

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

Geoquímica e Interpretação das Rochas Metabásicas da Formação Água Clara,
Sul do Estado de São Paulo

Ana Carolina Gomes Ribeiro

Prof. Dr. Antonio Misson Godoy

Rio Claro- SP

2024

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro (SP)

ANA CAROLINA GOMES RIBEIRO

**GEOQUÍMICA E INTERPRETAÇÃO DAS ROCHAS METABÁSICAS DA
FORMAÇÃO ÁGUA CLARA, SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO**

Trabalho de Conclusão de Curso, apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus
de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista
Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Rio Claro- SP

2024

R484g

Ribeiro, Ana Carolina Gomes Ribeiro

Geoquímica e Interpretação das Rochas Metabásicas da
Formação Água Clara, Sul do Estado de São Paulo / Ana
Carolina Gomes Ribeiro Ribeiro. -- Rio Claro, 2024

68 f.

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia)
Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de
Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Antonio Misson Godoy

1. Geoquímica. 2. Rochas Ultrabásicas. 3. Formação Água
Clara. 4. Terreno Apiaí. 5. Cinturão Ribeira. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca da Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

ANA CAROLINA GOMES RIBEIRO

Geoquímica e Interpretação das Rochas Metabásicas da
Formação Água Clara, Sul do Estado de São Paulo

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção
do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

Pr. Dr. Antonio Misson Godoy (Orientador)

Pr. Dr. Otavio Augusto Ruiz Paccola Vieira (Banca examinadora)

Pr. Dr. Larissa Marques Barbosa de Araújo (Banca examinadora)

Rio Claro, 28 de Junho de 2024.

Assinatura do(a) aluno(a)

assinatura do(a) orientador(a)



AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Antonio Misson Godoy pela orientação, conversas, discussões, paciência, compreensão e pelos ensinamentos que me guiaram durante o desenvolvimento deste trabalho. Agradeço a confiança em mim e no meu potencial de desenvolvimento acadêmico. E principalmente, agradeço pela oportunidade.

Agradeço à banca examinadora Otavio Augusto Ruiz Paccola Vieira e Larissa Marques Barbosa de Araújo pela leitura, análise e críticas ao trabalho que foram necessárias para evolução e melhora deste trabalho.

Aos professores da graduação que durante este percurso aplicaram seus ensinamentos para que eu possa sair da universidade com uma ampla bagagem de conhecimentos geológicos. Agradeço aos incentivos e críticas construtivas durante o período de graduação, pois eles levaram até o dia de hoje.

A minha família, minha mãe Fabiana Gomes da Silva, ao meu padrasto Marcielo D'Agostin dos Santos, aos meus irmãos Rodrigo Gomes Ribeiro e Vitor Gabriel D'Agostin, a minha avó Maria Aparecida de Oliveira Ribeiro e especialmente ao meu pai Benedito Afonso Ribeiro Filho, por sempre estarem presentes me apoiando no que era necessário, acreditando no meu potencial e me dando forças para seguir e concluir esta etapa.

Agradeço imensamente as minhas melhores amigas Stefani de Almeida Fucitalo e Larissa Neris Alcara por sempre estarem comigo durante o período de graduação, em qualquer circunstância, obrigada por estarem na minha vida tornando-a mais feliz e leve. Aos meus amigos Caio Marques Manara, Daniel Vitta Hanson, Giulia Raphaela de Moraes, Isabella Dall Acqua, Isabela Maria Wonsik Dalbelo, Lais Inácio da Silva Périco e Nicoli Oliveira Brito por toda ajuda, incentivo e ombro amigo durante esta etapa, por me ajudar a persistir e seguir o meu sonho. E agradeço aos meus colegas de classe, que de alguma maneira auxiliaram neste processo.

"Tu te tornas eternamente responsável por aquilo que cativas"

Antoine de Saint-Exupéry

RESUMO

As rochas da Formação Água Clara de composição básica e ultrabásica são constituídas por anfibolitos, metabasitos e metaultrabasitos de idade meso a neoproterozoica, distribuídas no sudoeste do estado de São Paulo. Situam-se na porção sul do Cinturão Ribeira e na região norte do Terreno Apiaí e encontram-se inseridas em rochas da sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui, especificamente na Formação Água Clara, além de rochas granitoides neoproterozoicas, rochas sedimentares do Grupo Itararé, intrusivas básicas associadas ao derrame Serra Geral e sedimentos recentes quaternários. A configuração das unidades litológicas e das feições estruturais superimpostas de idade neoproterozoica seguem um padrão estrutural regional, cujo principal *trend* se associa à orientação regional NE-SW, delimitando a área por grandes zonas de cisalhamento que são denominadas, ao norte, de Itapirapuã, em contato tectônico com o Grupo Itaiacoca, e ao sul, de Quarenta Oitava, em contato tectônico com o Grupo Lajeado. A evolução geológica é determinada pelo arranjo tectônico-metamórfico neoproterozoico, que é definida por três fases de deformacionais. Os dois eventos iniciais são relacionados a uma tectônica tangenciais, ligados à fase colisional, e consequente espessamento de massas crustais e a colocação e deformação das rochas sin- colisionais. O metamorfismo regional progressivo é do tipo Barroviano, com rochas em fácies xisto verde baixo a médio, com ocorrências locais de metamorfismo de contato e o dinâmico que apresentam natureza retrometamórfica. A paragênese mineral é constituída de 3 composições distintas: pseudomorfos ígneos piroxênios $\pm$ labradorita, magnesiohornblenda $\pm$ oligoclásio/andesina, representando o ápice do metamorfismo regional progressivo M_1 , de 579°C a 621°C de temperatura e 6,6 kbar a 7,3 kbar ($\pm 0,6$) em fácies anfibolito médio; e uma paragênese mineral de actinolita/tremolita $\pm$ albite, do retrometamorfismo regional M_3 (fácies xisto verde baixo a médio). Dados geoquímicos classificam as rochas como gabro, sub alcalinos de baixo potássio a alcalinos, Fe-toleíticos a Mg-toleíticos, com leve tendência a basaltos komatiíticos. Já os dados geotectônicos, corroborados pelo comportamento dos elementos traços e dos ETRs, indicam três assinaturas principais para os grupos anfibolíticos: rochas básicas toleíticas a komatiíticas associadas a cadeia mesoceânicas (MORB), com possível interação da crosta na fase de subducção; rochas ultrabásicas alcalinas de ilha oceânica (OIA); e basaltos toleíticos de arco de ilha. Portanto, os eventos magmáticos estão correlacionados ao estágio inicial de abertura de bacia ou ao início de fechamento à fase inicial de natureza toleítica de fundo oceânico, associado a basaltos alcalinos de ilha oceânica.

Palavras-Chave: Rochas Metabásicas, Geoquímica, Faixa Ribeira, Formação Água Clara

ABSTRACT

The orthoderived rocks of basic and ultrabasic composition are composed of amphibolites, metabasites and metaultrabasites of Meso to Neoproterozoic age, distributed in the southwest of the state of São Paulo. They are located in the southern portion of the Ribeira Belt and in the northern region of the Apiaí Terrane and are inserted in rocks of the metavolcano-sedimentary sequence of the Açungui Supergroup, specifically in the Água Clara Formation, in addition to Neoproterozoic granitoid rocks, sedimentary rocks of the Itararé Group, basic intrusives and recent Quaternary sediments. The configuration of the lithological units and superimposed structural features of Neoproterozoic age follow a regional structural pattern, whose main trend is associated with the NE-SW regional orientation, delimiting the area by large shear zones that are called, to the north, Itapirapuã, in tectonic contact with the Itaiacoca Group, and to the south, Quarenta Oitava, in tectonic contact with the Lajeado Group. The geological evolution is determined by the Neoproterozoic tectonic-metamorphic arrangement, which is defined by three deformation phases. The two initial events are related to tangential tectonics, linked to the collisional phase, and consequent thickening of crustal masses and the emplacement and deformation of the synchronous-collisional rocks. The progressive regional metamorphism is of the Barrovian type, with rocks in medium to high greenschist facies, with local occurrences of contact metamorphism and dynamic metamorphism that present a retro metamorphic nature. The mineral paragenesis consists of igneous pseudomorphs of pyroxene $\pm$ labradorite, magnesiohornblende $\pm$ oligoclase/andesine, representing the apex of the progressive regional metamorphism M1, from 579°C to 621°C temperature and 6.6 kbar to 7.3 kbar (± 0.6) in medium amphibolite facies; and a mineral paragenesis of actinolite/tremolite $\pm$ albite, of the regional retro metamorphism M3 (low to medium greenschist facies). Geochemical data classify the rocks as gabbro, low-potassium subalkaline to alkaline, Fe-tholeiitic to Mg-tholeiitic, with a slight tendency to komatiitic basalts. Geotectonic data, corroborated by the behavior of trace elements and REEs, indicate three main signatures for the amphibolite groups: tholeiitic to komatiitic basic rocks associated with mid-ocean ridges (MORB), with possible crustal interaction during the subduction phase; alkaline ultrabasic rocks from oceanic islands (OIA); and tholeiitic basalts from island arcs. Therefore, the magmatic events are correlated with the initial stage of basin opening or the beginning of closure of the initial phase of tholeiitic nature of the ocean floor, associated with alkaline basalts from oceanic islands.

Keywords: Metaultrabasites, Geochemical data, Ribeira Belt, Água Clara Formation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa do Pré-Cambriano dos estados de São Paulo e do Paraná, à disposição das principais unidades litoestratigráficas. Mod. de Perrotta et al. (2005).

Figura 2: Localização da área de estudo e principais vias de acesso.

Figura 3: Províncias estruturais brasileiras, com enfoque na Província Mantiqueira e destaque para a Faixa Ribeira (Bizzi et al. 2003 e Hasui, 2012).

Figura 4: Mapa Geológico da região com as rochas de composição básica estudadas. Mod. de Almeida (1989); Frasca et al. (1990), Perrotta et al. (2005), Godoy et al (2021), Vieira et al. (2020, 2021, 2022) e Duarte (2022).

Figura 5: Fotografias da geomorfologia e dos tipos de ocorrências das rochas anfibolíticas. **A)** Destaque geomorfológico dos anfibolitos; **B)** Afloramento em corte de estrada de metabásica intensamente intemperizada, com coloração ocre, é possível observar concentrações ferro-magnésíferas que conferem manchas escuras ao saprólito; **C, D)** Blocos métricos de anfibolitos, representando o principal tipo de afloramento. Fonte: Vieira et. al (2020) e Duarte et. al (2021).

Figura 6: Fotografias dos principais tipos petrográficos das rochas anfibolíticas: **A)** Anfibolito médio a grosso, preto e de estrutura anisotrópica; **B)** Anfibolito fino, cinza esverdeado, de estrutura anisotrópica xistosa; **C)** Anfibolito médio a grosso, branco esverdeado, de estrutura anisotrópica; **D)** Anfibolito médio a grosso, cinza esverdeado, de estrutura anisotrópica. Fonte: Vieira et al (2020) e Duarte et al (2021)

Figura 7: Fotografias dos principais tipos petrográficos anfibolíticos sem e com os polarizadores cruzados em seção delgada: A, B) Anfibolito médio a grosso isotrópico com processos de saussuritização e cloritização em hornblenda e plagioclásio; C, D) Anfibolito granoblástico isotrópico; E) Anfibolito médio a grosso com presença de actinolita/tremolita; F) Anfibolito com presença de talco. Ab: Albita; Bt: Biotita, Act/Cl: Clorita; Clt: Clorita; Hbl: Hornblenda; Olg: Oligoclásio; Tlc: Talco; Tnt: Titanita.

Figura 8: Fotografias para comparação das lâminas descritas por Vieira et al (2020) (sendo elas as figuras A, C, E e G) e Duarte et al (2021) (sendo elas as figuras B, D, F e H) dos principais tipos petrográficos anfibolíticos. Fotomicrografia de seção delgada: **A)** anfibolito médio a grosso isotrópico; **B)** anfibolito médio a grosso anisotrópico; **C)** anfibolito médio a grosso fortemente anisotrópico; **D)** anfibolito fino isotrópico altamente epidotizado e cloritizado; **E)** anfibolito grosso com titanita; **F)** Processos de intensa uralitização, biotitização e cloritização em hornblenda. Ilm- Ilmenita; Chl- Clorita; Hbl- Hornblenda; Bt- biotita; Pl-

plagioclásio; Act/Tr- Actinolita/Tremolita; Tlc- Talco; Qtz- Quartzo; Tnt: Titanita.

Figura 9: Diagrama de composição de plagioclásio a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (Na) de feldspatos em rochas anfibolíticas.

Figura 10: Diagrama de Leake et al. (1977) de classificação dos anfibólios de rochas anfibolíticas.

Figura 11: Diagramas geoquímicos de variação para elementos maiores tipo Harker (1909) das amostras de rochas de composição ultrabásicas/básicas.

Figura 12: Diagramas geoquímicos binários para elementos traço para as rochas de composição básicas/ultrabásicas.

Figura 13: Diagramas geoquímicos de classificação de amostras e de ambiente tectônico para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. Legenda: A) Middlemost (1994), B) Winchester & Floyd (1977), C) QAP- Lameyre & Bowden (1982) (10- gabros e 10* quartzo gabro), D) AFM- Irvine & Baragar (1971), E) Middlemost (1975), F) Q x P -Debon et al. (1988). Campos: 8– Quartzo diorito, 11– Monzogabro, 12 Basalto. Abr.: TOL= toleítica, CAA= cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica, F) Jensen (1976).

Figura 14: Diagramas geoquímicos de classificação de amostras e de ambiente tectônico para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. Legenda: A) Pearce & Can (1973), B) Pearce et al. (1977), C) Pearce & Norry (1979), D) Mullen (1983); E) Shervais (1982); F) Meschede (1986); G e H); Pearce (2008). Os elementos estão normalizados por Boynton (1984) para meteoritos condríticos. Abreviações: N- MORB - basaltos de cordilheira mesoceânica; E-MORB– basaltos de cordilheira mesoceânica enriquecidos; OIB - basaltos de ilhas oceânicas.

Figura 15: Diagramas de elementos incompatíveis (Spider) para as rochas de composição básica normalizado. **A)** Weaver & Tarney (1984) para a crosta inferior. **B)** Boynton (1984) para meteoritos condríticos.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Análise química em microsonda eletrônica de cristais de reliquias de plagioclásio em rochas anfibolíticas.

Tabela 2: Análise química em microsonda eletrônica de núcleos de cristais de plagioclásio em rochas anfibolíticas.

Tabela 3: Análise química em microsonda eletrônica de bordas de cristais de plagioclásio em rochas anfibolíticas.

Tabela 4: Análise de cristais reliquias de anfibólio em microsonda eletrônica.

Tabela 5: Análise química de núcleo de cristais de anfibólio em microsonda eletrônica.

Tabela 6: Análise química de bordas de cristais anfibólio em microsonda eletrônica.

Tabela 7: Valores geoquímicos das amostras para as rochas de composição básica.

Tabela 8: Continuação dos valores geoquímicos das amostras para as rochas de composição básica.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	10
1.1 LOCALIZAÇÃO E ÁREA.....	12
1.2 OBJETIVOS	13
2. MÉTODOS E MATERIAIS	14
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	14
2.2 CONSTRUÇÃO DE MAPAS	14
2.3 ANÁLISES PETROGRÁFICAS.....	15
2.4 ANÁLISES QUÍMICAS.....	15
2.5 ANÁLISES GEOQUÍMICAS	16
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	17
3.1 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DOS MAPEAMENTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA	17
3.2 PROVÍNCIA MANTIQUEIRA	18
3.3 FAIXA RIBEIRA	19
3.4 TERRENO APIAÍ.....	19
3.5 CONTEXTO ESTRUTURAL E METAMÓRFICO	20
4. GEOLOGIA LOCAL	21
4.1. ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	24
4.2. ASPECTOS PETROGRÁFICOS	27
5. QUÍMICA MINERAL.....	33
5.1. FELDSPATO	33
5.2. ANFIBÓLIO.....	38
6. LITOGEOQUÍMICA.....	42
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	54
8. REFERÊNCIAS.....	56

1. INTRODUÇÃO

As rochas ortoderivadas metabásicas em estudo estão situadas na Província Mantiqueira Central, na porção centro-sul do Cinturão Ribeira e, especificamente, no Terreno Apiaí. Localizam-se no sul do estado de São Paulo, nos municípios de Capão Bonito, Guapiara, Ribeirão Branco, Araçáiba e Apiaí (Figura 1).

A geologia da região está definida nos mapas geológicos de integração do estado de São Paulo em escala 1:500.000 elaborado pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica-IPT (Bistrichi et al., 1981; Almeida et al., 1981a, Hasui et al., 1981) e no mapa em escala 1: 750.000 elaborado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Perrotta et al., 2005).

A área está inserida a norte da Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava, que compõe uma feição morfológica linear de direção principal NE-SW, próximo aos municípios de Araçáiba e Apiaí e a sul da Zona de Cisalhamento Itapirapuã, próximo aos municípios de Capão Bonito e Ribeirão Branco. A oeste é delimitada nas proximidades da Zona de Cisalhamento Morro Agudo e a leste, com o conjunto sedimentar da Bacia do Paraná nas proximidades de Capão Bonito (Figura 1).

Regionalmente, a área de estudo localiza-se na Província Mantiqueira Central definida por Almeida (1967, 1981); Hasui & Oliveira, (1984); Heilbron et al. (1995, 2004), na porção centro-sul do Cinturão Ribeira (Almeida et al., 1977; Hasui et al., 1978; Hasui, 2010, 2012) ou denominado por Cordani et al. (2000) como Cinturão de Dobramentos Sudeste e, no Cinturão Ribeira como proposto por Almeida et al. (1977) e Hasui et al. (1978).

Este conjunto de rochas estão separadas e individualizadas por grandes zonas de cisalhamento transcorrentes destrais (Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski, 1999, Faleiros, 2008; Faleiros et al., 2010, 2011, 2012; Santos et al., 2015).

A região sul do Cinturão Ribeira é caracterizada na área pelas rochas do Terreno Apiaí (Hasui, 2010, 2012 e Heilbron et al., 2004), que constituem um terreno composto por associação de blocos distintos, resultante da amalgamação de unidades supracrustais, cuja divisão estratigráfica varia desde o Callimiano (1500-1400 Ma.) para a Formação Água Clara e Grupo Votuverava), Ectasiano a Toniano (Grupo Lajeado), ao Toniano (1000-900 Ma.: basal do Grupo Itaiacoca) e Ediacarano (630-580 Ma.: superior do Grupo Itaiacoca) (Heilbron et al., 2004).

A região domina duas sequências de rochas supracrustais metavulcanossedimentares de idades meso- a neoproterozoicas: a norte da Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI) ocorre uma sequência de baixo grau metamórfico que (Kaefer & Alagarte, 1972; Theodorovicz et al., 1986; Campanha, 1991, 2002; Sallun Filho, 1999 e Hiruma et al., 2007), denominam de Grupo

Itaiacoca.

As rochas metassedimentares do Grupo Itaiacoca, que dominam a região a norte da ZCI, foram divididas na região em três unidades composicionais designadas de: a) constituída por sequências sedimentares terrígenas, representada por quartzito, b) composta por rochas das sequências vulcânicas, representada por metabásicas e c) caracterizada pelas sequências terrígenas mais finas, representadas por metarritmito e filito sericítico, além da associação de metacalcário silicoso e carbonoso (Theodorovicz et al., 1986, 1988).

A sul desta zona de cisalhamento expõem-se as rochas da sequência supracrustal de médio grau metamórfico do Grupo Açungui (Almeida, 1957; Petri & Suguio, 1969; Fiori, 1990; Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski, 1999) ou Supergrupo Açungui (Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski, 1999), com a proposta de divisão litotectônica para a região em três unidades principais: Formação Água Clara e grupos Votuverava e Lajeado, segundo Faleiros (2008).

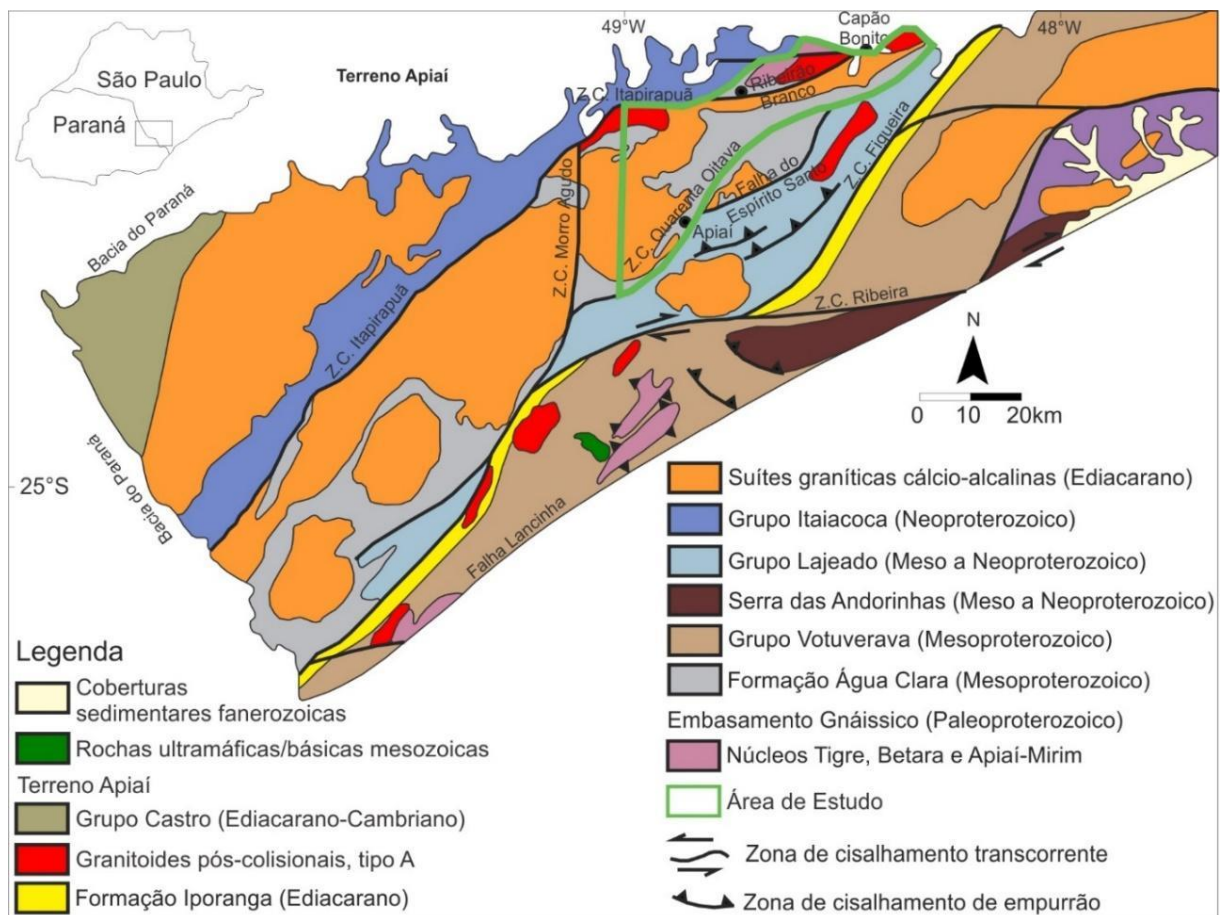


Figura 1: Mapa do Pré-Cambriano dos estados de São Paulo e do Paraná, à disposição das principais unidades litoestratigráficas. Mod. de Perrotta et al. (2005) e Faleiros (2008).

