

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia

Larissa Pinheiro Sant'Ana

**MAGMATISMO MÁFICO EDIACARANO NO EXTREMO SUL DO
ORÓGENO BRASÍLIA: petrologia e implicações geodinâmicas**

Nº: 236

Belo Horizonte

25/08/2022

Larissa Pinheiro Sant’Ana

**MAGMATISMO MÁFICO EDIACARANO NO EXTREMO SUL DO ORÓGENO
BRASÍLIA: petrologia e implicações geodinâmicas**

Versão final

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais
como requisito parcial para obtenção do título de mestre
em Geologia

Orientador: Prof. Dr. Tiago Amâncio Novo

Coorientador: Dr. Marco Aurélio Piacentini Pinheiro

Belo Horizonte

2022

S232m
2022

Sant'Ana, Larissa Pinheiro.

Magmatismo máfico Ediacarano no extremo sul do Orógeno Brasília
[manuscrito] : petrologia e implicações geodinâmicas / Larissa Pinheiro
Sant'Ana . – 2022.

105 f., enc. il. (principalmente color.)

Orientador: Tiago Amâncio Novo.

Coorientador: Marco Aurélio Piacentini Pinheiro.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto
de Geociências, 2022.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 95-105.

1. Magmatismo – Minas Gerais – Teses. 2. Metamorfismo (Geologia) –
Minas Gerais – Teses. 3. Tempo geológico – Teses. I. Novo, Tiago
Amâncio. II. Pinheiro, Marco Aurélio Piacentini. III. Universidade Federal de
Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 551.253(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DO IGC-UFMG



FOLHA DE APROVAÇÃO

Caracterização Petrográfica, Geoquímica e Geocronológica de rochas metamáficas-ultramáficas de alto grau na base da Klippe Carvalhos, Orógeno Brasília Meridional (Brasil)

LARISSA PINHEIRO SANT'ANA

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL, pelo Programa de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais.

Aprovada em 25 de agosto de 2022, pela banca constituída pelos membros:


Prof. Tiago Amâncio Novo – Orientador
UFMG


Prof. Matheus Henrique Kuchenbecker do Amaral
UFVJM


Prof. Marcos Tadeu de Freitas Suíta
UFOP

Belo Horizonte, 25 de agosto de 2022.

Para minhas eternas referências:

Pinheiro-Sant'Ana, Helena M., Sant'Ana, J. Lúcio e Sant'Ana, Jader L. P.

Agradecimentos

Estou sinceramente muito grata por toda a ajuda e contribuições recebidas durante estes anos de pesquisa.

- Em primeiro lugar agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Tiago Novo, pela confiança, empatia, paciência, disposição, apoio, contribuições técnicas e pela oportunidade de avançar na minha jornada acadêmica. Sou também profundamente e eternamente grata ao meu coorientador, Dr. Marco Aurélio Piacentini Pinheiro, pelo apoio inabalável, paciência, confiança, atenção, parceria, conhecimento transmitido, entusiasmo e motivação, além das discussões e contribuições técnicas valiosas; onde tudo isso, e ambos, foram fundamentais para realização deste trabalho. Obrigada pela amizade;
- Este projeto de mestrado só foi possível devido ao apoio do Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências (PPG-IGC), da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), da Pró-reitoria de Pós-graduação da UFMG, e do Serviço Geológico do Brasil (SGB)/Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM/SUREG-BH). Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro durante o mestrado;
- Às minhas amigas e colegas da pós-graduação do IGC-UFMG, em especial: Maria Oliveira, Mariana Bandeira, Fernando Rodrigues, Tobias Fonte Boa e Ana Fonseca, por todas as discussões, companheirismo e conhecimento compartilhado na sala da pós-graduação do Instituto de Geociências. À minha amiga Fernanda Moura por toda a motivação, interesse, carinho e troca de conhecimentos metamórficos; Ao amigo Bruno Melo pelo incentivo e por sempre acreditar em mim.
- Agradeço às amigas Raianny Ramos e Joana Magalhães, pesquisadoras da CPRM/SUREG-BH, por compartilharem seus conhecimentos geológicos, e principalmente, pelo carinho e apoio. À pesquisadora Kathryn Cutts pela atenção, boa vontade e materiais fornecidos;
- Aos colegas do grupo de pesquisa *Petrochronics*, em especial Guilherme Pontes, Cristina Araujo, Laura Wisniowski e Pedro Leonardo, obrigada pelas trocas científicas, e pelo companheirismo; Agradeço também ao sempre solícito William Campos do PPG-IGC, por toda atenção, disposição e prontidão em ajudar;

- Aos Profs. Drs. Marcos Tadeu de Freitas Suíta (UFOP) e Matheus Henrique Kuchenbecker do Amaral (UFVJM) pelas correções e sugestões realizadas no trabalho, além de toda a gentileza;

- Por fim, sou eternamente grata à minha família e amigos; às amigas de infância e aos geoamigos por sempre me acolherem, aos meus amigos cariocas, em especial Mari, Ana e Caio (Sol), por serem meu porto seguro; às luxuosas por serem minha família; ao apoio dos meus maravilhosos pais, Lúcio e Helena, que nunca medem esforços pra me amparar, ao meu amoroso irmão, Jader, e ao meu doce filho Otávio, minha razão. Agradeço em especial, ao meu amado marido Victor, meu maior incentivador, uma vez que esta pesquisa só foi possível devido ao seu amor, compreensão e apoio emocional.

Não há saber mais ou saber menos: Há saberes diferentes.

Paulo Freire.

