.1.1 Critérios de Seleção de Amostras para Geoquímica	28
3.1.2 Dados Petrográficos	29
3.2 Trabalho de Campo	29
3.3 Preparação de Amostras	30
3.4 Geoquímica de Rocha Total	30
3.4.1 ICP-OES e ICP-MS	31
3.4.2 Uso de Diagramas Discriminantes	32
4 RESULTADOS	33
4.1 Geologia Estrutural	33
4.2 Petrografia	36
4.2.1 Descrição Mesoscópica	37
4.2.2 Descrição Microscópica	38
4.3 Geoquímica de Rocha Total	41
4.3.1 Elementos Maiores e Traços	41
4.3.2 Elementos Terras Raras	50
4.3.3 Spidergrams	51
5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	53
6 CONCLUSÕES	62
REFERÊNCIAS	63
APÊNDICE	71

1 INTRODUÇÃO

1.1 Localização da Área de Estudo

A área de estudo localiza-se nos arredores da cidade de Caçapava do Sul, região central do Estado do Rio Grande do Sul. O acesso ao município se dá, saindo de Porto Alegre, pela BR-290 no sentido SW. Cerca de 200km depois, dobra-se para S na BR-392 (Fig. 1). As cartas topográficas utilizadas para a área de estudo tratam-se das folhas SH.22-Y-A-V-I MI-2996/1 e SH.22-Y-A-II-3 MI-2983/3 na escala 1:50 000 produzida pela Diretoria de Serviço Geográfico do Ministério do Exército.

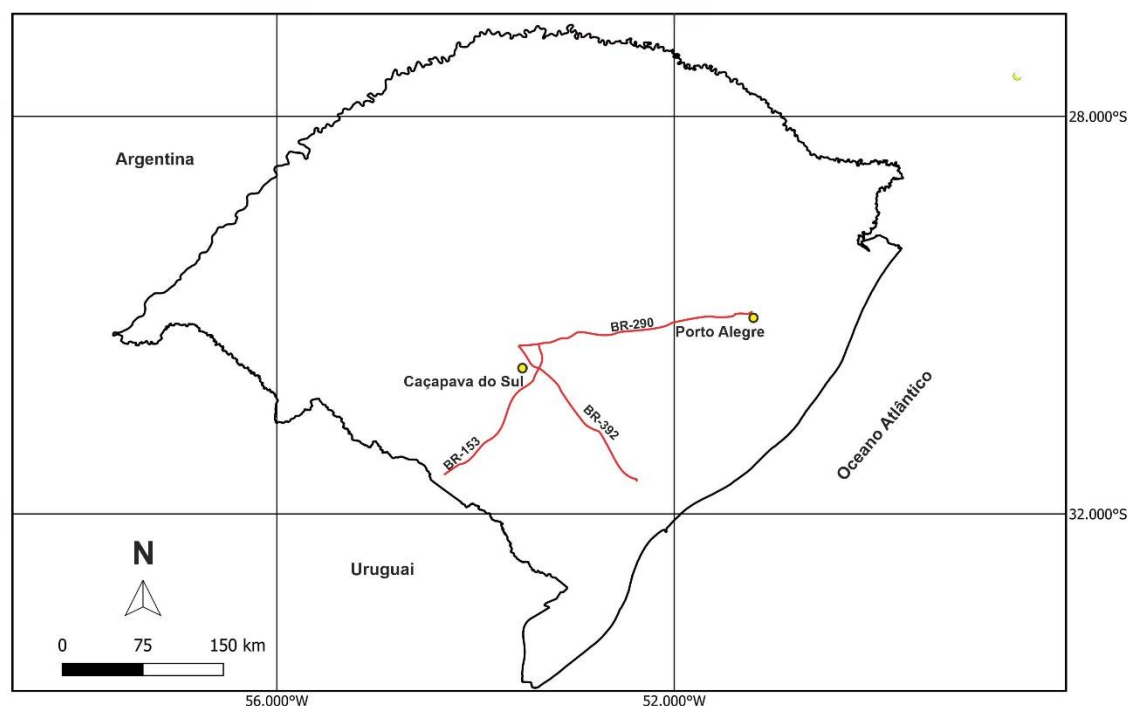


Figura 1. Localização e rodovias de acesso a área de estudo no estado do Rio Grande do Sul, partindo de Porto Alegre em direção ao município de Caçapava do Sul. Fonte: Autora com base nos dados vetoriais do IBGE.

1.2 Problemas e Hipóteses

O Complexo Passo Feio (CPF) é composto por rochas para- e ortoderivadas que foram deformadas e metamorizadas em fácies anfíbolito durante o Neoproterozoico. Dentre as diversas litologias que o compõem, destacam-se as rochas ortoderivadas, objeto de estudo deste trabalho de conclusão de curso.

A caracterização geoquímica das litologias ortoderivadas foi inicialmente discutida na década de 1980 (Bitencourt, 1983a, 1983b; Bitencourt & Hartmann, 1984a) e voltou a ser analisada em trabalhos mais recentes (Silva, 2007; Bicalho, 2018; Bicalho *et al.*, 2019). Nas primeiras publicações, as análises eram muito abrangentes quanto à distribuição espacial dessas litologias, porém alguns elementos menores e traços não foram analisados. Enquanto que nos estudos mais recentes, as análises químicas compreendem mais elementos, mas só foram analisadas amostras da porção norte do complexo.

Embora as rochas do CPF sejam de fácies anfíbolito, a exposição de rochas de menor grau metamórfico na porção norte é explicada por Borba *et al.* (2002) que, através de termocronologia por traços de fissão em apatitas, dataram uma falha normal NW, localizada mais ou menos no meio do corpo granítico. Essa falha abateu o bloco norte em relação ao bloco sul e, portanto, surge a hipótese de que, por estarem em níveis crustais diferentes, as rochas do Passo Feio sul x norte podem mostrar uma evolução do magmatismo do complexo.

Logo, a falta de alguns elementos traços impossibilita uma caracterização geoquímica e geotectônica precisa do CPF, no caso dos trabalhos mais antigos. Quanto aos trabalhos mais recentes, o fato de os dados adquiridos serem somente da porção norte do complexo impede a observação de variações do magmatismo básico na região, bem como sua caracterização.

O ambiente geotectônico de formação das rochas ortoderivadas básicas do complexo foi questionado recentemente por Bicalho *et al.* (2019) que a partir de geoquímica de rocha total e química mineral estabeleceu um modelo evolutivo para o CPF. Trata-se da abertura de um proto-oceano com a formação de um arco de ilhas onde as rochas do CPF teriam sido geradas. A problemática em relação a definição de ambiente geotectônico para as rochas do complexo está relacionada com a falta de dados geocronológicos, mas também com o fato de ela ter sido feita

considerando somente rochas da porção norte do CPF. Nesse sentido, para o real entendimento do possível ambiente geotectônico do complexo, são necessários dados geoquímicos aliados a uma distribuição espacial e dados geocronológicos de maior precisão.

Expandindo a discussão para o contexto geotectônico, o posicionamento do CPF sempre foi incerto. Inserido no Bloco São Gabriel, o complexo apresenta características que se aproximam, também, do Bloco Tijucas. Estudos recentes de Tennholm (2019) identificam condições metamórficas similares entre o CPF e o Complexo Metamórfico Porongos (CMP). A autora também sugere que os protólitos dos dois complexos podem ter, originalmente, representado uma mesma bacia de *rift*.

Nesse sentido, Costa (1997) identificou um lineamento contínuo de direção NE marcado por uma descontinuidade aeromagnética quase que totalmente coberta por sedimentos pós-colisionais da Bacia do Camaquã. Esse lineamento é considerado o limite entre os blocos São Gabriel e Tijucas e já foi interpretado como uma sutura por Fernandes *et al.* (1995a, 1995b) e é hoje entendido como uma zona de cisalhamento (Chemale Jr, 2000; Philipp *et al.*, 2016, 2018), mas sem dados de cinemática, geometria ou condições genéticas.

Conforme modelado por Costa (1997), esta zona de cisalhamento, chamada aqui de Zona de Cisalhamento de Caçapava (ZCC), mergulha em profundidade para leste, assim como a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, que limita a leste o Bloco Tijucas. Para Costa *et al.* (Subm.) a ZCC é uma estrutura diretamente relacionada ao CPF e, nesse sentido, quanto a geometria de estruturas regionais, o CPF se assemelharia melhor ao Bloco Tijucas, levando em consideração a proposta feita por Saalman *et al.* (2006) de que o sentido de mergulho das estruturas do Bloco São Gabriel é para oeste.

1.3 Objetivos

O objetivo principal é a caracterização, especialmente geoquímica, das rochas ortoderivadas buscando compreender como se deu o magmatismo básico do

Complexo Passo Feio. Tal objetivo será alcançado por meio dos seguintes objetivos específicos:

(I) Descrição de afloramento-chave para o entendimento da geologia estrutural do complexo;

(II) Descrição petrográfica das rochas ortoderivadas básicas e intermediárias;

(III) Caracterização geoquímica das rochas ortoderivadas básicas a partir da identificação de afinidades geoquímicas, geração de diagramas discriminantes e interpretação dos mesmos.

A partir do cumprimento destes objetivos, espera-se contribuir, também, para o contexto geotectônico do qual o complexo faz parte.

1.4 Justificativa

O CPF vem sendo amplamente estudado há muitos anos, mas ainda carece de análises geoquímicas que estejam distribuídas tanto na porção norte do complexo quanto na porção sul. Além disso, como citado anteriormente, as amostras da porção sul não possuem dados de todos os elementos traços, o que impossibilita maiores discussões considerando que os elementos terras raras, por exemplo, são essenciais para interpretações sobre magmatismo e tectonismo. Portanto, a junção de dados geoquímicos de maior qualidade com uma distribuição espacial no complexo das rochas ortoderivadas básicas pode contribuir para o entendimento do metamorfismo e do próprio magmatismo básico do complexo. Mesmo que se tratem de rochas metamórficas, o uso de diagramas discriminantes geoquímicos permite a identificação de afinidades geoquímicas que possibilitam a discussão sobre fontes mantélicas e ambientes geotectônicos. Nesse sentido, ainda é possível contribuir para o contexto geotectônico do complexo.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Contexto Geológico Regional

A Província Mantiqueira é caracterizada como um sistema orogênico Neoproterozoico NE-SW o qual se estende por mais de 3000 km desde o Sul da Bahia até o Uruguai (Almeida *et al.*, 2000). Localizado na porção meridional desta província está o Cinturão Dom Feliciano (CDF – Fig. 2), onde se insere a área de estudo. Possui extensão desde Santa Catarina, passando pelo Rio Grande do Sul até o Uruguai e é composto, no RS, pelo Bloco São Gabriel, Bloco Tijucas, Bloco Encruzilhada e Batólito Pelotas (Fernandes *et al.*, 1995a, 1995b; Basei *et al.*, 2011; Hartmann *et al.*, 2016; De Toni *et al.*, 2021).

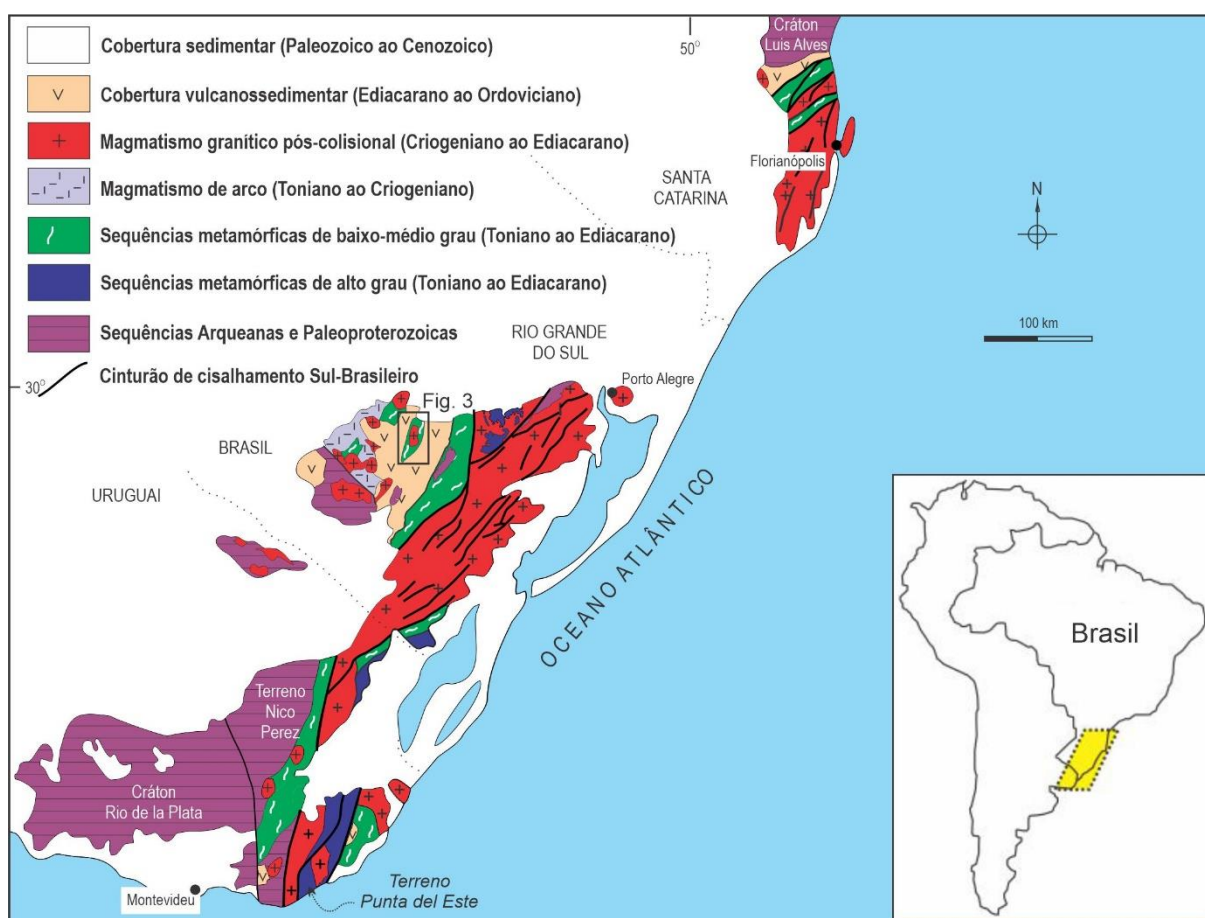


Figura 2. Mapa geológico do Cinturão Dom Feliciano com destaque para a área de estudo. Fonte: Modificado de Bitencourt & Nardi (2000).

Na porção oeste do CDF está o Bloco São Gabriel (BSG), limitado a sul pelo Lineamento de Ibaré e a leste pela Zona de Cisalhamento de Caçapava. Trata-se de um arco neoproterozoico de assinatura juvenil formado durante os estágios iniciais de evolução do CDF (Babinski *et al.*, 1996). O BSG está associado a dois arcos magmáticos denominados Passinho (930-880 Ma) e São Gabriel (770-220 Ma). O arco Passinho é registrado por ofiolitos dos Complexos Cerro Mantiqueiras e Ibaré (Arena *et al.*, 2016) e pelo Metadiorito Passinho (Leite *et al.*, 1998). O arco São Gabriel é composto por rochas dos Complexos Ibaré e Cambaí e da Fm. Campestre (Hartmann *et al.*, 2011).

O Complexo Passo Feio se encontra na porção leste do BSG, no limite entre os blocos São Gabriel e Tijucas, e consiste de uma sequência metavulcano-sedimentar supracrustal Neoproterozoica. Foi interpretada alternativamente como sendo parte de ambiente de margem passiva (Fragoso-César, 1991) ou de bacia do tipo *back-arc* (Fernandes *et al.*, 1992). O significado tectônico no que tange a bacia original em relação a evolução tectônica do BSG ainda não é bem compreendido (Lopes *et al.*, 2015).

O Bloco Tijucas possui ca. 1200km de extensão e, no RS, é limitado a leste pela Falha Passo do Marinheiro e Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, que faz limite com o Bloco Encruzilhada, enquanto que a oeste é delimitado pela Zona de Cisalhamento de Caçapava. Trata-se de uma bacia com depósitos vulcanossedimentares deformada e metamorfizada entre baixo e médio grau (Gruber *et al.*, 2016b; Pertille *et al.*, 2015). O CMP, o qual é uma unidade deste Bloco, é caracterizado por duas sequências tectonicamente imbricadas (Jost *et al.*, 1980; Höfig *et al.*, 2017; Battisti *et al.*, 2018), chamadas de Porongos I e Porongos II. De acordo com De Toni *et al.* (2021), as condições de pico do metamorfismo desta unidade são de 560-590°C e 5.8-6.3 Kbar e as de retrometamorfismo são de 550°C e 2.7 Kbar.

2.2 Complexo Passo Feio

O Complexo Passo Feio (CPF) é composto por metapelitos, anfibólio xistos e gnaisses, metagabros, metavulcanoclásticas, xistos magnesianos, gnaisses quartzo-

feldspáticos, mármore, quartzitos e metavulcânicas (Bitencourt, 1983b). Essas litologias encontram-se dispostas ao redor de um corpo intrusivo alongado na direção N-S, denominado Granito Caçapava (Fig. 3).

A geologia estrutural do CPF foi descrita por Bitencourt (1983a) que caracterizou as rochas do complexo como dispostas regionalmente em uma estrutura antiformal de duplo caimento, tendo no seu interior o Granito Caçapava. A autora descreveu três eventos deformacionais, D_1 , D_2 e D_3 . O primeiro evento (D_1) é descrito somente em lâmina petrográfica a partir de inclusões rotacionais em porfiroblastos com caráter pré-cinemático em relação a foliação principal (S_2). A segunda fase (D_2) é a responsável pela geração da foliação principal, de plano axial, que está representada em todas as litologias, mas cujo estilo e geometria são obliterados pela D_3 . O último evento deformacional (D_3) é representado pelo dobramento coaxial de F_2 em torno de F_3 , gerando as dobras que são facilmente reconhecidas na região e que configuram a estrutura antiformal citada anteriormente.

Os eventos metamórficos foram inicialmente descritos por Bitencourt (1983) e revelam um metamorfismo inicial M_1 , que ocorreu em condições de fácies anfíbolito, zona da estauroлита a ca. 700 Ma (Remus *et al.*, 2000) e um evento M_2 de caráter retrogressivo sobre fácies xistos verdes, zona da biotita, com idade contemporânea a intrusão do Granito Caçapava em 562 Ma (Remus *et al.*, 2000). Hartmann *et al.* (1990) discute o metamorfismo de fácies anfíbolito através de química mineral e observa que em todas as amostras analisadas, o anfíbólio está cristalizado na fácies anfíbolito, com composição desde hornblenda até tschermackita, registrando o evento M_1 . As bordas desses minerais de anfíbólio apresentam forte zonação para anfíbólio do tipo actinolita ou hornblenda na porção norte do CPF, enquanto que os da região sul não apresentam zonação. O autor conclui que, na região norte, o evento M_2 atingiu fácies xisto verde a anfíbolito, confundindo-se a química dos anfíbólios com o evento M_1 , ao passo que no sul, que atinge fácies anfíbolito, fica registrado através de duas gerações de anfíbólios. Entretanto, Bicalho *et al.* (2019) identificaram que os anfíbólios demonstram um metamorfismo progressivo em função do núcleo dos anfíbólios ser composto por actinolita e hornblendas magnesianas enquanto que as bordas são compostas por hornblendas e tschermakitas ferrosas. Logo, estes autores concluem que o metamorfismo atingiu fácies anfíbolito inferior, sem evidência clara de retrometamorfismo.