Estes litotipos da sequência metassedimentar foram divididos na região por Faleiros et al. (2012) em duas unidades: uma unidade carbonática formada predominantemente por rochas calciossilicáticas e mármore, apresentando intercalações de metapsamo pelito, metabasito, anfibólio xisto, metachert e metatufo básico, apontando para origem em ambiente marinho profundo; e uma sequência de xisto, de menor expressão na área, constituída por alternância entre camadas de quartzo-mica xisto, mica xisto, xisto carbonático e subordinadamente camadas de xisto grafitoso, cálcio silicáticas, quartzito e granada-biotita xisto, originada em domínio de plataforma continental rasa (Fiori, 1990, 1994; Kops, 1994; Almeida, 1989).

A evolução da granitogênese neoproterozoica do Terreno Apiaí é identificada pelas suítes graníticas intrusivas de composição e texturas variadas e é representado predominantemente pelos granitos sin-colisionais do Batólito Três Córregos e rochas intrusivas do *Stock Sguario*, Saival, Apiaí, Capão Bonito, Santa Blandina e Campina do Veado e Correias (Figura 1).

1.1 LOCALIZAÇÃO E ÁREA

A área de estudo encontra-se inserida em parte nas áreas das folhas topográficas, publicadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística–IBGE, de Apiaí (SG-22-X-B-V-1), Araçaíba (SG-22-X-B-II-3), Mina do Espírito Santo (SG-22-X-B-II-4), Capão Bonito (SG-22-X-B-III-1), Guapiara (SG-22-X-B-II-2) e Ribeirão Branco (SG-22-X-B-II-1) em escala 1:50.000, ou em parte das folhas topográficas em escala 1:100.000 de Guapiara (SG.22-X-B-II) e de Apiaí (SG.22-X-B-V) e distante aproximadamente 300 km da cidade de São Paulo (Figura 2).

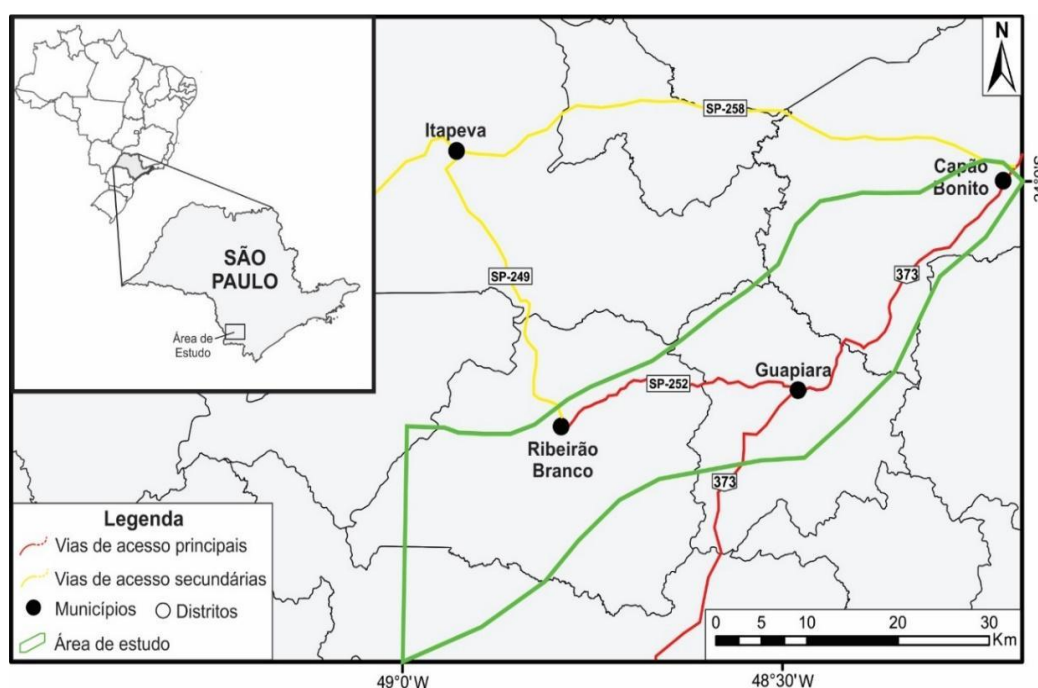


Figura 2: Localização da área de estudo e principais vias de acesso.

As ocorrências encontram-se distribuídas próxima aos municípios de Apiaí, principalmente no distrito de Araçaíba, além do município de Capão Bonito. A área de estudo está localizada na porção sudoeste do Estado de São Paulo e da capital, podendo ser acessada por meio das rodovias Presidente Castelo Branco (SP-280) ou Raposo Tavares (SP-270) até Itapetininga. A partir daí, segue-se pela SP-127 até Capão Bonito, onde a rodovia SP-250 leva à cidade de Apiaí, num percurso de aproximadamente 320 km. A cidade de Apiaí está localizada nas proximidades do limite sudeste da área.

1.2 OBJETIVOS

Neste trabalho foram discutidos dados petrográficos, geoquímicos e de química mineral, exclusivamente de rochas ortoderivadas de composição metabásica inseridas nas rochas das sequências vulcanossedimentares da formação Água Clara.

O objetivo geral deste trabalho é de compilar e comparar os dados publicados pelos autores Vieira et al (2020) e Duarte et al (2021) em parâmetros de geologia local, como aspectos estruturais, geomorfológicos e petrográficos. Além dos dados químicos e litoquímicos.

Foram realizadas análises petrográficas, quanto aos aspectos texturais, temporais, das paragêneses ígneas e condições metamórficas. Além disso, realizou-se a identificação dos sucessivos eventos de deformação e metamorfismo que afetaram este conjunto de rochas, permitindo identificar e definir as diferentes assinaturas geoquímicas, afinidades tectônicas, gênese e evolução dos magmas metamárficos da região.

As rochas metamárficas apresentam grande importância petrológica, pois podem ocorrer de forma parcialmente preservada, em meio a metassedimentos de baixo a médio grau metamórfico.

Portanto, neste texto são apresentados e discutidos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e de química mineral, exclusivamente do orto anfibolito na unidade da Formação Água Clara, com o intuito de estabelecer as relações petrográficas, quanto aos aspectos texturais e temporais e, identificar as paragêneses ígneas e as condições metamórficas, além de evidenciar os sucessivos eventos de deformação e metamorfismo que afetaram este conjunto de rochas.

São importantes na determinação de minerais índices que permitam a obtenção de valores numéricos de P e T satisfatórios, em detrimento as rochas metassedimentares que

frequentemente apresentam associação paragenética complexas na determinação do grau metamórfico, bem como, relações intensas de transformações minerais, pelo elevado grau e estado de intemperismo.

Permitindo assim, identificar as características das fontes magmáticas e entender os processos envolvidos na geração e evolução destes magmas básicos, além de identificar e definir as diferentes assinaturas geoquímicas, afinidades tectônicas, gênese e evolução dos magmas metamáficos desta região na evolução da Orogenia Ribeira.

2. MÉTODOS E MATERIAIS

2.1 Pesquisa Bibliográfica

A primeira etapa do trabalho consistiu na realização da pesquisa bibliográfica, a qual foram abordados dois principais temas de maior relevância para a continuidade do projeto. O primeiro tema está relacionado as rochas metabásicas, presentes no Cinturão Ribeira, e suas características petrogenéticas associadas ao terreno Apiaí. O segundo tema procurou associar as rochas metabásicas da Formação Água Clara e Grupo Itaiacoca comparando dados petrográficos, litoquímicos e os processos de metamorfismo associados a geração dessas rochas.

Realizou-se compilação e integração de produtos cartográficos e dados geológicos de campo, além de ensaios provenientes de trabalhos anteriores realizados por Vieira *et. al* (2020) e Duarte *et. al* (2021). Foram usados como mapa geológico base, os trabalhos de mapeamento da disciplina “Mapeamento Geológico de Áreas Cristalinas”, do Curso de Geologia do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista.

2.2 Construção de Mapas

A segunda etapa do trabalho focou na integração de dados geológicos dos autores Vieira *et al.* (2020) e Duarte *et al* (2021). Foram utilizadas as folhas topográficas da região de Guapiara, Ribeirão Branco, Capão Bonito e Araçuaí, todos em escala 1:50 000. A partir disso, todos os mapas foram processados no software QGIS, aonde foram georreferenciados no Datum Córrego Alegre, zona UTM 22S, gerando a base topográfica inicial do mapa. Em seguida, foi realizada a junção dos mapas topográficos juntamente com os dados estruturais e geológicos da

área, além da marcação dos principais afloramentos das rochas metabásicas de interesse para este trabalho.

2.3 Análises Petrográficas

Durante a etapa de laboratório foram revisadas lâminas delgadas já confeccionadas nos trabalhos anteriores, a partir das amostras coletadas em campo, no Laboratório de Preparação de amostras e de Laminação do Departamento de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas. As observações em escala micro foram feitas por meio de microscópio binocular de luz polarizada marca ZEISS modelo Axioskop 40 com objetivas de 2.5; 5; 10; 20; 50 e 100x, do DPM - IGCE. As fotomicrografias obtidas por uma máquina fotográfica CANON modelo EOS 5D MARK II, com zoom de 4x acoplada ao microscópio e através do aparelho móvel IPHONE modelo 11 com câmera de 12 MP.

A identificação do nome dos minerais nas fotomicrografias foi realizada com base na lista de abreviações recomendada pela IUGS (Siivola & Schmid, 2007).

2.4 Análises Químicas

A análise química qualitativa e semiquantitativa foi realizada em amostras de plagioclásio e anfibólio, bem como imagens de elétrons retro-espalhados (BSE), realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do DPM, utilizando-se Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) modelo JEOL-JSM-6010LA, com detector de EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) acoplado.

Análises químicas quantitativas de minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do DPM, utilizando-se microsonda eletrônica (EPMA) modelo JEOL JXA8230 Superprobe, com 5 detectores WDS.

Estas análises foram realizadas em lâminas delgadas-polidas recobertas com fina camada de carbono e realizadas sob condições analíticas de 15 a 20kV, com corrente de aceleração de 15 kV em minerais silicáticos formadores de rocha. Para as análises de plagioclásio e anfibólio, utilizou-se tempo de contagem de 10 segundos, no pico, e 5 segundos em cada posição do *background* (inferior e superior).

A análise química de anfibólio permitiu o estudo para o cálculo de temperatura que foi baseado no trabalho de Otten (1984), utilizando-se o valor de titânio adquirido em análise quantitativa dos cristais de hornblenda, segundo a fórmula:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 1,204 \times (\text{Ti}/23 \text{ O}) + 545^{\circ}$$

onde $Ti/23\ O$ - representa o número de cátions de Ti por unidade de fórmula (23 oxigênios).

O cálculo da pressão seguiu os parâmetros estabelecidos por Schmidt (1992), que utilizou o alumínio em análise quantitativa de hornblenda, utilizando a fórmula:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = - 3,01 + 4,76 \text{ Al}_{\text{tot}}$$

onde Al_{tot} representa o número de cátions de Al por unidade de fórmula.

2.5 Análises Geoquímicas

As amostras de rochas orto anfibolíticas foram analisadas em dois lotes. As análises do segmento norte foram elaboradas nos laboratórios do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) Universidade Estadual Paulista – Unesp de Rio Claro e descritas inicialmente por Vieira et al. (2020) e Duarte et al. (2021).

A análise química de rocha total e multielementar para elementos maiores, menores, traços e elementos terras raras (ETR), foram realizadas em dois lotes: as amostras da área norte, correspondendo as análises das folhas topográficas de Guapiara e Ribeirão Branco e da área sul, correspondendo amostras das folhas Araçaiaba e Apiaí.

As amostras da área norte foram realizadas as análises no Laboratório de Geoquímica - LABOGEO-Rio Claro, sendo utilizados Fluorescência de Raios X para os elementos maiores (concentração em %), através de pastilha fundida em meio borato e para os elementos traços (concentração em ppm), através de pastilha prensada. Para a determinação dos elementos de terras raras (ppm) - Espectrometria de Emissão Atômica (**ICP-AES**), segundo rotina do Labogeo (Malagutti et al., 1988).

As amostras da área sul foram analisadas anteriormente por Duarte *et al* (2021). As análises químicas de rocha total e multielementar para elementos maiores, menores, traços e elementos terras raras, foram realizadas no Laboratório de Geoquímica - SGS Geosol Laboratórios Ltda., Belo Horizonte - MG. Para análise dos elementos maiores (concentração em %) foi utilizado para quantificação, Fluorescência de Raios X, através de pastilha fundida em meio com tetraborato de lítio. Para os elementos menores (concentração em ppm), foram analisados por Espectrômetro Óptico com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-OES), por fusão com tetraborato de lítio. Os elementos terras raras foram analisadas por Espectrômetro de Massa em Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS), após fusão utilizando metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico, segundo os padrões de rotina do laboratório de geoquímica.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Evolução do conhecimento dos mapeamentos geológicos da área

A região encontra-se inicialmente definida nos mapas geológicos do Estado de São Paulo, a partir de mapeamento antigos da região que culminaram no mapa em escala 1: 750.000 elaborado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Perrotta et al., 2005).

O primeiro mapeamento geológico da área foi executado pela PROTEC - Projetos Técnicos e Obras de Engenharia Ltda., para o Departamento Nacional da Produção Mineral, denominado de “Projeto Ribeira. Os artigos de Melcher et al. (1971) “Geologia das Rochas Pré-cambrianas do Vale do Rio Ribeira de Iguape” e a síntese da evolução geológica correspondente da área do projeto Melcher et al. (1973) “Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR” resultaram na publicação do mapeamento das folha topográficas pelos membros distintos da equipe em escala 1: 100.000, de Apiaí, Eldorado, Capão Bonito, Cerro Azul e, as envolvidas na área de estudo, a Folha Guapiara (SG 22-FI) (Cordani et al., 1971) e Capão Bonito (Bettencourt et al., 1971)

Os principais projetos institucionais que envolvem estudo da área na década de 80, restringem-se a Alagarte et al. (1973), no trabalho de pesquisa mineral realizado em 1972/1974, pelo convênio Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM)/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) em escala 1:10.000, contemplando as áreas dos municípios no “Projeto Sudeste do estado de São Paulo”, de Capão Bonito, Guapiara, Apiaí, Iporanga, Itapeva, Ribeirão Branco e Itararé. Deste projeto resultou por Kaefer & Alagarte (1972) a publicação da Folha Itararé (SG.22-X-B). Morgental et al. (1975) pelo convênio DNPM/CPRM apresenta no “Projeto Sudelpa” dados geológicos da Folha Araçáiba e descrições geológicas e geoquímicas destes conjuntos de granitoides no projeto “Projeto Geoquímica no Vale da Ribeira”.

A região teve uma grande ênfase à prospecção mineral, a partir de trabalhos ligados ao Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM), através de mapeamento geológico e de prospecção da Folha Capão Bonito em escala 1: 50.000 e das áreas dos municípios do entorno da folha topográfica, por Chiodi Filho et al. (1983). Trabalhos específicos na região foram realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM/SUREG), através do Mapa Geológico da Folha Guapiara (SG. 22-X-B-II-2) (Takahashi et al., 1984).

As pesquisas pelo DNPM/CPRM culminaram no “Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira” de Silva et al. (1981) e divulgação dos mapas geológicos das folhas topográficas em escala 1:100.000 por Francisconi et al. (1981a, b), Guapiara (SG.22-X-B-II) e Itararé (SG.22-X-B-I), além dos resultados obtidos a partir do contrato IPT/Pró-Minério da

Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçaíba (SG.22-XF-II-3), estados de São Paulo e Paraná por Bistrichi (1985).

3.2 Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira, tal como definida por Almeida et al. (1977), é uma entidade geotectônica instalada a leste dos crátons São Francisco e Rio de La Plata/Paraná e estende-se por cerca de 3.000 quilômetros, com orientação NNE–SSW, ao longo da costa atlântica, do paralelo 15° S até o Uruguai (Heilbron et al., 2004) (Figura 3).

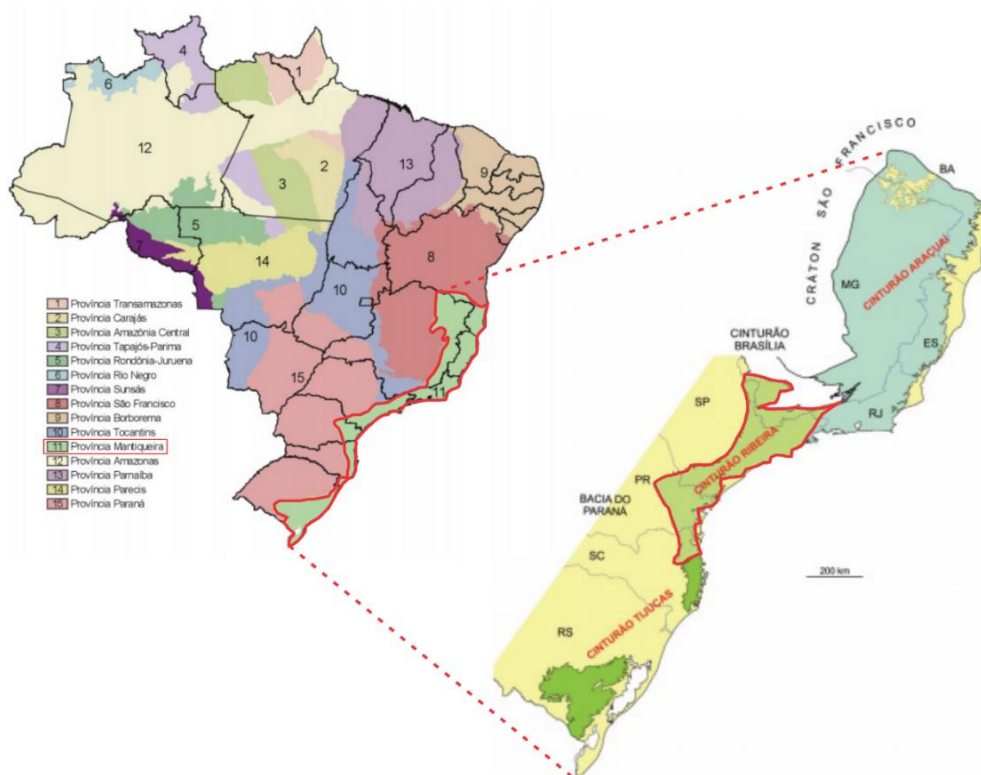


Figura 3: Províncias estruturais brasileiras, com enfoque na Província Mantiqueira e destaque para a Faixa Ribeira (Bizzi et al. 2003 e Hasui, 2012).

A leste faz limite com a Província Margem Continental Leste, com continuidade reconhecida, porém não propriamente definida por encontrar-se recoberta. A oeste faz limites com o Cráton do São Francisco, com a extremidade sul do Cinturão Brasília do Sistema Orogênico Tocantins e com a cobertura da Bacia do Paraná (Hasui, 2012).

Segundo Heilbron et. al (2004), a estratigrafia da Província Mantiqueira pode ser subdividida de forma simplificada em: (a) embasamento arqueano e/ou paleoproterozoico mais velho que 1,7 Ga; (b) sequências metassedimentares depositadas em bacias intracontinentais paleoproterozoicas a mesoproterozoicas; (c) sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares neoproterozoicas; (d) granitoides neoproterozoicos pré-colisionais;

(e) granitoides neoproterozoicos sin- colisionais e (f) coberturas neoproterozoico-cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional. Esta subdivisão é adotada na compartimentação de três setores geográficos, correspondentes aos cinturões orogênicos Araçuaí, Ribeira e Tijucas.

3.3 Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira corresponde a um cinturão de dobramentos e empurrões paralelo à linha costeira do sudeste brasileiro, compreendido na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco, gerado durante a Orogenia Brasileiro-Pan Africana (Almeida, 1971). Consiste em um complexo orógeno colisional, onde as principais massas cratônicas envolvidas nesse processo são os crátons do São Francisco – Congo, Paranapanema e Luís Alves (Brito Neves, 1999).