*me levanto
sobre o sacrifício
de um milhão de mulheres que vieram antes
e penso
o que é que eu faço
para tornar essa montanha mais alta
para que as mulheres que vierem depois de mim
possam ver além*

LEGADO - Rupî Kaur

RESUMO

No Orógeno Brasília Meridional, na porção sul da Província Tocantins, que foi originado a partir da colisão continental neoproterozoica das placas São Francisco-Congo e Parapanema, há diversas ocorrências de rochas metamáficas e ultramáficas de origens controversas. Dentre estas rochas, destaca-se o corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta (UFR), na região de Liberdade, sul de Minas Gerais, localizado na base da Klippe Carvalhos, e posicionado tectonicamente em meio a metassedimentos granulíticos de alta pressão, associados ao Sistema de Nappes Andrelândia. Neste corpo, uma rocha metassomática, em alto grau metamórfico, objeto deste estudo, é considerada como produto da interação de um dique máfico com rochas hazburgíticas encaixantes que compõem o UFR. Tal rocha metassomática é definida como olivina-granofels, e apresenta características químico-texturais que registram múltiplos estágios metamórficos. Tais estágios caracterizam-se por domínios que apresentam texturas granoblásticas, granulares equidimensionais poligonais, simplectíticas e decussadas, e são constituídas por diferentes proporções modais de anfibólio, olivina, ortopiroxênio, espinélio, clorita, magnetita e ilmenita, onde predominam assembléias minerais do Sistema MASH ($\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$). Tal rocha, classificada como uma zona de *blackwall*, segundo relações de campo e em diagramas geoquímicos discriminantes, posiciona-se nos campos de basaltos sub-alcalinos. Os padrões geoquímicos são sub-horizontalizados para os *high-field strength elements* (HFES) e ETR pesados (ETRP), e há um enriquecimento para os *large-ion lithophile elements* (LILE) e ETR leves (ETRL), em relação à abundância desses elementos em composições de comparação a basaltos N-MORB. Análises em zircões através do método U-Pb (SHRIMP) indicam uma idade de cristalização de 611 Ma, quando, possivelmente, fusões crustais geradas durante a exumação da crosta continental subductada, metassomatizaram o manto litosférico subjacente, produzindo magmas máficos. Cálculos geotermobarométricos e características texturais indicam que o pico térmico ocorreu por volta de 954°C, em pressões que variam entre 7,5 e 9 kbares, com trajetória horária. O olivina granofels, assim o dique máfico, são inferidos como parte do primeiro magmatismo máfico ediacarano registrado no OBM.

PALAVRAS-CHAVE: Klippe Carvalhos, Orógeno Brasília Meridional, Metamorfismo de alto grau, Magmatismo máfico, Geocronologia

ABSTRACT

In the Southern Brasília Orogen, in the southern portion of the Tocantins Province, which originated from the Neoproterozoic continental collision of the São Francisco-Congo and Parapanema plates, there are several occurrences of metamafic and ultramafic rocks of controversial origins. Among these rocks, the ultramafic body of Fazenda da Roseta (UFR) stands out, in the region of Liberdade, south of Minas Gerais, located at the base of Klippe Carvalhos, and tectonically positioned amid high pressure granulitic metasediments, associated with the Andrelandia Nappes System. In this body, a high metamorphic metasomatic rock, object of this study, is considered as a product of the interaction of a mafic dyke with host hazburgitic rocks that composes the UFR. Such metasomatic rock is defined as olivine-granofels, and presents chemo-textural characteristics that record multiple metamorphic stages. Such stages are characterized by domains that present granoblastic, polygonal equidimensional granular, symplectitic and decussate textures, and are constituted by different modal proportions of amphibole, olivine, orthopyroxene, spinel, chlorite, magnetite and ilmenite, where mineral assemblages of the MASH System predominate ($\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$). This rock, classified as a blackwall zone, according to field relations and in discriminating geochemical diagrams, is positioned in sub-alkaline basalt fields. The geochemical patterns are sub-horizontalized for the high-field strength elements (HFES) and heavy REEs (ETRP), and there is an enrichment for the large-ion lithophile elements (LILE) and light REEs (ETRL), relative to their abundance. elements in comparison compositions to N-MORB basalts. Analysis of zircons using the U-Pb method (SHRIMP) indicate a crystallization age of 611 Ma, when, possibly, crustal melts generated during the exhumation of the subducted continental crust, metasomatized the overlying lithospheric mantle, producing mafic magmas. Geothermobarometric calculations and textural characteristics indicate that the thermal peak occurred around 954°C, at pressures ranging from 7.5 to 9 kbars, with an hourly trajectory. The granofels olivine, as well as the mafic dyke, are inferred to be part of the first mafic magmatism edicaryan recorded in the OBM.

KEYWORDS: Carvalhos Klippe, Southern Brasília orogen, High grade metamorphism, Mafic magmatism, Geochronology

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1-1: (A) Localização da área de estudo no sul de Minas Gerais, (B) região centro-norte do município de Liberdade, a sudeste do encontro da MG-814 com a BR-267 (destacadas em vermelho), onde tem-se o corpo da Fazenda da Roseta, destacado em cinza; (C) Mapa geológico modificado de Paciullo <i>et al.</i> , 2003 da região região destacada em vermelho no item anterior, com destaque para o corpo ultramáfico supracitado, dentro do retângulo preto.	20
Figura 2-1: Mapa Geológico do Orógeno Brasília Meridional (Campos Neto <i>et al.</i> , 2020).....	27
Figura 2-2: Seções esquemáticas da evolução orogênica do OBM (Campos Neto <i>et al.</i> , 2020). 30	
Figura 2-3: (A) Localização do Orógeno Brasília Meridional, detalhada em (B) Mapa do Orógeno de Brasília Meridional (extraído de Tedeschi <i>et al.</i> 2018 e modificado de Campos Neto <i>et al.</i> , 2011; Cioffi <i>et al.</i> , 2016; Westin <i>et al.</i> , 2016). As estrelas indicam as rochas metamáficas/ultramáficas datadas na região, aqui compiladas.	34
Figura 2-4: Zona metassomática <i>blackwall</i> entre metagabro (agora rodingito) e metaperidotito (Frost e Frost, 2013).	47
Figura 1 (A): Distribuição de blocos cratônicos e orógenos no Gondwana Ocidental (modificado de Costa <i>et al.</i> 2022) (B) Mapa do orógeno de Brasília Meridional (extraído de Tedeschi <i>et al.</i> 2018 e modificado de Campos Neto <i>et al.</i> 2011; Cioffi <i>et al.</i> 2016a; Westin <i>et al.</i> 2016) com as idades de cristalização das rochas metamáficas/ultramáficas datadas até então, indicada pelas estrelas. A estrela amarela na base da Klippe Carvalhos marca a localização da área estudada.	62
Figura 2: Mapa geológico modificado de Soares <i>et al.</i> , (2018), Paciullo <i>et al.</i> , (2003), Heilbron <i>et al.</i> , (2013) exibindo os corpos ultramáficos da região de Liberdade, MG, com destaque para o olivina-granofels no retângulo vermelho, zona de alteração entre o dique que intrudiu o corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta na base da Klippe Carvalhos.	65
Figura 3: (A) Galeria com harzburgito encaixante no fundo da galeria, e com a porção assinalada de vermelho, indicando a localização do objeto deste estudo, Olivina-espinélio verde-anfibólio-metapiroxênio, ou olivina-granofels. Na entrada da galeria encontra-se a porção calciosilicática do dique máfico (B) croqui fora de escala indicando as porções supracitadas, com medidas em metro.	68
Figura 4: Aspecto microscópico do Olivina-ortopiroxênio-espinélio-verde-anfibólio-granofels, amostra PP-007B2B (A) e (B) : Inclusões de clorita+anfibólio+carbonato (D0) em olivina (Dp); (C) Dp, composta por anfibólio + ortopiroxênio + olivina + espinélio + magnetita + ilmenita + clorita; (D) Df exibindo grãos equigranulares de anfibólio+ortopiroxênio; (E) Coronas e simplectitas na transição entre os domínios Dp e Dr; (F) Detalhe para a transição destes domínios, onde pode-se observar quelifitas (coronas dupla ortopiroxênio+anfibólio) e simplectitas de anfibólio+espinélio e magnetita+ortopiroxênio. As siglas dos minerais foram utilizadas conforme definições de Whitney e Evans (2010).....	71
Figura 5: Aspecto microscópico do Olivina-ortopiroxênio-espinélio-verde-anfibólio-granofels, amostra PP-007B2B. (G, H e I) Substituições em anfibólio, olivina e ortopiroxênio na transição para Dr, olivinas exibem quelifitas com ortopiroxênio e magnetita associada, sucedida por corona de anfibólio acicular concêntrico voltado para Dr, e ortopiroxênio e anfibólio desenvolveram porções coroníticas dominadas por ex-soluções globulares a lamelares de magnetita e subordinadamente espinélio, envolvidos concentricamente por anfibólios finos aciculares na passagem para o para o Dr. (J) Tais fases minerais progressivamente são substituídos por agregados decussados equigranulares compondo a Dr.	73
Figura 6: Diagrama de classificação Zr/Ti vs. Nb/Y (Winchester e Floyd, 1977; (Pearce, 1996); e diagramas multielementos que mostram valores de elementos incompatíveis do Olivina-ortopiroxênio-espinélio-verde-anfibólio-granofels (em roxo) comparados com os gnaisses de composição	