Os dados de proveniência do CPF ainda são escassos. Remus *et al.* (2000) dataram uma amostra (CERR-wr) de albita-muscovita-clorita xisto cuja idade da população de zircões Neoproterozoicos varia de 908 a 774 Ma. Lopes *et al.* (2015) realizaram um estudo de proveniência em 4 amostras de metapelitos das porções norte e sul do CPF utilizando método U-Pb em zircões detríticos. Os resultados mostram que as idades dos zircões variam de 3637 a 803 Ma, a qual é atribuído a possibilidade de que existam dois grupos de rochas sedimentares que possivelmente foram depositadas em diferentes condições e idades. O primeiro grupo é composto por 3 das 4 amostras analisadas, em que todas apresentam zircões com mais de 1,0 Ga. Os autores sugerem que esse grupo representa uma margem passiva como proposto por Fragoso-César (1991). O segundo grupo, composto pela 4^o amostra e pela amostra CERR-wr de Remus *et al.* (2000), possui contribuição Neoproterozoica que deriva da erosão do arco magmático Neoproterozoico, o que sustenta o modelo proposto por Fernandes *et al.* (1992), o qual sugere um ambiente de bacia do tipo *back-arc*.

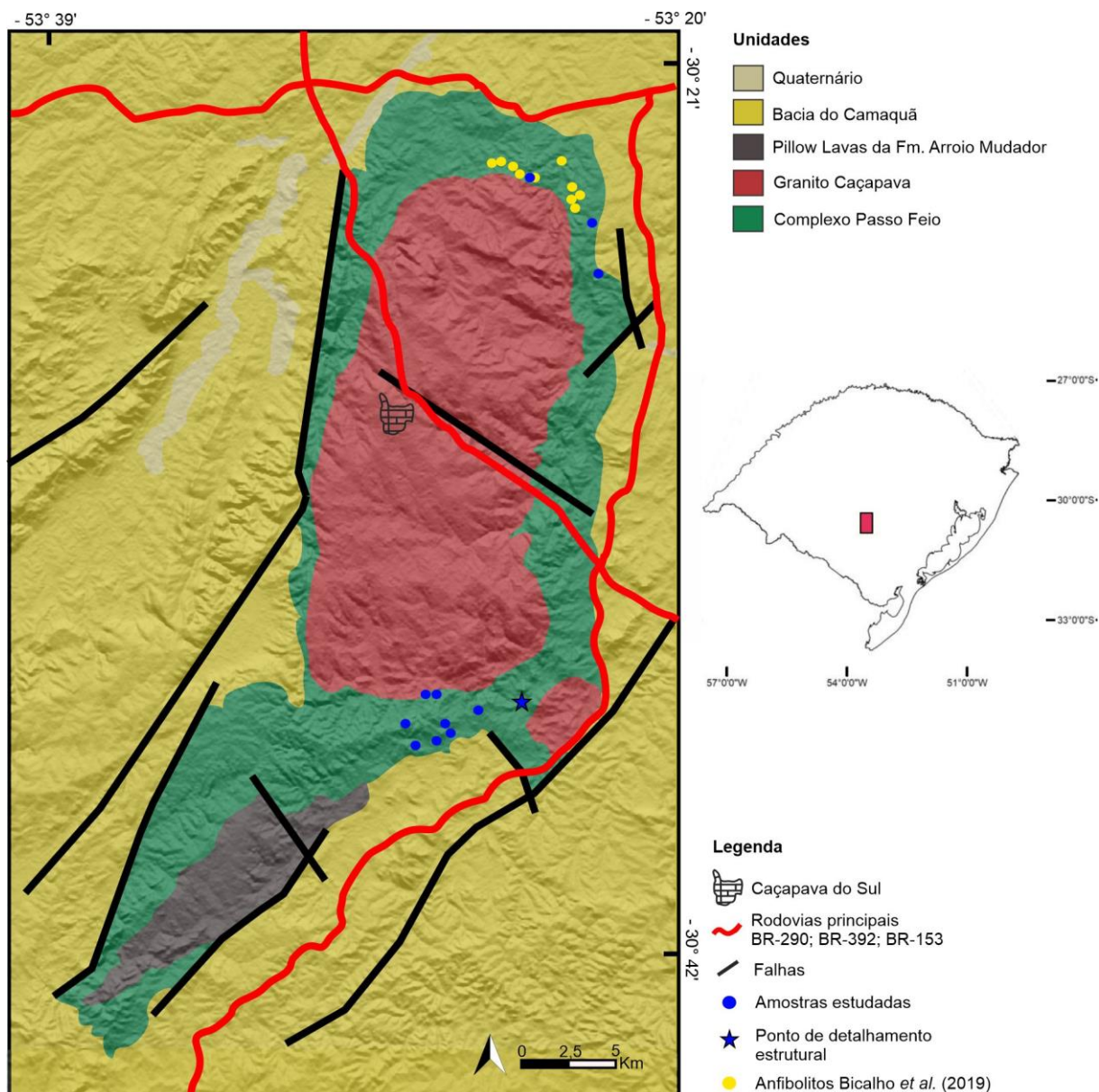


Figura 3. Mapa de localização e geologia da área de estudo com os pontos amostrados para geoquímica e ponto de detalhamento estrutural. Fonte: Modificado de Costa *et al.* (Subm.).

2.3 Geoquímica das Rochas Ortoderivadas Básicas do Complexo Passo Feio

Os anfibolitos, que já foram mais amplamente estudados (Bitencourt, 1983a, 1983b; Bitencourt & Hartmann, 1984a; Hartmann *et al.*, 1990; Silva, 2007; Bicalho, 2018; Bicalho *et al.*, 2019), são litologias de médio a alto grau, essencialmente compostas por hornblenda e plagioclásio e que são derivadas do metamorfismo de

rochas básicas ou de rochas sedimentares. Bitencourt (1983a, 1983b) realizou uma análise extensa dessa litologia, tendo-a classificado de forma genérica como anfibólio xistos, anfibólio gnaisses, metagabros, actinolita-tremolita xistos, tremolitos, clinocloro-tremolita xistos e plagioclásio-tremolita xistos.

Os trabalhos iniciais sobre os anfibolitos (Bitencourt, 1983a, 1983b; Bitencourt & Hartmann, 1984a) abordam, também, questões geoquímicas, tendo em vista que a petrografia e os dados de campo não se mostraram suficientemente elucidativos para a compressão dessa litologia. As discussões são, principalmente, quanto a gênese dessas litologias, ígnea ou sedimentar. Com base nos valores de Niggli, os anfibolitos são compatíveis com os padrões de diferenciação de rochas ígneas. Os altos valores de Cr, Co e Ni também apontam para uma origem vulcanogênica, mas sem descartar a mistura com materiais argilosos.

Os autores supracitados também analisam os elementos maiores e traços em diagramas discriminantes tais como TAS (Cox *et al.*, 1979), $\text{SiO}_2 \times \text{Zr/TiO}_2$ de Winchester & Floyd (1976), Miyashiro (1974), além de diagramas binários como $\text{TiO}_2 \times \text{Zr}$ e $\text{FeO}(t) \times \text{Ti}$, V e MnO. Identificam que os dados de zircônio indicam duas tendências opostas, a partir de valores na média de 100 ppm. Um grande número de amostras apresenta valores muito altos, bem acima de todas as médias apresentadas para essa litologia e outras se aproximam de valores compatíveis com rochas ultrabásicas. Algumas amostras também apresentam altos teores de titânio, sugerindo afinidade alcalina para este grupo, sendo reforçado quando se comparam os valores de zircônio, como citado anteriormente. Quando plotadas no TAS, essa tendência alcalina não é evidenciada, mas é importante compreender que Na_2O e K_2O na fácies anfibolito não são tão confiáveis, tendo em vista que apresentam alta mobilidade nesta faixa de temperatura.

Ainda analisando os resultados dos trabalhos de Bitencourt (1983a, 1983b) e Bitencourt & Hartmann (1984a), as amostras quando plotadas no diagrama de Winchester & Floyd (1976), que utiliza elementos relativamente imóveis como Zr e TiO_2 , plotam no campo de basaltos alcalinos e basanitos, sendo que o restante se situa no campo dos basaltos subalcalinos. Os autores partem então do princípio de que existem duas afinidades geoquímicas e as mesmas foram plotadas no diagrama de discriminação de Miyashiro (1974) para rochas não alcalinas, em que se utiliza $\text{FeO}(t)/\text{MgO}$ contra sílica. Assim, ficou constatado que as amostras de afinidade não-alcalina mostram afinidade toleítica.

Nos trabalhos mais recentes de Bicalho (2018) e Bicalho *et al.* (2019), foram analisados anfibolitos localizados na porção norte do CPF. A geoquímica de rocha total e a química mineral são abordadas com o intuito de classificar e identificar afinidades geoquímicas e estabelecer o ambiente geotectônico de formação dos anfibolitos do complexo. Os autores ainda realizam um comparativo dos anfibolitos com amostras de basaltos e pillow lavas do Arroio Mudador.

As amostras são classificadas quimicamente através dos diagramas TAS de Le Bas *et al.* (1986) e $Zr/TiO_2 \times Nb/Y$ modificado por Pearce (1996). Os basaltos, pillow lavas e anfibolitos são classificados como tendo composição basáltica a basáltica andesítica. Os autores identificam que as amostras apresentam grande similaridade nos dois diagramas e por isso entendem que deve ter havido pouca contaminação em função do metamorfismo, tendo em vista que o diagrama modificado por Pearce (1996) utiliza elementos imóveis. A afinidade geoquímica foi determinada a partir dos diagramas discriminantes $Nb/Y \times Zr/P_2O_5$ (Floyd & Winchester, 1975), $TiO_2 \times Zr/P_2O_5$ (Winchester & Floyd, 1976) e $P_2O_5 \times Zr$ (Winchester & Floyd, 1976), no qual foi constatada uma afinidade toleítica para as três litologias, com pequenas variações entre elas.

Através da utilização de diagramas discriminantes para ambientes geotectônicos, como $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (Mullen, 1983), Th-Hf-Ta (Wood *et al.*, 1979), Zr-Nb-Y (Meschede, 1986) e Zr-Ti-Y (Pearce & Cann, 1973), Bicalho *et al.* (2019) identificam que o ambiente de formação das amostras analisadas é de basaltos de arco vulcânico, ocorrendo até mesmo na sobreposição com outros campos. Algumas amostras plotam nos toleítos intraplacas, mas isso só ocorre no diagrama Zr-Nb-Y e em alguns diagramas, as amostras plotam no campo dos basaltos tipo MORB. Essas amostras com assinatura tipo MORB podem ter sido formadas no ambiente de arco vulcânico proposto no trabalho pelos autores.

Spidergrams mostram assinatura de zona de subducção quando normalizados para manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) e assinatura de arco vulcânico quando normalizados para MORB (Dilek & Furnes, 2011). Ainda apresentam assinatura de toleítos intra-arco e cálcio alcalinos através do diagrama Th/Yb – Ta/Yb (Pearce, 1982) e de ofiolitos de arco vulcânico (V-Ti) de Shervais (1982).

Por fim, Bicalho *et al.* (2019) propõem um modelo evolutivo com a abertura e fechamento de um proto-oceano através de um rift associado a um arco de ilhas.

2.4 Diagramas Tectono-Magmáticos

Os trabalhos pioneiros de Pearce & Cann (1971,1973) tinham o intuito de identificar magmas de diferentes ambientes tectônicos a partir da geoquímica. Os autores mostraram nos dois trabalhos que é possível, a partir do uso da geoquímica, a distinção de basaltos produzidos em ambientes geotectônicos conhecidos. Assim, produziram o que ficou conhecido como diagramas tectono-magmáticos.

Os diagramas tectono-magmáticos mais utilizados são aqueles que utilizam elementos traços de baixa mobilidade, tendo em vista que podem ser aplicados em rochas que apresentem alterações ou que foram metamorfizadas, como é o caso das rochas deste estudo. Logo, muitos diagramas utilizam elementos como Ti, Zr, Y, Nb e P, considerados pouco móveis na presença de fluidos aquosos, caso não haja alta atividade de F^- (Rollinson, 1993).

Nos trabalhos de Pearce & Cann (1971,1973) foram gerados diagramas triangulares utilizando os elementos imóveis Ti-Zr-Y para distinção entre basaltos de ilhas oceânicas (OIB) de basaltos de riftes meso-oceânicos (MORB). Já Wood *et al.* (1979) usaram a variação de Th-Ta-Hf para distinguir basaltos de arco de ilha de basaltos oceânicos (baixas razões de Ta/Th). Também realizaram a distinção entre OIB e MORB com base nas mais altas razões de Th/Hf e Ta/Hf nos OIBs. Mullen (1983) propôs um diagrama utilizando elementos menores MnO, TiO₂ e P₂O₅ que distingue basaltos de ambientes: MORB, toleítos e basaltos alcalinos de ilhas oceânicas e toleítos e basaltos cálcio-alcalinos de arco de ilha. Os elementos utilizados são relativamente imóveis e não são modificados por processos hidrotermais de temperaturas próximas a fácies de xisto verde. Por fim, Meschede (1986) utiliza Zr, Nb e Y para identificar os dois tipos de MORB existentes. O basalto do tipo normal é chamado de N-MORB e é depletado em elementos incompatíveis. O E-MORB deriva de regiões com influência de plumas mantélicas que normalmente são enriquecidas em incompatíveis.

O diagrama de Zr/Y x Zr de Pearce & Norry (1979) é útil para distinção entre basaltos do tipo OIB, MORB e intraplaca. Pearce (1983) modifica o diagrama para subdividir basaltos de arco de ilhas entre aqueles que foram gerados em arcos oceânicos, em que somente a crosta oceânica é utilizada na formação do arco, daqueles formados em arcos desenvolvidos em margens continentais ativas. No

caso, os basaltos continentais apresentam valores mais altos de Zr/Y e de Zr. O diagrama de Pearce & Cann (1973) modificado por Pearce (1982) inclui os campos de arco vulcânico, MORB e intra-placa utilizando Zr x Ti. Por fim, Shervais (1982) usa V x Ti para distinção entre basaltos de arco de ilhas, MORB e OIB. Os campos são subdivididos de acordo com a razão Ti/V. Os MORB plotam entre os raios 20 e 50, os OIB entre 50 e 100 e os de arco de ilha entre 10 e 20.

Pearce (2008) analisa a assinatura de basaltos oceânicos que podem auxiliar na reconstrução de paleo-oceanos, já que carregam o registro da evolução do manto terrestre. Foram estudados somente basalto oceânicos como basaltos de riftes oceânicos, de ilhas oceânicas e de platô oceânico, visando evitar possíveis contaminações crustais. O autor utiliza elementos como Ti, Th, Nb e Yb com o objetivo de gerar *proxies* geoquímicos que refletem condições ou processos físicos envolvidos na gênese destes magmas. Os diagramas de Th/Yb x Nb/Yb e TiO₂/Yb x Nb/Yb indicam fontes mantélicas entre N-MORB, E-MORB e OIB (Fig. 4). Na figura 4a, o autor utiliza o *proxy* Th-Nb para contaminação crustal, tanto na fonte quanto no magma contaminado posteriormente. Na figura 4b, o *proxy* utilizado de Nb-Yb é de variação total manto/fusão, subdividido em Ti-Yb (fusão) e Nb-Ti (contaminação do manto e taxa de fusão).

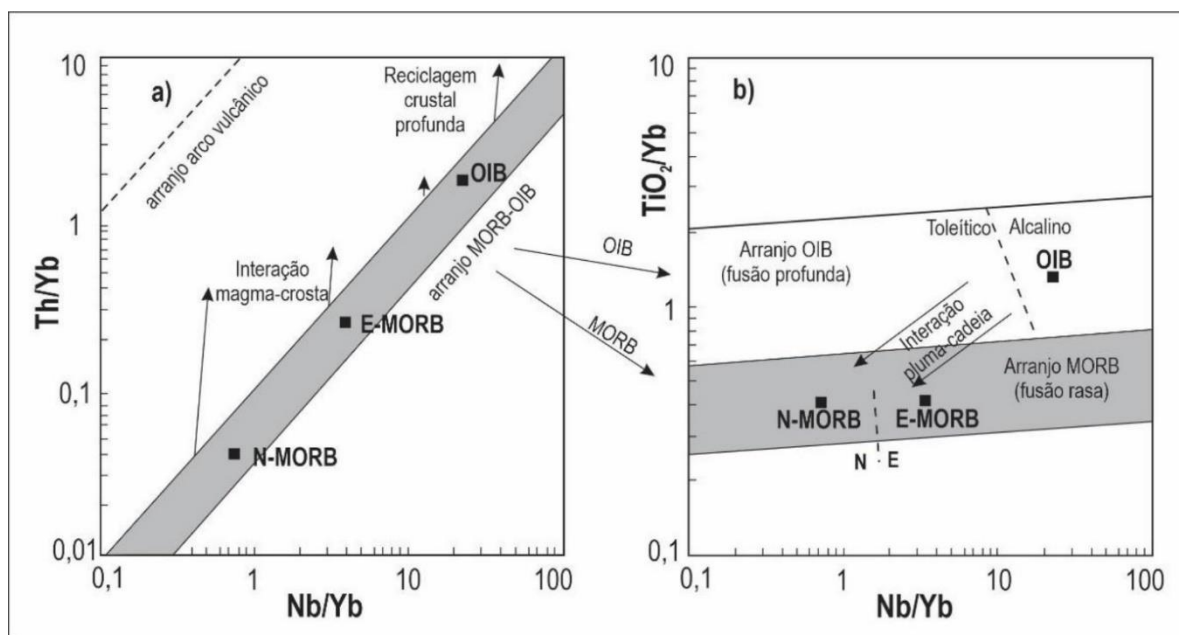


Figura 4. Diagramas de Th/Yb x Nb/Yb e TiO₂/Yb x Nb/Yb que indicam fontes mantélicas entre N-MORB, E-MORB e OIB. a) utilização do proxy Th-Nb para contaminação crustal; b) utilização do proxy Ti-Yb. Fonte: Modificado de Pearce (2008).

O diagrama de Condie (2015) define três principais domínios mantélicos que configuram a fonte dos basaltos oceânicos modernos e que podem ser utilizados para identificar os ambientes tectônicos. Este diagrama foi criado tendo em vista que as fontes podem estar relacionadas a mais de um tipo de ambiente, que variações na taxa de fusão podem afetar a distribuição de elementos incompatíveis, que o metamorfismo e a alteração de rochas podem vir a alterar a distribuição de elementos traços e que a composição da fonte mantélica pode se modificar em função de contaminações de magmas basálticos com crosta continental.

Nesse sentido, o diagrama formado entre as razões Nb/Th x Zr/Nb define as três fontes como manto enriquecido (EM), manto depletado (DM) e manto hidratado (HM). DM trata-se de uma fonte distribuída na astenosfera associada a riftes oceânicos e possui razões de Zr/Nb >20 e Nb/Th >8, enquanto que o EM apresenta Zr/Nb <20, mantendo altos valores de Nb/Th, e representa fontes de basaltos de platôs oceânicos e basaltos de ilhas oceânicas, comumente associados a plumas. A fonte HM é normalmente associada com a cunha mantélica modificada por subducção e apresenta valores baixos de Nb/Th <8 e Zr/Nb variável (Fig. 5).