A estruturação principal desta faixa foi controlada por um sistema de cisalhamento transcorrente tardio paralelo ao orógeno. Como resultado, o cinturão é dominado por terrenos tectono-estratigráficos de origem diversa, limitados por zonas de falha e/ou zona de cisalhamento (Heilbron et al., 2004). A área compreendida por esta faixa é composta por rochas de embasamento arqueanas a paleoproterozoicas, suítes de rochas sedimentares e vulcanossedimentares mesoproterozoicas e neoproterozoicas, suítes graníticas intrusivas neoproterozoicas interpretadas como associações de arcos magmáticos, sequências sedimentares de margens passivas e granitos tardi-cinemáticos (Campos Neto & Figueiredo, 1995).

A Faixa Ribeira pode ser subdividida nos terrenos Varginha, Embu, Costeiro, São Roque, Apiaí, Curitiba, Paranaguá e Luís Alves (Hasui, 2012). A parte sul do cinturão é dividida em dois terrenos, Curitiba e Apiaí, separados pela zona de falha Lancinha-Cubatão, ambos os terrenos foram intrudidos por variedades de granitos de idades neoproterozoica (650-580 Ma) formados em episódios acrescionários, colisionais e pós-colisionais (Janasi et al., 2001).

3.4 Terreno Apiaí

O Terreno Apiaí na área é dominado pela unidade metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui, que teve a sua divisão estratigráfica definida em duas unidades litotectônicas principais denominadas Formação Água Clara e Grupo Itaiacoca.

O Terreno Apiaí trata-se de uma região composta por uma associação de terrenos tecno-

metamórficos de idades distintas, porções acrescidas, rochas do embasamento e intrusões de suítes graníticas: Grupo Votuverava e Formação Água Clara, que datam do Calimiano, entre 1450-1500 Ma; Grupo Itaiacoca e Formação Iporanga, que datam do Toniano e Ediacarano, entre 910-1030 Ma e 630-580 Ma, respectivamente; e terrenos acrescidos durante a Orogenia Brasileiro-Pan-Africana como o Grupo Lajeado e Sequência Serra das Andorinhas. (Basei et al., 2003; Hackspacher et al., 2000; Weber et al., 2004; Campanha et al., 2008a, 2008b; Faleiros, 2008) (Figura 3). Já as rochas do embasamento são constituídas por ortognaisses miloníticos-migmatíticos que datam do Estateriano, entre 1750 e 1800 Ma. (Cury et al., 2002).

Suítes graníticas neoproterozoicas, majoritariamente ediacaranas intrudiram o conjunto dos terrenos, embora diferenças significativas tenham sido observadas entre as assinaturas geoquímicas das suítes presentes internamente em cada domínio (Faleiros, 2012). No Terreno Apiaí ocorre predomínio de um magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio, representado principalmente, pelos batólitos Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes, localizados na direção nordeste. (Prazeres Filho 2005; Prazeres Filho et al., 2001, 2003; Janasi et al., 2001).

3.5 Contexto Estrutural e Metamórfico

De acordo com Almeida (1990), a região possui três fases principais de deformação associadas a três fases de metamorfismo: a primeira fase de deformação Dn, de regime essencialmente dúctil (Fassbinder, 1996) está relacionada ao início do Sistema de Cavalcamento Açungui, de direção NE-SW, com sentido NW.

Este primeiro evento, que está associado a um metamorfismo regional progressivo de médio grau na fácies anfibolito baixo M1 do pacote sedimentar, gerou uma foliação contínua fina de baixo a médio ângulo Sn paralela à subparalela ao bandamento composicional S0, observada por intenso estiramento e recristalização mineral (Weber, 2004).

A segunda fase de deformação Dn+1 está ligada à progressão do sistema de cavalcamento, ainda de caráter dúctil. Esta fase está associada a uma foliação de baixo ângulo Sn+1 que se sobrepõe à foliação anterior, de direção NE-SW, com mergulho para NW, identificada como subparalela à foliação Sn. Ocorre também a crenulação Sn+1 da foliação Sn nos xistos e constitui a fase mais penetrativa e preservada em afloramentos dominados por foliações de baixo ângulo nas rochas ortoanfibolíticas (Vieira et al., 2020). Correlato à fase Dn+1 ocorreu a intrusão dos granitos sin-colisionais do Complexo Três Córregos e do Granito Apiaí, responsável pela rotação e verticalização das estruturas presentes, com mergulhos que

atingem valores elevados e geração de porfiroblastos nas auréolas de metamorfismo de contato (Weber, 2004).

Ocorre também o desenvolvimento de uma foliação de baixo ângulo com corpos graníticos, que evidencia o caráter sin-cinemático da colocação magmática. Associado a Dn+1 tem-se o início de um processo de metamorfismo de contato M2.

A terceira fase de deformação Dn+2 trata-se de uma deformação de caráter dúctil-rúptil, resultante de uma tectônica de descompressão associada às zonas de cisalhamento de alto ângulo, em um estágio tardio da colisão. Esta fase dobrou e redobrou os metassedimentos, gerando macrodobras e foliação subvertical Sn+2 com variação de protomilonítica a clivagem ardosiária, nas quais identifica-se lineação mineral marcando a direção de maior estiramento (Kops, 1994). A fase está associada a um retrometamorfismo M3, e à colocação magmática tardia e a estruturação alongada de granitos tardi-colisionais. (Vieira et al., 2020).

4. GEOLOGIA LOCAL

A Formação Água Clara predomina em toda a área estudada e foi definida originalmente por Marini et al. (1967); Almeida (1984), Almeida et al. (1986), como uma faixa alongada de direção NE-SW, aflorante na região Sul de São Paulo, correspondente a uma sequência carbonática impura, posicionada no topo do Grupo Açungui.

Posteriormente, Fritzens Jr et al. (1982), Bistrichi et al. (1985) e Almeida et al. (1986) interpretam como a formação basal ao Grupo Açungui, inserida no Complexo Setuva. Chiodi Filho et al. (1983), Takahashi et al. (1984) e Theodorovicz et al. (1986) classificam-na como correlata a Formação Itaiacoca, contrariando Fritzens Jr et al. (1982), que a classificaram como correlata a Formação Perau, mas ambas inseridas no Complexo Setuva. Weber (2004) e Weber et al. (2002, 2004) a consideram como formação basal ao Supergrupo Açungui no estado de São Paulo.

O primeiro autor a propor uma divisão interna para a Formação Água Clara foi Pontes (1981), subdividindo-a em uma sequência carbonática, nomeada de Fácies São Domingos e numa sequência vulcânica, nomeada de Fácies São Silvestre.

São descritas também sequências terrígenas, originalmente consideradas como basais à essa Formação (Suíte Metamórfica Rio Abaixo - Chiodi Filho et al., 1983; Suíte Metamórfica Santana - Takahashi et al., 1984; Formação Setuva - Bistrichi et al., 1985; Xistos Santana - Campanha et al., 1987; Complexo Apiaí Mirim - Theodorovicz et al., 1988 e Campanha, 1991)

e, posteriormente adotadas por Weber (2004), Weber et al. (2002, 2004) e Faleiros et al. (2012) como correspondentes a uma sub unidade basal da Formação Água Clara, nomeada como Membro Xistoso.

Em contrapartida, as unidades propostas por Pontes (1981) são unidas em um único grupo, nomeado de Membro Carbonático, correspondente ao topo da Formação Água Clara.

O Membro Carbonático é formado predominantemente por rochas calciossilicáticas e mármore, apresentando intercalações de meta psamo pelito, metabasito, anfibólio xisto, metachert e metatufo básico. Já o Membro Xistoso é caracterizado por alternância entre camadas de quartzo-mica xisto, micaxisto, xisto carbonático e subordinadamente camadas de xisto grafitoso, quartzito e granada-biotita xisto.

Almeida et al. (1986) observam a variação do grau metamórfico, de SE para NW, de xisto verde baixo a médio até xisto verde médio a alto. Também descrevem ocorrências de metamorfismo de contato, devido a intrusão do Complexo Granítico Três Córregos e seus granitoides associados.

Devido à alta taxa de deformação, a preservação de estruturas sedimentares primárias nas proximidades das zonas de cisalhamento é baixa, sendo encontradas apenas em locais distantes das mesmas (Campanha, 1991; Faleiros et al., 2012).

A Formação Água Clara está possivelmente relacionada a um ambiente de sedimentação de águas normalmente rasas, associado a uma plataforma continental, com vulcanismo básico, raramente ácido (Fiori, 1990). Bistrichi et al. 1985; Fassbinder, 1996; Weber et al. (2004) propõe idades Mesoproterozoicas, em torno de 1590-1470 Ma (U-Pb), para a deposição dessas sequências. Os mesmos autores indicam a idade de metamorfismo como neoproterozoica (aproximadamente 600 Ma).

Campanha (1991, 2002) considera que os contatos entre a Formação Água Clara e os outros metassedimentos se dão em geral por zonas de cisalhamento transcorrente. Já entre a Formação Água Clara e o Complexo Granítico Três Córregos mostram-se imbricados através de zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo.

Os metassedimentos da Formação Itaiacoca foram definidos inicialmente por Almeida (1957) e Petri & Suguio (1969) e, posteriormente nomeados como Grupo Itaiacoca por Theodorovicz et al. (1988), Santoro et al. (1989), Rodrigues & Caltabeloti (2012) e Pereira et al. (2015).

A Formação Itaiacoca descrito em Bistrichi et al. (1985) e Reis Neto (1994) é constituído por duas sequências sedimentares, uma terrígena e outra química. As rochas do grupo pertencem a uma faixa NW, denominada “Faixa Itapeva” por Hasui et al. (1984), ou “Faixa

Itaiacoca-Itapeva” por Chiodi Filho (1984), separada da Faixa Apiaí.

Já no estado de São Paulo, em mapeamento na escala 1:50.000 ao sul de Itapeva, Theodorovicz et al. (1986, 1988) confirmaram a presença desta associação metavulcanossedimentar e elevaram a Formação Itaiacoca ao *status* de grupo, subdividindo-o em três unidades.

Para a região oeste de Ribeirão Branco, Siga Jr et al. (2003) permitiram reconhecer três unidades geológicas maiores, representadas, da base para o topo, por metarcóseo (com importante contribuição vulcânica-vulcanoclástica), rochas metacarbonáticas e rochas metapelíticas-metapsamíticas

Segundo Rodrigues & Caltabeloti (2012) o Grupo Itaiacoca corresponde a uma sequência de rochas metavulcanossedimentares de baixo grau metamórfico que ocorrem em uma faixa de direção NE-SW, fortemente afetadas por zonas de cisalhamento rúpteis/dúcteis e por intrusões graníticas.

Vieira et al. (2020) descrevem as rochas ortoderivadas de composição básica e ultrabásica de idade meso a neoproterozoica, inseridas na sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui, especificamente na Formação Água Clara e no Grupo Itaiacoca. A paragênese mineral principal é constituída de ferrotschermakita-ferrohornblenda-magnesiohornblenda $\pm$ oligoclásio/andesina, representando o ápice do metamorfismo regional progressivo M₁, de 611°C a 621° e 6,5 kbar a 7,3 kbar ($\pm 0,6$) (Fácies anfibolito médio); e uma paragênese mineral de actinolita/tremolita $\pm$ albita, do retrometamorfismo regional M₃ (fácies xisto verde baixo a médio).

Dados geoquímicos classificam as rochas como gabro, basanito e picrito, sub alcalinos de baixo potássio a alcalinos, Fe-toleíticos a Mg-toleíticos, com leve tendência a basaltos komatiíticos. Já os dados geotectônicos, corroborados pelo comportamento dos elementos traços e dos ETRs, indicam três assinaturas principais para os grupos anfibolíticos: rochas básicas toleíticas a komatiíticas associadas a cadeia mesoceânicas (MORB), com possível interação da crosta na fase de subducção; rochas ultrabásicas alcalinas de ilha oceânica (OIA); e basaltos toleíticos de arco de ilha. Portanto, os eventos magmáticos estão correlacionados ao estágio inicial de abertura de bacia ou ao início de fechamento à fase inicial de natureza toleítica de fundo oceânico, associado a basaltos alcalinos de ilha oceânica (Vieira et al., 2020; Duarte et al., 2021).

4.1. Aspectos Geológicos

As rochas metabásicas foram identificadas e individualizadas a partir de mapeamentos geológicos, na escala de 1:50.000, em áreas das folhas topográficas de Guapiara, Capão Bonito, Ribeirão Branco, Araçaiaba e Apiaí. As ocorrências principais das rochas metabásicas encontram-se identificadas no mapa geológico da figura 3, estendendo-se ao longo de uma faixa descontínua, normalmente com dimensões longitudinais expressivas, quilométricas e, com dimensões laterais de dezenas de metros.

As rochas anfibolíticas encontram-se inseridas em rochas da Sequência Metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui, que contém numerosas intercalações de rochas metamáficas, atribuídas ao metamorfismo de rochas basálticas distribuídos na direção regional geral NE-SW, definindo as ocorrências principalmente à norte da Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava e a sul da Zona de Cisalhamento Itapirapuã com fragmentos deformados e dispersos em faixas intercaladas principalmente à porção basal da sequência metavulcanossedimentar caracterizada predominantemente por rochas calciossilicatadas, cálcio xistos, metamargas e metacalcários da Formação Água Clara do Supergrupo Açungui.

Esta unidade é composta por metassedimentos, com predominância de filito que gradaciona para muscovita-biotita xisto e para metarenito, além de constituir inúmeras vezes lentes ou camadas de metarritmito, que é representado por intercalações pelítica-psamíticas de espessuras variadas, ora com predominância de um termo ora de outro, além da expressiva e variada sequência de rochas calciossilicatadas e camadas de metacalcário e secundariamente por lentes de actinolita-carbonato xisto.

A sequência clástica é composta pelo predomínio dos termos mais argilosos, que se alternam em níveis de sericita filito, sericita-grafita filito, gradando para níveis mais enriquecidos em carbonatos com foliação bem marcante, predominantemente milonítica.

Neste domínio, devido a intensa sobreposição de fases deformacionais aos litotipos mapeados, ocorre a ausência de estruturas primárias preservadas e muitas vezes não se permite caracterizar o bandamento composicional como S_0 , apesar da alternância dos litotipos apresentarem um forte componente deformacional.

A rocha metabásica é composta de delgadas lâminas que apresentam quartzo e sericita, clorita e biotita em proporções variadas, originando porções grossas e finas a depender da relação entre esses dois minerais. A grafita e os carbonatos apresentam teores variados e com valores crescentes e gradacionais para cálcio-filitos nas proximidades das rochas carbonáticas.

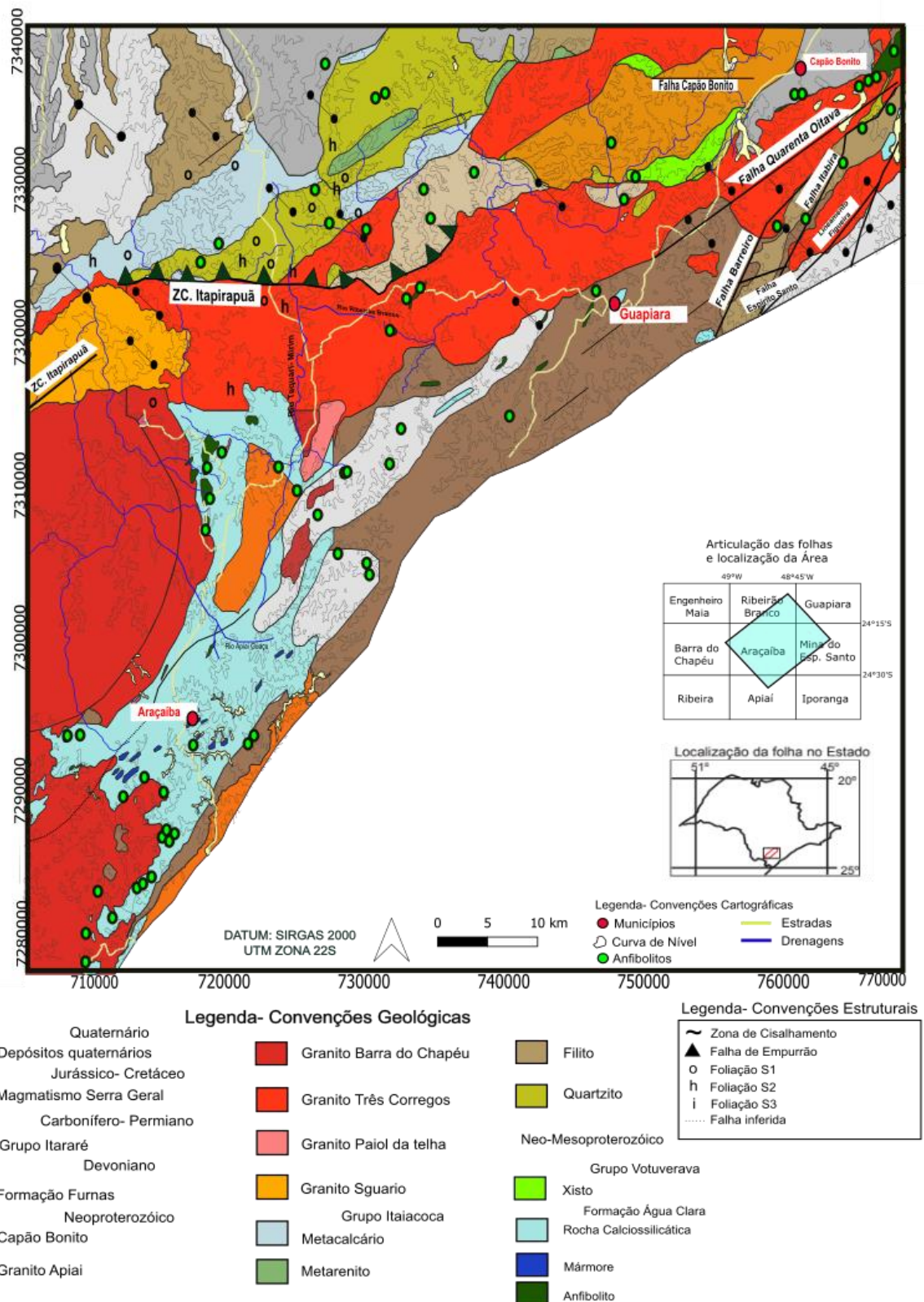


Figura 4: Mapa Geológico da região com as rochas de composição básica estudadas. Mod. de Almeida (1989); Frasca et al. (1990), Perrotta et al. (2005), Godoy et al (2021), Vieira et al. (2020, 2021, 2022) e Duarte (2022).

A variação composicional nos metassedimentos com deposição dominante dos pelitos e intercalações de lentes e camadas calcárias, silticas e filíticas, indicam sucessão de ambientes químicos e detríticos. A sequência carbonática descrita apresenta termos carbonatados, tanto dolomíticos como calcíticos. O metacalcário calcítico é o principal litotipo desta sequência e apresenta estrutura foliada, por vezes levemente bandada quando se encontra em meio às zonas de cisalhamento. Essas bandas milimétricas são compostas basicamente por calcita e/ou quartzo. A granulação é fina apresentando, porém, porções de granulometria grossas.

A geometria dos corpos de metacalcário é lenticular semelhante ao restante da sequência. Os contatos com as litologias adjacentes são geralmente bruscos, porém contatos transicionais também ocorrem. São frequentes as camadas de metacalcário dolomítico que se encontram intercaladas no metacalcário calcítico, com espessuras decimétricas a métricas.

As rochas calciossilicatadas e cálcio-filitos bandado encontram-se em contato gradacional com as lentes de metacalcário ou boudinados entre as camadas de filito, apresentando estrutura foliada abandonada e/ou maciça, textura lepidogranoblástica muito fina, intercalando-se em bandas centimétricas aos termos mais calcíticos e cortada por veios preenchidos por quartzo e carbonatos.

Geomorfologicamente, as ocorrências de rochas metabásicas ocorrem como morrotes arredondados de textura mais lisa (Figura 4 e B) ou localmente como corpos dispersos, na forma de blocos arredondados com dimensões reduzidas (Figuras 4C a D) e restritas e na forma de corpos tabulares centimétricos a métricos resultantes de processos deformacionais de estiramento em meio às rochas metassedimentares, concordantes com a foliação ou localmente como corpos disruptos e boudinados, com dimensões reduzidas e restritas, na forma de corpos tabulares métricos.