calciossilicática (em amarelo, Pinheiro & Suíta, 2012). Padrões de LILE e HFSE em valores normalizados para basaltos N-MORB; Sun e McDonough (1989).	77
Figura 7: (A) Imagens de catodoluminescência de grãos analisados do olivina-ortopiroxênio-espinélio verde-anfibólio-granofels (amostra PP007B2B); (B) Zircões setorizados por cores a partir de suas estruturas internas.....	79
Figura 8: Diagrama de Concordia mostrando a idade obtida para os spots selecionados da amostra PP007B2B por SHRIMP (a idade resultante é expressa com erro de 2σ).....	80
Figura 9: Evolução quimio-textural do olivina-ortopiroxênio-espinélio verde-anfibólio-granofels (amostra PP007B2B).	88

INDICE DE TABELAS

Tabela 2-1: Correlações entre as principais ocorrências de rochas metamáficas/ultramáficas do OBM (Adaptado de Tedeschi <i>et al.</i> 2017). Dados de: 1) Tedeschi <i>et al.</i> (2017); 2) Coelho <i>et al.</i> (2017); 7) Trouw (2008); 14) Cioffi (2009) 15) Almeida (1998, 2012) 16) Pinheiro (2013) 17) Lesnov <i>et al.</i> , (2018, 2019) 18) Westin <i>et al.</i> 2016; 19) Paciullo (1992), Gonçalves e Figueiredo (1992), 22) Vinagre <i>et al.</i> , (2020) 23) Pinheiro <i>et al.</i> , (2021). 24) Fernandes <i>et al.</i> , (2003).....	38
Tabela 2-2: Correlações entre as principais ocorrências de rochas metamáficas/ultramáficas do orógeno Brasília Meridional (Adaptado de Tedeschi <i>et al.</i> 2017). Dados de: 2) Coelho <i>et al.</i> (2017); 3) Frugis <i>et al.</i> (2018); 4) Campos Neto <i>et al.</i> (2011); 5) Reno <i>et al.</i> (2009); 6) Campos Neto e Caby (1999); 7) Trouw(2008); 13) Pinheiro <i>et al.</i> (2019a, b); 14) Cioffi (2009) 15) Almeida (1998, 2012) 16) Pinheiro (2013) 17) Lesnov <i>et al.</i> (2018, 2019).....	40
Tabela 2-3: Correlações entre as principais ocorrências de rochas metamáficas/ultramáficas do orógeno Brasília Meridional (Adaptado de Tedeschi <i>et al.</i> 2017). Dados de: 8) Hoppe <i>et al.</i> (1985); 9) Luvizotto (2003); 10) Hoppe <i>et al.</i> (1989); 13) Pinheiro <i>et al.</i> (2019a, b); 15) Almeida (1998, 2012) 17) Lesnov <i>et al.</i> (2018, 2019), 21) Guevara Mora, (2010), Gonçalves, (2013).....	43
Tabela 1: Análises representativas de microsonda eletrônica (% em peso) de olivina, ortopiroxênio, espinélio, magnetita da amostra PP-007B2B	74
Tabela 2: Análises representativas de microsonda eletrônica (% em peso) de anfibólio, clorita e ilmenita da amostra PP-007B2B	75
Tabela 3: Análises litoquímicas que apresentam elementos maiores (%), menores (ppm) e traços (ppm/ppb) de amostras do Olivina-ortopiroxênio-espinélio-verde-anfibólio-granofels.....	76
Tabela 4: Dados Isotópicos (U-Pb, SHRIMP) do Olivina-ortopiroxênio-espinélio-verde-anfibólio-granofels	80