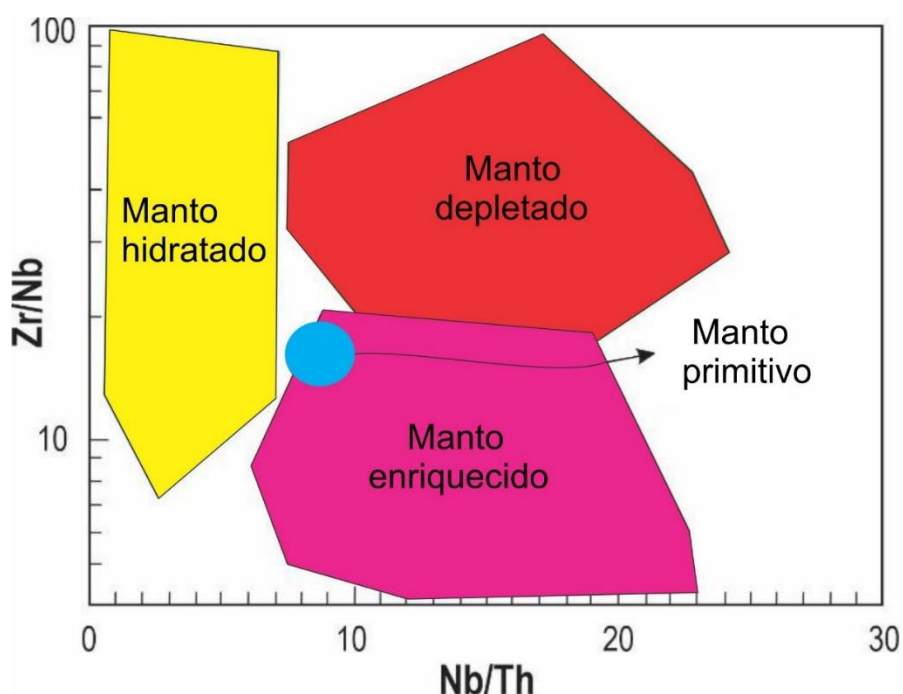


Figura 5. Diagrama Zr/Nb x Nb/Th em que estão identificados os três principais domínios mantélicos, sendo manto enriquecido, manto depletados, manto hidratado e também manto primitivo. Fonte: Modificado de Condie (2015).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia empregada neste trabalho conta com diversos métodos que foram utilizados visando atingir os objetivos propostos. São abordados nesta seção o tratamento de materiais pré-existentes, trabalho de campo, preparação de amostras e geoquímica de rocha total.

O primeiro objetivo, de descrever a geologia estrutural do CPF, foi alcançado a partir da realização de um detalhamento estrutural em um afloramento-chave, na etapa de trabalho de campo. Essa etapa aborda questões referentes ao campo e também da análise dos dados obtidos.

Para o segundo objetivo, de descrição petrográfica das rochas ortoderivadas básicas e intermediárias, foram recuperados e reprocessados dados de Bitencourt (1983a, 1983b), que incluem descrições petrográficas e lâminas delgadas, aliado a dados obtidos no trabalho de campo.

Para a identificação de afinidades geoquímicas, foram recuperados pós das 35 amostras de rochas portadoras de anfibólio que foram analisados na dissertação da autora supracitada. A partir de uma revisão dos dados pré-existentes, 12 destas amostras foram selecionadas para uma nova análise química, em que são adicionados elementos traços que não foram previamente analisados. A geração dos diagramas discriminantes com os novos dados geoquímicos obtidos através de ICP-OES e ICP-MS é fundamental para a compreensão do magmatismo básico do complexo.

3.1 Tratamento dos Dados e Materiais Pré-existentes

Uma parte importante da dissertação de Bitencourt (1983b) é a caracterização geoquímica das chamadas rochas portadoras de anfibólio, que são rochas que possuem essencialmente anfibólio e plagioclásio, mas que não foram definidas como anfibólitos *stricto sensu* por não estarem, necessariamente, na fácies anfibólito. A recuperação dos dados da dissertação inclui: localização de pontos,

lâminas e descrições petrográficas, tabelas de análises modais, tabelas de dados geoquímicos para elementos maiores e traços e amostras já preparadas para análise química. A localização dos pontos foi retirada dos mapas apresentados na dissertação da autora supracitada e foram georreferenciados e plotados novamente no software Qgis®. Os dados de UTM's estão dispostos na tabela 1.

Tabela 1. Dados de localização das amostras estudadas.

Amostra	UTM
MF-41	262735mE 6608072mN
MF-51B	262495mE 6608100mN
MT-117	265886mE 6634067mN
FM-35	268933mE 6632319mN
FM-62	269291mE 6628508mN
MF-59A	264719mE 6606847mN
EN-47	263100mE 6605550mN
MF-37A	263238mE 6606101mN
FS-173	263499mE 6605683mN
FS-83	261646mE 6606095mN
GM-143	261954mE 6605030mN
GM-33	Fora do mapa de Bitencourt (1983)

3.1.1 Critérios de Seleção de Amostras para Geoquímica

Na dissertação foram realizadas 35 análises químicas nas rochas portadoras de anfibólio, como citado anteriormente. Uma grande parte dos pós preparados para essas análises se encontravam disponíveis e com pós restantes suficientes para a realização de uma nova análise. Isso é importante porque o CPF é um complexo amplamente estudado há muitos anos, e a recuperação de dados é de extrema importância para que não haja perda de informações relevantes. Dessas 35 amostras que foram analisadas no início da década de 1980, 12 foram selecionadas a partir de certos critérios como: (1) a quantidade de pó restante tinha de ser, no mínimo, de 10g; (2) apresentar baixo percentual de perda ao fogo (PF), porque amostras com alto PF já não refletem mais as características químicas originais da rocha, e sim as alterações em função do metamorfismo; (3) amostras que

representassem um líquido, excluindo aquelas que pudessem ser cumulados, como por exemplo, amostras com altos teores de MgO; (4) amostras com características mais básicas, que refletissem o magmatismo original da região.

Com as amostras escolhidas, foi possível realizar uma nova análise química que permitiu uma maior acurácia nos resultados, tendo em vista a evolução das técnicas analíticas utilizadas, como ICP-MS. Com os métodos atuais, foi possível detectar valores de elementos traços antes não identificados, como o Nb e Rb, além dos elementos terras raras.

3.1.2 Dados Petrográficos

Diversas descrições petrográficas oriundas da dissertação de Bitencourt (1983b) permitem uma ideia geral acerca da petrografia dessas amostras. Com elas, foi gerado um arquivo digital com todas as descrições de lâminas delgadas disponíveis. Ademais, foram recuperados dados de localização dos pontos e dados modais das amostras. Algumas lâminas petrográficas também foram recuperadas.

3.2 Trabalho de Campo

No trabalho de campo, realizado entre os dias 12 e 15 de abril de 2019 na região de Caçapava do Sul, foi visitado um afloramento-chave para a realização de um perfil de detalhe estrutural, no qual foram medidas as estruturas principais do complexo e coletadas amostras orientadas. A amostragem foi feita em duas rochas metavulcânicas intermediárias. O tratamento dos dados de campo foi realizado a partir da apresentação das atitudes das estruturas planares e lineares em uma projeção estereográfica de hemisfério inferior, o qual é produzido pelo software Stereo32®. Os produtos deste foram editados e vetorizados utilizando o software CorelDrawX9®, no qual foi confeccionado um perfil do detalhe com a apresentação dos estereogramas e das fotografias representativas do afloramento-chave.

3.3 Preparação de Amostras

A preparação de amostras é um método importante tendo em vista que é a partir dele que são confeccionadas as lâminas delgadas orientadas que posteriormente são descritas e também é a etapa onde as amostras são moídas para análise química.

As amostras coletadas no trabalho de campo foram cortadas e usadas para a confecção de lâminas delgadas, realizada no Laboratório de Preparação de Amostras da UFRGS. Para a análise geoquímica, as 2 amostras coletadas no campo, juntamente com as 12 amostras retiradas de Bitencourt (1983b), foram moídas a 200 *mesh* e quarteadas para obtenção do tamanho adequado para análise, sendo utilizadas 10g.

As duas lâminas produzidas por este trabalho, bem como 5 lâminas de Bitencourt (1983b), foram analisadas com o microscópio Olympus BX51 do Laboratório de Microscopia do Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq) da UFRGS.

3.4 Geoquímica de Rocha Total

As análises geoquímicas foram realizadas em 14 amostras de litologias ortoderivadas do CPF no laboratório *Activation Laboratories Ltd.* (Actlabs), localizado na cidade de Ancaster, Canadá. Os elementos maiores e alguns elementos traços foram analisados pelo método de espectrometria de emissão ótica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES). Os demais elementos traços foram analisados pelo método de espectrometria de massa por plasma indutivamente acoplado (ICP-MS). Os diagramas geoquímicos discriminantes foram gerados a partir do software GCDkit.

3.4.1 ICP-OES e ICP-MS

O ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrometry*) foi utilizado para identificação quantitativa dos elementos maiores, com limite de detecção de 0,001 a 0,01%, e também do Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr, cujo limite de detecção é de 1 a 5 ppm. O ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) foi utilizado para os demais elementos traços e elementos terras raras, com limite de detecção de 0,05 a 30 ppm. São métodos de análise que provêm análises isotópicas e multielementares, podendo determinar cerca de 90% dos elementos presentes na tabela periódica, até mesmo em baixíssimas concentrações. Utiliza-se como fonte de ionização um plasma de argônio de alta energia e um espectrômetro de massa como detector. A amostra a ser analisada é introduzida em uma tocha com fluxo de gás, usualmente argônio, em que é formado o plasma. Os íons produzidos são extraídos e transportados para o espectrômetro de massa através de uma interface (Thomas, 2001). As amostras foram analisadas através do equipamento Perkin Elmer ELAN 9000 ICP-MS que realiza análises no nível de partes por trilhão ou menos (Fig. 6).



Figura 6. Ilustração do equipamento Perkin Elmer Sciex ELAN 9000 ICP-MS. Fonte: Extraído de Elan®9000 (2005).

3.4.2 Uso de Diagramas Discriminantes

Para a análise dos resultados geoquímicos a partir de ICP-OES e ICP-MS, são elaborados diagramas geoquímicos discriminantes a partir do uso do software GCDKit (Janousek *et al.*, 2006). Trata-se de um programa que recalcula dados geoquímicos de rochas ígneas e metamórficas a partir da confecção de uma tabela com os teores dos elementos, seja em peso% ou ppm. Nesse sentido, foram gerados diagramas geoquímicos, tanto para os elementos maiores quanto para os elementos traços. Esses arquivos são então salvos em *metafile (wmf)* e editados no software CorelDrawX9®.

4 RESULTADOS

4.1 Geologia Estrutural

O detalhamento estrutural foi realizado em afloramentos-chave na porção sul do complexo em um perfil de 60 m de comprimento na direção NW-SE (Fig. 7), onde se observa a intercalação de estruturas relacionadas a D_2 e D_3 . Além do detalhamento em escala 1:100, foram coletadas 2 amostras ortoderivadas de composição intermediária, além de rochas parametamórficas intercaladas.

Na porção inicial do perfil (SE), a foliação principal é a regional (S_2), descrita por Bitencourt (1983a, 1983b) como sendo paralela aos planos axiais de dobras isoclinais recumbentes desenvolvidas sobre a primeira foliação (S_1). Portanto, trata-se de uma foliação de plano axial das dobras F_2 , com direção NNW-SSE e ângulos que variam de 0° a 50° (Fig. 8a). Apresenta lineação de estiramento (L_2) observada em veios de quartzo paralelos à foliação regional e lineação de eixo de baixo *rake* ($2-15^\circ$), com caimento para NE ou SW, marcada pela crenulação desenvolvida na S_2 (L_B).

No perfil, observa-se intercalação de diferentes litologias como xistos pelíticos, anfibólitos, metavulcânicas e rochas metavulcano-sedimentar de espessura principalmente centimétrica a métrica. A foliação regional (S_2) é melhor desenvolvida nos xistos pelíticos e é marcada por uma textura lepidoblástica das micas. Nas rochas anfibolíticas, essa foliação é marcada pela textura nematoblástica dos anfibólios e/ou desenvolvimento de bandas composicionais paralelas à foliação S_2 .

Seguindo para noroeste, dobras sobre S_2 geram clivagem de crenulação de plano-axial, subvertical (Fig. 8b). Essas clivagens tornam-se mais desenvolvidas, gerando uma foliação dominante, chamada de S_3 . Ocorrem, então, zonas de alta deformação de espessura métrica a decamétrica, em que a foliação S_3 é subvertical de direção NE-SW e apresenta lineação de estiramento (L_3) com baixo *rake* ($0-10^\circ$), sendo visível em veios de quartzo estirados.

Na zona de alta deformação, em que a S_3 se torna a foliação principal, ocorrem restos das dobras sobre S_2 (Fig. 8c) e também *pods* de S_2 preservada (Fig.

8d). Esses *pods* têm eixo de maior dimensão com direção NE-SW e variam de tamanho, chegando a 3 m de comprimento. Alguns deles são de rochas anfibolíticas de granulação grossa, por vezes com aspecto gabroico, que formam corpos mais maciços envelopados pelo xisto pelítico (Fig. 8e). Foi observada também uma clivagem de fratura de espaçamento descontínuo, interpretada como uma quarta foliação (S_4). A intersecção de S_4 com a S_2 gera uma lineação de intersecção de baixo *rake* ($10-20^\circ$) no plano da S_4 com caimento para SE.

Indicadores cinemáticos, como veios de quartzo deformados (Fig. 8f) e a transposição da S_2 pela S_3 apresentam movimento horário nas zonas de S_3 . Considerando que a S_3 é gerada com o dobramento de S_2 , os planos axiais dessas dobras são paralelos a S_3 e essa cinemática dextral ocorre sistematicamente nos dois flancos da dobra. Isso sugere cisalhamento do tipo simples, que pode indicar uma zona de cisalhamento transcorrente dextral em uma maior escala no CPF.

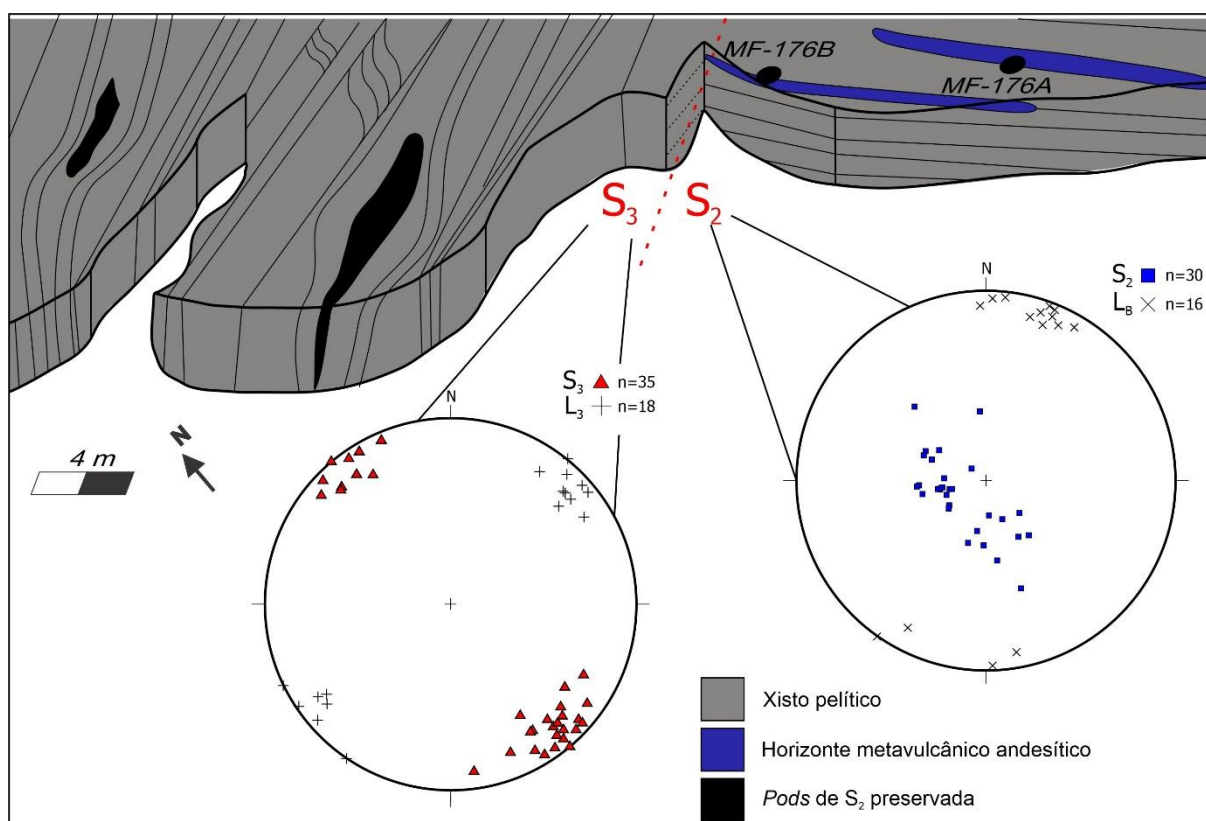


Figura 7. Perfil esquemático de detalhamento estrutural do ponto MF-176 com os estereogramas das foliações S_2 e S_3 juntamente com as lineações L_B e L_3 . Ocorre predomínio da foliação S_2 na parte inicial do perfil (SE) que depois passa a ter a S_3 como a foliação predominante, com *pods* preservados de S_2 .

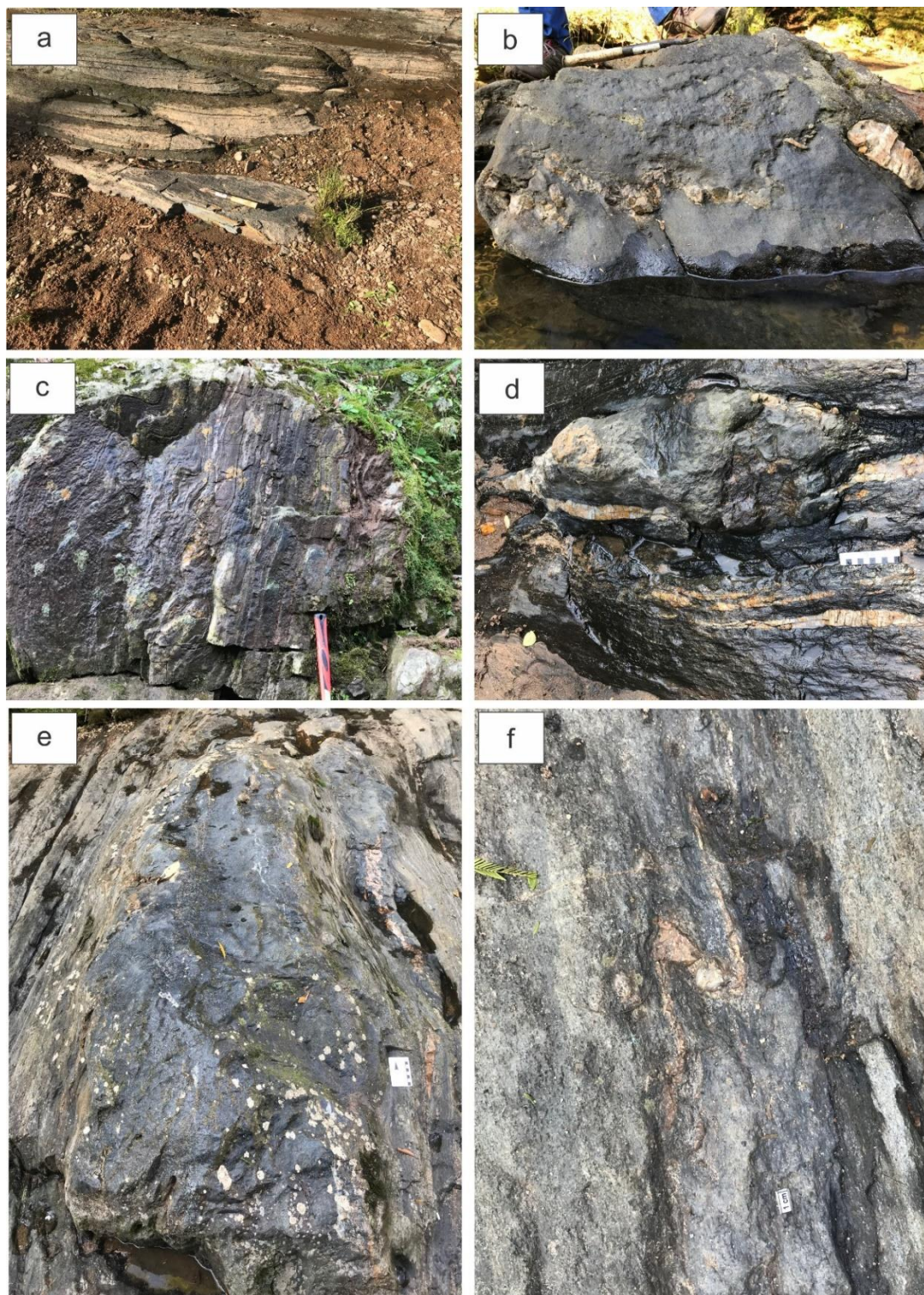


Figura 8. Estruturas de mesoescala observadas no perfil estudado. a) Porção inicial do perfil com S_2 predominante; b) Crenulação da S_2 . c) Porção do perfil em que a S_3 se torna a foliação principal, com restos de F_3 ; d) *Pods* em que S_2 está preservada na zona de alta deformação; e) *Pod* de aspecto gabroico que está envelopado pelo xisto pelítico; f) Dobra em veio de quartzo deformado indicando rotação destal de S_3 .