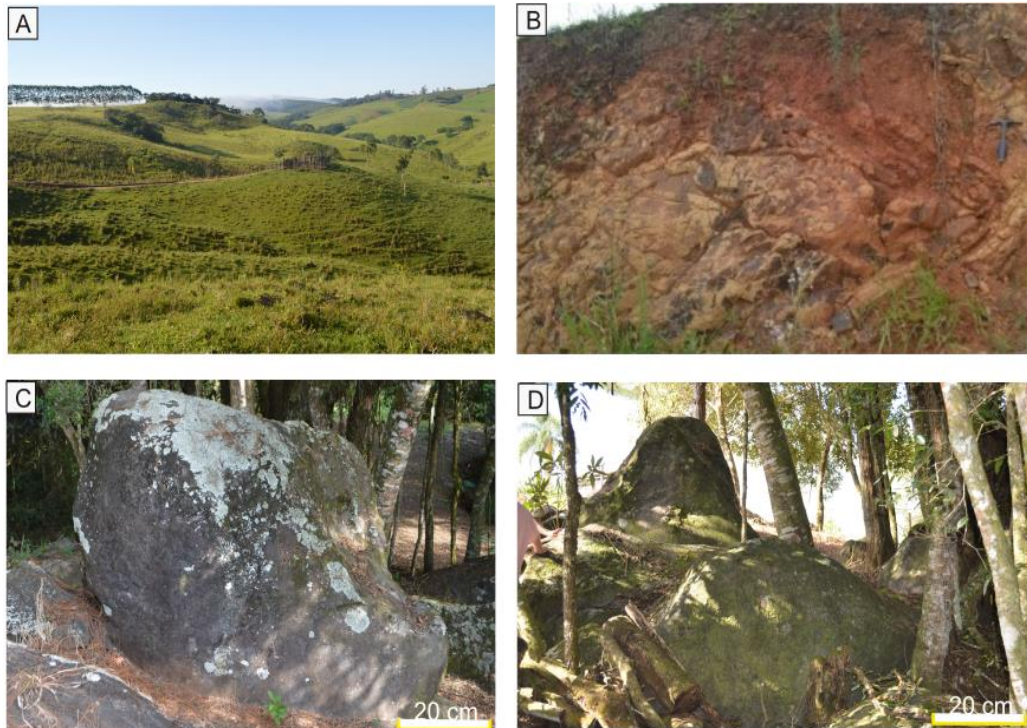


Figura 5: Fotografias da geomorfologia e dos tipos de ocorrências das rochas anfibolíticas. **A)** Destaque geomorfológico dos anfibolitos; **B)** Afloramento em corte de estrada de metabásica intensamente intemperizada, com coloração ocre, é possível observar concentrações ferro-magnesíferas que conferem manchas escuras ao saprólito; **C, D)** Blocos métricos de anfibolitos, representando o principal tipo de afloramento. Fonte: Vieira et. al (2020) e Duarte et. al (2021).

Localmente podem ocorrer na forma de xenólitos e tetos pendentes inseridos nos corpos graníticos. As relações de contato dos litotipos metabásicos dificilmente são observadas e, quando presentes, mostram-se concordantes e bruscas com a estruturação das rochas encaixantes. Apresentam-se quando frescas com cor escura e granulação fina a fina-média, raramente grossa e quando intemperizadas assumem cores verde clara a ocre (Figura 4B).

Os termos metabásicos são caracterizados por actinolita que normalmente transicionam para clorita-actinolita, xisto onde basicamente superpõem uma foliação marcante. Os termos metabásicos apresentam características ígneas reliquias, como por exemplo, texturas ofíticas a subofíticas e minerais pseudomórficos. É dominado por uma mineralogia hidratada como epidoto, clorita e actinolita fibrosa ou fibrorradiada, carbonatos, biotita, albita, raros cristais de quartzo e plagioclásio, além de minerais opacos, acessórios e secundários.

4.2. Aspectos Petrográficos

Os litotipos são constituídos predominantemente por rochas metabásicas que apresentam

estrutura marcadamente xistosa, textura granoblástica a granonematoblástica e nematoblástica, com intensidades de anisotropia variada e granulação fina a média (Figuras 5A a D).

Estas rochas apresentam uma mineralogia essencial de hornblenda e rara actinolita, clorita, epidoto, albita e quartzo, além de pseudomorfos intensamente saussuritizados de oligoclásio, andesina e labradorita, e como minerais acessórios ocorrem: zoisita, clinozoisita, titanita, zircão, allanita, apatita e minerais opacos.

Nas rochas com menos deformação é possível identificar feições ígneas reliquias marcadas por cristais ripiformes de plagioclásio, que estão imersos em uma matriz equigranular fina, de coloração cinza escuro; e características ígneas reliquias magmáticas, como por exemplo, texturas ofíticas a subofítica (Figuras 5A a D). Feições com textura granonematoblástica definem uma foliação metamórfica, mas também presentes feições granoblásticas.

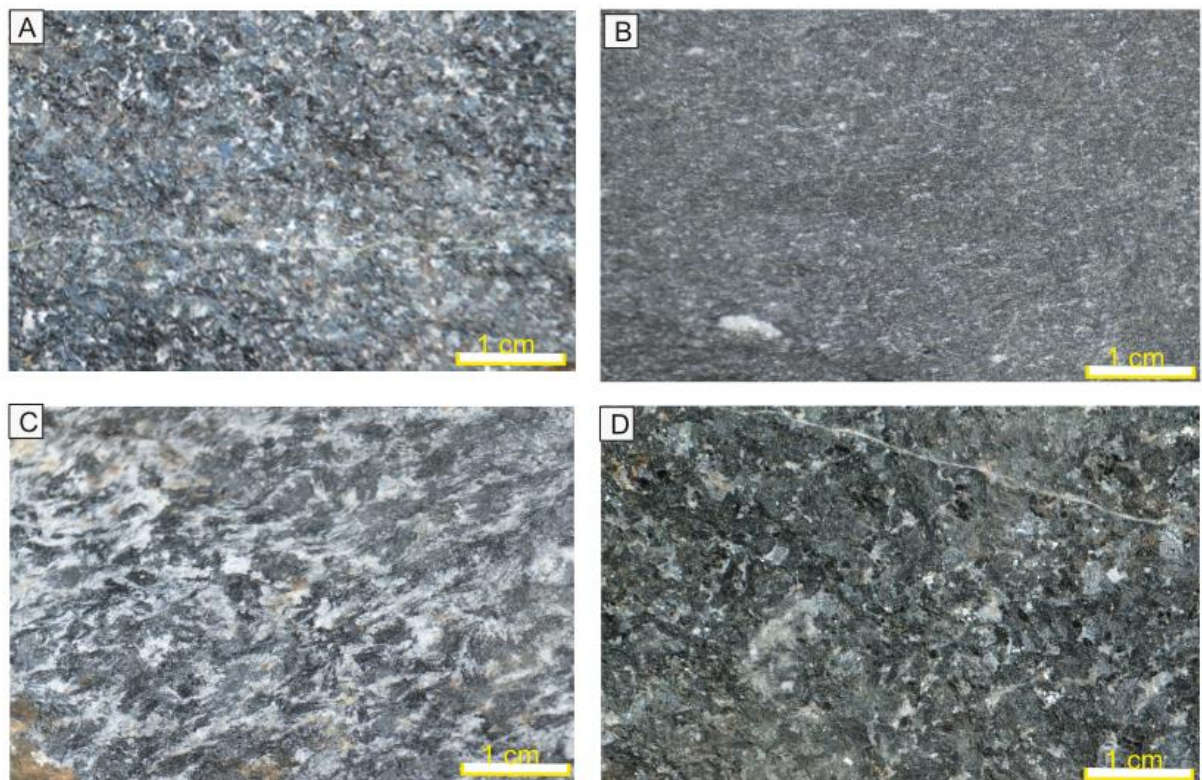


Figura 6: Fotografias dos principais tipos petrográficos das rochas anfibolíticas: **A)** Anfibolito médio a grosso, preto e de estrutura anisotrópica; **B)** Anfibolito fino, cinza esverdeado, de estrutura anisotrópica xistosa; **C)** Anfibolito médio a grosso, branco esverdeado, de estrutura anisotrópica; **D)** Anfibolito médio a grosso, cinza esverdeado, de estrutura anisotrópica. Fonte: Vieira et al (2020) e Duarte et al (2021).

Microscopicamente, os minerais acessórios ocorrem geralmente são talco, titanita, zircão, apatita e minerais opacos (óxidos + hidróxidos). Os minerais secundários são constituídos por uma mineralogia hidratada composta de actinolita fibrosa, clorita, biotita, clinozoisita, epidoto, carbonatos, albita e minerais opacos (Figuras 6A a F e 7A a F). No geral, estas rochas são constituídas por $\pm 40\%$ de hornblenda, $\pm 30\%$ de plagioclásio, $\pm 10\%$ de actinolita/tremolita, $\pm 5\%$ de quartzo, $\pm 4\%$ minerais opacos, $\pm 3\%$ de clorita, $\pm 4\%$ de biotita, $\pm 2\%$ de epidoto e $\pm 2\%$ de minerais acessórios.

A hornblenda ocorre como cristais anedrais a subedrais, prismáticos ou tabulares com textura granonematoblástica a nematoblástica, alguns cristais apresentam ainda textura poiquilítica com inclusões e intercrescimento de quartzo e às vezes apatita (Figura 6B e 6C, Figura 7A e 7B).

O plagioclásio apresenta-se como cristais de oligoclásio subedrais, prismáticos, com inclusões de apatita, titanita, e frequentemente possuem manchas que indicam intensa saussuritização e albita, como cristais subedrais que frequentemente se encontram nas bordas ou ao lado dos oligoclásios, com os quais apresenta contatos lobulados e serrilhados o que indica um retrometamorfismo, no qual o mineral retorna ao plagioclásio-albita (Figura 6A e 6D).

Quartzo ocorre como cristais anédricos e por vezes são microcristalinos preenchendo os interstícios entre o anfibólio e o plagioclásio (Figura 6A).

Actinolita-tremolita ocorre como cristais de hábito lamelar ou como massas amorfas, principalmente como produto de alteração da hornblenda (Figura 6E). A clorita ocorre como aglomerados microcristalinos ou aciculares, como massas dispersas ou na forma de veios (Figura 6B).

A titanita ocorre como uma massa amorfa, com coloração bege escuro amarronzada, com dimensões que variam de 0,1 a 1,0 mm (Figura 7A e 7B). Apresenta, no geral, trama irregular com contato serrilhado com os demais cristais, às vezes englobando os cristais de quartzo ou apatita. A apatita ocorre como cristais anedrais a subedrais prismáticos de até 0,2 mm, os cristais estão dispersos por toda lâmina e algumas vezes são observados dentro dos cristais de hornblenda, apresenta contatos lobulados com os demais minerais (Figura 7C).

A clorita ocorre como cristais anedrais de dimensões que variam entre 0,2 e 1 mm. Tratam-se de aglomerados microcristalinos ou aciculares de coloração verde claro e leve

pleocroísmo (Figura 6B). Por vezes apresenta-se em massas dispersas ou na forma de veios, ocorre como produto de alteração de hornblenda, e apresenta contato serrilhado com esta. Os cristais de epidoto ocorrem isoladamente como massas escuras anedrais ou pequenos cristais de até 0,2mm com cor de interferência anômala (Figura 6D). Possuem contato reto com os demais minerais, e ocorrem principalmente em cima dos cristais de albita e oligoclásio.

A titanita ocorre como uma massa amorfa, com coloração bege escuro amarronzada, com dimensões que variam de 0,1 a 1,0 mm (Figuras 7C e 7E). Apresenta, no geral, trama irregular com contato serrilhado com os demais cristais, às vezes englobando os cristais de quartzo ou apatita. A apatita ocorre como cristais anedrais a subedrais prismáticos de até 0,2 mm, os cristais estão dispersos por toda lâmina e algumas vezes são observados dentro dos cristais de hornblenda, apresenta contatos lobulados com os demais minerais (Figura 6c).

Os cristais opacos são anedrais, amorfos ocorrendo em vênulas, ou microcristalinos e ocorrem dispersos homogeneamente na matriz com dimensões variáveis de 0,1 a 0,5 mm. Apresentam trama irregular e contato serrilhado com a hornblenda (Figuras 7F).

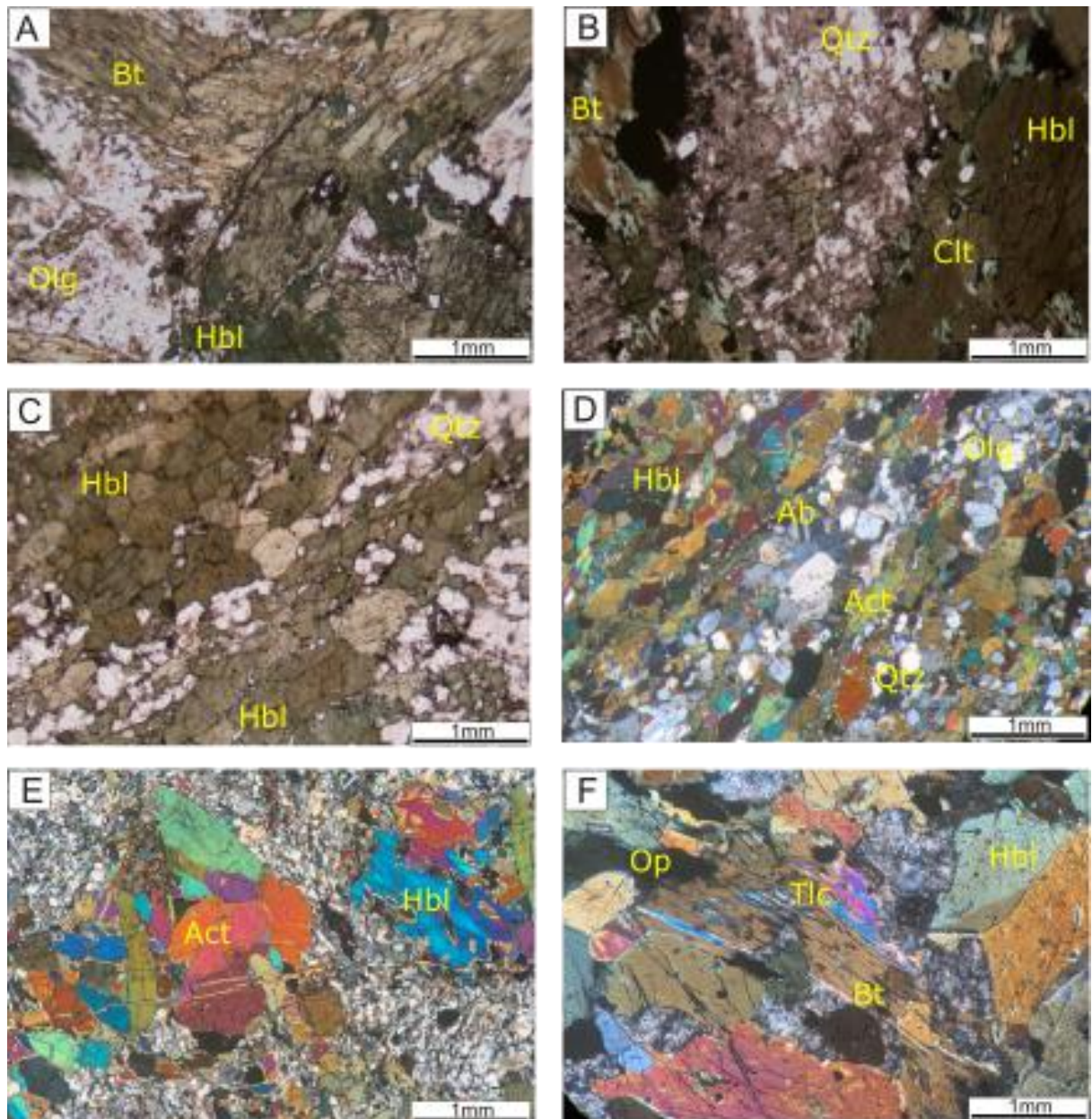


Figura 7: Fotografias dos principais tipos petrográficos anfibolíticos sem e com os polarizadores cruzados em seção delgada: A, B) Anfibolito médio a grosso isotrópico com processos de saussuritização e cloritização em hornblenda e plagioclásio; C, D) Anfibolito granoblástico isotrópico; E) Anfibolito médio a grosso com presença de actinolita/tremolita; F) Anfibolito com presença de talco. Ab: Albite; Bt: Biotita, Act/Clt: Clorita; Clt: Clorita; Hbl: Hornblenda; Olg: Oligoclásio; Tlc: Talco; Tnt: Titanita.

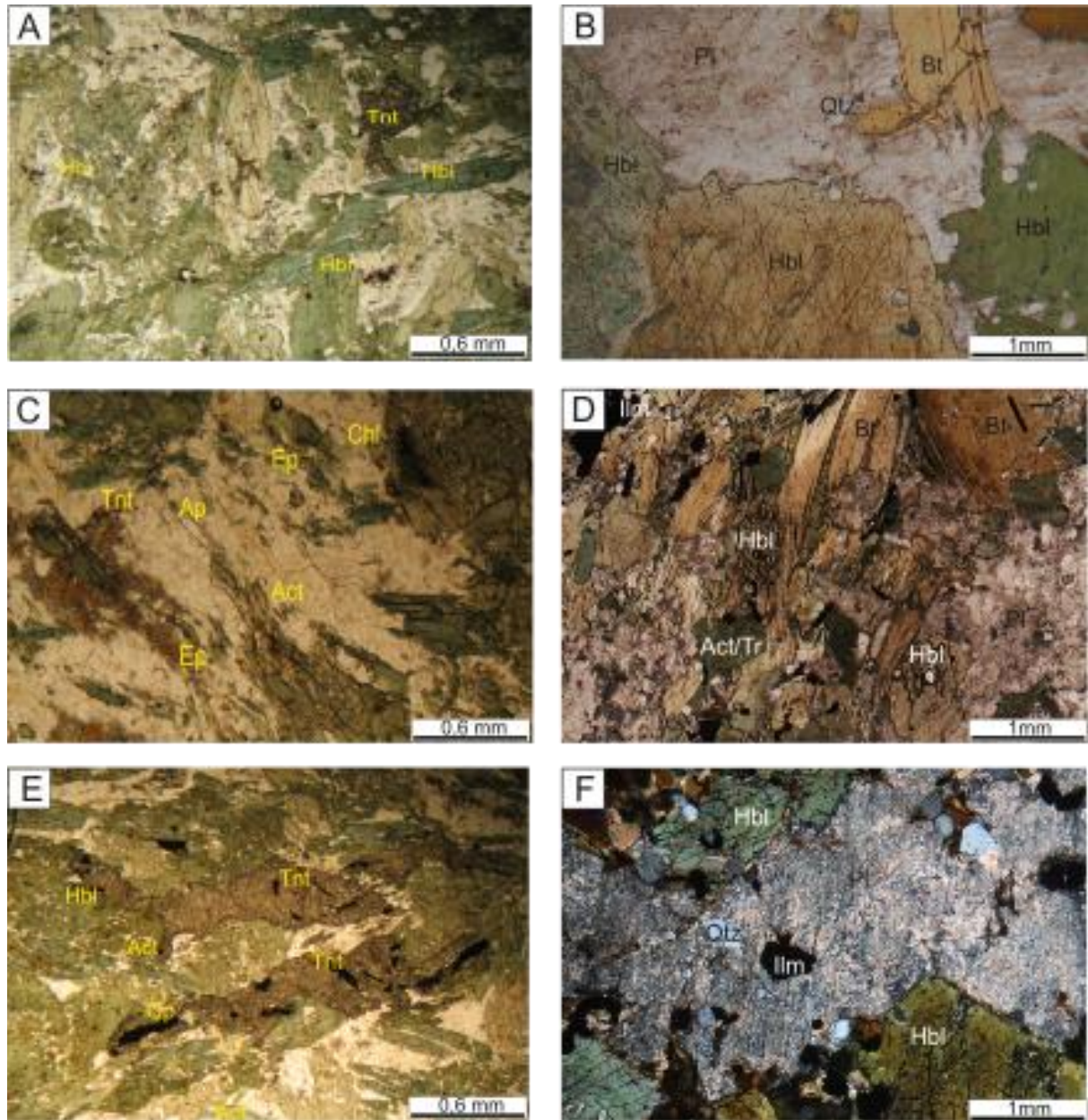


Figura 8: Fotografias para comparação das lâminas descritas por Vieira et al (2020) (sendo elas as figuras A, C, E e G) e Duarte et al (2021) (sendo elas as figuras B, D, F e H) dos principais tipos petrográficos anfibolíticos. Fotomicrografia de seção delgada: **A)** anfibolito médio a grosso isotrópico; **B)** anfibolito médio a grosso anisotrópico; **C)** anfibolito médio a grosso fortemente anisotrópico; **D)** anfibolito fino isotrópico altamente epidotizado e cloritizado; **E)** anfibolito grosso com titanita; **F)** Processos de intensa uralitização, biotitização e cloritização em hornblenda. Ilm- Ilmenita; Chl- Clorita; Hbl- Hornblenda; Bt- biotita; Pl- plagioclásio; Act/Tr- Actinolita/Tremolita; Tlc- Talco; Qtz- Quartzo; Tnt: Titanita.

5. QUÍMICA MINERAL

O estudo de química mineral da sequência anfibolítica foi desenvolvido nos principais minerais formadores da paragênese metamórfica e pseudomorfos da paragênese ígnea, como plagioclásio cálcicos intensamente saussuritizados e piroxênios fortemente uralitizados.

Quando substituídos, observa-se processos de hidratação em condições metamórficas de fácies xisto verde média, ilustrado pelas bordas da hornblenda substituídas por actinolita/tremolita, biotita e clorita, e, nas bordas dos cristais de plagioclásio, observam-se processos de recristalização de plagioclásio sódico e saussurita.

Os principais minerais essenciais descritos nestas rochas referem-se a cristais de anfibólio (hornblenda) e plagioclásio, que se apresentam como labradorita, quando reliquiar da rocha magmática, oligoclásio/andesina para os cristais metamorfisados no ápice metamórfico e albita/oligoclásio, gerada durante o processo de retrometamorfismo.

5.1. Feldspato

Os resultados com a composição química do feldspato e o cálculo da fórmula estrutural realizado na base de 32 oxigênios, podem ser vistos nas tabelas 1, 2, 3.

Tabela 1: Análise química quantitativa em microsonda eletrônica de cristais de reliquias de plagioclásio em rochas anfibolíticas.