Sumário

1. INTRODUÇÃO	14
1.1. Considerações Iniciais	14
1.2. Natureza do problema	16
1.3. Justificativa	18
1.4. O dique máfico e a zona de alteração entre o harzburgito encaixante	18
1.5. Localização da Área de Estudo	19
Referências	20
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	27
2.1. Orógeno Brasília Meridional	27
2.1.1. Nappe Socorro-Guaxupé	30
2.1.2. Sistema de Nappes Andrelândia	31
2.1.3. Sistema de Nappes Carrancas-Lima Duarte	32
2.2. As rochas metamáficas/ultramáficas	33
2.3. Processos metassomáticos nas metamáficas/ultramáficas do UFR	45
Referências	47
3. Artigo: Caracterização Petrográfica, Geoquímica e Geocronológica de rochas metamáficas-ultramáficas de alto grau na base da Klippe Carvalhos, Orógeno Brasília Meridional (Brasil)	58
INTRODUÇÃO	59
GEOLOGIA REGIONAL	60
Contexto Geológico	60
Klippe Carvalhos	64
METODOLOGIA	66
Geoquímica	66
Química Mineral	66
Litogeoquímica	67
Calibrações Clássicas	67
Geocronologia	67
RESULTADOS	67
Relações de Campo	67
Petrografia e Química Mineral	69
Litogeoquímica	75
Geocronologia	78
DISCUSSÃO	81
Assinatura Química	81

<i>Assinatura Magmática</i>	81
<i>Assinatura metamórfica/metassomática</i>	82
Natureza dos zircões.....	83
Evolução petrogenética.....	84
Implicações para o extremo sul do Orógeno Brasília	90
CONCLUSÃO	91
4. CONCLUSÕES	94
REFERÊNCIAS	95

1. INTRODUÇÃO

1.1. Considerações Iniciais

As rochas ígneas, metamórficas e sedimentares foram submetidas a eventos que deixam vestígios, na maioria das vezes, de mais de um estágio de sua evolução. O metamorfismo é um processo dinâmico e parte fundamental da história de algumas rochas, envolvendo mudanças na temperatura e na pressão ao longo do tempo. As evidências dos processos metamórficos que causam mudanças estão nos diversos minerais presentes nestas rochas, em suas composições químicas e isotópicas, no grau de homogeneidade química, e nas texturas dos diferentes minerais. (O'Brien, 2005, Gasco *et al.*, 2013).

A investigação petrológica abrange os processos de reações e transporte nas rochas metamórficas. Os processos metamórficos são causados por desequilíbrios químicos, térmicos e mecânicos transitórios em volumes confinados da crosta terrestre e do manto. Mudanças típicas na composição modal das rochas e na composição química dos minerais que as constituem são causadas por reações químicas heterogêneas. Os princípios do metamorfismo estão, portanto, relacionados aos princípios das reações químicas. (Bucher e Grapes, 2011, Lanari *et al.*, 2019). A trajetória pressão (P) - temperatura (T) - tempo (t) de uma rocha metamórfica é o conjunto de todas as condições P-T experimentadas por esta rocha durante sua história metamórfica (O'Brien, 2005).

Rochas metamórficas fornecem *insights* importantes e únicos acerca de orogêneses, evolução tectônica da crosta continental e da evolução do planeta como um todo. Terrenos orogênicos foram submetidos a sucessivos eventos metamórficos que se sobrepõem, onde os orógenos pré-cambrianos podem apresentar trajetórias P-T-t muito desafiadoras, com diversos estágios de metamorfismo e deformação (O'Brien, e Rötzler, 2003, Best, 2013). Muitas vezes, a orogênese é caracterizada pela seguinte sequência de seções do caminho P-T-t: espessamento isotérmico, aquecimento isobárico, descompressão isotérmica e resfriamento isobárico, onde a pressão máxima e a temperatura máxima serão geralmente diacrônicas (O'Brien, e Rötzler, 2003; .Bucher e Grapes, 2011).

Mudanças nas condições metamórficas podem dar origem ao crescimento de porfiroblastos ou à substituição parcial de alguns minerais por outros. Essa substituição geralmente ocorre ao longo dos limites dos grãos e acarreta no desenvolvimento de bordas de

reação, que se formam em resposta ao metamorfismo retrogrado ou progressivo. As bordas de reação são ferramentas úteis na reconstrução de uma sequência de reações metamórficas. As texturas symplectíticas são um tipo de borda de reação que evidenciam estágios de retrogressão, através de processos rápidos ou com ausência de fase fluída, onde exibem-se intercrescimentos de lamelas de dois ou mais minerais, e são marcadoras de multi-estágios metamórficos (Clarke e Powell, 1991; Paschier e Trouw, 1996; Vernon *et al.*, 2008). A análise de tais texturas de reação indica a trajetória e a velocidade do caminho P–T–t e, portanto, a evolução tectonometamórfica do terreno orogênico (O'Brien, e Rötzler, 2003, Zhao, 2020).

Os corpos ultramáficos experimentam fortes modificações mineralógicas e estruturais durante a colocação na crosta e subsequente deformação crustal e metamorfismo, onde a maioria dos ultramáficos em terrenos de alto grau conserva muito pouco de sua herança do manto. Rochas máficas e ultramáficas estão entre as rochas mais reativas no planeta Terra e, quase sempre, tem minerais secundários mais abundantes que os primários. São raras as rochas metamáficas e, mais raras ainda, rochas metaultramáficas que têm minerais primários abundantes. Este é um dos grandes problemas no estudo destas rochas: buscar sua história pré-terrá, e reconstruir sua evolução e os processos geológicos atuantes sobre as mesmas. Apesar das dificuldades, em regiões orogênicas estas rochas são extremamente importantes para a reconstrução da evolução desses terrenos, uma vez que são marcadores de ambientes geotectônicos específicos (Bucher e Grapes, 2011, Frost e Frost, 2013).

As rochas ultramáficas são fonte de informações valiosas sobre a gênese de magmas basálticos e domínios de fontes mantélicas. Tais rochas podem ser encontradas em três ambientes distintos: cumulos precoces em intrusões estratificadas exumadas pela erosão, incluindo complexos continentais e ofiolíticos, que cristalizaram e se acumularam a partir de líquidos magmáticos básicos antes de atingirem a saturação em plagioclásio; fragmentos do manto peridotítico que foram transportados à superfície por processos vulcânicos ou tectônicos, como basaltos alcalinos, corpos alpinos e kimberlitos; e como lavas de composição ultrabásica, komatiíticas marcadas por estruturas spinifex (Gill, 2014).

As rochas metamáficas, também marcadoras de ambientes específicos, são derivadas de basaltos, gabros, diques máficos e grauwacas máficas imaturas, e são consideradas um grupo das rochas metamórficas muito importantes por serem muito sensíveis às variações de temperatura e pressão (Zhao, 2020). Os basaltos, assim como as intrusões doleríticas e

gabroicas, são produzidos por fusão parcial de peridotitos do manto, sendo formados em dorsais meso-oceânicas, ilhas oceânicas, platôs oceânicos, riftes intracontinentais e em zonas de subducção (Gill, 2014).