4.2 Petrografia

Este item foi escrito a partir de materiais pré-existentes que foram analisados e reinterpretados. A petrografia foi feita a partir de materiais pré-existentes e de dados novos desse projeto, para sua caracterização mesoscópica. A caracterização microscópica foi realizada a partir de materiais pré-existentes que foram analisados e reinterpretados. A composição modal observada nas 12 amostras foi extraída de Bitencourt & Hartmann (1984a) e está resumida na tabela 2.

Tabela 2. Composição modal estimada das rochas portadoras de anfibólio do CPF.

Rochas Portadoras de Anfibólio												
Amostra	Anfibólio xisto				Anfibólio gnaisse			Metagabro				
	MF-41	MF-51B	MT-117	GM-33	FM-35	FM-62	MF-59A	EN-47	MF-37A	FS-173	FS-83	GM-143
Actinolita			75	70		28		1	70	80	55	50
Hornblenda	60	68	Tr		65		47	60				
Plagioclásio	30	30	13	28	18		40	29	5	15	15	35
Titanita		0,5	1	Tr			0,5	10	5	2		
Epidoto		0,5	10	Tr	10	6		Tr	20	2	20	5
M. Opacos		1	1	2	2	6				1	2	
Quartzo	10				5	10	10				8	
Clorita												10
Apatita		Tr					Tr					
Albita						47						
Calcita						3	2,5					
Barita							Tr					
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Conforme citado anteriormente, Bitencourt (1983a, 1983b) divide as rochas portadoras de anfibólio em 3 grupos a partir da petrografia: anfibólio xistos, anfibólio gnaisses e metagabros. Além disso, ainda encontra diferenças entre aquelas que se localizam na parte sul das que estão na parte norte do complexo, tendo em vista as diferenças de grau metamórfico. Os anfibólio xistos e anfibólio gnaisses ocorrem tanto no norte quanto no sul, e no norte passam a ter composições mineralógicas mais complexas. Entretanto, os chamados metagabros ocorrem somente na porção sul, preferencialmente na porção S-SE do complexo.

4.2.1 Descrição Mesoscópica

Na porção sul do CPF, os anfibólitos xistos são rochas de coloração preta, mesmo quando alteradas, cuja estrutura planar é definida pela orientação dimensional de prismas de anfibólito. A xistosidade é frequentemente acompanhada de lineação mineralógica dada pelo alongamento destes minerais prismáticos. Em direção ao norte, esta litologia tem foliação marcada por prismas de actinolita em planos, com ou sem lineação mineralógica. Nos termos mais finos, a estrutura planar é uma clivagem ardósiana.

Os anfibólitos gnáisses, no sul, são rochas cuja feição dominante é o bandamento, chegando, por vezes, a constituir verdadeiros anfibolitos listrados. Quando assim ocorrem, possuem uma estrutura planar melhor delineada, na banda máfica, em função do alinhamento dimensional de prismas de anfibólito. Também ocorre bandamento irregular, com grande variação de espessura de bandas. Neste caso, o alinhamento depende diretamente da espessura e da granulação das bandas. A ocorrência de quartzo nessas rochas é muito restrita, porém, na tabela dos dados modais, percebe-se que das três amostras de anfibólito gnáisse, duas apresentam alta porcentagem de quartzo. Entretanto, as duas amostras se localizam na porção norte do complexo. No norte, essas rochas podem ser maciças. Quando bandadas, o bandamento é marcado pela alternância irregular dos termos de composição/granulação diversas e, nas bandas mais finas, pode estar acompanhado de xistosidade. Importante ressaltar que a amostra FM-62, que apresenta dados modais um tanto anômalos, trata-se de uma banda bastante félsica num anfibolito intensamente retrometamorfizado, localizado na porção norte do complexo.

Já os metagabros são rochas de coloração cinza escura a preta, granulação média a grossa, com estrutura maciça a ligeiramente foliada, cuja relação com as rochas regionais não é clara. São rochas extremamente fraturadas e se alongam na direção da foliação regional, sendo envolvidos por tremolita-hornblenda xistos. São denominadas assim em função do seu aspecto macroscópico lembrar o de uma rocha gabroica. Como citado anteriormente, não ocorrem na porção norte do complexo.

As amostras coletadas no trabalho de campo são rochas metavulcânicas andesíticas de estrutura planar xistosa e se encontram em uma camada sub-horizontal concordante com a foliação regional (Fig. 9). É possível observar que estas amostras ainda apresentam porfiroclastos de plagioclásio e anfibólio em uma matriz quartzo-feldspática. A orientação destes porfiroclastos, juntamente com camadas descontínuas mais grossas, marcam a foliação regional (S_2). No perfil em que foram coletadas, como descrito no item anterior, as rochas anfibolíticas são maciças como na figura 8b, mas por vezes são xistosas.



Figura 9. Parte do afloramento com predomínio da foliação regional (S_2) em que foram coletadas duas amostras de rocha metavulcânica intermediária.

4.2.2 Descrição Microscópica

Para caracterização em microescala, foram analisadas lâminas petrográficas de amostras representativas das rochas ortoderivadas básicas. As amostras apresentam algumas diferenças em função da variação de grau metamórfico do sul

para o norte do CPF. Portanto, serão descritas as características das amostras do sul e comentadas as diferenças encontradas para norte.

Os anfibólio xistos são de modo geral equigranulares, mais raramente porfiroblásticos. A xistosidade é definida pelo alinhamento de prismas de anfibólio e agregados de plagioclásio estirados. Possuem textura nematoblástica dominante, com a textura granoblástica ocorrendo eventualmente e restrita às bandas félsicas. Conforme indicado na tabela 2, os minerais essenciais desta litologia são actinolita, hornblenda e plagioclásio. Constituem acessórios comuns o quartzo, titanita, epidoto e minerais opacos. É mais comum a ocorrência de hornblenda que de actinolita, e é frequente a ocorrência de núcleos de hornblenda envolvidos por bordas de actinolita. Os cristais de plagioclásio raramente apresentam maclas complexas, sendo predominantemente andesina (An_{35-45}) e mais raramente albita (An_{0-5}). Normalmente se encontram em desequilíbrio, pontilhados de sericita e epidoto.

Os anfibólio xistos da porção norte possuem granulometria mais fina, e observa-se uma ampla predominância de anfibólio da série actinolita-tremolita; em algumas seções são encontrados prismas curtos com forte pleocroísmo que podem representar cristais remanescentes de hornblenda. Os cristais de plagioclásio, que provavelmente são de albita, são límpidos e desprovidos de maclas. Em algumas seções estão em desequilíbrio, mais parecidos com os cristais de plagioclásio das amostras do sul.

Os anfibólio gnaisses apresentam bandas finas a grossas, com alinhamento dimensional de prismas de anfibólio. Nos termos mais grossos, a xistosidade torna-se mais fracamente desenvolvida com cristais da matriz, que estão levemente orientados, envolvendo cristais maiores. É frequente a ocorrência de coroas de reação de actinolita em torno de hornblendas. Os minerais essenciais são, assim como nos anfibólio xistos, hornblenda, actinolita e plagioclásio. Apresentam também epidoto, minerais opacos e quartzo. Os cristais de hornblenda são xenomórficos a subidiomórficos, por vezes com hábito prismático alongado. Quando formam porfiroblastos, estes frequentemente são poiquiloblásticos. A actinolita ocorre normalmente intercrescida com a hornblenda. Os cristais de plagioclásio em geral não apresentam maclas, mas quando ocorrem são maclas polissintéticas. Os cristais se encontram em desequilíbrio com grau de epidotização-sericitização incipiente nos

núcleos até ter quase preencher todo o cristal. Algumas amostras apresentam albita na forma de cristais límpidos, de baixo relevo e nunca maclados.

Ao norte, a xistosidade nas bandas mais finas por vezes contorna grãos e agregados lenticulares de albita. A hornblenda não apresenta orientação preferencial e as suas bordas apresentam com frequência características óticas de actinolita. Nos tipos xistosos, observa-se um posicionamento pré-cinemático dos porfiroblastos de hornblenda em relação à estrutura planar definida por prismas alongados de actinolita.

Os metagabros revelam ampla dominância da textura granoblástica equigranular e inequigranular, em que fenoblastos de plagioclásio e anfibólio ocorrem imersos em matriz de granulação em torno de 0,01 mm, de mesma composição. A textura ígnea remanescente é observável em algumas amostras e é dada por fenocristais de plagioclásio e, mais raramente, de hornblenda, parcialmente substituídos. Não se observa orientação dos constituintes destas rochas. Os minerais essenciais são anfibólio e plagioclásio, com epidoto ocorrendo como acessório. Titanita, epidoto e minerais opacos são acessórios comuns, enquanto que a ocorrência de quartzo é rara. Os fenocristais de anfibólio são idiomórficos a xenomórficos, com tamanho médio de 1,5 mm. Frequentemente ocorrem zonados, com núcleo incolor e borda verde clara. Contêm inclusões de plagioclásio, minerais opacos e titanita, com as duas últimas alinhadas ao longo das clivagens. Não foi possível diagnosticar se os anfibólios são da série actinolita-tremolita ou da série das hornblendas magnesianas, apesar de que essas rochas ocorrem próximas aos xistos magnesianos. Ocorrem actinolitas aciculares sobre os demais constituintes na forma de finas agulhas. O plagioclásio é menos abundante, frequentemente sem maclas e com alto grau de epidotização e sericitização, raramente ocorrendo na forma de cristais límpidos. Por fim, a matriz tem granulação fina a muito fina e é constituída por grãos xenomórficos de plagioclásio, albita, anfibólio e teores variados de epidoto.

4.3 Geoquímica de Rocha Total

Para a caracterização geoquímica, foram selecionadas 11 amostras ortoderivadas de acordo com Bitencourt (1983b), com o teor de SiO₂ característico de rochas básicas (< 52%). Os teores de elementos maiores e traços são apresentados no Apêndice. Dados de nove amostras de anfibolitos localizadas na porção norte do complexo, retirados de Bicalho *et al.* (2019), foram incluídos para comparação.

Para identificar critérios de separação geoquímica para as amostras analisadas, elas foram primeiramente divididas nos diagramas de acordo com a separação petrográfica descrita por Bitencourt (1983b). Assim, temos três símbolos diferentes que identificam cada um dos grupos petrográficos (anfibólio xisto, anfibólio gnaiss e metagabro), além de uma quarta simbologia para os dados da bibliografia.

A inclusão dos dados geoquímicos dos anfibolitos de Bicalho *et al.* (2019) é importante em função de diversos aspectos. Um deles trata da questão relacionada à diferença petrográfica e metamórfica entre a porção norte e sul do complexo. Portanto, uma comparação geoquímica entre essas duas porções é importante e, enquanto a maioria das amostras deste estudo encontram-se na porção sul, as de Bicalho *et al.* (2019) estão todas localizadas na porção norte.

4.3.1 Elementos Maiores e Traços

As rochas ortoderivadas básicas possuem composição em peso de SiO₂ (48,61 – 51,51 %), Al₂O₃ (12,68 – 17,56 %), Na₂O (1,42 – 3,2 %), MgO (4,04 – 6,72 %), K₂O (0,14 – 0,8 %), TiO₂ (0,88 – 2,18 %), CaO (8,76 – 12,57 %) e Fe₂O₃(t) (8,9 – 15,15 %). A perda ao fogo varia entre 1,49 a 2,74 %. Os dados das amostras analisadas indicam caráter metaluminoso de acordo com o diagrama A/CNK x A/NK (Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O x Al₂O₃/Na₂O+K₂O) de Shand (1943 – Fig. 10). O diagrama TAS (Na₂O + K₂O vs SiO₂) de Le Bas *et al.* (1986 – Fig. 11) indica que as amostras são básicas, subalcalinas e sua composição corresponde à de basaltos e andesito

basálticos, com teores um pouco mais elevados de álcalis (Na_2O e K_2O) do que as de Bicalho *et al.* (2019).

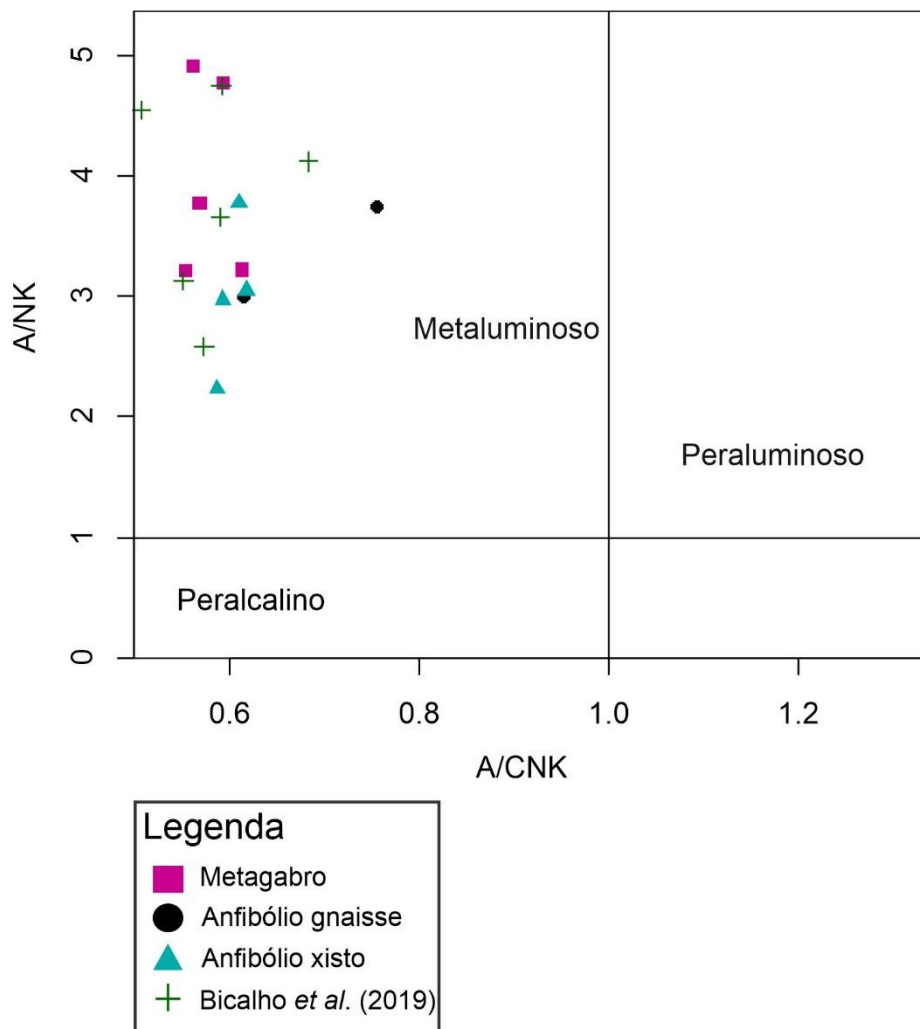


Figura 10. Diagrama A/NK x A/CNK para classificação segundo os parâmetros de Shand (1943), indicando caráter metaluminoso de todas as amostras.

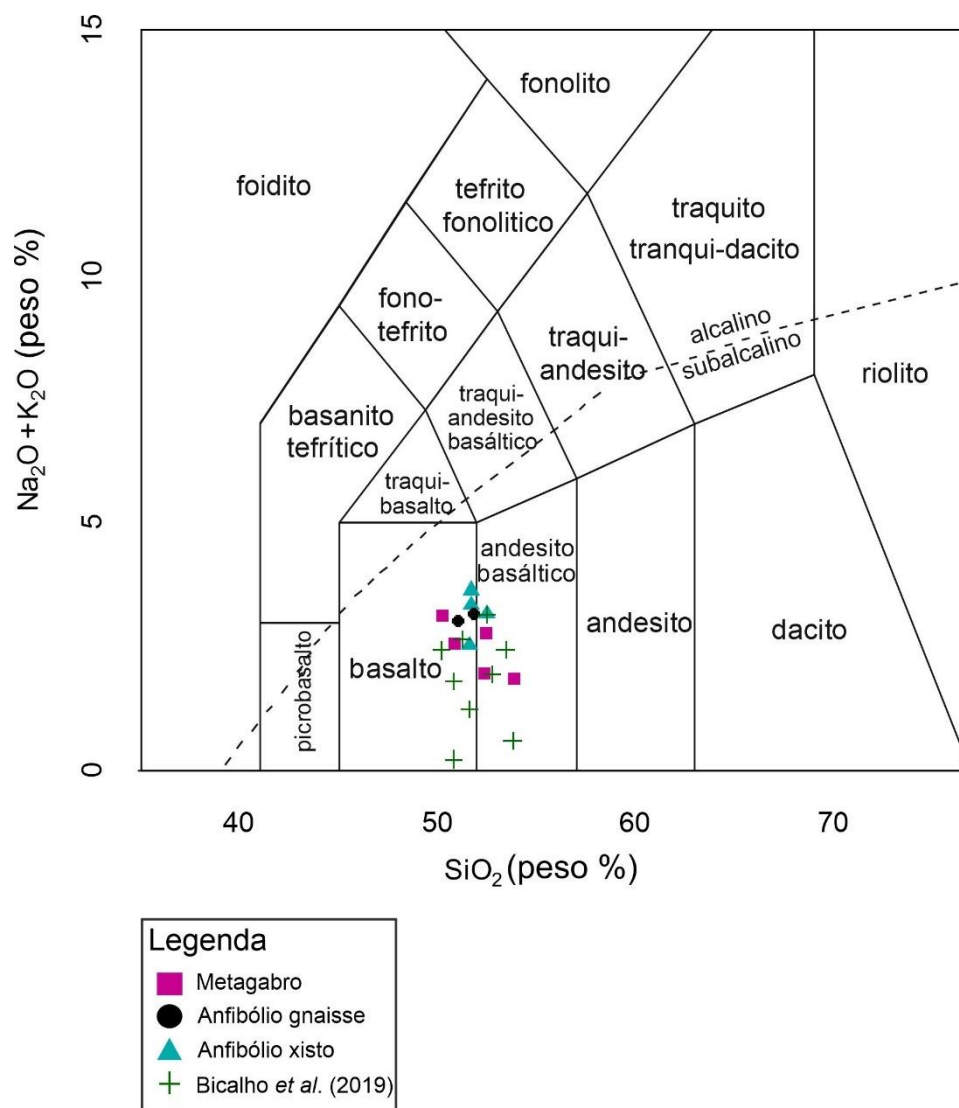


Figura 11. Diagrama TAS de Le Bas et al. (1986) para classificação de rochas vulcânicas.