Amostra	Cristal reliquiar								
SiO ₂	50.81	53.24	53.18	54.24	54.55	53,03	53,15	53,71	55,19
Al ₂ O ₃	27.32	29.07	28.70	29.02	28.42	30,03	30,94	29,63	28,67
Fe ₂ O ₃	0.05	0.10	0.16	0.06	0.10	0,17	0,05	0,17	0,1
BaO	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02	0	0,03	0,01	0
CaO	14.87	10.84	10.68	10.46	9.99	13,18	12,98	12,2	11,33
Na ₂ O	4.23	5.20	5.43	5.42	5.63	4,52	4,51	4,85	5,41
K ₂ O	0.07	0.08	0.08	0.07	0.12	0,05	0,04	0,08	0,1
Total	97.36	98.53	98.23	99.33	98.85	100,97	101,7	100,66	100,81
Si	2.39	2.44	2.44	2.46	2.48	2,38	2,37	2,42	2,47
Al	1.52	1.57	1.56	1.55	1.53	1,59	1,63	1,57	1,51
Fe	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0,01	0	0,01	0
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0
Ca	0.75	0.53	0.53	0.51	0.49	0,64	0,62	0,59	0,54
Na	0.39	0.46	0.48	0.48	0.50	0,39	0,39	0,42	0,47
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0	0	0	0,01
Soma Cations	5.05	5.01	5.02	5.00	5.00	5,01	5,01	5,01	5,01
Ab	33.89	46.25	47.69	48.17	50.11	38,16	38,51	41,63	46,07
Anor	65.76	53.28	51.85	51.40	49.16	61,56	61,27	57,9	53,35
Or	0.35	0.47	0.46	0.43	0.73	0,29	0,22	0,47	0,58

Tabela 2: Análise química quantitativa em microsonda eletrônica de núcleos de cristais de plagioclásio em rochas anfibolíticas.

Amostra	Núcleo do Cristal													
SiO ₂	59.14	59.74	59.28	59.46	59.99	59.81	58,27	58,32	58,45	58,87	59,01	59,58	60,6	60,81
Al ₂ O ₃	26.17	25.25	25.90	25.52	24.67	24.59	26,64	26,84	26,6	26,07	26,48	25,96	25,34	25,15
Fe ₂ O ₃	0.05	0.11	0.03	0.13	0.11	0.07	0,06	0,09	0,14	0,03	0,03	0,15	0,09	0,01
BaO	0.01	0.12	0.03	0.10	0.08	0.01	0	0,01	0,01	0	0,02	0,01	0,02	0,04
CaO	7.10	6.16	7.00	6.41	5.95	5.99	8,41	8,53	8,61	8,08	8,12	7,45	6,58	6,45
Na ₂ O	7.21	7.40	7.50	7.53	7.63	7.85	6,72	6,75	6,67	7,18	7,1	7,21	7,73	7,81
K ₂ O	0.12	0.84	0.10	0.47	0.32	0.17	0,09	0,07	0,13	0,07	0,08	0,24	0,09	0,08
Total	99.79	99.61	99.84	99.63	98.74	98.49	100,18	100,6	100,62	100,3	100,84	100,6	100,46	100,36
Si	2.64	2.68	2.65	2.66	2.70	2.70	2,6	2,59	2,6	2,62	2,62	2,64	2,68	2,69
Al	1.38	1.33	1.36	1.35	1.31	1.31	1,4	1,41	1,39	1,37	1,38	1,36	1,32	1,31
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0	0	0,01	0	0
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.34	0.30	0.33	0.31	0.29	0.29	0,4	0,41	0,41	0,39	0,39	0,35	0,31	0,31
Na	0.62	0.64	0.65	0.65	0.67	0.69	0,58	0,58	0,57	0,62	0,61	0,62	0,66	0,67
K	0.01	0.05	0.01	0.03	0.02	0.01	0	0	0,01	0	0	0,01	0,01	0
Soma Cations	4.99	5.00	5.00	5.00	4.99	4.99	4,99	5,00	4,99	5,00	5,00	4,99	4,99	4,99
Ab	64.30	65.16	65.60	66.15	68.57	69.64	58,83	58,64	57,91	61,41	61,03	62,79	67,62	68,38
Anor	35.02	29.98	33.83	31.11	29.54	29.38	40,67	40,95	41,32	38,22	38,54	35,83	31,85	31,18
Or	0.68	4.85	0.57	2.73	1.89	0.99	0,5	0,4	0,76	0,37	0,44	1,38	0,53	0,44

Os dados foram projetados no diagrama Or-Ab-An (Figura 8), dos quais foram obtidas as composições dos cristais de plagioclásio analisados apresentando variações composicionais em três principais grupos, com teor de anortita entre:

$An_{49,16} - An_{65,76}$ (Cristal reliquiar);

$An_{21,30} - An_{35,02}$ (Núcleo do cristal);

$An_{1,52} - An_{7,65}$ (Bordas e/ou planos de fraqueza),

predominando composições entre os campos de albita e labradorita (Figura 8).

O primeiro grupo corresponde a cristais de labradorita, sem zoneamento químico e que remetem a pseudomorfos ígneos das rochas básicas.

O segundo grupo tem como predominante a composição de oligoclásio/andesina, representando o ápice metamórfico da rocha, normalmente acompanhado dos cristais de hornblenda.

O terceiro grupo é representado pela albita, secundariamente oligoclásio, ocorrendo nas bordas e/ou planos de fraqueza de alguns grãos de andesina/labradorita ou raramente como pequenos grãos dispersos na matriz, fortemente identificada e associada, conjuntamente com a clorita, epidoto e actinolita/tremolita, ao metamorfismo regional retrometamórfico.

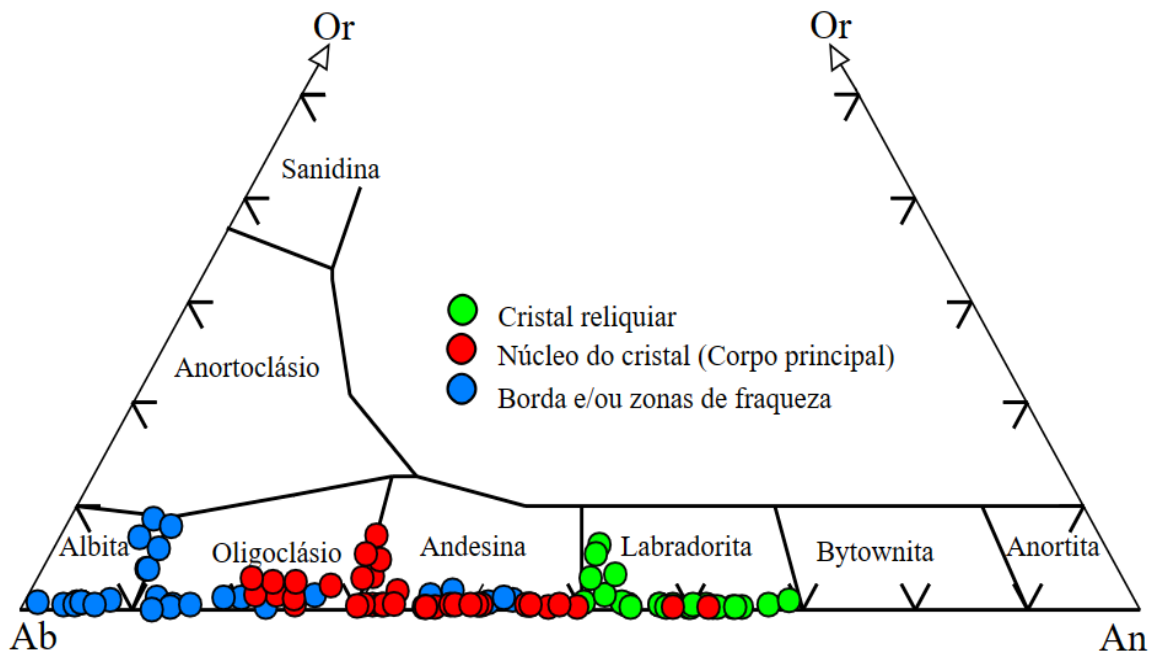


Figura 9: Diagrama de composição de plagioclásio a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (Na).

Tabela 3: Análise química quantitativa em microsonda eletrônica de bordas de cristais de plagioclásio em rochas anfibolíticas.

Amostra	Bordas e/ou Planos de Fraqueza										
SiO₂	62.13	61.93	62.79	63.60	63.34	63.54	66.24	63,41	64,07	66,87	66,88
Al₂O₃	23.98	23.32	22.32	22.99	22.93	21.87	19.86	23,15	22,62	21,02	20,99
Fe₂O₃	0.05	0.06	0.04	0.05	0.01	0.11	0.00	0,03	0,05	0,1	0,03
BaO	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	1.54	1.59	2.70	1.03	2.33	1.30	0.32	3,85	3,52	0,93	1,29
Na₂O	9.27	9.10	9.50	9.43	9.72	9.72	11.39	8,92	9	10,72	10,61
K₂O	1.51	1.37	0.27	1.50	0.41	0.93	0.03	0,19	0,18	0,06	0,08
Total	98.57	97.42	97.64	98.60	98.74	97.49	97.87	99,57	99,46	99,72	99,88
Si	2.79	2.81	2.83	2.84	2.82	2.87	2.96	2,81	2,83	2,93	2,93
Al	1.27	1.25	1.19	1.21	1.21	1.16	1.05	1,21	1,18	1,09	1,08
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0
Ca	0.07	0.08	0.13	0.05	0.11	0.06	0.02	0,18	0,17	0,04	0,06
Na	0.81	0.80	0.83	0.82	0.84	0.85	0.99	0,77	0,77	0,91	0,9
K	0.09	0.08	0.02	0.09	0.02	0.05	0.00	0,01	0,01	0	0
Soma Cations	5.02	5.01	5.00	5.00	5.00	5.00	5.01	4,98	4,97	4,98	4,98
Ab	83.42	83.63	85.08	85.86	86.19	87.94	98.29	79,84	81,33	95,09	93,29
Anor	7.65	8.07	13.36	5.19	11.44	6.53	1.52	19,03	17,59	4,56	6,26
Or	8.93	8.30	1.56	8.95	2.37	5.54	0.18	1,13	1,08	0,36	0,44

5.2. Anfibólio

Os resultados analíticos, juntamente com a fórmula estrutural estão sintetizados nas tabelas 4, 5, 6 e na figura 9, sendo o cálculo feito na base de 23 átomos de oxigênio.

O diagrama TSi x Mg/Mg+Fe de Leake et al. (1977) de classificação dos anfibólios, destaca a presença de 3 grupos de minerais principais: - os cristais reliquiais “pseudomórfico” de rocha ultrabásica, sem variação Mg/Mg+Fe (0,53 a 0,57) e baixa variação TSi (6,48 a 6,71) apresentando composição entre (tschermakita a magnesiohornblenda); - o grupo das rochas básicas que representam alta razão Mg/Mg+Fe (0,60 a 0,90) e TSi (6,97 a 7,80) entre o núcleo com composição variando entre (magnesiohornblenda a tremolita); - o das rochas básicas com baixa razão Mg/Mg+Fe (0,40 a 0,67) e de TSi (7,28 a 7,59) entre a borda apresentando composição variando entre (magnesiohornblenda a actinolita).

Correlacionando aos eventos metamórficos, no caso do corpo básico, com o maior número de amostras, como o ápice do metamorfismo regional progressivo, tanto para borda, como para núcleo (magnesiohornblenda a tremolita).

Nas rochas ultrabásicas, o núcleo representa cristais reliquiais de anfibólio ígneo (tschermakita) e a borda, o ápice metamórfico regional progressivo (magnesiohornblenda). Nas rochas básicas, com o menor número de amostras, o núcleo correlaciona ao ápice metamórfico regional progressivo (magnesiohornblenda) e as bordas, o ápice do metamorfismo regressivo (retrometamorfismo) (actinolita/tremolita).

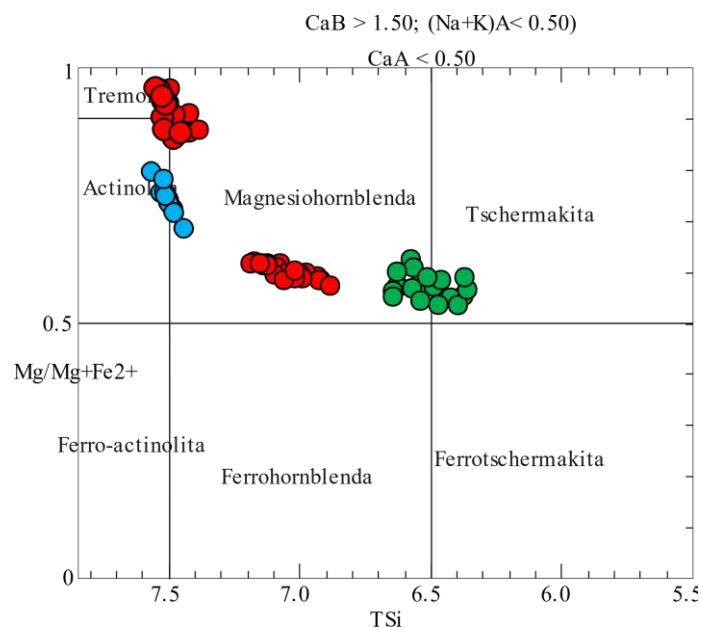


Figura 10: Diagrama de Leake et al. (1977) de classificação dos anfibólios.

Tabela 4: Análise química quantitativa média de cristais reliquias de anfibólio em microsonda eletrônica.

Amostra	Cristal Reliquiar													
SiO₂	43.11	42.91	43.41	43.74	39.47	39.74	39.44	39.68	39.63	41.55	42.15	41.42	41.95	41.97
TiO₂	0.32	0.45	0.30	0.32	0.48	0.49	0.50	0.44	0.49	3.74	1.61	1.86	2.20	2.08
Al₂O₃	14.53	13.47	13.88	13.43	15.81	15.51	15.87	15.56	15.45	10.81	11.33	11.34	11.57	11.16
Cr₂O₃	0.04	0.04	0.01	0.03	0.04	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
FeO	15.01	16.01	15.25	14.62	19.84	19.38	19.41	20.04	20.30	13.43	15.08	16.01	13.67	14.63
MnO	0.26	0.26	0.26	0.27	0.30	0.29	0.33	0.32	0.28	0.19	0.18	0.19	0.17	0.19
MgO	9.53	9.44	9.66	10.11	6.04	6.59	6.24	6.14	5.98	11.93	11.21	10.56	11.70	11.00
CaO	11.34	11.56	11.65	11.46	11.55	11.34	11.46	11.38	11.54	11.55	11.56	11.57	11.79	11.85
Na₂O	1.08	1.12	1.03	1.05	1.48	1.45	1.43	1.49	1.46	1.48	1.61	1.69	1.68	1.69
K₂O	0.42	0.43	0.49	0.44	0.48	0.42	0.41	0.40	0.39	1.22	1.29	1.17	1.08	1.08
Total	95.64	95.68	95.93	95.47	95.49	95.21	95.12	95.45	95.53	95.91	96.03	95.83	95.81	95.68
Si	6.48	6.50	6.53	6.58	6.15	6.19	6.15	6.18	6.18	6.30	6.42	6.36	6.36	6.41
Ti	0.04	0.05	0.03	0.04	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.43	0.18	0.22	0.25	0.24
Al	3.03	3.00	2.95	2.84	2.90	2.85	2.92	2.86	2.84	1.93	2.03	2.05	2.07	2.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	1.76	1.90	1.81	1.73	2.58	2.52	2.53	2.61	2.65	1.70	1.92	2.06	1.73	1.87
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	2.14	2.13	2.17	2.27	1.40	1.53	1.45	1.43	1.39	2.70	2.54	2.42	2.65	2.50
Ca	1.83	1.88	1.88	1.85	1.93	1.89	1.92	1.90	1.93	1.88	1.89	1.90	1.92	1.94
Na	0.32	0.30	0.29	0.31	0.45	0.44	0.43	0.45	0.44	0.44	0.47	0.50	0.49	0.50
K	0.08	0.08	0.09	0.08	0.10	0.08	0.08	0.08	0.08	0.24	0.25	0.23	0.21	0.21
Soma Cations	15.39	15.45	15.41	15.39	15.02	14.98	14.90	14.87	14.98	13.71	15.81	15.86	15.74	15.75

Tabela 5: Análise química quantitativa média de núcleo de cristais de anfibólio em microsonda eletrônica.

Amostra	Núcleo do Cristal													
SiO₂	46.85	47.07	46.34	46.73	46.56	47.03	47.19	47.47	47.51	39.47	39.74	39.44	39.68	39.63
TiO₂	0.74	0.81	1.03	0.75	0.78	0.72	0.71	0.53	0.46	0.48	0.49	0.50	0.44	0.49
Al₂O₃	7.84	8.01	7.95	7.53	7.95	7.67	7.70	7.33	7.12	15.81	15.51	15.87	15.56	15.45
Cr₂O₃	0.04	0.00	0.05	0.04	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.04	0.01	0.02	0.00	0.02
FeO	11.56	11.52	15.15	11.60	15.72	11.30	11.63	14.89	14.62	19.84	19.38	19.41	20.04	20.30
MnO	0.24	0.20	0.29	0.19	0.34	0.20	0.19	0.32	0.28	0.30	0.29	0.33	0.32	0.28
MgO	14.40	14.38	11.89	14.38	11.73	14.53	14.36	12.50	12.66	6.04	6.59	6.24	6.14	5.98
CaO	12.17	12.02	11.54	11.99	11.81	12.08	11.95	11.83	11.78	11.55	11.34	11.46	11.38	11.54
Na₂O	0.96	1.02	1.14	1.04	0.89	0.94	0.98	0.76	0.69	1.48	1.45	1.43	1.49	1.46
K₂O	0.80	0.80	0.36	0.78	0.32	0.72	0.80	0.37	0.38	0.48	0.42	0.41	0.40	0.39
Total	95.59	95.82	95.74	95.03	96.12	95.23	95.53	96.03	95.54	95.49	95.21	95.12	95.45	95.53
Si	6.97	6.98	6.98	7.00	7.00	7.01	7.02	7.10	7.13	6.15	6.19	6.15	6.18	6.18
Ti	0.08	0.09	0.12	0.08	0.09	0.08	0.08	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06
Al	2.05	2.04	2.04	2.01	2.00	1.98	1.96	1.80	1.74	2.90	2.85	2.92	2.86	2.84
Cr	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	1.37	1.35	1.82	1.37	1.87	1.33	1.37	1.75	1.72	2.58	2.52	2.53	2.61	2.65
Mn	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Mg	3.19	3.18	2.67	3.21	2.63	3.23	3.18	2.79	2.83	1.40	1.53	1.45	1.43	1.39
Ca	1.94	1.91	1.86	1.92	1.90	1.93	1.90	1.90	1.89	1.93	1.89	1.92	1.90	1.93
Na	0.24	0.28	0.34	0.28	0.21	0.24	0.29	0.18	0.16	0.45	0.44	0.43	0.45	0.44
K	0.15	0.15	0.07	0.15	0.06	0.14	0.15	0.07	0.07	0.10	0.08	0.08	0.08	0.08
Soma Cations	15.47	15.45	15.39	15.48	15.37	15.44	15.46	15.34	15.32	15.02	14.98	14.90	14.87	14.98

Tabela 6: Análise química quantitativa média de bordas de cristais anfibólio em microsonda eletrônica.

Amostra	Bordas e/ou Planos de Fraqueza						
SiO₂	47.90	49.90	54.77	54.96	54.55	54.95	55.21
TiO₂	0.46	0.30	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Al₂O₃	7.18	5.79	1.49	1.44	1.59	1.26	0.72
Cr₂O₃	0.03	0.01	0.00	0.02	0.07	0.00	0.11
FeO	14.75	12.82	12.55	12.91	13.08	12.85	13.55
MnO	0.31	0.24	0.23	0.16	0.20	0.16	0.15
MgO	12.65	13.91	15.02	14.81	14.87	14.84	14.87
CaO	11.77	11.77	12.64	12.95	12.57	12.94	12.67
Na₂O	0.72	0.51	0.23	0.22	0.26	0.19	0.13
K₂O	0.33	0.14	0.08	0.04	0.10	0.03	0.02
Total	96.09	95.39	97.03	97.51	97.29	97.23	97.43
Si	7.28	7.59	7.92	7.92	7.89	7.94	7.98
Ti	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.71	1.22	0.25	0.24	0.27	0.21	0.12
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe²⁺	1.73	1.50	1.52	1.56	1.58	1.55	1.64
Mn	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	2.81	3.07	3.24	3.18	3.21	3.20	3.20
Ca	1.88	1.87	1.96	2.00	1.95	2.00	1.96
Na	0.17	0.16	0.07	0.06	0.07	0.05	0.04
K	0.06	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00
Soma Cations	15.31	15.16	14.99	14.99	15.02	14.98	14.97

6. LITOGEOQUÍMICA

As análises geoquímicas realizadas das rochas intrusivas ortoanfibolíticas estão representadas e identificadas segundo os agrupamentos químicos e petrográficos nas tabelas 7.

Os trabalhos iniciais versando sobre trabalhos geoquímicos que abordam as rochas metabásicas desta área, foram descritos inicialmente, por Almeida (1989) e Frasca et al (1990) e recentemente da região de Ribeirão Branco por Vieira et al. (2020) e Duarte et al. (2021).

A distribuição química dos elementos maiores encontra-se caracterizada nos diagramas de Elementos Maiores vs MgO de Harker (1909). Foram elaborados diagramas binários utilizando o MgO como índice de diferenciação (Figuras 10A a 10H).

As amostras definem um agrupamento de rochas dominante, de composição básica, com valores bastante homogêneos de sílica, mas distintos em relação ao magnésio e que foram subdivididos em quatro agrupamentos denominados de A1 a A4. No geral, as rochas básicas, caracterizada pelos agrupamentos de A2, A3, A4, apresentam entre 45 a 55% de SiO₂, com média ao redor de 50%. Um segundo agrupamento, denominado de A1, apresenta com a distribuição de três amostras de composição ultrabásica e definem valores entre 43 a 45% de SiO₂, sendo que, duas amostras de metaultrabásicas estão inseridas nas rochas da Formação Água Clara. Apresentam-se enriquecida ao redor de $\pm 11\%$ magnésio, de $\pm 3\%$ potássio e levemente empobrecida em cálcio $\pm 0,8 \%$, sugerindo pela composição magnesiânica, provavelmente uma rocha de composição peridotítica, a partir de olivina piroxenito.