Ao longo dos últimos 35 anos foram publicados muitos trabalhos com foco direcionado aos processos de formação de rochas metamáficas-ultramáficas embutidas em orógenos acrescionários e seus processos de exumação associados (p.ex. Spray, 1989; Medaris *et al.*, 1995; Godard *et al.*, 1996; Zhang *et al.*, 2000; Rampone *et al.*, 2009; Pilitsyna *et al.*, 2018). Neste trabalho, atenção especial é voltada aos estudos dos processos relacionados à segregação desses corpos do manto superior e suas texturas resultantes. Em específico, as relações de interação fluido-rocha (p. ex., Spray, 1989; Rivalenti *et al.*, 1995; Gruau *et al.*, 1998; Piccardo *et al.*, 2005; Malaspina *et al.*, 2009; Lesnov, 2015) e as texturas simplectíticas (p.ex. Tazahi *et al.*, 1972; Takazawa *et al.*, 1996; Takahashi, 2001; Pilitsyna *et al.*, 2018). No primeiro caso, descortinando os processos geodinâmicos astenosféricos e as características do manto superior, com as texturas simplectíticas testemunhas das trajetórias pressão-temperatura-tempo (P-T-t) as quais tais rochas foram submetidas ao longo de sua evolução. Dessa forma, o estudo conjunto desses processos permite reconhecer e reconstruir tanto a trajetória metamórfica desses corpos, assim como a de seus orógenos associados, quanto investigar de forma direta os elementos astenosféricos envolvidos em sua formação nos orógenos acrescionários.

1.2. Natureza do problema

O Orógeno Brasília Meridional (OBM) constitui a porção sul da Província Tocantins (Almeida, 1977), e foi originado a partir da colisão continental neoproterozoica das placas São Francisco-Congo e Parapanema, após o fechamento do oceano Farusiano-Goiás. O OBM é composto por uma pilha de *nappes* sin-metamórficas com vergência para o Cratón São Francisco (CSF, Trouw *et al.* 2000, Campos Neto, 2000, Valeriano *et al.* 2008). São consideradas duas interpretações para a formação do extremo sul do orógeno Brasília: uma em que a proveniência das rochas metassedimentares faz parte de um único sistema deposicional, a partir de uma bacia oceânica de margem passiva relativa ao paleocontinente São Francisco-Congo, e existe uma zona de interferência com direções contrastantes de transporte tectônico e polaridades metamórficas, entre o OBM e o Orógeno Ribeira (Ribeiro *et al.* 1995, Paciullo *et al.* 2000, Heilborn *et al.* 2008; Trouw *et al.* 2013); e o outro modelo sugere que as rochas metassedimentares supracitadas têm diferentes gêneses, onde teriam se

formado a partir de um domínio continental subductado, relacionados a bacia de antearco e ao prisma acrescionário; e da margem passiva referente a paleoplaca do São Francisco-Congo, relacionadas a uma única orogenia, a orogenia Brasília (Campos Neto *et al.* 2004, 2007, 2011).

Neste complexo domínio tectônico, há diversas ocorrências de rochas máficas-ultramáficas cuja origem ainda é pouco compreendida. Há ocorrências de anfibolitos, granulitos e retroeclogitos, que em sua maioria registram idades de cristalização riacianas, e são atribuídas a essas rochas gêneses diversas, como p. ex. magmatismo ígneo a partir da abertura de bacia Andrelândia (Gonçalves e Figueiredo, 1992; Paciullo, 1992), corpos ofiolíticos desmembrados neoproterozóicos ou peridotitos do tipo alpino (Trouw, 1992; Pinheiro e Suita, 2008, 2013); restos de sequências arqueanas de *greenstone belt* (Magalhães, 1985), blocos exóticos inseridos no prisma de acreção neoproterozóico (Frugis *et al.*, 2018) e cristalização de magmas toleíticos continentais diferenciados (Pinheiro *et al.*, 2019a, Almeida, 1998, 2012).

Na base da Klippe Carvalhos (KC, Figura 1-1), em meio aos metassedimentos granulíticos de alta pressão (Trouw *et al.*, 1998; 2003; Cioffi *et al.*, 2012), na região de Liberdade, sul de Minas Gerais, dois corpos metaultramáficos alpinotípicos se destacam, tanto pelo seu potencial metalogenético quanto petrológico. Esses corpos exibem características químico-estruturais que registram múltiplos estágios metamórficos e processos petrogenéticos que apontam para influência de ambientes astenosféricos ainda pouco explorados (p.ex. Pinheiro, 2008 e 2013). Sua associação com rochas granulíticas de alta pressão (Cioffi *et al.*, 2012) sugerem que elas podem se tratar de rochas máficas de alto grau (HP/UHP), e poderiam, potencialmente, corresponder a “retroeclogitos” (Campos Neto *et al.*, 2011; Tedeschi *et al.*, 2017).

O corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta (UFR) de cerca de 4km² de exposição superficial, situado na base da Klippe de Carvalhos, e associado ao Sistema de Nappes Andrelândia, compreende ao menos quatro litotipos, são eles metaharzburgitos, metawebsteritos, serpentinitos e metapiroxênitos (Almeida, 1998, 2012; Pinheiro, 2008). Uma rocha metassomática, objeto deste estudo, produto da interação de um dique máfico e porções harzburgíticas deste ultramafito (UFR), exibem características químico-estruturais que registram múltiplos estágios metamórficos, com as texturas simplectíticas testemunhas das

trajetórias pressão-temperatura-tempo (P-T-t) as quais tais rochas foram submetidas ao longo de sua evolução (p.ex., Pinheiro, 2008 e 2013).

Este trabalho aborda de maneira detalhada a evolução petrológica de um olivina granofels desenvolvido sobre rocha híbrida metassomática, fruto da interação do dique máfico com ultramáfica encaixante. Através de litoquímica de rocha total, química mineral e geocronologia U-Pb/SHRIMP em zircão, o trabalho identifica manifestações magmáticas de natureza básica, sem precedentes na região, assim como caracteriza seus estágios geodinâmicos associados, avançando no entendimento do papel das rochas máfico e ultramáficas no contexto da edificação do extremo sul do Gondwana ocidental.