Por se tratarem de rochas metamórficas, analisou-se também razões de elementos de baixa mobilidade durante o metamorfismo como Zr, Nb, Y e Ti (Fig. 12). As amostras caem preferencialmente no campo de basaltos subalcalinos, com exceção da amostra MF-59A que plota no campo de basalto alcalino, em função de valores mais altos de Nb que as demais. Esta concordância de ambos os diagramas indica que os elementos maiores Si, Na e K não foram afetados significativamente pelo metamorfismo.

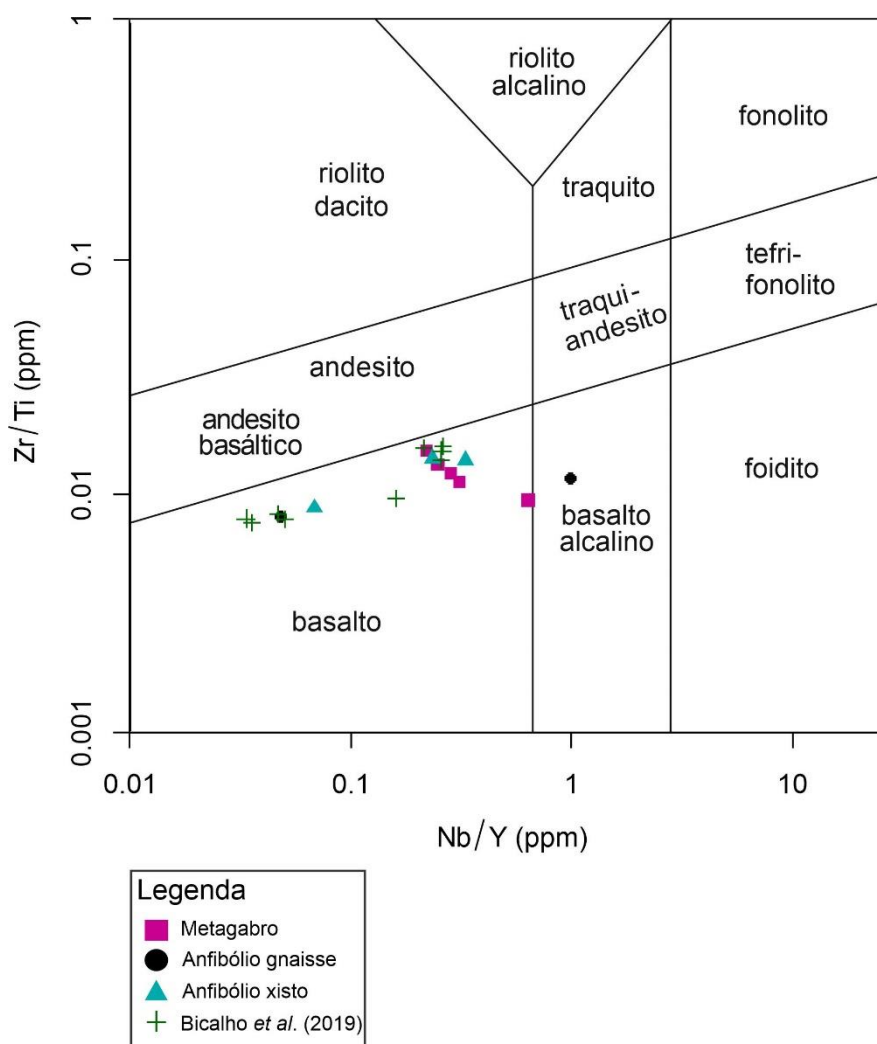


Figura 12. Diagrama de Pearce (1996) modificado de Winchester & Floyd (1977) para rochas metamórficas utilizando elementos imóveis como Nb, Ti, Zr e Y.

As rochas da série subalcalina foram divididas de acordo com as concentrações de K_2O por Peccerillo & Taylor (1976) e revisadas por Le Maitre (2002 – Fig. 13), que adotou a divisão baixo, médio e alto potássio. Nessa classificação, as amostras, de modo geral, se concentram na região de baixo-K. Porém, é interessante notar que todos os grupos petrográficos têm pelo menos uma amostra que plota no campo médio-K. As amostras da bibliografia e algumas deste estudo apresentam valores baixos para K_2O , mesmo para rochas básicas.

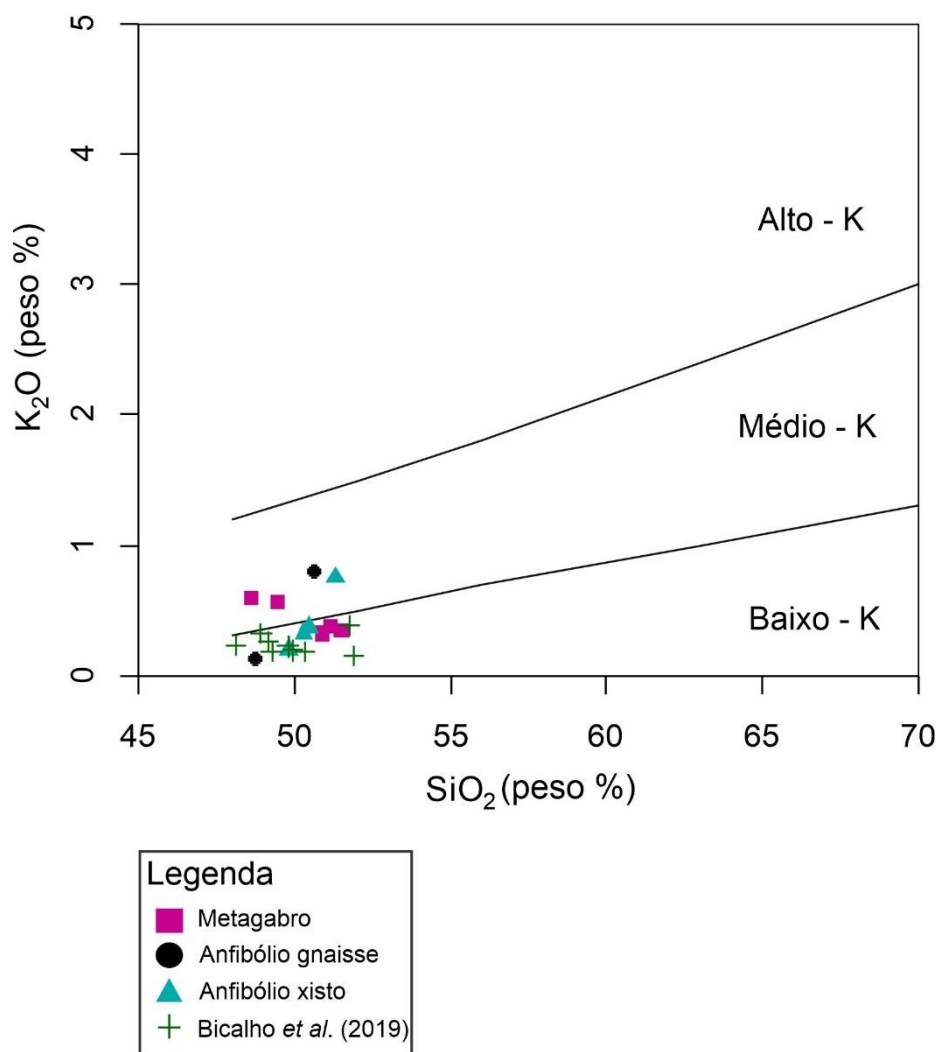


Figura 13. Diagrama de SiO_2 x K_2O para classificação das séries subcalcinas segundo Le Maitre (2002).

No diagrama de Jensen (1976 – Fig. 14), as amostras se concentram no campo de basaltos toleíticos alto-Mg, com algumas amostras transicionando para o campo de basaltos toleíticos alto-Fe. Entretanto, a amostra MF-59A transita entre basalto e andesito. Já no diagrama triangular AFM de Irvine & Baragar (1971 – Fig. 15), é possível identificar que as amostras apresentam um enriquecimento em Fe. Uma análise em conjunto dos diagramas de Jensen e do AFM pode sugerir a qual série magmática as amostras estudadas pertencem.

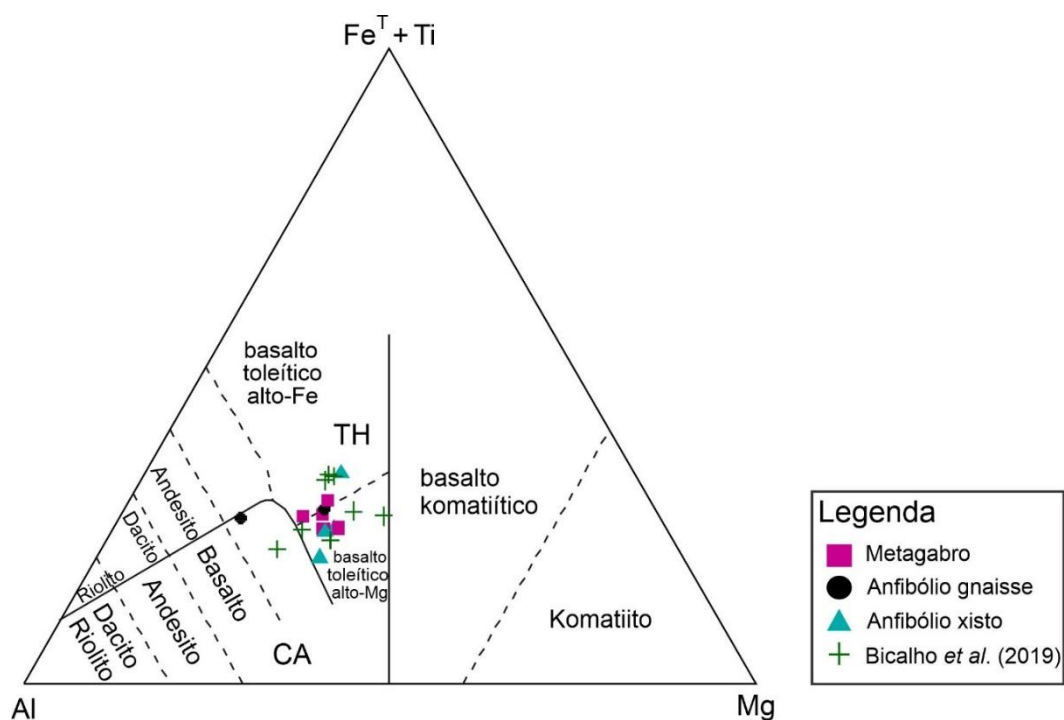


Figura 14. Diagrama de Jensen (1976) que utiliza a proporção de cátions ($\text{FeO}(t) + \text{Ti}$), Al e Mg recalculados para 100%, ao invés de peso total (%) de óxidos, para identificação de enriquecimento em Al_2O_3 indicando série magmática cálcio-alcalina.

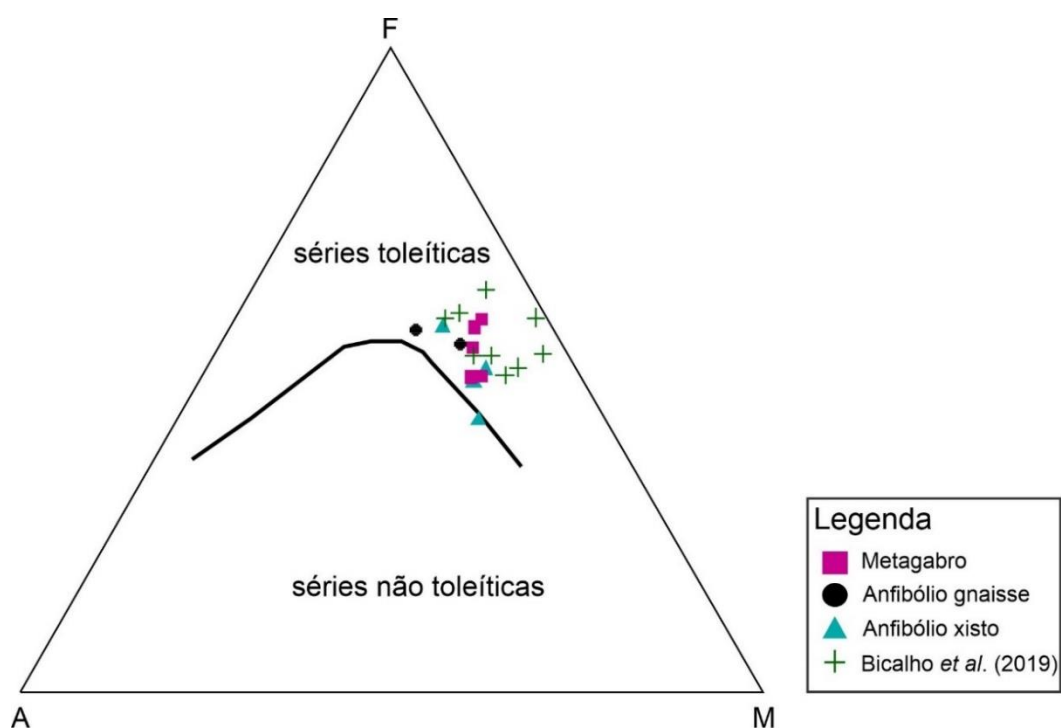


Figura 15. Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) indicando enriquecimento em Fe e separando os campos de séries toleíticas e não toleíticas.

As análises dos elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) nos permitem identificar os grupos, trends e padrões das rochas estudadas através dos diagramas tipo Harker (Fig. 16), no qual se apresentam diferentes óxidos contra a sílica, como índice de diferenciação. De modo geral, os diagramas mostram forte dispersão, exceto pela leve correlação positiva do K_2O com SiO_2 .

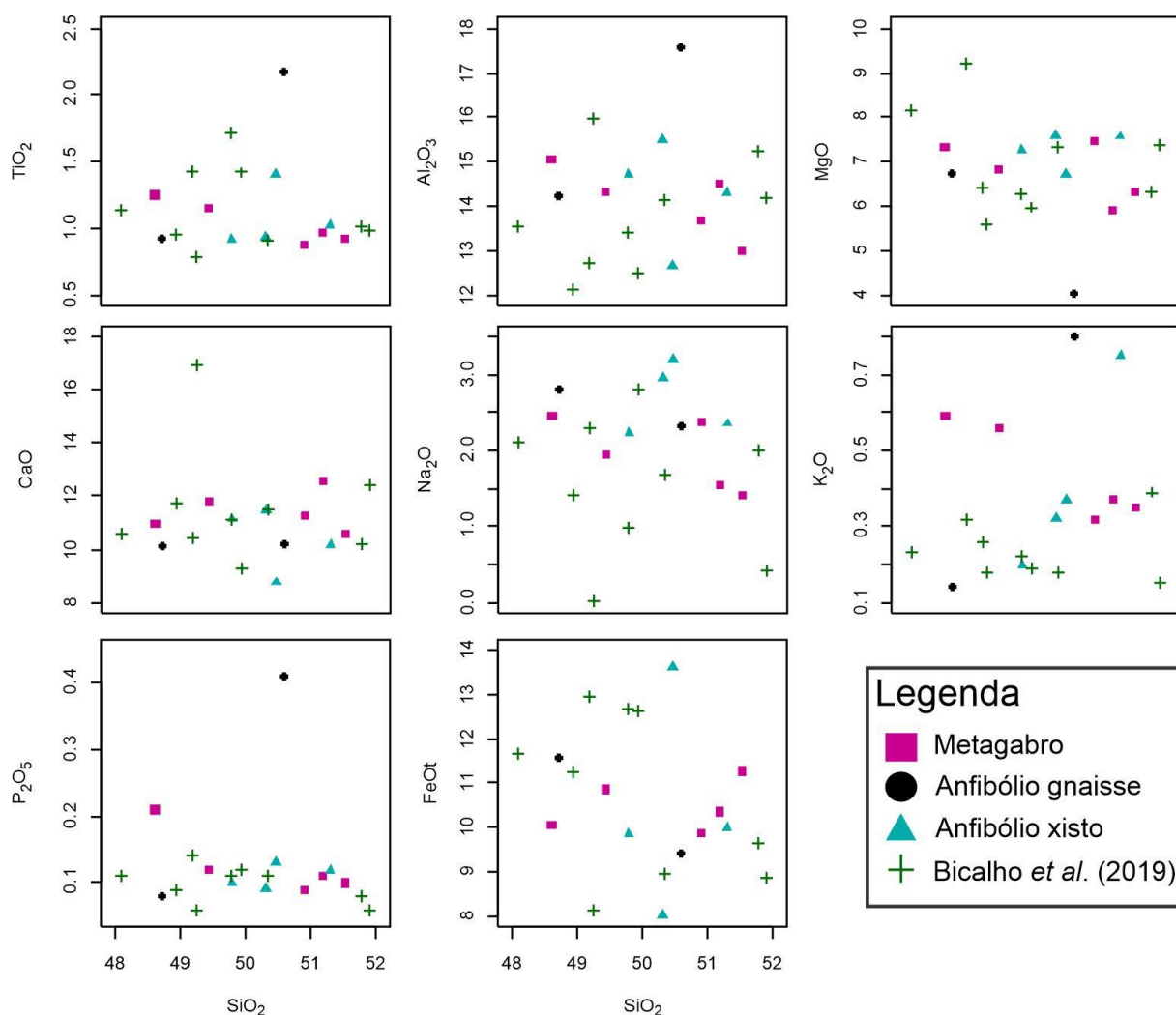


Figura 16. Diagrama tipo Harker de SiO_2 x maiores, indicando a variação composicional das amostras em relação ao teor de sílica.

O Al_2O_3 e $\text{FeO}(\text{t})$ parecem apresentar uma correlação levemente positiva, com *trend* não tão bem definido, cujos valores variam respectivamente de 12% a 17%, e de 8% até 14%. MgO e TiO_2 mostram *trends* semelhantes àqueles, com teores médios entre 6-8% para MgO e de 1% para TiO_2 . O Na_2O não apresenta *trend* algum e possui valores médios em torno de 2%. Alguns óxidos como $\text{FeO}(\text{t})$, CaO ,

Al_2O_3 e TiO_2 , agrupam-se sugerindo que as amostras representem pelo menos dois tipos de magmas distintos.

Nota-se que no diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$, além da tendência linear da maior parte das amostras, há um grupo delas que apresenta teores de K_2O mais altos. Comparado ao diagrama de Le Maitre (2002), constata-se que estas são as mesmas amostras que plotam no campo médio-K.

De acordo com o critério de Miyashiro (1974), que utiliza a razão $(\text{FeO}(t)/\text{MgO})$ em função da sílica, as amostras são predominantemente toleíticas, embora próximas do limite com cálcio-alcálicas (Fig. 17).