Tabela 7: Valores geoquímicos das amostras para as rochas de composição básica.

	A1			A2						
SiO ₂	45,37	44,41	44,78	49,55	50,44	51,17	52,58	52,02	50,11	50,56
TiO ₂	1,85	2,06	2,03	0,36	0,4	0,65	0,59	0,58	0,34	0,55
Al ₂ O ₃	13,19	10,57	10,67	18,53	10	19,38	12,71	15,92	13,25	13,43
Fe ₂ O ₃	11,32	15,51	15,21	6,54	10,06	8,81	9,6	9,19	7,68	10,18
MnO	0,15	0,16	0,16	0,13	0,22	0,14	0,18	0,18	0,15	0,19
MgO	11,26	11,14	11,37	7,34	13,48	3,7	9,25	7,14	10,96	9,63
CaO	9,65	9,24	8,58	13,77	13,7	8,77	12,01	13	14,41	12,53
Na ₂ O	1,71	1,23	1,33	1,68	0,77	4,24	1,48	1,15	1,21	1,83
K ₂ O	1,74	2,88	2,99	0,17	0,4	0,99	0,48	0,35	0,13	0,16
Alcalis	3,45	0	0	1,85	1,17	5,23	1,96	1,5	0	0
P ₂ O ₅	0,1	0,8	0,82	0,03	0,03	0,05	0,04	0,06	0,04	0,06
LOI	2,47	2	2,08	1,21	1,07	1,22	0,94	0,66	1,78	0,95
Soma	96,81	100,02	100,01	99,31	100,57	99,12	99,86	100,25	100,06	100,07
Ba	446	1313	56	29	37	116	71	16	45	46
Co	53,9	54	42	37,5	67,7	62	57,8	48	33	43
Cs	0,61	0	0	0,31	0,11	0,55	0,34	0,05	0	0
Ga	17,8	0	0	17,7	9,2	20,2	14	15,4	0	0
Hf	3,85	0	0	0,65	0,69	1,02	1,12	1,12	0	0
Nb	12,97	0	0	2,92	3,39	2,84	2,88	4,66	0	0
Rb	38,1	0	0	6,4	7,1	28,7	15,2	4	0	0
Sr	358	352	194	140	59	294	117	114	101	87
Sn	1,4	0	0	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0	0
Ta	0,4	0	0	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0	0
Th	4,4	2,4	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1	0,9	<0,1	0,9
U	0,45	0,5	0,13	0,08	0,09	0,06	0,25	0,1	0,05	0,2
V	343	405	276	158	237	261	260	264	171	210
Y	396,47	26	26	10,71	11,54	13,35	16,32	15,04	8	12
Zn	58	111	101	56	92	42	117	48	44	65
Zr	89	41	13	30	22	38	34	17	6	10
La	70,7	21,3	5,5	2,7	2,8	2,8	3,3	3,6	1,9	2,1
Ce	127,1	49,1	9,8	3,4	4,1	5,6	5,5	5,2	2,2	3,9
Pr	18,03	6,74	1,71	0,53	0,6	0,85	0,87	0,85	0,31	0,51
Nd	70,8	32,5	8,5	2,5	3	3,9	3,9	3,7	1,6	2,7
Sm	22,1	7,5	2,3	0,7	0,9	1,3	1,5	1,3	0,6	1
Eu	7,12	1,83	1,03	0,42	0,35	0,57	0,5	0,49	0,25	0,39
Gd	47,24	7,34	3,56	1,31	1,49	1,79	2	2,2	0,88	1,36
Tb	8,77	0,92	0,66	0,22	0,27	0,34	0,37	0,36	0,17	0,25
Dy	55,54	5,34	4,29	1,47	1,87	2,09	2,42	2,47	1,2	1,89
Ho	11,69	0,96	0,86	0,33	0,41	0,5	0,51	0,54	0,35	0,96
Er	31,05	2,55	2,61	0,91	1,33	1,54	1,68	1,62	1,12	2,73
Tm	3,54	0,29	0,38	0,13	0,18	0,2	0,21	0,24	0,18	0,42
Yb	17,3	1,9	2,5	0,8	1,2	1,6	1,5	1,5	1	2,9
Lu	2,36	0,28	0,36	0,13	0,2	0,22	0,2	0,23	0,14	0,46
[La/Yb] _n	2,76	7,56	1,48	2,28	1,57	1,18	1,48	1,62	1,42	1,44
Media	2,76	4,52		1,62					1,43	
Eu*	204,53	33,4	12,77	6,12	7,49	10,12	11,55	10,91	5,19	13,31
Media	204,53	23,08		9,25					9,25	
Eu/Eu*	0,47	0,75	1,1	0,93	0,64	0,77	0,59	0,61	1,02	0,86
Media	0,47	0,93		0,71					0,94	
Ce-Sm	0,47	1,58	1,03	1,17	1,10	1,04	0,88	0,97	0,94	1,09
Media	0,47	1,3		1,03					1,02	
Gd-Yb	2,20	3,12	1,15	1,32	1,00	0,90	1,08	1,18	1,1	0,96
Media	2,20	2,14		1,09					1,03	

Tabela 8: Continuação dos valores geoquímicos das amostras para as rochas de composição básica.

	A3					A4				
SiO ₂	51.5	51.98	52.26	49,1	49,4	50.95	52.73	49,7	50,41	50,75
TiO ₂	1.1	1.38	1.23	1,73	0,77	1.11	1.25	0,71	1,09	1,18
Al ₂ O ₃	16.04	13.07	14.7	15,33	15,26	11.2	12.57	17,63	14,32	15,68
Fe ₂ O ₃	10.02	12.75	10.91	14,27	10,75	14.04	11.82	10,69	12,56	14,11
MnO	0.16	0.2	0.18	0,17	0,16	0.23	0.21	0,15	0,18	0,18
MgO	6.13	7.81	7.11	4,77	7,44	8.53	8.56	5,74	7,52	4,28
CaO	11.1	10.37	10.44	10	12,25	10.26	11.48	12,35	9,06	10,64
Na ₂ O	2.25	2.01	2.18	3,45	2,09	2.08	1.98	2,23	3,18	2,43
K ₂ O	0.41	0.53	0.42	0,46	0,37	0.45	0.32	0,21	0,52	0,27
Alcalis	2.66	2.54	2.6	0	0	2.53	2.3	0	0	0
P ₂ O ₅	0.13	0.15	0.15	0,14	0,08	0.07	0.09	0,08	0,11	0,12
LOI	0.91	0.97	1.05	0,56	1,42	0.81	0.76	0,52	1,12	0,41
Soma	99.75	101.22	100.63	99,99	99,99	99.73	101.77	100	100,07	100,04
Ba	132	177	124	34	52	59	62	24	1377	36
Co	59	67.4	59.3	37	36	59.5	59	36	53	40
Cs	0.25	0.3	0.17	0	0	0.51	0.58	0	0	0
Ga	19.4	18.2	18.5	0	0	17.6	19.4	0	0	0
Hf	2.09	2.38	2.23	0	0	1.83	1.98	0	0	0
Nb	8.8	11	10.32	0	0	2.65	3.74	7	5	8
Rb	9.2	18.1	7.2	0	0	30.4	10.9	0	0	0
Sr	299	236	261	200	129	144	128	200	129	108
Sn	0.3	0.3	0.3	0	0	0.3	0.3	0	0	0
Ta	0.25	0.36	0.34	0	0	0.05	0.05	0	0	0
Th	0.2	0.3	1	0,2	0,4	0.1	0.7	0,4	2,8	<0,1
U	0.29	0.34	0.36	2,95	1,58	0.13	0.08	0,09	0,6	<0,05
V	250	313	309	364	232	457	441	364	232	235
Y	15.84	19.38	17.31	30	53	47.68	31.88	30	53	18
Zn	69	90	75	7	5	60	58	65	106	82
Zr	64	92	76	76	75	65	68	18	41	26
La	9.8	11.4	12.1	18	11	8	70.9	3,5	22,9	6,2
Ce	19.6	22.1	24.1	12,7	13,1	12.9	6.9	6,5	52	11,7
Pr	2.84	3.34	3.41	30	34	2.76	12.74	0,95	6,93	1,55
Nd	11.3	13.2	13.5	4,11	5,05	13.4	51.1	4,8	34,7	8,1
Sm	2.8	3.4	3.4	18,9	26,7	4.3	11.2	1,7	7,7	2,6
Eu	1.02	1.15	1.14	4,5	9,2	1.68	3.11	0,6	1,97	0,84
Gd	3.21	3.89	3.57	1,7	3,25	6.78	11.5	2,06	7,45	3,44
Tb	0.49	0.59	0.58	5,38	12,36	1.01	1.46	0,41	0,92	0,63
Dy	3.02	3.51	3.26	0,93	1,98	6.52	7.91	2,6	5,39	4,35
Ho	0.62	0.7	0.67	5,86	12,69	1.46	1.47	0,62	1	0,26
Er	1.72	2.03	1.89	1,14	2,25	4.3	3.92	1,91	2,75	0,72
Tm	0.24	0.29	0.26	3,36	6,41	0.57	0.52	0,23	0,31	0,11
Yb	1.5	1.9	1.6	0,48	0,91	3.6	3.7	1,9	2,1	0,8
Lu	0.22	0.27	0.25	0,4	0,83	0.54	0.55	0,31	0,25	0,09
[La/Yb] _n	4.40	4.05	5.10	2,95	1,58	1.50	8.91	1,24	7,35	1,6
Media	4.51			2,27		5.20		3,39		
Eu*	20.56	24.95	24.33	21,92	47,45	35.14	79.64	8,34	34,13	3,24
Media	23.28			34,69		57.39		15,24		
Eu/Eu*	0.68	0.63	0.64	1,05	0,93	0.65	0.53	0,98	0,79	1,05
Media	0.65			0,99		0.59		0,94		
Ce-Sm	1.69	1.57	1.71	0,68	0,18	0.72	0.15	0,92	1,63	0,88
Media	1.65			0,43		0.46		1,14		
Gd-Yb	1.73	1.65	1.80	1,5	1,78	1.52	2.51	0,87	2,86	0,89
Media	1.72			1,64		2.06		1,54		

Observa-se uma normalidade no decréscimo dos teores de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O e MnO (Figuras 10A a 10H), à medida que o magma é enriquecido em MgO , com exceção das rochas ultrabásicas alcalinas.

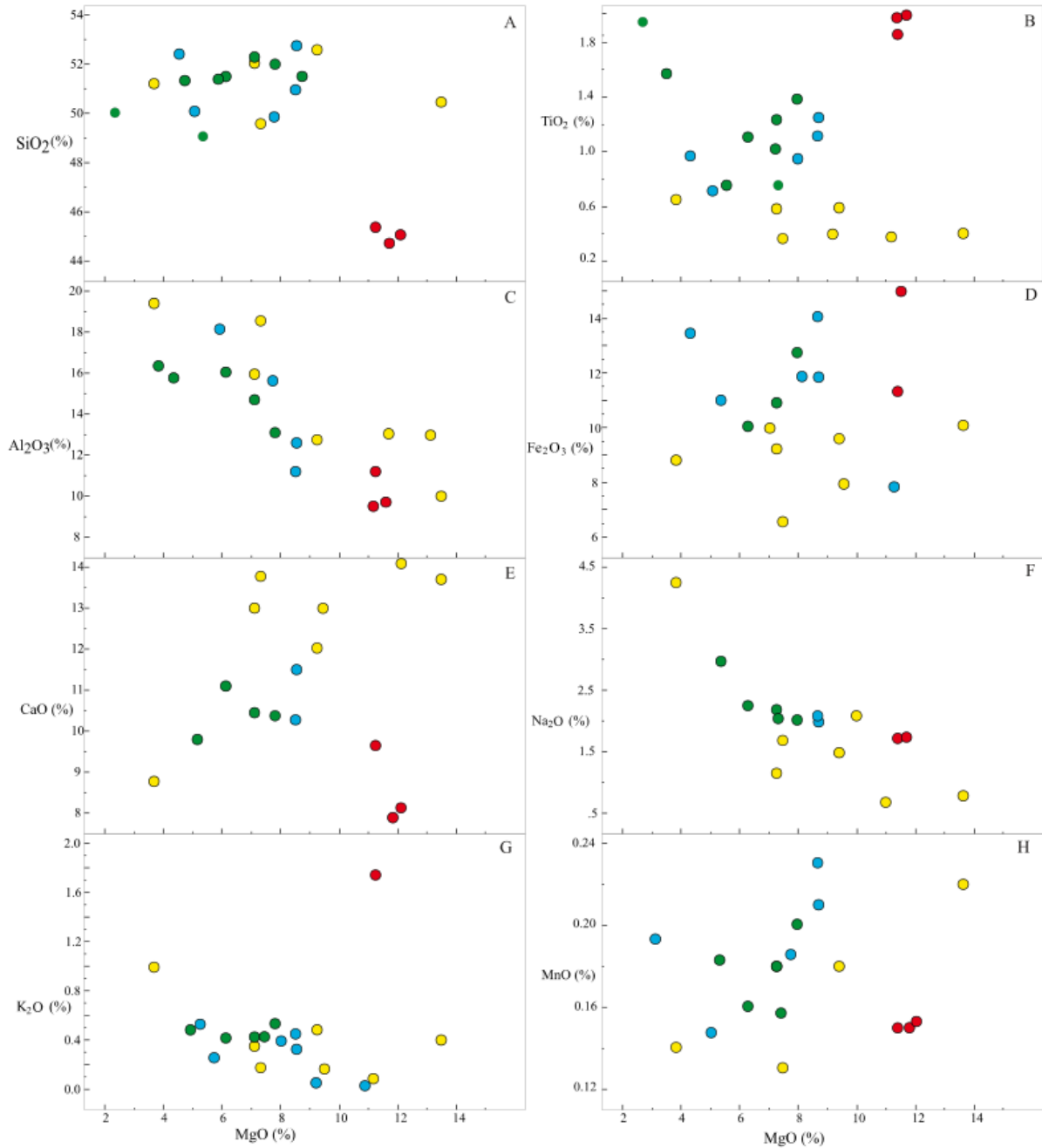


Figura 11: Diagramas geoquímicos binários para elementos traço para as rochas de composição básicas/ultrabásicas.

Os óxidos Fe_2O_3 e TiO_2 apresentam comportamento de enriquecimento até cerca de 8,5% de MgO , seguido de um leve empobrecimento. Estes padrões refletem o fracionamento de minerais como olivina, clinopiroxênio e plagioclásio, com fracionamento mais efetivo de óxidos de Fe e Ti nas rochas mais diferenciadas.

Os teores de K_2O e P_2O_5 nas amostras aumentam à medida que o magma é fracionado,

enquanto os elementos Al_2O_3 , Na_2O e CaO apresentam tendência ao empobrecimento, enquanto SiO_2 e K_2O apresentam padrão constante. As rochas básicas encontram-se distribuídas entre 4 a 9% de MgO e apenas uma das amostras das básicas se destaca pela elevada porcentagem, próximo a 13, 5% de magnésio, denotando o caráter magnesiano da amostra.

A relação de cálcio das análises das amostras mostra-se elevado com a distribuição acima de 10%, como esperado para sequência de rochas básicas constituída predominantemente por plagioclásio e piroxênio cálcico “labradorita e augita”.

Os diagramas binários de elementos traços vs MgO encontram-se nas figuras 11A a F.

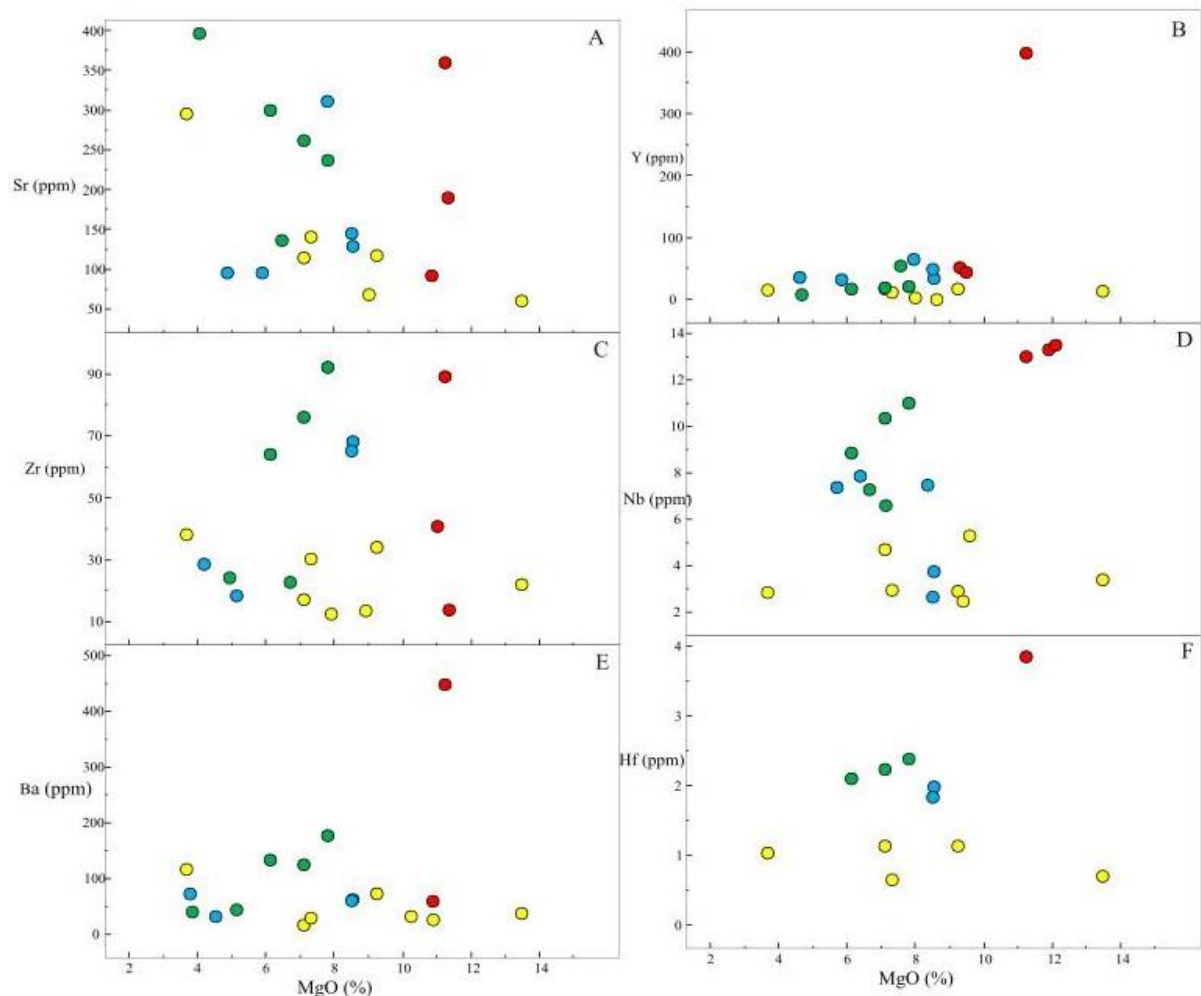


Figura 12: Diagramas geoquímicos binários para elementos traço para as rochas de composição básicas/ultrabásicas.

Em relação ao estrôncio (Sr) (Figura 11A), ítrio (Y) (Figura 11B), zircônio (Zr) (Figura 11C) e bário (Ba) (Figura 11E), é possível visualizar um decréscimo em reação ao crescimento de magnésio das amostras e uma correlação positiva com o aumento de cálcio, evidenciando uma associação direta com o aumento de plagioclásio a partir de magmas mais fracionados.

Os valores no diagrama de zircônio (Zr) (Figura 11C), nióbio (Nb) (Figura 11D) e háfnio

(Hf) (Figura 8F) evidenciam um crescimento associado ao aumento de magnésio das amostras. Desta forma, pode-se inferir um processo de fracionamento magmático que está principalmente relacionado aos plagioclásios e minerais ferromagnesianos, a partir da segregação de minerais ferromagnesianos e enriquecimento em plagioclásio, com consequente enriquecimento de Sr, Zr e Y e empobrecimento em Ba no líquido magmático.

O decréscimo do Zr indica fracionamento ao longo da evolução dos líquidos enquanto o aumento do Zr nos líquidos finais diferenciados está ligado ao fracionamento simultâneo de titanomagnetita e zircão no processo evolutivo final.

As análises das rochas básicas foram plotadas em diversos diagramas petrográficos de classificação e quanto a afinidade composicional para as séries magmáticas e encontram-se identificados na figura 12. No diagrama de Middlemost (1975) de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus SiO_2 observado na figura 12A, as amostras distribuem-se majoritariamente entre gabros, enquanto a amostra de composição ultrabásica com valor próximo de 45% de SiO_2 , com elevado magnésio e potássio e com tendência alcalina, fica no limite entre gabro e basanita.