1.3. Justificativa

Uma abordagem poligenética pode trazer avanços no entendimento das reações envolvidas no campo da petrologia metamórfica dos corpos metamáfico-ultramáficos embutidos em regiões orogênicas, assim como avançar no entendimento da atuação astenosférica na arquitetura do Gondwana ocidental na porção sul do CSF, fornecendo um novo enfoque, cuja ênfase maciçamente ocorre focada nas rochas metassedimentares, graníticas e arcos magmáticos (Trouw *et al.*, 1998, 2013; Campos Neto, 2000; Valeriano *et al.*, 2004; Campos Neto *et al.*, 2007, 2010, 2011; Westin e Campos Neto, 2013; Westin *et al.*, 2016; Rocha *et al.*, 2017, 2018; Tedeschi *et al.*, 2017, 2018). As informações adquiridas contribuem para o avanço no entendimento das condições termobarométricas da geodinâmica neoproterozoica na amalgamação do Gondwana na região assim como a identificação dos elementos astenosféricos em orógenos acrescionários, no caso, na porção extremo sul do Orógeno Brasília.

1.4. O dique máfico e a zona de alteração entre o harzburgito encaixante

Este estudo tem o intuito de contribuir para uma melhor compreensão da formação e evolução metamórfica de rochas metamáficas-ultramáficas de alto grau. Assim, os objetivos específicos e abordagens utilizadas são assim enumerados:

(1) Caracterização das rochas máfico-ultramáficas e investigação da presença de componentes que indiquem sua origem ígnea e a influência de processos astenosféricos em sua gênese através de petrografia, análises litoquímicas em rocha total e química mineral.

- (2) Investigação termobarométrica a partir de métodos termobarométricos clássicos, correlação com os dados metamórficos geocronológicos (U-Pb em zircão).
- (3) Determinação do ambiente geotectônico de formação de evolução metamórfica destas rochas através de estudos de campo e dados geoquímicos.

1.5. Localização da Área de Estudo

Este trabalho compreende o estudo de rochas metamárfico-ultramáficas no corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta (UFR), localizado na base da Klippe Carvalhos (KC), em contato com a Nappe Liberdade. A área de estudo situa-se no sul do Estado de Minas Gerais, na cidade de Liberdade, inserida na Folha de Andrelândia (SF-23-X-C-V). O acesso à área de estudo pode ser realizado, a partir de Belo Horizonte, pela BR-040 por 120 Km, em seguida seguir pela BR-267, e após 115 Km seguir pela MG-814 por mais 10 Km, chegando-se então no município de Liberdade. O corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta encontra-se na porção centro-norte do município, a sudeste do encontro da MG-814 com a BR-267, como pode ser observado na Figura 1-1.

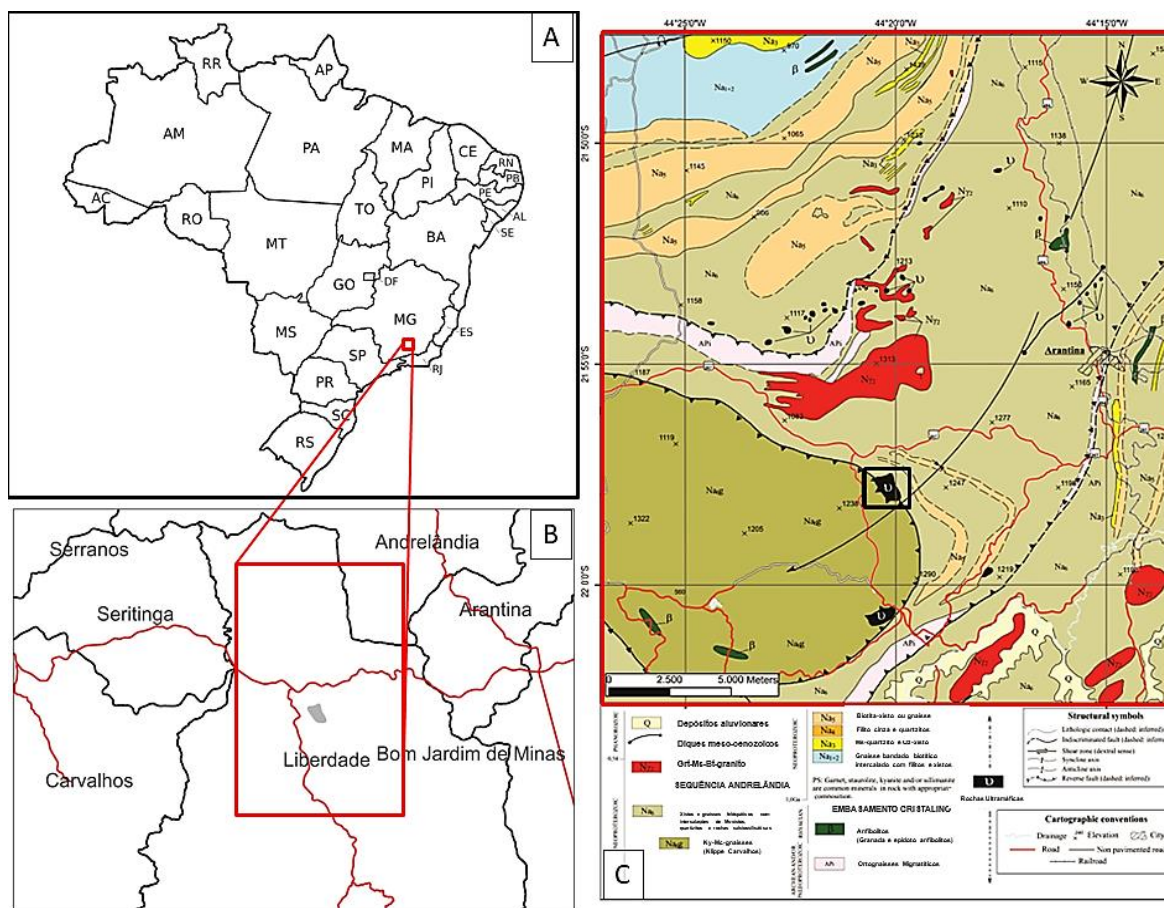


Figura 1-1: A) Localização da área de estudo no sul de Minas Gerais, (B) região centro-norte do município de Liberdade, a sudeste do encontro da MG-814 com a BR-267 (destacadas em vermelho), onde tem-se o corpo da Fazenda da Roseta, destacado em cinza; (C) Mapa geológico modificado de Paciullo *et al.*, 2003 da região região destacada em vermelho no item anterior, com destaque para o corpo ultramáfico supracitado, dentro do retângulo preto.