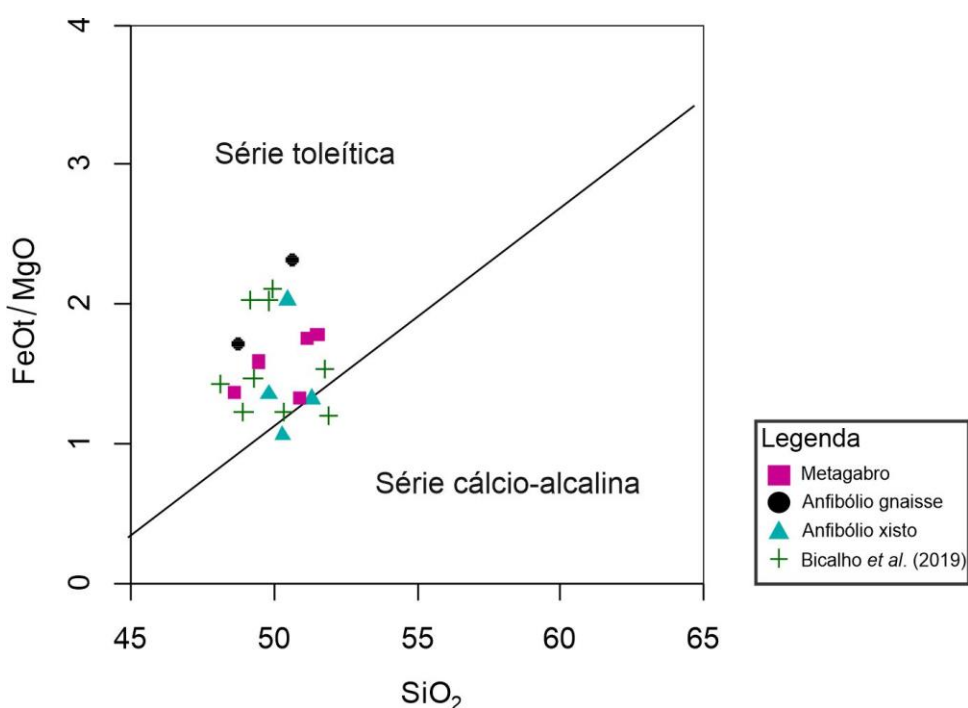


Figura 17. Diagrama de Miyashiro com a divisão entre série toleítica e série cálcio-alcálica utilizando como critério a razão $\text{FeO}(t)/\text{MgO}$.

Assim como para os elementos maiores, os diagramas tipo Harker também são utilizados para os elementos traços (Fig. 18). Neste caso, esses diagramas possuem alguns *trends* mais definidos do que quando se comparam elementos maiores. O Rb mostra valores em torno de 7 ppm, com exceção da amostra MF-59A, que possui teor de 37 ppm. O Sr apresenta *trend* positivo com valores variando de 100 a 500 ppm. O Y parece ter *trend* positivo para as amostras com teores entre 15 e 20 ppm, mas apresenta algumas amostras, principalmente da bibliografia, com teores mais elevados, entre 20-35 ppm. Ba, Sr, Y, La e Ce mostram-se enriquecidos

em um grupo de amostras, sugerindo, assim como os elementos maiores, que há pelo menos dois tipos composicionalmente distintos de magmas. O Zr apresenta um leve *trend* positivo, com valores entre 50 e 90 ppm. Novamente, a amostra MF-59A plota com valores mais altos, e neste caso, possui 155 ppm de zircônio. O Ba apresenta um *trend* positivo mais bem definido, com teores atingindo mais de 200 ppm. As amostras da bibliografia apresentam menor teor de Ba do que as amostras deste estudo.

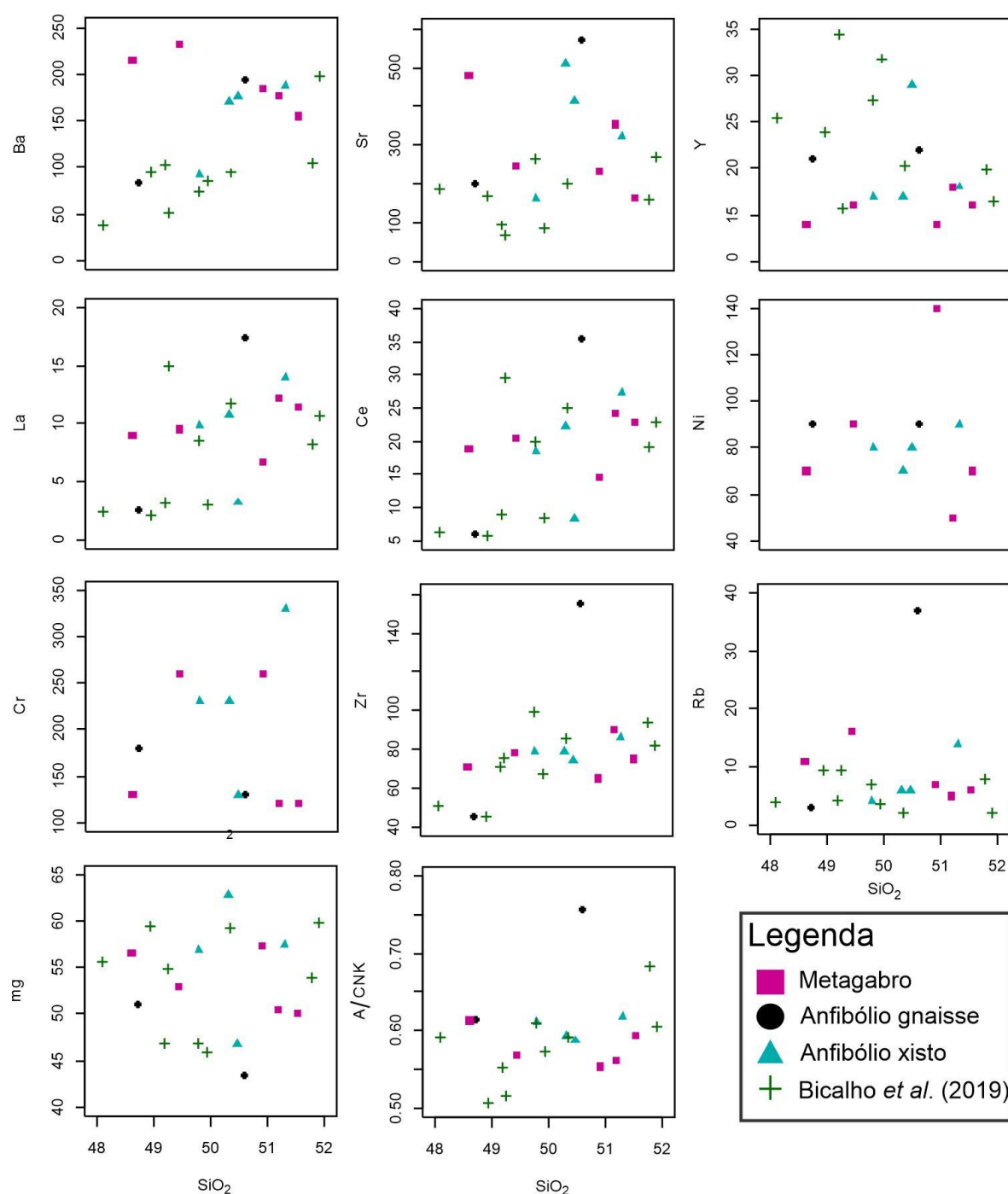


Figura 18. Diagrama tipo Harker de SiO₂ x traços, indicando a variação composicional das amostras em relação ao teor de sílica.

4.3.2 Elementos Terras Raras

Os teores dos elementos terras raras (ETR), foram normalizados pelos valores condriticos de Boynton (1984 – Fig. 19). As amostras apresentam então dois padrões distintos quando plotadas, um padrão enriquecido em ETR leves (ETRL) e outro, mais horizontalizado e empobrecido em ETRL.

O grupo de amostras com enriquecimento em ETRL é composto por cinco amostras de Bicalho *et al.* (2019), cinco metagabros, três anfibólio xistos e um anfibólio gnaiss. É interessante notar que os três grupos petrográficos plotam da mesma forma, não sendo possível fazer uma correlação direta entre textura e petrografia e afinidade geoquímica. Entretanto, os metagabros, que são de mais fácil identificação em campo em função de sua textura maciça e aspecto ígneo, mostram unicamente padrões enriquecidos em ETRL, enquanto os anfibólio xistos e gnaisses possuem amostras que plotam também no padrão empobrecido em ETRL. Os dois grupos com teores distintos de elementos maiores e traços, também o são para os ETR, e estão presentes tanto nas amostras da porção sul como na do norte deste complexo.

O grupo com padrão empobrecido em ETRL e mais horizontalizado é composto por duas amostras deste estudo (FM-35 e GM-33) juntamente com quatro amostras da bibliografia. Destas seis amostras, 5 estão localizadas na porção norte do complexo, com exceção da amostra GM-33. As rochas são de anfibólio xisto (GM-33) e anfibólio gnaiss (FM-35).

O grau de fracionamento dos ETRs pode ser expresso pela razão ETRL/ETRP, como por exemplo La/Yb, mas também pela razão La/Sm, sendo o Sm um ETR médio. Os valores das razões La/Yb estão entre 0,59 e 6,52 enquanto que as razões La/Sm estão entre 0,64 e 3,09. São razões relativamente baixas, indicando que o fracionamento de elementos leves em relação aos pesados não foi muito grande, sendo compatível com o resultado esperado para líquidos basálticos (Rollinson, 1993). Verifica-se a presença de leves anomalias de Eu, tanto positivas como negativas, em várias amostras.

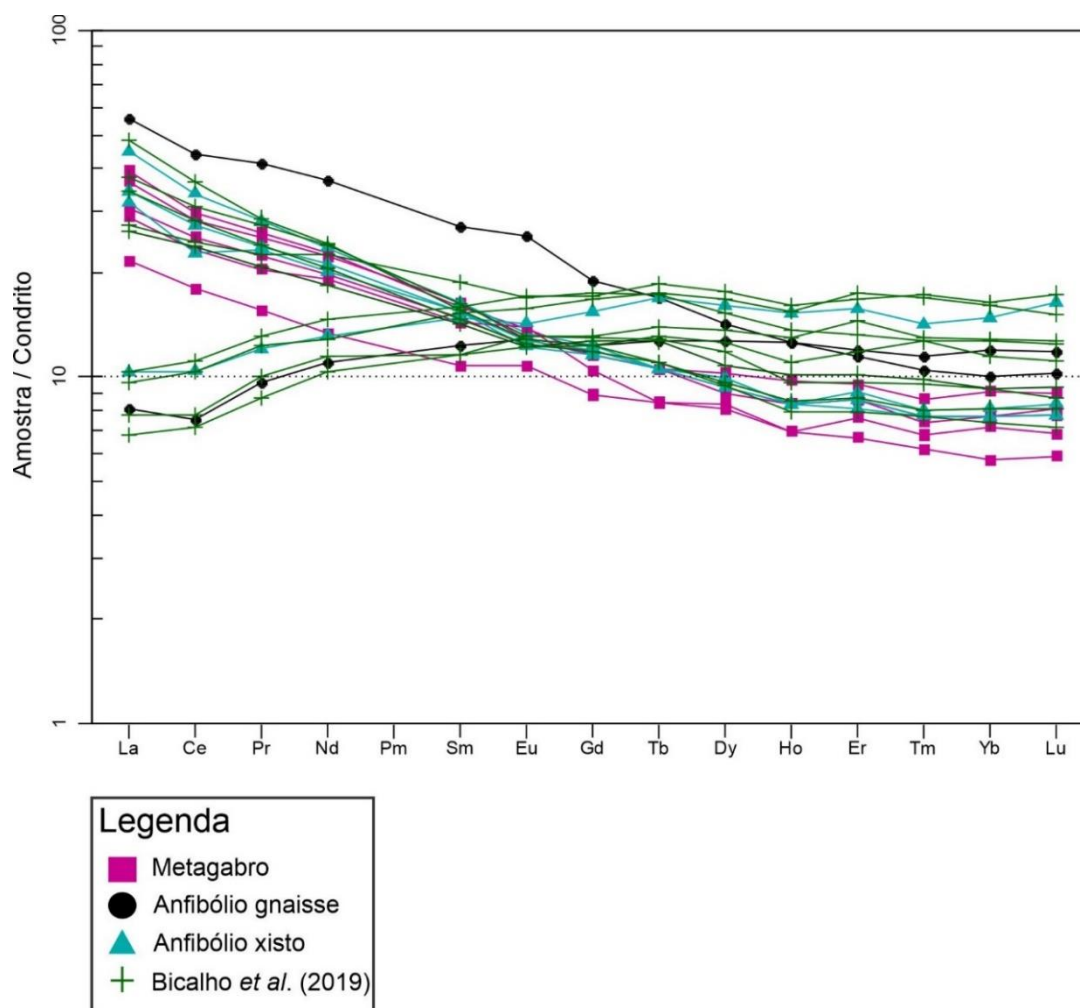


Figura 19. Diagrama de elementos terras raras normalizado para condrito de acordo com Boynton (1984), em que são identificados dois padrões geoquímicos.

4.3.3 Spidergrams

Para o estudo dos *spidergrams*, foi utilizado o diagrama normalizado para N-MORB pelos valores de Sun & McDonough (1989 – Fig. 20), em função de as amostras serem de rochas basálticas toleíticas, em que o magma parental se aproxima mais de MORB que dos demais tipos de fontes. Os LILE (*Large Ion Lithophile Element*) que são elementos com grande raio iônico e baixa carga iônica, como Cs, Rb, Ba, K e Sr apresentam valores acima do padrão N-MORB, indicando um enriquecimento nesses elementos. K e Sr apresentam anomalia positiva.

Entretanto, três amostras da bibliografia não apresentam a anomalia positiva para o Sr, plotando abaixo da normalização.

Os HFSE (*High Field Strength*) são elementos com pequeno raio iônico e alta carga iônica, como Zr, Hf, Ti, Nb e Ta. No caso da normalização para N-MORB de Sun & McDonough (1989), são analisados somente o Nb, Zr e Ti. O Nb apresenta anomalia negativa, com algumas amostras, as mesmas com o padrão mais horizontal de ETR, plotando abaixo da normalização. O Zr apresenta leve anomalia negativa, mas de modo geral apresenta valores bem próximos da normalização. De forma geral, o Ti também não apresenta anomalias e tem valores muito próximos da normalização, assim como o Zr.

Interessante perceber que os ETRL (La e Ce), para aquelas amostras que no diagrama de ETRs apresentam padrão empobrecido em ETRL, se mostram exatamente na linha de normalização para N-MORB. Os ETRs são elementos imóveis e bons indicadores de fontes magmáticas.

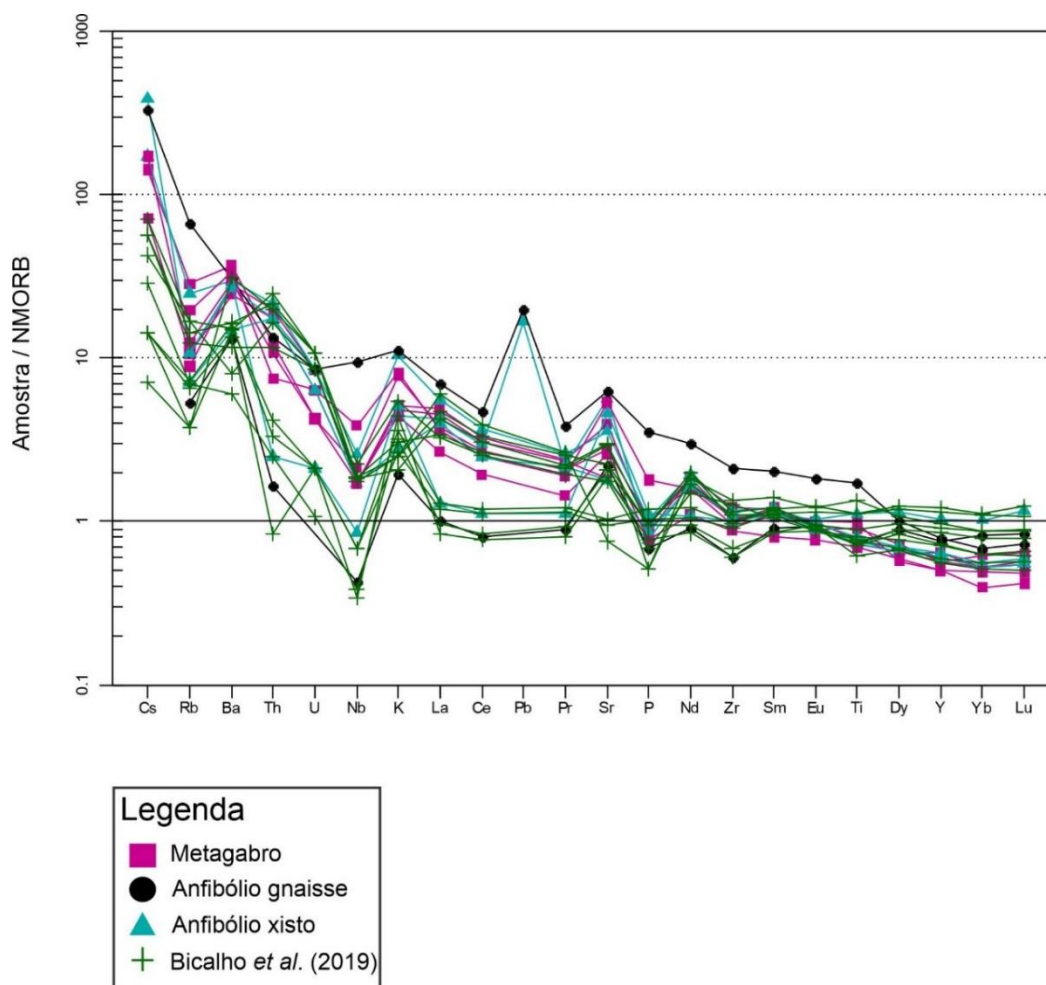


Figura 20. Spidergram normalizado para N-MORB de acordo com Sun & McDonough (1989).

5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A separação petrográfica com base na estrutura das rochas tanto na meso quanto na microescala é de fato uma forma efetiva de divisão das litologias. No perfil de detalhe, é visível que as rochas anfíbolíticas apresentam diferentes estruturas, por vezes como corpos mais maciços, por vezes com xistosidade, não sendo vistas com bandamento. Isso ocorre porque o metamorfismo e a deformação atuaram de forma diferente nestas rochas, fato que gera, portanto, a sua divisão em três grupos. Essa separação é baseada em dados de campo e dados petrográficos que permitiram a identificação dessas diferenças num mesmo universo de rochas anfíbolíticas. Logo, com a aquisição de dados geoquímicos acurados desses três grupos, a discussão se estende para buscar entender se essa separação também é identificada na química, isto é, se geoquimicamente é possível identificar e separar esses três grupos ou se, apesar das diferenças estruturais e petrográficas, apresentam um mesmo padrão geoquímico.

Dos três grupos, os metagabros são os que apresentam os dados geoquímicos mais regulares, sempre plotando próximos e apresentando os mesmos padrões. É provável que isso se dê em função de serem rochas com pouca deformação e que em campo são de fácil identificação, isto é, não há dúvidas de que se tratam de metagabros. Os anfíbolio xistos já não apresentam tanta concordância. Nos diagramas, apresentam o mesmo padrão que os metagabros, com exceção de uma amostra que apresenta empobrecimento em ETRL. Surge então o questionamento de que esses anfíbolio xistos poderiam ser a porção mais deformada dos metagabros, com maior grau de recristalização a ponto de gerar xistosidade. Isso os colocariam em grupos diferentes quando o critério utilizado trata somente da estrutura em campo e da petrografia. Por fim, os anfíbolio gnaisses são a litologia de mais difícil caracterização química. Das duas amostras que foram analisadas geoquimicamente, uma apresenta enriquecimento em ETRL e a outra empobrecimento em ETRL. Se a análise química desse grupo foi feita na banda máfica dessas amostras, o resultado geoquímico poderia ser muito parecido com o dos anfíbolio xistos. Porém, a amostra MF-59A que apresenta um padrão mais próximo daquele dos metagabros e anfíbolio xistos, apresenta teores mais elevados

para alguns elementos, o que faz com que ela plote, em alguns diagramas, mais distante da maior parte das amostras.

Portanto, mesmo com diferentes estruturas, por vezes bem desenvolvida gerando xistosidade e por vezes menos desenvolvida preservando a estrutura ígnea original, a composição química não foi alterada. Logo, deduz-se que o metamorfismo afetou as litologias, mas não modificou a composição química original dos magmas.