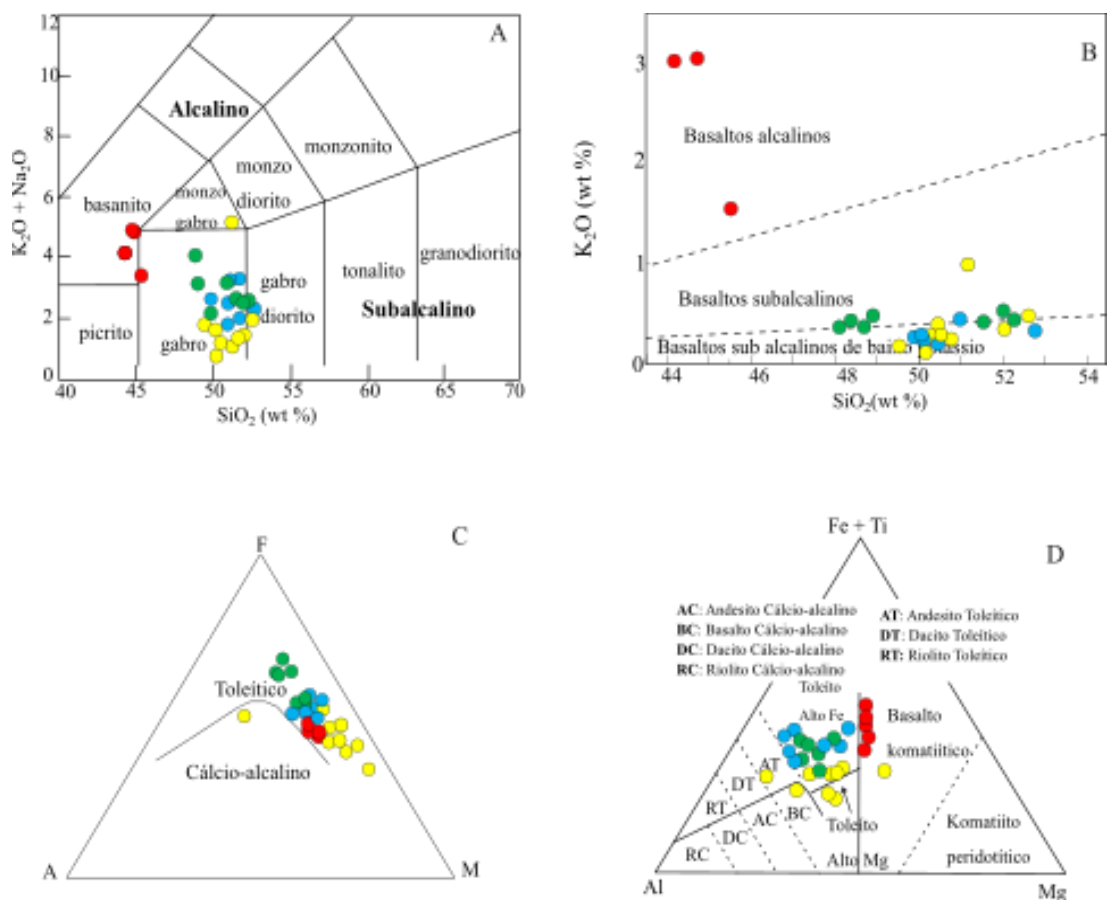


Figura 13: Diagramas geoquímicos de classificação de amostras e de ambiente tectônico para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. Legenda: A) Middlemost (1994), B) Middlemost (1975), C) Irvine & Baragar (1971), D) Jensen (1976).

Uma das amostras da unidade A2 corresponde a um monzogabro, sugestivo de evolução

por cristalização fracionada a partir de uma afinidade cálcio-alcálica.

No diagrama de classificação de série magmática de Middlemost (1975), as amostras de basaltos são na maioria coincidentes ao campo dos basaltos subalcalinos de natureza toleítica de baixo a médio potássio (Figura 12B). Já a ultrabásica encontra-se no campo dos basaltos alcalinos.

A afinidade toleítica dominante dessas rochas é evidenciada no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 12C) e que apresenta também uma amostra do grupo A1 de afinidade cálcio-alcálica, definida pelo empobrecimento de magnésio (MgO) e enriquecimento de estrôncio (Sr) com características similares a basalto de ambiente de arco.

No diagrama da figura 12D de classificação de Jensen (1976), a maioria das amostras corresponde a basaltos subalcalinos ocupando o campo de distribuição de natureza dos basaltos toleíticos de alto Fe, com exceção das amostras A1 relacionadas a composição transicional para basaltos komatiíticos a partir do aumento do teor em Mg, entre elas a rocha ultrabásica. Uma amostra evidencia a natureza de basaltos cálcio alcalinos, já identificada em diagramas anteriores.

As rochas básicas foram trabalhadas em diversos diagramas tectono-magmáticos para basaltos, que utilizam elementos imóveis para a caracterização do ambiente geotectônico em que foram gerados os protólitos dos ortoanfibolitos das unidades.

No diagrama triangular utilizando-se os elementos (Ti/100 vs Zr vs Yx3) da figura 13A de Pearce & Can (1973), as amostras estão posicionadas no campo de basaltos toleíticos de fundo oceânico em transição para basaltos intraplaca. Sendo que quatro amostras apresentam com elevado enriquecimento de Ítrio (Y).

No diagrama triangular utilizando os elementos (FeO^t vs MgO vs Al₂O₃), caracterizado na figura 13B de Pearce et al. (1977), majoritariamente as amostras distribuem-se no campo de basaltos de cadeia mesoceânica (MORB) e basaltos de ilha oceânica (OIA).

No diagrama da figura 13C, utilizando-se os elementos (Zr/Y vs Zr) descrito por Pearce & Norry (1979), as rochas são caracterizadas por uma transição entre um ambiente de cadeia mesoceânica para intraplaca, devido aos altos valores de Zr e Ti.

O resultado observado no diagrama da figura 13C é compatível com a hipótese de geração dos protólitos ígneos em ambiente intraplaca, envolvendo a participação de fontes mantélicas, mais enriquecida, do tipo E-MORB. A amostra de rocha ultrabásica não apresenta resultado confiável pelo alto teor de ítrio presente em sua composição.

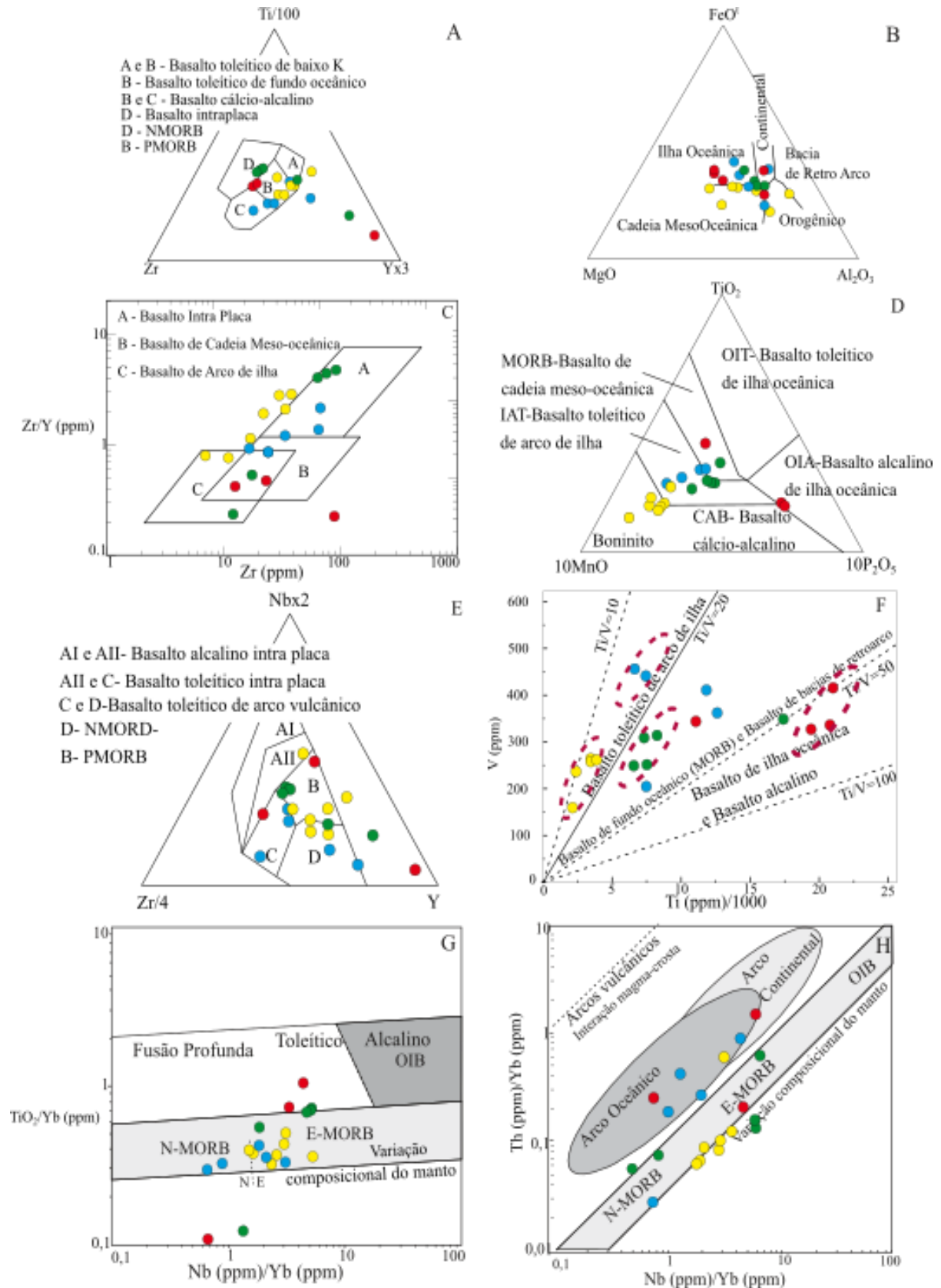


Figura 14: Diagramas geoquímicos de classificação de amostras e de ambiente tectônico para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. Legenda: A) Pearce & Can (1973), B) Pearce et al. (1977), C) Pearce & Norry (1979), D) Mullen (1983); E) Shervais (1982); F) Meschede (1986); G e H) Pearce (2008). Os elementos estão normalizados por Boynton (1984) para meteoritos condriticos. Abreviações: N- MORB - basaltos de cordilheira meso-oceânica; E- MORB - basaltos de cordilheira meso-oceânica

enriquecidos; OIB - basaltos de ilhas oceânicas.

No diagrama triangular utilizando-se os elementos (TiO_2 vs 10MnO vs $10\text{P}_2\text{O}_5$), identificado na figura 13D de Mullen (1983), observa-se que a amostra ultrabásica (A1) apresenta composição correlacionada à basalto de cadeia mesoceânica-MORB, enquanto as amostras dos grupos A2 a A4 transicionam de basaltos toleíticos de arco de ilha (IAT) para boninitos, que se tratam de rochas ricas em magnésio e sílica, específicas de arcos de ilha oceânicos da fase inicial da subducção. As amostras do grupo A3 são localizadas no fim da transição de ambiente de arco de ilha oceânico e MORB.

No diagrama que se utiliza (V vs Ti) descrito por Shervais (1982) na figura 13E, a localização das amostras reforça a transição observada anteriormente, com os grupos bem divididos. A amostra ultrabásica, assim como as amostras do grupo A3 são caracterizados como basaltos de fundo oceânico (MORB), enquanto ocorre a transição dos demais grupos, A2 e A4, como basaltos toleíticos de arco de ilha.

A razão Ti/V apresentada neste diagrama, quando possui valores entre 20 e 50 possibilitam a geração a partir da fusão parcial sob condições relativamente redutoras de basaltos de fundo mesoceânico (MORB), com possibilidades da sua formação num ambiente do tipo “*back-arc*”, tais valores são observados nos grupos A2, A3 e A4, enquanto a rocha ultrabásica apresenta razão maior que 50.

No diagrama de Meschede (1986), caracterizado na figura 13F utilizando-se os elementos (Nb_x2 vs $\text{Zr}/4$ vs Y) os resultados de ambientes tectônicos são semelhantes aos alcançados nos diagramas anteriores.

Com o objetivo de identificar as possíveis fontes envolvidas na geração dos protólitos dos ortoanfibolitos, bem como distinguir os efeitos da contaminação crustal daqueles que envolvem assinaturas de subducção, utilizou-se o diagrama binário da figura 13G (TiO_2/Yb vs Nb/Yb) e da figura 10H (Th vs Nb/Yb) de Pearce (2008).

A variação da razão Th/Yb é sensível à composição da fonte do magmatismo básico e aos efeitos de contaminação crustal ou relacionados ao componente de subducção. Conforme o autor deste diagrama, basaltos intraplaca derivados de pluma mantélica e MORB, sem relações com zonas de subducção e contaminação crustal, posicionam-se dentro do campo MORB- OIB.

O posicionamento das amostras dentro do campo MORB- OIB sugere o envolvimento de uma fonte enriquecida, tipo E- MORB, na geração dos protólitos das duas unidades, enquanto que as amostras que plotaram acima deste campo, apresentam um *trend* indicativo de adições

variáveis de Th, que é acompanhado pelo aumento de Nb, que, conforme Pearce (2008), é mais facilmente explicado por influência de contaminação crustal.

No diagrama da figura 13G pode-se visualizar o posicionamento das rochas do grupo A2 no campo de composição de fonte mantélica de basaltos de cadeia mesoceânicas do tipo E-MORB (enriquecido) e, pela razão obtida, a geração por fusão parcial rasa fica evidente. As amostras do grupo A4, por sua vez, localizam-se na área de N-MORB, e as amostras do grupo A3 posicionam-se na transição para um magma toleítico, sugerindo fusão mais profunda relacionada à interação com pluma.

No diagrama da figura 13H, observa-se a maioria das amostras apresentando variações para o campo de interação de magma e crosta oceânica, enquanto algumas demonstram enriquecimento progressivo da interação magma-crosta.

No diagrama multielementar de elementos-traço normalizado segundo Weaver & Tarney (1984) com os valores para a crosta superior (Figura 14A), os dados geoquímicos evidenciam basicamente uma assinatura geoquímica homogênea, com um grupo de protólito básico a levemente ultrabásico. Os litotipos apresentam em geral um padrão de leve enriquecimento em elementos incompatíveis de lantânio (La) em direção ao itérbio (Yb), empobrecimento acentuado em potássio (K) e titânio (Ti) e leve empobrecimento em cério (Ce), neodímio (Nd), zircônio (Zr).

O padrão de fracionamento resultante da composição média de elementos terras raras (ETR) foi normalizado pelo Condrito de Boynton (1984) (Figura 14B). Os padrões mostram moderadas concentrações de ETR, com fraco enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). Entre as amostras da mesma associação encontra-se uma razoável assimetria dos padrões com destaque para as amostras da A1 de ultrabásicas alcalinas e uma das amostras da associação A4, que apresenta uma natureza com tendência cálcio alcalina.

A amostra da associação A1, composição ultrabásica, apresenta padrão levemente assimétrico e é caracterizada pelo baixo grau de fracionamento dos ETR $[(La/Yb)_N = 2,76]$, apresentando o maior valor de $Eu^* = 204,53$ e a mais fraca anomalia negativa para Eu, com $[Eu/Eu^* = 0,47]_N$. Os dados mostram uma fraca assimetria observada entre a média dos elementos terras raras leves ETRL $[Ce/Sm]_N = 0,47$ comparado com os elementos terras raras pesados ETRP $[Gd/Yb]_N = 2,20$ que indicam um conjunto de rocha pouco evoluído.

As amostras da associação A2 apresentam padrão levemente assimétrico e o menor grau de fracionamento dos ETR $[(La/Yb)_N = 1,62]$, apresentando o menor valor de $Eu^* = 9,25$ e a mais fraca anomalia negativa para Eu, com $[Eu/Eu^* = 0,71]_N$. Os dados mostram uma fraca

assimetria inversa com depleção nos elementos de ETRL, observada entre a média dos elementos terras raras leves ETRL $[Ce/Sm]_N = 1,03$ comparado com os elementos terra raras pesadas ETRP $[Gd/Yb]_N = 1,09$ que indicam o conjunto de rocha menos evoluído estudado.

As amostras da associação A3 são caracterizadas pelo grau de fracionamento dos ETR $(La/Yb)_N = 4,51$, valores de $Eu^* = 23,28$ e a mais fraca anomalia negativa para Eu, com $[Eu/Eu^* = 0,65]_N$. Os dados mostram uma fraca assimetria com aumento nos elementos de ETRL, observada entre a média dos elementos terras raras leves ETRL $[Ce/Sm]_N = 1,65$ comparado com os elementos terra raras pesadas ETRP $[Gd/Yb]_N = 1,72$, que indicam o conjunto de rocha levemente evoluído.

As amostras da associação A4 apresentam padrão leve de assimetria e são caracterizadas pelo valor de ETR (127,40) e o menor grau de fracionamento dos ETR $(La/Yb)_N = 5,20$, apresentando o menor valores de $Eu^* = 57,39$ e a mais fraca anomalia negativa para Eu, com $[Eu/Eu^* = 0,71]_N$. Os dados mostram uma assimetria com aumento nos elementos de ETRL, observada entre a média dos elementos terras raras leves ETRL $[Ce/Sm]_N = 0,46$, comparado com os elementos terra raras pesadas ETRP $[Gd/Yb]_N = 2,06$ que indicam o conjunto de rocha mais evoluído.

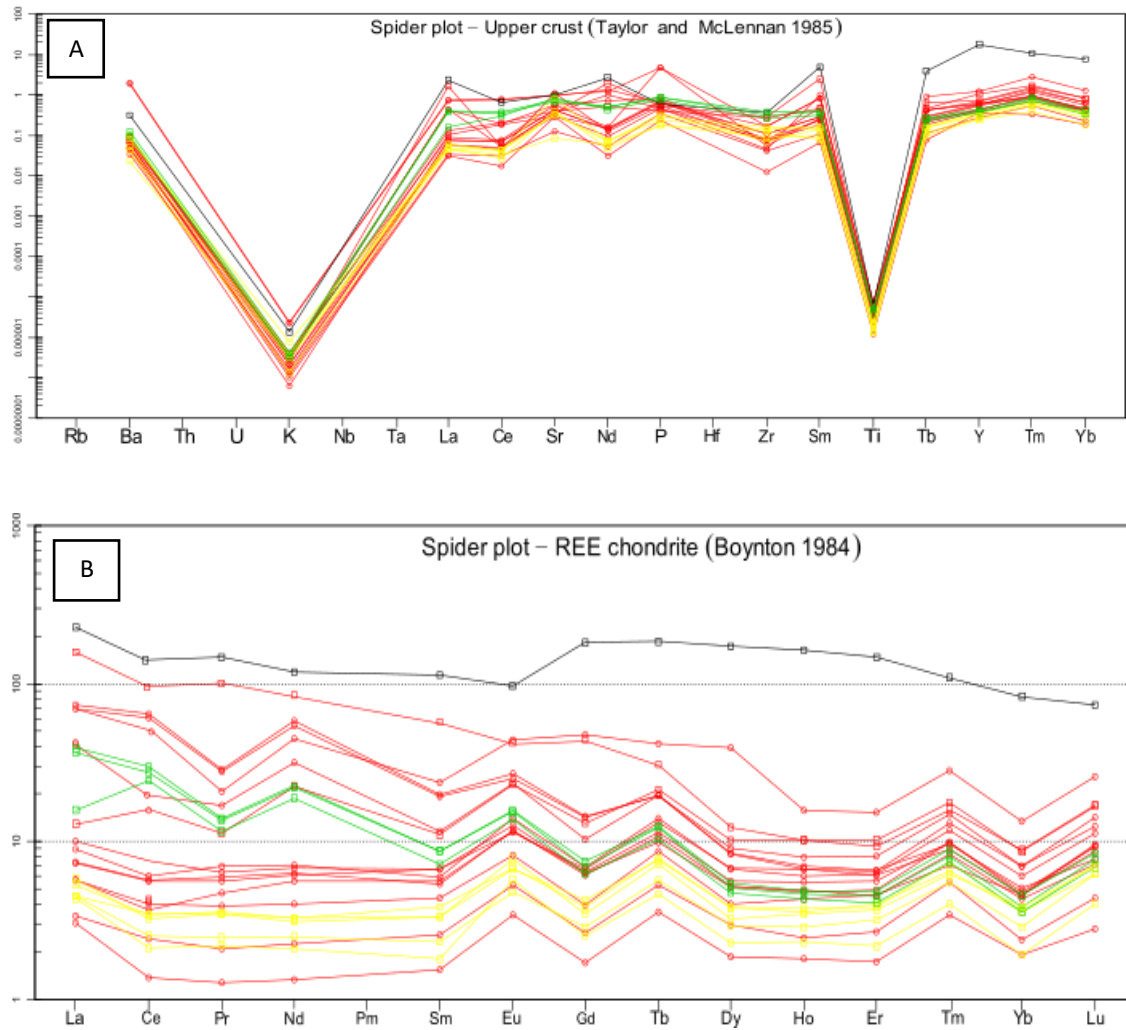


Figura 15 - Diagramas de elementos incompatíveis (Spider) para as rochas de composição básica normalizado. **A)** Weaver & Tarney (1984) para a crosta superior. **B)** Boynton (1984) para meteoritos condriticos

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas ortoderivadas de composição básica e ultrabásica são representadas no Vale do Ribeira por anfibolitos, metabasitos, hornblenda xisto e metaultrabásitos de idade meso- a neoproterozoica.

Estas rochas encontram-se inseridas em rochas da sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui, especificamente na Formação Água Clara, na forma de corpos lenticulares e alongados, paralelos a orientação regional de direção geral NE-SW.

Os ortoanfibolitos são rochas anisotrópicas de textura granonematoblástica a granoblástica, com bandamento composicional magmático S_0 paralelo à foliação S_1/S_2 , marcado pela orientação de anfibólio prismáticos e aciculares. Estes dois eventos iniciais são relacionados a uma tectônica tangenciais, ligados à fase colisional, e consequente espessamento de massas crustais e a colocação e deformação de granitos sin- colisionais. A deformação posterior é marcada por uma tectônica transcorrente/transpressiva em que ocorre associada à reestruturação metamórfica, através de forte bandamento tectônico imposto e ascensão magmática.