Referências

- Almeida, F.F.M., (1977). O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7 (4), 349–364
- Almeida, S. (1998). Petrologia de rochas ultramáficas associadas ao Grupo Andrelândia e seu embasamento, na região de Liberdade, Arantina, Andrelândia, São Vicente de Minas e Carrancas, MG (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Almeida, S. (2012). Condições físicas de formação de associações metamórficas do cinturão ultramáfico Carrancas-Liberdade, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(1), 162-186.
- Best, M. G. (2013). *Igneous and metamorphic petrology*. John Wiley & Sons.

Bucher, K., & Grapes, R. (2011). Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Science & Business Media.

Campos Neto M. C. (2000). Orogenic Systems from Southwestern Gondwana – an approach to Brasiliano- Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomas- Filho A., Campos D.A. (eds). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress, p. 335-365.

Campos Neto M.C., Basei M.A.S., Vlach S.R.F., Caby R., Szabó G.A.J., Vasconcelos P. (2004). Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem Brasiliana no sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 4(1):13-40. <https://doi.org/10.5327/S1519-874x2004000100002>.

Campos Neto M.C., Janasi V.A. J., Basei M.A.S., Siga Jr. O. (2007). Sistema de nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 37:47-60.

Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Assis Janasi, V.d., Moraes, R., (2011). Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 393–406.

Cioffi, C.R., Campos Neto, M.C., Rocha, B.C., Moraes, R., Henrique-Pinto, R., (2012). Geochemical signatures of metasedimentary rocks of high-pressure granulite facies and their relation with partial melting: Carvalhos Klippe, Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 40, 63-76.

Clarke, G. L., Powell, R. (1991). Decompressional coronas and symplectites in granulites of the Musgrave Complex, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(4), 441-450.

Frost, B. R., Frost, C. D. (2013). *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press

Frugis, G. L., Campos Neto, M. D., Lima, R. B. (2018). Eastern Paranapanema and southern São Francisco orogenic margins: Records of enduring Neoproterozoic oceanic convergence and collision in the southern Brasília Orogen. *Precambrian Research*, 308, 35-57

Gasco, I., Gattiglio, M., & Borghi, A. (2013). Review of metamorphic and kinematic data from Internal Crystalline Massifs (Western Alps): PTt paths and exhumation history. *Journal of Geodynamics*, 63, 1-19.

Gill, R. (2014). *Rochas e processos ígneos: um guia prático*. Bookman Editora.

Godard, G., Martin, S., Prosser, G., Kienast, J. R., & Morten, L. (1996). Variscan migmatites, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten zone, Eastern Austroalpine system. *Tectonophysics*, 259(4), 313-341.

Gonçalves, M.L. & Figueiredo M.C.H. (1992). Geoquímica dos anfibolitos de Santana do Garambéu (MG): implicações sobre a evolução do Grupo Andrelândia. *Geochimica Brasiliensis*, 6:127-140.

Gruau, G., Bernard-Griffiths, J., & Lécuyer, C. (1998). The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(21-22), 3545-3560.

Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Siga Jr., O., Trouw, R.A.J., (2008). Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., de Wit, M. (Eds.), *West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, Journal Geological Society London, Special Publication, vol. 294, pp. 211e232.

Lanari, P., Ferrero, S., Goncalves, P., & Grosch, E. G. (2019). Metamorphic geology: progress and perspectives. Geological Society, London, Special Publications, 478(1), 1-12.

Lesnov, F. P., Khlestov, V. V., Gal'versen, V. G., & Sergeev, S. A. (2015). Polygenesis of mafic-ultramafic complexes: Isotope-geochronological and geochemical evidence from zircons of the Berezovka massif rocks (Sakhalin Island). *Russian Geology and Geophysics*, 56(7), 1035-1054.

Magalhães A.C. (1985). *Geologia dos corpos ultramáficos da região entre São João del Rey e Liberdade, com ênfase especial na área de Carrancas*. MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 177 p.

Malaspina, N., Hermann, J., & Scambelluri, M. (2009). Fluid/mineral interaction in UHP garnet peridotite. *Lithos*, 107(1-2), 38-52.

Medaris, L. G., Beard, B. L., Johnson, C. M., Valley, J. W., Spicuzza, M. J., Jelínek, E., & Misar, Z. (1995). Garnet pyroxenite and eclogite in the Bohemian Massif: geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere. *Geologische Rundschau*, 84(3), 489-505.

O'Brien, P. J., & Rötzler, J. (2003). High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of metamorphic Geology*, 21(1), 3-20.

O'Brien, P.J.. (2005). Metamorphic Rocks | PTt-Paths. In book: *Encyclopedia of Geology* (pp.409-417). 10.1016/B0-12-369396-9/00324-5.

Paciullo F.V.P. (1992). Orto-anfibolitos no ciclo deposicional Andrelândia: composição química e ambiente tectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo (SP), Resumos, 2:28-29.

Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., Andreis, R.R., Trouw, R.A.J., (2000). The Andrelândia Basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 200 e 202.

Paciullo F.V.P., Trouw R.A.J., Ribeiro A., Simões L.A., Lopes M. (2003). Mapa Geológico - Folha Andrelândia 1: 100.000. In: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Trouw R.A.J., Heilbron M. (org.). *Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I* (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final. Belo Horizonte (MG): Companhia Mineradora de Minas Gerais – COMIG.

Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (1996). *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.

Peternel, R., (2005). A zona de superposição entre as Faixas Brasília e Ribeira na região entre Caxambu e Pedralva, sul de Minas Gerais. PhD Thesis. Instituto de Geociências – UFRJ, p. 257.

Piccardo, G. B., Zanetti, A., Spagnolo, G., & Poggi, E. (2005). Recent researches on melt-rock interaction in the Lanzo South peridotite. *Ophioliti*, 30(2), 115-124.

Pinheiro M.A.P. (2008). Geologia e petrologia de rochas ultramáficas neoproterozóicas da Folha Andrelândia, borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 170 p.

Pinheiro, M. A. P., Suita, M. T. F. (2008). Metamorfismo de fundo oceânico e alto grau em meta-peridotitos ofiolíticos neoproterozóicos, Faixa Brasília Sul, Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geology*, 38(4), 686-699.