A utilização das amostras de Bicalho *et al.* (2019) é importante porque amplia o questionamento sobre metamorfismo e geoquímica para todo o CPF. Nos diagramas discriminantes, fica claro que as amostras de Bicalho *et al.* (2019) apresentam os mesmos padrões que foram encontrados nas amostras analisadas. Elas praticamente se dividem entre o grupo com enriquecimento em ETRL e o grupo com empobrecimento em ETRL. Essa superposição das amostras deste estudo (sul) com as amostras da bibliografia (norte) indicam que não há variação geoquímica entre as duas porções, apesar das claras diferenças metamórficas entre as duas partes, como discutido anteriormente. Além disso, dentro do universo de amostras analisadas neste trabalho, que incluem tanto amostras do sul quanto do norte, há uma clara sobreposição geoquímica. Isso aponta, mais uma vez, para a identificação de que o metamorfismo do Passo Feio não alterou a composição original das rochas.

No diagrama de Le Maitre (2002), algumas amostras apresentam teores mais elevados de K_2O que as demais, fato interessante tendo em vista que o teor de SiO_2 das amostras não varia muito (48-52%). Portanto, o grau de diferenciação não seria a razão pela qual elas apresentam esses valores mais altos. Nos diagramas tipo Harker de SiO_2 x elementos maiores, a falta de *trends* bem definidos pode indicar que há mais de uma fonte envolvida na geração destas rochas.

Wilson (1989) destaca que o enriquecimento em Fe e o caráter empobrecido em Al_2O_3 dos basaltos toleíticos quando comparados com os basaltos cálcio-alcalinos, são características fundamentais da série toleítica. Portanto, uma análise em conjunto dos diagramas de Jensen e do AFM sugerem que as amostras estudadas pertencem à série toleítica baixo K.

A partir dos padrões geoquímicos encontrados nos ETRs, juntamente com os diagramas discriminantes tectono-magmáticos, é possível discutir sobre o tipo de magmatismo e fonte que esses padrões representam. As amostras que apresentam empobrecimento em ETRL mostram padrão muito similar ao padrão de rochas de

fundo oceânico do tipo MORB se comparados com os dados de Gale *et al.* (2013). Nos diagramas tectono-magmáticos triangulares (Fig. 21) essas amostras normalmente plotam na transição entre os campos de toleíte de arco de ilhas e MORBs. No diagrama de Meschede (1986 – Fig. 21a), as amostras pobres em ETRL plotam todas no campo N-MORB + basaltos de arco vulcânico, mostrando novamente um padrão diferente das demais, enriquecidas em ETRL, que plotam majoritariamente no campo de toleítos intra-placa + basaltos de arco vulcânico. Essa mesma separação é vista no diagrama de Pearce & Cann (1973 – Fig. 21b) em que elas plotam na transição entre toleíte de arco de ilhas e MORB. Nos demais diagramas, quase todas as amostras caem no campo de arco de ilhas, principalmente no diagrama de Mullen (1983 – Fig. 21c). Nesse diagrama, as amostras se encontram bem próximas, no campo de toleítos de arco de ilhas, assim como é visto no diagrama de Wood *et al.* (1979 – Fig. 21d) em que quase todas as amostras plotam no campo de basaltos de arco vulcânico.

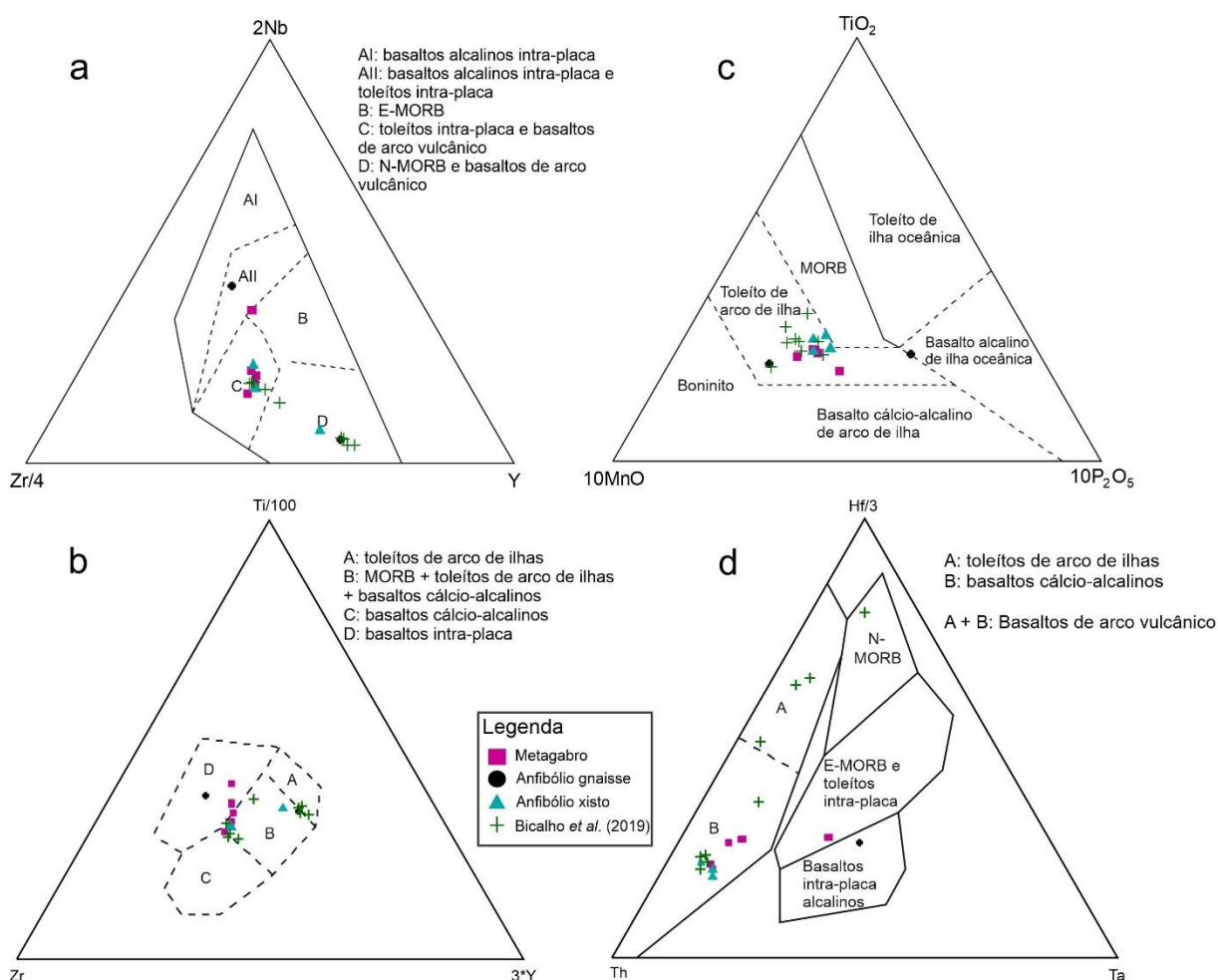


Figura 21. Diagramas discriminantes tectono-magmáticos triangulares para identificação do tipo de magmatismo. a) Nb-Zr-Y de Meschede (1986); b) Ti-Zr-Y de Pearce & Cann (1973); c) TiO₂-MnO-P₂O₅ de Mullen (1983); d) Hf-Th-Ta de Wood *et al.* (1979).

Nos diagramas tectono-magmáticos que levam em consideração elementos como Zr, Ti, Y e V (Fig. 22), fica claro que há uma superposição constante das amostras entre os campos de basaltos tipo MORB e basaltos de arco de ilhas. No diagrama de Zr/Y x Zr de Pearce & Norry (1979 – Fig. 22a) a superposição é evidente. Essas amostras que plotam entre os campos de basaltos de arco de ilhas e basaltos de cadeia meso-oceânica são aquelas que apresentam padrão empobrecido em ETRL e que têm valores próximos dos típicos para MORBs. Na figura 22b, o diagrama de Pearce & Norry (1979) é modificado por Pearce (1983) para mostrar a separação de arcos oceânicos e arcos continentais, que possuem teores maiores de Zr/Y e de Zr. As amostras novamente se distribuem de acordo com os padrões anteriormente identificados no diagrama de ETR. Aqueles que possuem empobrecimento em ETRL e padrão similar ao MORB plotam no campo de arco oceânico enquanto que as demais amostras plotam no campo de arco continental. No diagrama de Pearce & Cann (1973 – Fig. 22c) as amostras plotam majoritariamente no campo MORB. Na figura 22d, o diagrama de Shervais (1982) utiliza Ti x V para separar campos de basaltos de arco de ilhas, MORB e OIB. As amostras apresentam novamente uma sobreposição entre arco de ilhas e MORB. Neste caso, o padrão de ETR não é identificado como é na figura 22a.

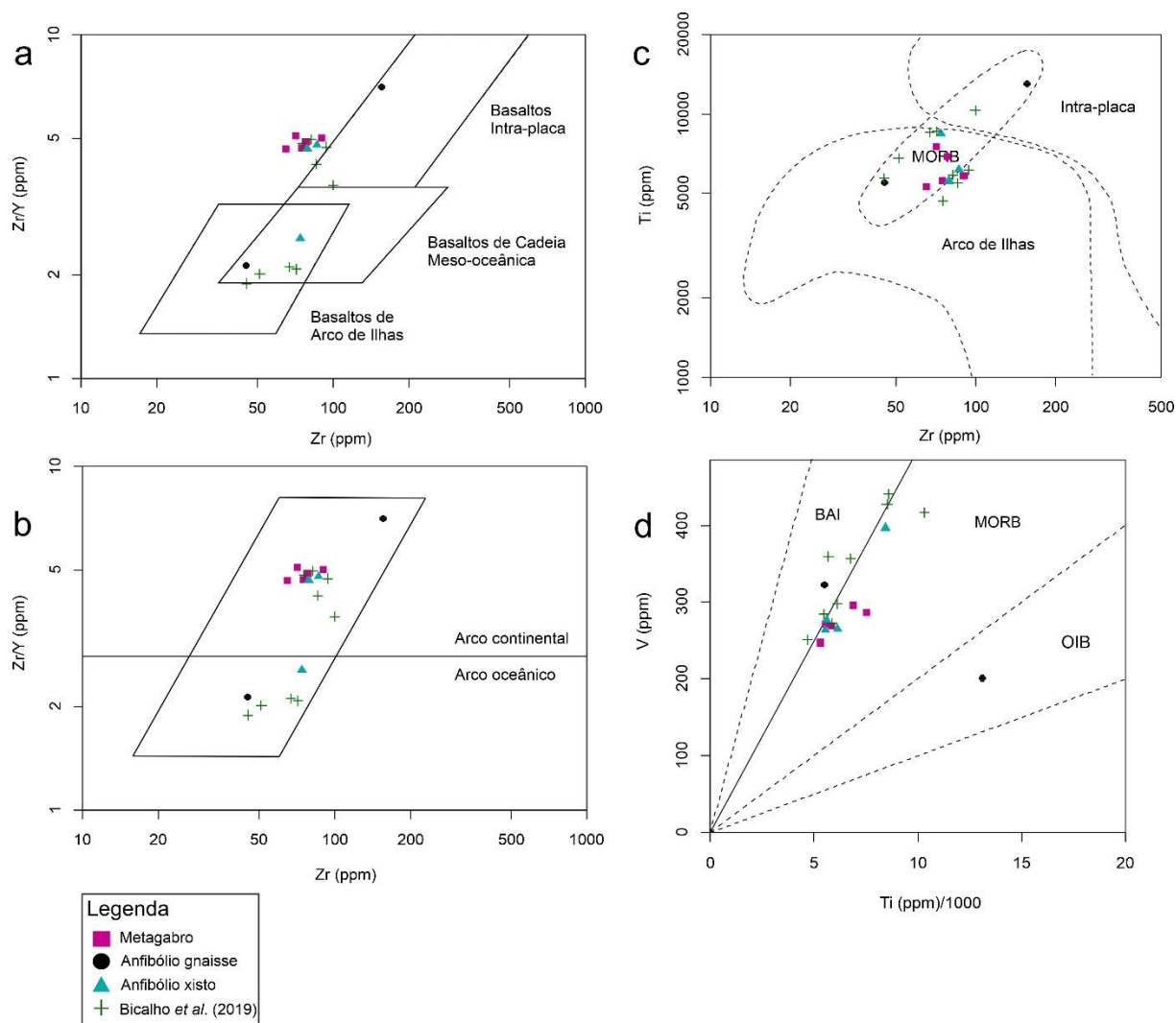


Figura 22. Diagramas discriminantes tectono-magmáticos. a) Zr x Zr/Y de Pearce & Norry (1979); b) Zr x Zr/Y modificado por Pearce (1983); c) Zr x Ti de Pearce & Cann (1973); d) V x Ti de Shervais (1982) (BAI: basaltos de arco de ilhas).

No diagrama de Pearce (2008 – Fig. 23) percebe-se que sempre há dois grupos, um que plota no NMORB e outro que plota mais para EMORB. As amostras NMORB são as mesmas que apresentam padrão empobrecido em ETRL vistos no diagrama de Boynton (1984), assim como as que plotam no EMORB são aquelas com enriquecimento em ETRL. Isso indica, novamente, que as amostras não apresentam um padrão único, e quase sempre se encontram divididas em dois grupos que estão diretamente relacionados com o padrão dos ETRL. Ambos os grupos mostram razões mais elevadas de Th/Yb, indicando fontes relacionadas a arcos magmáticos.

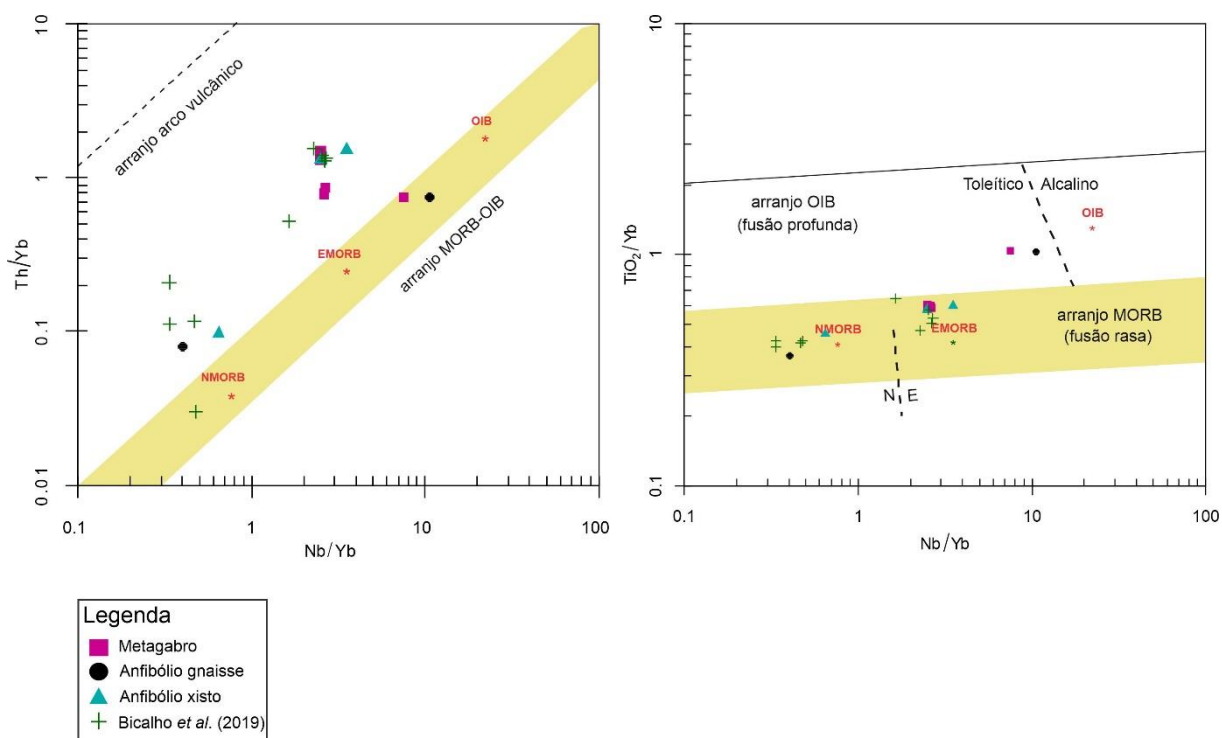


Figura 23. Diagramas de Pearce (2008). a) utilização do proxy Th-Nb para contaminação crustal; b) utilização do proxy Ti-Yb.

As amostras plotam majoritariamente no campo de manto hidratado de acordo com o diagrama de Condie (2015 – Fig. 24), apresentando valores baixos de $Nb/Th < 8$ e Zr/Nb variando de 7 a 56 ppm. Essa fonte é normalmente associada com a cunha mantélica modificada por subducção e apresenta anomalias negativas de Nb, Ta e Ti. Esse é um dado importante pois indica que em algum momento ocorreu a influência de fluídos, provavelmente relacionados com uma subducção, que alteraram os valores dos elementos utilizados neste diagrama.

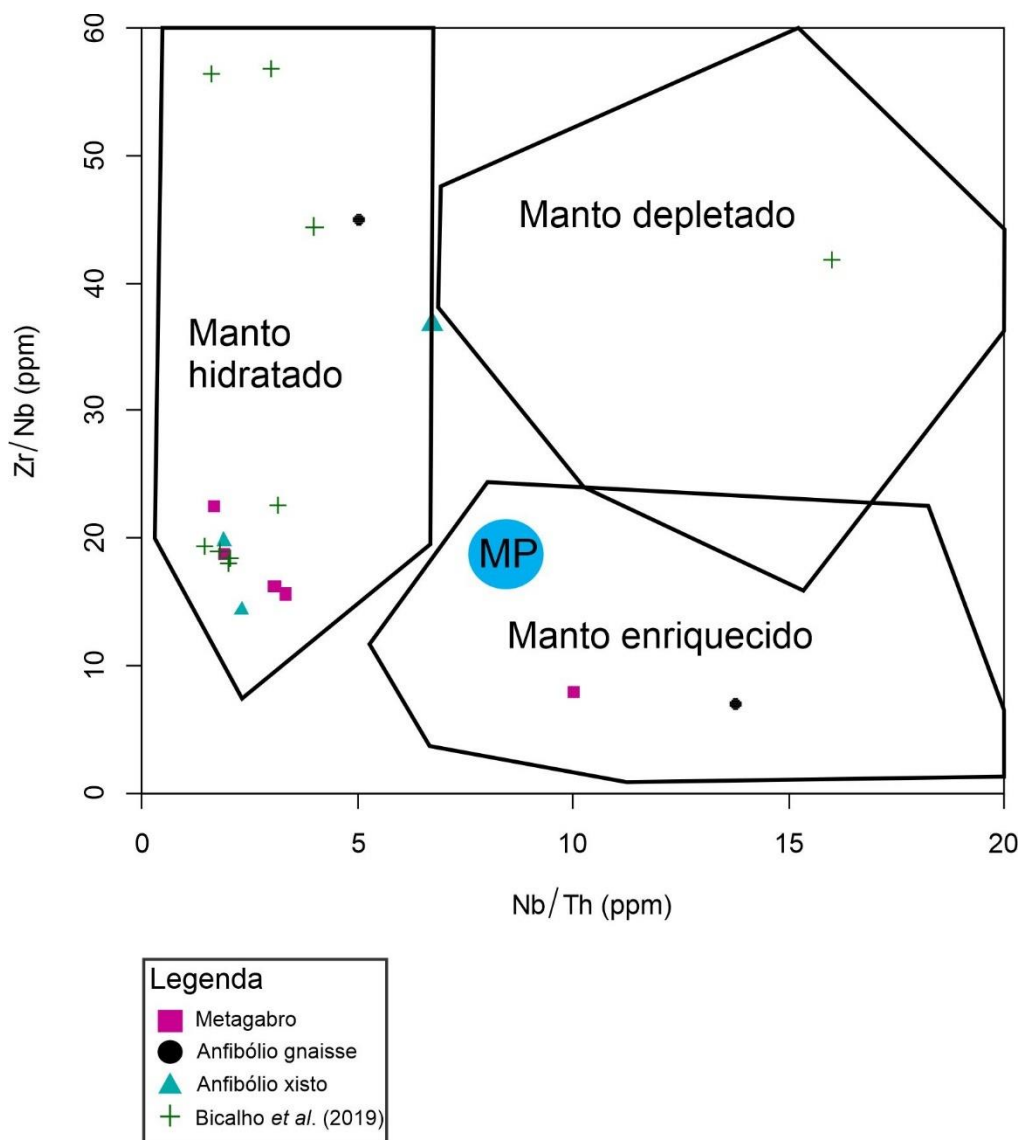


Figura 24. Diagrama de Condie (2015) com as razões Nb/Th x Zr/Nb que definem três fontes que são manto enriquecido, manto depletado e manto hidratado, além do manto primitivo (MP).