Mineralogicamente, são constituídas por hornblenda (40%-45%), plagioclásio (albita-oligoclásio) (15%-25%) e quartzo (5%-8%). Como minerais acessórios ocorrem zircão, titanita, apatita e minerais opacos (2%); e, como minerais secundários encontram-se actinolita-tremolita (10%), carbonato, clorita (4%), epidoto (1%), clinozoisita, leucoxênio, hidróxidos e demais minerais opacos. Secundariamente, ocorrem termos metaultrabásicos, caracterizados como talco-epidoto-tremolita xisto a tremolitito, constituído por actinolita/tremolita, epidoto, talco, raro plagioclásio e quartzo.

As rochas básicas apresentam raros pseudomorfos de labradorita e augita intensamente alterados, que representam uma associação reliquiar; paragênese mineral principal de ferrotschermakita-ferrohornblenda-magnésio-hornblenda $\pm$ oligoclásio/andesina, representando o ápice do metamorfismo regional progressivo M_1 , de 579°C a 621°C, com valor médio de 591°C de temperatura e valores médios de pressão de 6,6 kbar A 7,3 kbar ($\pm 0,6$) em fácies anfibolito médio do metamorfismo regional progressivo é do tipo Barroviano; e paragênese mineral de actinolita/tremolita $\pm$ albita, do retrometamorfismo regional, característica de fácies xisto verde baixo a médio.

Os protólitos ígneos máficos podem ser divididos em dois grupos principais, um representado pela amostra ultrabásica (A1) e um agrupamento de rochas básicas, subdivididas em três grupos A2, A3 e A4. Dados geoquímicos composicionais classificam as rochas como gabro (A1, A2, A3 e A4), monzogabro (A2) e gabro diorito (A2 e A4), sub alcalinos de baixo

potássio (A2 a A4) a subalcalinos (A2), com a rocha ultrabásica de composição alcalina (A1), com leve tendência à basaltos komatiíticos.

As informações geotectônicas, interpretadas através da análise dos elementos traços e dos ETRs, indicam três assinaturas principais para os grupos de rochas metabásicas: para as rochas básicas toleíticas (A2 e A3) a rochas básicas komatiíticas (A1), estão associadas à cadeia mesoceânicas (MORB). Durante a fase de subducção, uma possível interação com material crustal, possibilita a geração das rochas básicas toleíticas de arco de ilha (A4).

Desta maneira, conclui-se que os eventos magmáticos podem estar relacionados à fase de rifteamento, durante a etapa inicial da formação de uma bacia, de natureza toleítica de fundo oceânico, ou também ligado ao início do fechamento de fundo oceânico, associado a basaltos alcalinos de ilha oceânica

O comportamento dos elementos traços corroboram para o entendimento de fontes diversas na formação das rochas metabásicas a partir da interação fonte mantélica do tipo E-MORB enriquecida ou pela interação com as supracrustais durante a subducção.

8. REFERÊNCIAS

- ALGARTE, J.P.; MARTINS, A.J.M.; MORGENTHAU, A.; DAITX, E.C.; ANDRADE Jr, F.S.; BATOLLA Jr, F.; FERREIRA, F.J.F.; PINTO, G.G.; CUNHA, H.C.S.; DRUMOND, J.B.V., RODRIGUES, J.C.; YAMAMOTO, K.; KAEFER, L.Q.; CHIEREGATI, L.A.; PINHO FILHO, W.D.; ADDAS, W. **Projeto Sudeste do Estado de São Paulo**. Relatório Final. São Paulo: DNPM/CPRM, 1973.
- ALMEIDA, F.F.M. Novas ocorrências de fósseis no pré-cambriano brasileiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 29, p. 63-72, 1957.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro. **Boletim DNPM/DGM**, v. 241, 38 p., 1967.
- ALMEIDA, M.A. **Geologia da formação Água Clara na região de Araçáiba– SP**. São Paulo, 1989. 184 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. SIMPÓSIO GEOLOGIA NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. **Anais...** Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S.; BISTRICH, C.A. **Mapa Geológico do estado de São Paulo em escala 1: 500.000**. Nota explicativa. São Paulo, IPT, Monografias 6, v. 1, 126 p., 1981a.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Reviews**, v. 17, p. 1-29, 1981b.
- ALMEIDA, M.A.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. A Formação Água Clara na região de Araçáiba, Estado de São Paulo: litotipos, metamorfismo e deformação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. 1986. Goiânia. **Anais...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v. 2, p. 905-918.
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S.; CREMINI, O.A. **Mapa geológico do Estado de São Paulo em 1: 500.000**. IPT/Pró-Minério, São Paulo, v. 2, 1981.
- BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P. **Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçáiba (SG.22-XF-II-3), estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, Contrato IPT/ Pró-Minério, v. 1, 104 p. (IPT. Relatório 22.150), 1985.
- BOLONINI, T.M. & GODOY, A.M. Geologia e Geoquímica das rochas graníticas do Maciço

- Capão Bonito, SP. São Paulo, **Geociências**, v. 32, n. 3, p. 452-470, 2013.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSEN, P. (ed.). Rare earth element geochemistry. **Elsevier Amsterdam**, p. 63-114, 1984.
- BRITO NEVES, B.B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 379-392, 1999.
- CAMPANHA, G.A.C. **Tectônica Proterozoica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, 1991. 296 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- CAMPANHA, G.A.C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. São Paulo, 2002. 105 p. Tese (Livre-Docência), Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Pre-cambrian Research**, v. 98, p. 31-51, 1999.
- CAMPANHA, G.A.C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiaí. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Atas...Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 2, p. 725-742, 1987.
- CAMPANHA, G.A.C.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; FALEIROS, F.M. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd analysis for Ribeira Belt Mesoproterozoic and Neoproterozoic terranes. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2008, San Carlos de Bariloche. **Short Paper...** Buenos Aires: 2008, 4 p.
- CAMPANHA, G.A.C.; FALEIROS, F.M.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; VASCONCELOS, P.M. Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490 Ma oceanic back-arc magmatism. **Precambrian Research**, v. 266, p. 530–550, 2015.
- CAMPANHA, G.A.C.; BASEI, M.A.S.; FALEIROS, F.M.; NUTMAN, A.P. The Mesoproterozoic to early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil. **Geoscience Frontiers**, v. 7, n. 41-12, 2016.
- CHIODI FILHO, C.; TAKAHASHI, A.T.; SILVA, C.R.; FERREIRA, J.C.G. **Projeto Capão Bonito**. Relatório Final – CPRM, v. I, Rio de Janeiro, 121 p., 1983.
- CORDANI, U.G.; BITTENCOURT, I.; BETTENCOURT, J.S.; GOMES, C.B.; LELIS, H.S.; MELFI, A.J. Geologia da Folha de Guapiara, SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. **Boletim de Resumos...**São Paulo: Sociedade Brasileira de

- Geologia, 1971, p. 93.
- CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, O. Orogenèses superposeés dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, n. 1, p. 1-22, 1973.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. Crustal evolution of the South American platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.) **Tectonic evolution of South America**, Rio de Janeiro: p. 19- 40, 2000.
- DANTAS, E.L.; HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; SATO, K., PIMENTEL, M.M.; GODOY, A.M. ND Isotope Systematics Related to Proterozoic Evolution of the Central Ribeira Belt in the State of São Paulo, SE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 140-143, 2000.
- DEBON, F.; LE FORT, P.; SABATÉ, P. Uma classificação químico-mineralógica das rochas plutônicas comuns e suas associações, método e aplicações. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 2, p. 122-133, 1988.
- FALEIROS, F.M. **Evolução de Terrenos Tectono-Metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto do Alto Turvo (SP, PR)**. São Paulo, 2008. 306 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; BELLO, R.M.S.; FUZIKAWA, K. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion re-equilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). **Tectonophysics**, v. 485, p. 193–214, 2010.
- FALEIROS, F.M.; FERRARI, V.C.; COSTA, V.S.; CAMPANHA, G.A.C. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): evidências de uma bacia retro arco calimiana. **Geologia USP, Série Científica**, v. 11, n. 2, p. 135-155, 2011.
- FALEIROS, F.M.; MORAIS, S.M.; COSTA, V.S. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Apiaí - SG.22-X-B-V - Estados de São Paulo e Paraná, escala 1:100.000**. 1. ed. São Paulo: Programa Geologia do Brasil, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 107 p., 2012.
- FASSBINDER, E. **A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozoico paranaense**. São Paulo, 1996. 207 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

- FIORI, A.P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba**. São Paulo, 1990. 261 p. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1990.
- FIORI, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 23, p. 55-74, 1992.
- FIORI, A.P. Evolução geológica da bacia Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 42, p. 7-27, 1994.
- FRANCISCONI, O. Mapa Geológico, Folha Itararé (SG.22-X-B-I) escala 1:100.000. In: SILVA, A.T.S.F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A.M.; BATOLLA, JR, F. **Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira**. Relatório Final. São Paulo, DNPN/CPRM, 1981b, v. 1/2.
- FRASCÁ, M.H.B.O.; FIGUEIREDO, M.C.H.; ALMEIDA, M.A.; COUTINHO, J.M.V. Petrografia e geoquímica da Formação Água Clara, região de Araçáiba, SP. **Geologia USP, Série Científica**, v. 21, p. 73-92, 1990.
- FRASCÁ, M.H.B.O.; CAMPANHA, G.A.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SADOWSKI, G.R. Geoquímica de metabasito do alto e médio vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. **Boletim IG-USP**, Publicação Especial, n. 18, p. 129-131, 1996.
- FRASCÁ, M.H.B.O.; CAMPANHA, G.A.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SADOWSKI, G.R. Geoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do alto e médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 41-48, 1997.
- FRITZONS JÚNIOR, O.; PIEKARZ, G.F.; FALCADE, D. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. v. 3, p. 991-1001
- FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B. B.; SCHOBENHAUS, C. Rodínia descendants in South America. **Pre-cambrian Research**, v. 160, n. 1-2, p. 108-126, 2008.
- GODOY, A.M.; VIEIRA, O.A.R.P.; CUELLAR, B.S.A. Geologia e Litogeoquímica das rochas da região do Stock Granítico Apiaí, sul do estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 40, n. 4, p. 307-338, 2021.
- GODOY, A.M.; VIEIRA, O.A.R.P.; LEITE JUNIOR, W.B.; HACKSPACHER, P.C.; MATA, S.P., ZENERO, J.M. Geologia e Tectônica da região da Folha Topográfica de Capão Bonito na escala 1:50.000, sudeste do estado de São Paulo. **Geociências**, v. 38, n. 1, p. 51-71, 2019.
- GODOY, A.M.; DUARTE, N.O.; VIEIRA, O.A.R.P. Geologia e Geoquímica das Rochas Orto Anfibolíticas na Folha Topográfica de Araçáiba. UNESP, **Geociências**, v. 42, n. 1, p. 363-386, 2022.

- HACKSPACHER, P.C. & GODOY, A.M. Vertical Displacement During Post-Colisional Escape Tectonic (Brasiliano Orogeny) of The Ribeira Belt, São Paulo, Brazil. **Journal of African Earth Sciences**. Elsevier Science Ltd., Africa do Sul, v. 29, n. 1, p. 25-32, 1999.
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A.H., OLIVEIRA, M.A.F. Evidence of Neoproterozoic back arc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil new geochronological and geochemical constraints from São Roque Açungui groups. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 110-114, 2000.
- HARKER, A. **The Natural History of Igneous Rocks**. London, Methuen, 384, p. 1909.
- HASUI, Y. A grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste brasileiro e a Estruturação Regional. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R., ALMEIDA, F.F.M.A., BARTORELLI, A. (org.) **Geologia do Brasil**. São Paulo, Beca, p. 331-372, 2012.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira. Setor Central. In: ALMEIDA, F.F. & HASUI, Y. (Eds). **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo, p. 308-344, 1984.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os Granitos e Granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...**Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, p. 2579-2593.
- HASUI, Y; DANTAS, A.S.L; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICH, C.A. O embasamento Pré-Cambriano e Eopaleozoico em São Paulo. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Escala 1.500.000**. São Paulo, SP, Brasil, v. 1, p. 12–45, 1981.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N.A Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 249-266, 1995.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C. TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Eds.) 2004. **Geologia do Continente Sul-americano**. São Paulo: Ed. Beca, p. 203-236, 2004.
- HIRUMA, S.T.; FERRARI, J.A.; AMARAL, R.; HONÓRIO, R.F. Mapeamento e caracterização de feições cársticas de superfície na faixa Itaiacoca nas regiões de Nova Campina e Bom Sucesso de Itararé, SP/PR. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 27-28, n. 1/2, p. 1-12, 2007

- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971.
- JENSEN, L.S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Division of **Mines. Misc. Paper**, v. 66, 22 p., 1976.
- KAEFER, L.K. & ALGARTE, J.P. **Projeto Sudeste do estado de São Paulo**. Folha Itararé (SG.22-X-B). São Paulo. CPRM/DNPM, 1972
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic Rock Types Series: Discrimination of Various Granitoids Series and Related Rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, n. 1-2, p. 169-186, 1982.
- LEAKE, B.E.; WOOLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W.; YOZHI, G. Nomenclature of amphiboles: Report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on New Minerals and Mineral Name. **American Mineralogist**, v. 82, p. 1019-1037, 1997.
- MALAGUTTI, M.I.A.; BAHIA FILHO, O.; MORENO, M.M.T.; NARDY, A.J.R. Determinação de elementos terras raras e ítrio em rochas silicáticas por ICP-AES com separação em resina trocadora de íons. **Geochimica Brasiliensis**, v. 12, n. 1/2, p. 75-80, 1998.
- MANIESI, V. **Petrologia das rochas anfíbolíticas das regiões de Adrianópolis, Campo Largo e Rio Branco do Sul/ PR**. Rio Claro, 1997. 215 p. Tese (Doutorado)– Instituto de Geociências, Universidade Paulista.
- MANIESI, V. & OLIVEIRA, M.A.F. Quimismo mineral e metamorfismo de anfibólitos e sua relação com feições texturais nos corpos anfíbolíticos de Adrianópolis e Campo Largo/PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996. Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. v. 2, p. 138-140.
- MANIESI, V. & OLIVEIRA, M.A.F. Anfibólitos com afinidades dos basaltos de fundo oceânico: regiões de Adrianópolis e Campo Largo/PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998. Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998, p. 456.
- MANIESI, V. & OLIVEIRA, M.A.F. Modificações Mineralógicas e Químicas de Metabasitos em Zonas de Cisalhamento das Regiões de Adrianópolis e Campo Largo/PR. **Geochimica Brasiliensis**, v. 13, n. 2, p. 110-120, 1999.
- MANIESI, V. & OLIVEIRA, M.A.F. Metabasitos com afinidades dos basaltos komatiíticos da

- região de Rio Branco do Sul/PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, p. 163-168, 2002.
- MANIESI, V.; OLIVEIRA, M.A.F.; ZANARDO, A. Petrologia do metagabro de Apiaí. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6, São Pedro, 1999. **Boletim de Resumos...**São Pedro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, p. 36.
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23/25, p. 43-103, 1967
- MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDT, V.A.V.; GOMES, C.B., LELLI, S.H.S.; MELFI, A.J. Geologia da Folha de Capão Bonito, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. **Boletim de Resumos...**São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971, p. 194, 1971.
- MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, v. 16, p. 207-218, 1986.
- MIDDLEMOST, E.A.K. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. **Earth Science Reviews**, v. 37, p. 215- 244, 1994.
- MIDDLEMOST, E.A.K. The Basalt Clan. **Earth-Science Reviews**, v. 11, p. 337-564, 1975.
- MULLEN, E.D. MnO/TiO₂, P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 62, p. 53-62, 1983.
- OLIVEIRA, M.A.F.; MANIESI, V.; TEIXEIRA, W.; DAITX, E.C. Caracterização isotópica de metabasitos e anfibolitos dos grupos Açungui e Setuva na Porção Sul da Faixa Ribeira. **Geologia USP. Série Científica**, v. 2, p. 161-170, 2002.
- OLIVEIRA, M.A.F.; MANIESI, V.; NARDY, A.J.E. Litogeoquímica, química mineral e termobarometria do Metagabro de Apiaí. UNESP-Rio Claro, **Geociências**, v. 31, n. 4, p. 665-680, 2012.
- OTTEN, M.T. The origin of brown hornblende in the Artflet gabbro and dolerites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 86, p. 189-199, 1984.
- PEARCE, J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. **Lithos**, v. 100, p. 14-48, 2008.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. **Earth and Plan. Sci. Lett.**, v. 19, n. 290-300, 1973.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. **Contribution Mineral Petrology**, v. 69, p. 33-47, 1979.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. The relationship between major element

- geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 36, p. 121–132, 1977.
- PERROTTA, M.M.; SALVADOR, E.D.; LOPES, R.C.; D'AGOSTINHO, L.Z.; PERUFFO, N.; GOMES, S.D.; SACHS, L.L.; MEIRA, V.T.; GARCIA, M.G.M.; LACERDA FILHO, J.V. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**, escala 1:750.000. Programa Geologia do Brasil–PGB, CPRM, São Paulo, 2005.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. Sobre os metassedimentos do grupo Açungui do extremo sul do estado de São Paulo. São Paulo. **Secretaria de Serviços e Obras Públicas/Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP**, p. 1-98, 1969.
- REIS NETO, J.M. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozoico**. São Paulo, 1994, 296 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- SALLUN FILHO, W. **Análise dos Estromatólitos do Grupo Itaiacoca (Proterozoico), ao Sul de Itapeva, SP**. São Paulo, 1999. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- SANTOS, T.M.B.; TASSINARI, C.C.G.; FONSECA, P.E. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasileiro –Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. **Pre-cambrian Research**, v. 260, p. 1-22, 2015.
- SCHMIDT, M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the AI-in-hornblende barometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 110, p. 304-310, 1992.
- SHERVAIS, J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolite lavas. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 59, n. 1, p. 101-118, 1982.
- SIGA JR.; BASEI, M.A.S.; SATO, K.; PRAZERES FILHO, H.J.; CURY, L.F.; WEBER, W.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M. U-Pb (Zircon) Ages of Metavolcanic Rocks from the Itaiacoca Group: Tectonic Implications. **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v. 3, p. 39-49, 2003
- SILVA, M.J. & VASCONCELLOS, E.M.G. Estudo geoquímico das rochas metabásicas da faixa de dobramentos Apiaí. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, V e CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, VII, 1999. Porto Seguro. **Anais...**Porto Seguro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1999, p. 592-595.
- TAKAHASHI, A.T.; FERREIRA, J.C.G.; THEODOROVICZ, A.; BATOLLA JUNIOR, F.,

- CHIODI FILHO, C. **Mapa Geológico da Folha Guapiara (SG.22-X-B-II-2)**. SUREG-SP. Relatório Final, 130 p., 1984.
- TASSINARI, C.C.G. **As Idades das Rochas e dos Eventos Metamórficos da Porção SE do Estado de São Paulo e sua Evolução Crustal**. São Paulo, 1988. 236 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; DAITX, E.C.; SATO, K. Aplicação dos isótopos de Pb-Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira - SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais...**Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, n. 3, p. 1254-1266, 1990.
- THEODOROVICZ, A; CÂMARA, M.M.; MORAES, S.M.; GODOY, H.K.; TAKAHASHI, A.T. **Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco: Relatório Final**. São Paulo. Contrato CPRM/PROMINÉRIO. 2v., 1986.
- THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, M.M.; TAKAHASHI, A.T.; MORAES, S.M.; GODOY, H.K. Geologia do Pré-Cambriano das Folhas Engenheiro, Maia e Ribeirão Branco, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais...**Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 6, p. 2713-2726.
- VIEIRA, O.A.R.P. **Geologia da Folha Guapiara 1:50.000 (SG-22-X-B-II-2)**. Rio Claro, 2017. 145 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas-Universidade Estadual Paulista.
- VIEIRA, O.A.R.P. **Geologia das rochas ígneas Meso a Neoproterozoicas associadas a Formação Água Clara no Estado de São Paulo**. Rio Claro, 2021. 151 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas-Universidade Estadual Paulista.
- VIEIRA, O.A.R.P. & GODOY, A.M. Geologia do Granito Capote, segmento meridional do Batólito Três Córregos, sul do estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 40, n. 1, p. 13 - 38, 2021.
- VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, A.M.; HACKSPACHER, P.C.; LEITE JUNIOR, W.B. Contexto Estrutural da Área da Folha Topográfica Guapiara. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 37, n. 3, p. 505-521, 2018a.
- VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, A.M.; LEITE JUNIOR, W.B.; HACKSPACHER, P.C. Geologia da Folha Topográfica Guapiara na escala 1:50.000. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 37, n. 2, p. 263-277, 2018b.
- VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, A.M.; LUVIZOTTO, G.L.; ZENERO, J.M. Geologia e Geoquímica das rochas metabásicas do Supergrupo Açungui a norte da Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava, sul do estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 39, n. 1, p.

21-46, 2020.

VIEIRA, O.A.R.P.; A.M.; DUARTE, N.O. Evolução das rochas graníticas do *Stock Saival* do Batólito Três Córregos, sul do estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 41, n. 3, p. 811-83, 2023.

WEAVER, B. & TARNEY, J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. **Nature**, v. 310, p. 575-57, 1984.

WEBER, W. **Geocronologia de rochas metabásicas da Formação Água Clara: Registro de uma bacia mesoproterozoica**. São Paulo, 2004. Tese (Doutoramento), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

WEBER, W.; SIGA JR, O.; BASEI, M.A.S.; SATO, K. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba –SP, Registro de uma bacia Mesoproterozoica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002. João Pessoa. **Anais...**João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, 2002, p. 346.

WEBER, W.; SIGA JR, O.; SATO, K.; REIS NETO, J.M.; BASEI, M.A.S.; NUTMAN, A.P. A Formação Água Clara na região de Araçáiba–SP: registro de uma bacia mesoproterozoica. *Geologia USP, Série Científica*, v. 4, p. 101-110, 2004.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, v. 20, p. 325-343, 1977.