Wilson (1989) define que arcos de ilhas são ambientes de subducção entre duas placas oceânicas e as rochas vulcânicas geradas apresentam variação temporal e espacial da composição química. As rochas geradas no início da formação do arco são toleíticas e gradam, na medida que evoluem, para termos mais cálcio-alcálicos. Quanto a geoquímica, apresentam assinatura similar aos MORBs e OIBs, sendo que quando considerados os elementos traços, são comparáveis ao tipo N-MORB, mas já apresentam maior enriquecimento em LILEs (Sr, Rb, Ba e Th).

De acordo com Saunders & Tarney (1984) bacias de *back-arc* são formadas por processos extensionais similares aos que acontecem na cadeia meso-oceânica e possuem magmas composicionalmente semelhantes, mas mostram caráter transicional para os de arcos de ilhas, ou mesmo os cálcio-alcálicos, com aumento das razões LILE/HFSE. A bacia de *back-arc* é um importante componente do sistema de *rift* oceânico, mas a assinatura geoquímica reflete o efeito dos fluidos relacionados a subducção (Langmuir *et al.*, 2006). De modo geral, é possível relacionar a composição química dos basaltos com o ambiente tectônico da bacia de *back-arc* e com a maturidade do arco adjacente.

Com bases nos resultados dos diagramas discriminantes, as amostras deste estudo parecem pertencer a um início de formação de arco de ilhas ou bacia do tipo *back-arc*. Nos diagramas, as amostras plotam quase sempre na transição entre arco de ilhas e MORBs. Isso provavelmente indica que as rochas já têm alguma influência de um início de subducção, que é o que diferencia o magmatismo de arco de ilhas para um magmatismo do tipo MORB, que não apresenta influências de subducção ou cunha do manto. Apesar de uma parcela das amostras apresentar padrão próximo ao do tipo MORB, o *spidergram* normalizado para N-MORB (Fig. 20) já indica que há um enriquecimento em LILE que não ocorre em basaltos típicos de cadeias meso-oceânicas, mas ocorre em ambiente de arco de ilhas, como dito anteriormente. Portanto, a composição química das amostras consideradas neste trabalho é mais compatível com início de arco magmático ou magmatismo em bacias *back-arc* do que com a abertura de um oceano.

Taylor & Martinez (2003) comparam basaltos de bacias de *back-arc* situadas a diferentes distâncias dos respectivos arcos (180-380 km) e concluem que seus basaltos se assemelham aos MORB com empobrecimento de ETRL e leve enriquecimento dos LILE. Nesse sentido, as amostras que se parecem com MORB são mais enriquecidas em LILE e, portanto, um ambiente de *back-arc* pode ser uma hipótese para a geração destas rochas. Além disso, as fontes que as razões Nb/Th e Zr/Nb indicam ser são do tipo manto hidratado, típico de zonas relacionadas com arcos, como bacias de *back-arc*.

É importante ressaltar que toda a discussão parte da premissa de que esses dois padrões geoquímicos observados nas amostras são contemporâneos, ou seja, possuem idades próximas. Caso novos dados geocronológicos apontem para uma

grande diferença de idade entre as rochas estudadas, novas interpretações serão necessárias.

Com os dados disponíveis, não é possível chegar a uma conclusão definitiva sobre o ambiente de formação das rochas ortoderivadas do Complexo Passo Feio. É de extrema importância que mais estudos geoquímicos sejam realizados no complexo, englobando não só rochas básicas, mas também as intermediárias e ácidas, muito em função de trabalhos recentes que vêm pesquisando sobre possíveis correlações entre os complexos Várzea do Capivarita, Porongos e Passo Feio. Além disso, os dados geocronológicos do CPF são escassos e impossibilitam maiores interpretações sobre fontes e ambientes. De posse desses novos dados no futuro, talvez seja possível entender melhor o ambiente de geração destas rochas no complexo e o próprio posicionamento do CPF dentro de um contexto regional que até hoje não está bem esclarecido.

6 CONCLUSÕES

A partir do que foi mostrado nos resultados e posteriormente discutido sobre petrografia e geoquímica das rochas ortoderivadas básicas do Complexo Passo Feio conclui-se que:

1. A separação petrográfica em anfibólio xisto, anfibólio gnaisse e metagabro nos diagramas geoquímicos indica que apesar das diferenças texturais e mineralógicas, a composição química está preservada.

2. As porções norte e sul do complexo não apresentam diferenças geoquímicas, apesar das diferenças de grau metamórfico.

3. A semelhança da composição química das amostras com o MORB indica que o metamorfismo foi isoquímico.

4. As amostras estudadas, incluindo as discutidas por Bicalho *et al.* (2019), têm afinidade toleítica baixo a médio K, típicas de ambientes de início de magmatismo de arco ou de bacias de retro-arco (*back-arc*).

5. As amostras agrupam-se composicionalmente em padrões mais próximos de MORB com leve enriquecimento em LILE e padrões semelhantes aos de basaltos de arcos de ilhas.

REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50 (1-2): 77-111.

Arena, K.R., Hartmann, L.A., Lana, C. 2016. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*, 285: 299-314.

Babinski, M., Chemale Jr, F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, C.L. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24 (5): 439-442.

Basei, M.A.S., Peel, E., Bettucci, L.S., Preciozzi, F., Nutman, A.P. 2011. The basement of the Punta del Este Terrane (Uruguay): an African Mesoproterozoic fragment at the eastern border of the South American Rio de La Plata craton. *International Journal of Earth Sciences*, 100 (2): 289-304.

Battisti, M., Bitencourt, M. F., De Toni, G., Nardi, L., Konopásek, J. 2018. Metavolcanic rocks and orthogneisses from Porongos and Várzea do Capivarita complexes: A case for identification of tectonic interleaving at different crustal levels from structural and geochemical data in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88: 253-274.

Bicalho, V. 2018. *Geoquímica e ambiente geotectônico dos metabasitos da região de Caçapava do Sul, RS*. Porto Alegre, 118p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bicalho, V., Remus, M V. D., Rizzardo, R., Dani, N. 2019. Geochemistry, metamorphic evolution and tectonic significance of metabasites from Caçapava do Sul, southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 49 (2).

Bitencourt, M. de F. 1983a. Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS – Geologia e Relações com o Corpo Granítico. In: Atas do 1º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, p. 37-48.

Bitencourt, M. de F. 1983b. *Geologia, petrologia e estrutura dos metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS*. Porto Alegre, 161p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bitencourt, M. de F., Hartmann, L.A. 1984a. Geoquímica das rochas anfíbolíticas da região de Caçapava do Sul, Parte I: Caracterização geológica e petrográfica, elementos maiores e menores. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., 1984. Anais...* Rio de Janeiro, SBG, vol. 9, p. 4253-4265.

Bitencourt, M. de F., Hartmann, L.A. 1984a. Geoquímica das rochas anfíbolíticas da região de Caçapava do Sul, Parte II: Elementos traços e considerações genéticas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., 1984. Anais...* Rio de Janeiro, SBG, vol. 9, p. 4253-4265.

Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências, 30:* 184-187.

Borba, A.W., Vignol-Lelarge, M.L.M., Mizusaki, A.M.P. 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (Southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences, 15 (6):* 683-692.

Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In: Henderson P. (Ed.), Rare earth element geochemistry.* Elsevier, p. 63-114.

Chemale Jr, F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul Rio Grandense. *In: Holz, M., De Ros, L.F. (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul.* Porto Alegre: Editora UFRGS, p. 13-52.

Condie, K.C. 2015. Changing tectonic settings through time: indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. *Precambrian Research, 266:* 587-591.

Costa, A.F.U. 1997. *Teste de Modelagem Geofísica da Estruturação das Associações Litotectônicas Pré-Cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense.* Porto Alegre, 180p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Costa, E.O., Bitencourt, M de F., Tennholm, T., Konopásek, J., Moita, T de F. 2021. P-T-D evolution of the SE Passo Feio Complex and the meaning of the Caçapava Lineament. (Submitted).

Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks.* London, George Allen and Unwin, 449p.

De Toni, G.B., Bitencourt, M. de F., Konopásek, J., Battisti, M.A., Costa, E.O., Savian, J.F. 2021. Autochthonous origin of the Encruzilhada Block, Dom Feliciano Belt, southern Brazil, based on aerogeophysics image analysis and PT-paths. *Journal of Geodynamics*, 101825.

Dilek, Y., Furnes, H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (3-4): 387-411.

Elan®9000. 2005. *Optimizing Routine Ultratrace Analysis by ICP-MS* - Brochure. United States, PerkinElmer, 8p.

Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South America Earth Sciences*, 5 (1): 77-96.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Kramer, G., Tommasi, A., Porcher, C.C., Ramgrab, G.E., Camozzato, E. 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense. Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira Geociências*, 25: 351-374.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Kramer, G., Tommasi, A., Porcher, C.C., Ramgrab, G.E., Camozzato, E. 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense. Parte II – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira Geociências*, 25: 375-384.

Floyd, P.A., Winchester, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27 (2): 211-218.

Fragoso Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogênias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 362p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Gale, A., Dalton, C.A., Langmuir, C.H., Su, Y., Schilling, J.G. 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14: 1525-2027.

Gruber, L., Porcher, C.C., Geller, H., Fernandes, L.A.D., Koester, E. 2016a. Geochronology (U-Pb) and isotope geochemistry (Sr/Sr and Pb/Pb) applied to the Várzea do Capivarita Metamorphic Suite, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: Insights and paleogeographical implications to West Gondwana evolution. *Geochimica Brasiliensis*, 30 (1): 55-71.

Hartmann, L.A., Tindle, A., Bittencourt, M. de F. 1990. O metamorfismo de fácies anfíbolito no Complexo Passo Feio, RS, com base em química dos minerais. *Pesquisas em Geociências*, 17 (1-2): 62-71.

Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19 (1): 84-99.

Hartmann, L.A., Lopes, W.R., Savian, J.F. 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogamaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 188 (1): 75-92.

Höfig, D.F., Marques, J.C., Basei, M.A.S., Giusti, R.O., Kohlrausch, C., Frantz, J.C. 2017. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: new insights into the cryogenian-Ediacaran of Porongos complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Precambrian Research*, 306: 189-208.

Irvine, T.N., Baragar, R.W.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.

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

Jost, H., Bittencourt, M de F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 4 (7): 27-60.

Langmuir, C.H., Bezos, A., Escrig, S., Parman, S. W. 2006. Chemical systematics and hydrous melting of the mantle in back-arc basins, *In*: Christie, D.M., Fisher, C.R., Lee, S-M., Givens, S. (Ed.) *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical and Physical Interactions*. Washington, D. C., Geophysical Monograph Series 166, p. 87–146.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic-rocks based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27 (3): 745-750.

Leite, J.A., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr, F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40 (8): 688-705.

Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous Rocks – A classification and glossary of terms*. Cambridge, Cambridge University Press, 236p.

Lopes, C.G., Pimentel, M.M., Philipp, R.P., Gruber, L., Armstrong, R., Junges, S. 2015. Provenance of the Passo Feio complex, Dom Feliciano Belt: Implications for the age of supracrustal rocks of the Sao Gabriel Arc, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 58: 9-17.

Meschede, D.A. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56 (3-4): 207-218.

Miyashiro, A. 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.

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.

Nardi, L.V.S. 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências*, 43 (1): 85-99.

Pearce, J.A., Cann, J.R. 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and Planetary Sciences Letter*, 12: 339-349.

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.

Pearce, J.A., Norry, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69 (1): 33-47.

Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In: Thorpe, R.S. (Ed.). Andesites*. Wiley, Chinchester, p.525-548.

Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (Ed.). Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, p. 230-249.

Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4): 120-125.

Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the Search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14-48.

Peccerillo, A., Taylor, R.S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.

Pertille, J., Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Petry, T.S., Lana, C.C. 2015. Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, Southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U-Pb, Lu-Hf isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, (64): 69-93.

Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale Jr, F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46: 83-104.

Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Basei, M.A.S. 2018. The tectonic evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: the closure of the Charrua Ocean. *In: S. Siegesmund et al. (Ed.). Geology of the Southwest Gondwana*. Regional Geology Reviews, p. 243-265.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13 (3): 191-216.

Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London, Longman Geochemistry Series, 384p.

Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A. 2006. Structural Evolution and tectonic setting of the Porongos Belt, Southern Brazil. *Geological Magazine*, 143: 59-88.

Saunders, A.D., Tarney, J. 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Ed.). *Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins*. London, Geological Society Special Publications, vol. 16, p. 59-76.

Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59 (1): 101-118.

Silva, R.R. 2007. *Petrografia e geoquímica dos metabasitos da porção norte do Complexo Passo Feio, Caçapava do Sul, RS*. Porto Alegre, 62p. Monografia de Conclusão do Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Ed.). *Magmatism in the ocean basins*. London, Geological Society Special Publications, vol. 42, p. 313-346.

Taylor, B., Martinez, F. 2003. Back-arc basin basalts systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 481-497.

Tennholm, T. 2019. *Metamorphic evolution of the Passo Feio Complex (central part of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil)*. Tromsø, 97p. Master's Thesis. Department of Geosciences, Faculty of Science and Technology, The Arctic University of Norway.

Thomas, R. 2001. A beginner's guide to ICP-MS. Part I. *Spectroscopy*, 16: 38-42.

Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 466p.

Winchester, J.A., Floyd, P.A. 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28 (3): 459-469.

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

Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45 (2): 326-336.

APÊNDICE

Resultado geoquímico para elementos maiores (peso%) e traços (ppm) das rochas ortoderivadas básicas do CPF.

Amostra	Rochas Ortoderivadas										
	Básicas										
	EN-47	FM-35	FS-173	MF-37	MF-41	MF-51B	MF-59A	FS-83	MT-117	GM-143	GM-33
SiO ₂	49,44	48,72	51,51	51,17	50,3	51,29	50,58	48,61	49,79	50,89	50,47
TiO ₂	1,151	0,917	0,929	0,975	0,934	1,024	2,181	1,253	0,925	0,883	1,406
Al ₂ O ₃	14,34	14,24	12,99	14,51	15,48	14,3	17,56	15,06	14,74	13,67	12,68
Fe ₂ O ₃ T	12,07	12,87	12,52	11,51	8,9	11,11	10,45	11,16	10,95	10,98	15,15
MnO	0,198	0,222	0,162	0,171	0,13	0,162	0,224	0,254	0,164	0,177	0,217
MgO	6,84	6,75	6,34	5,91	7,58	7,57	4,04	7,33	7,28	7,47	6,72
CaO	11,78	10,16	10,55	12,57	11,49	10,16	10,21	10,94	11,13	11,25	8,76
Na ₂ O	1,94	2,79	1,42	1,55	2,95	2,35	2,32	2,45	2,24	2,37	3,2
K ₂ O	0,56	0,14	0,35	0,37	0,32	0,75	0,8	0,59	0,2	0,32	0,37
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,1	0,11	0,09	0,12	0,41	0,21	0,1	0,09	0,13
LOI	1,65	2,57	1,96	1,49	2,17	1,72	1,78	2,16	2,74	2,02	1,57
Total	100,1	99,46	98,84	100,3	100,3	100,5	100,6	100	100,2	100,1	100,7
Sc	38	48	36	37	37	37	29	31	36	33	49
Be	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	2	< 1	< 1	< 1
V	296	323	272	269	277	265	201	286	264	247	397
Ba	232	83	155	177	171	188	194	215	93	185	176
Sr	247	200	164	354	512	321	570	480	161	232	414
Y	16	21	16	18	17	18	22	14	17	14	29
Zr	78	45	75	90	79	86	155	71	79	65	74
Cr	260	180	120	120	230	330	130	130	230	260	130
Co	53	49	41	43	35	44	38	41	43	51	49
Ni	90	90	70	50	70	90	90	70	80	140	80
Cu	180	140	30	160	< 10	30	10	100	70	170	50
Zn	80	80	50	80	60	70	80	80	70	60	90
Ga	17	18	16	16	16	15	18	17	16	15	18
Ge	2	1	2	1	2	1	3	2	1	1	1
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	16	3	6	5	6	14	37	11	4	7	6
Nb	5	1	4	4	4	6	22	9	4	4	2
Mo	< 2	< 2	6	< 2	< 2	< 2	< 2	6	2	5	4
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	1	1	2	1	1	1	3	1	1	1	1
Sb	0,8	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cs	1	< 0,5	0,5	< 0,5	2,7	1,2	2,3	< 0,5	< 0,5	1,2	< 0,5
La	9,5	2,5	11,4	12,2	10,7	13,9	17,3	9	9,9	6,7	3,2
Ce	20,5	6,1	22,9	24,2	22,2	27,4	35,5	18,8	18,5	14,5	8,4
Pr	2,74	1,18	3,09	3,19	2,91	3,44	5,06	2,5	2,84	1,9	1,47
Nd	11,9	6,6	13,4	13,7	12,7	14,2	22,1	11,5	12,1	8	7,9
Sm	2,9	2,4	3,2	3,1	3	3,2	5,3	2,8	3	2,1	2,9
Eu	0,91	0,94	0,94	1,01	0,93	0,98	1,87	1,02	0,9	0,79	1,05
Gd	3,1	3,2	3	3	3,1	3,2	4,9	2,7	3	2,3	4
Tb	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,4	0,5	0,4	0,8
Dy	3,3	4,1	3	2,9	3,2	3,2	4,6	2,6	3	2,7	5,2
Ho	0,7	0,9	0,6	0,6	0,6	0,6	0,9	0,5	0,6	0,5	1,1
Er	2	2,5	1,8	1,8	1,8	1,9	2,4	1,4	1,7	1,6	3,3
Tm	0,28	0,37	0,25	0,24	0,25	0,26	0,34	0,2	0,25	0,22	0,46
Yb	1,9	2,5	1,6	1,6	1,6	1,7	2,1	1,2	1,6	1,5	3,1
Lu	0,29	0,38	0,26	0,25	0,25	0,27	0,33	0,19	0,25	0,22	0,53
Hf	2	1,3	1,8	2,2	1,9	2	3,3	1,7	1,8	1,6	2
Ta	0,3	< 0,1	0,3	0,3	0,2	0,4	1,5	0,6	0,3	0,2	< 0,1
W	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	< 1	1
Tl	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,2
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	5	< 5	6	< 5	< 5	< 5	< 5
Bi	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
Th	1,5	0,2	2,1	2,4	2,1	2,6	1,6	0,9	2,1	1,3	0,3
U	0,2	< 0,1	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,1