Pinheiro, M. A. P., & Suita, M. T. F. (2012). Aspectos petrográficos e petrológicos de um gnaiss calciossilicático (meta-rodíngito) em alto grau na base da Klippe Carvalhos, Faixa Brasília, borda Sul do Cráton São Francisco, em Minas Gerais. Arquivo digital disponível online no site www.sbgeo.org.br

Pinheiro, M. A. P. (2013). Geologia e petrogênese de corpos máficos-ultramáficos da faixa Brasília Sul, borda sul do Cráton São Francisco-MG. Tese de doutorado. Universidade Federal de Ouro Preto

Pinheiro, M. A. P., Suita, M. T. F., Lesnov, F. P., Tedeschi, M., Silva, L. C., Medvedev, N. S., V.N. Korolyuk, C.P. Pinto & Sergeev, S. A. (2019a). Timing and petrogenesis of metamafic-ultramafic rocks in the Southern Brasília orogen: Insights for a Rhyacian multi-system suprasubduction zone in the São Francisco paleocontinent (SE-Brazil). *Precambrian Research*, 321, 328-348.

Pinheiro, M. A. P., Suita, M. T. F., Lesnov, F. P., Magalhães, J. R., Korolyuk, V. (2019b). Metaultramafito Fazenda da Roseta: Uma Protrusão Astenosférica no Extremo Sul da Faixa Brasília. In: Anais do Simpósio de Nacional de Estudos Tectônicos, XVII, International Symposium on Tectonics, XI, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, XI (Bento Gonçalves, RS)

Pilitsyna, A. V., Tretyakov, A. A., Degtyarev, K. E., Alifirova, T. A., Batanova, V. G., Cuthbert, S. J., & Ermolaev, B. V. (2018). Multi-stage metamorphic evolution and protolith reconstruction of spinel-bearing and symplectite-bearing ultramafic rocks in the Zheltau massif, Southern Kazakhstan (Central Asian Orogenic Belt). *Gondwana Research*, 64, 11-34.

Rampone, E., Hofmann, A. W., & Raczek, I. (2009). Isotopic equilibrium between mantle peridotite and melt: evidence from the Corsica ophiolite. *Earth and Planetary*

- Reno, B. L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P. M., Trouw, R. A. J., (2009). Eclogite–highpressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 166(6), 1013-1032
- Ribeiro, A.; Trouw, R. A. J.; Andreis, R. R.; Paciullo, F. V. P.; Valença, J., (1995). Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 25, 235-248
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Molesini, M., Petrini, R., Girardi, V. A. V., Bossi, J., & Campal, N. (1995). Petrology of Late Proterozoic mafic dikes in the Nico Pérez region, central Uruguay. *Mineralogy and Petrology*, 55(4), 239-263.
- Rocha, B.C., Moraes, R., Möller, A., Cioffi, C.R., Jercinovic, M.J., (2017). Timing of anatexis, melt crystallization in the Socorro-Guaxupé Nappe, SE Brazil: insights from trace element composition of zircon, monazite, garnet coupled to U-Pb geochronology. *Lithos* 277, 337–355
- Rocha, B. C., Moraes, R., Möller, A., & Cioffi, C. R. (2018). Magmatic inheritance vs. UHT metamorphism: Zircon petrochronology of granulites and petrogenesis of charnockitic leucosomes of the Socorro–Guaxupé nappe, SE Brazil. *Lithos*, 314, 16-39.
- Spray, J. G. (1989). Upper mantle segregation processes: evidence from alpine-type peridotites. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 29-40
- Takahashi, N. (2001). Origin of plagioclase lherzolite from the Nikanbetsu peridotite complex, Hokkaido, northern Japan: implications for incipient melt migration and segregation in the partially molten upper mantle. *Journal of Petrology*, 42(1), 39-54.
- Takazawa, E., Frey, F., Shimizu, N., & Obata, M. (1996). Evolution of the Horoman peridotite (Hokkaido, Japan): implications from pyroxene compositions. *Chemical Geology*, 134(1-3), 3-26.
- Tazahi, K., Ito, E., Komatsu, M. (1972) Experimental study on a pyroxene-spinel symplectite at high pressures and temperatures. *Journal of the Geological Society of Japan* 78: 347–354.

Tedeschi, M., Lanari, P., Rubatto, D., Pedrosa-Soares, A., Hermann, J., Dussin, I., Pinheiro M. A. P., Bouvier A. & Baumgartner, L. (2017). Reconstruction of multiple PTt stages from retrogressed mafic rocks: Subduction versus collision in the Southern Brasília orogen (SE Brazil). *Lithos*, 294, 283-303.

Tedeschi, M., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Lanari, P., Novo, T., Pinheiro, M. A. P., & Peters, D. (2018). Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasília orogen (SE Brazil): Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism. *Precambrian Research*, 316, 103-126.

Trouw, R. A. J. (1992). Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. In congresso brasileiro de Geologia (Vol. 38, pp. 327-328).

Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valeriano C.M., Almeida J.C., Tupinambá M., Andreis R.R. (2000). The central segment of the Ribeira Belt In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 287-310.

Trouw, R. A., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C. C., Fontainha, M. & Kussama, H. H. (2013). A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 43-57.

Valeriano, C. D. M., Pimentel, M. M., Heilbron, M., Almeida, J. C. H., & Trouw, R. A. J. (2008). Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 197-210.

Vernon, A. J., van der Beek, P. A., & Sinclair, H. D. (2008). Spatial correlation between long-term exhumation rates and present-day forcing parameters in the western European Alps. *Geology*, 37(9), 859-862.

Zhang, R. Y.; Liou, J. G.; Yang, J. S.; Yui, T. F. (2000). Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China. *J. Metamorphic Geol.*, 18, 149-166.

Zhao, G. (2020). Metamorphism of Mafic Rocks. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Orógeno Brasília Meridional

A porção extremo sul do Orógeno Brasília bordeja o sudoeste do Cráton São Francisco (CSF), com um sistema de *nappes* orogênicas de idade Ediacarana formadas no final do processo de amalgamação durante a formação do Gondwana, reflexo da subducção seguida de colisão do bloco Paranapanema sobre o paleocontinente São Francisco (Campos Neto, 2000; Campos Neto *et al.*, 2004; Tedeschi *et al.*, 2017; Valeriano, 2017).

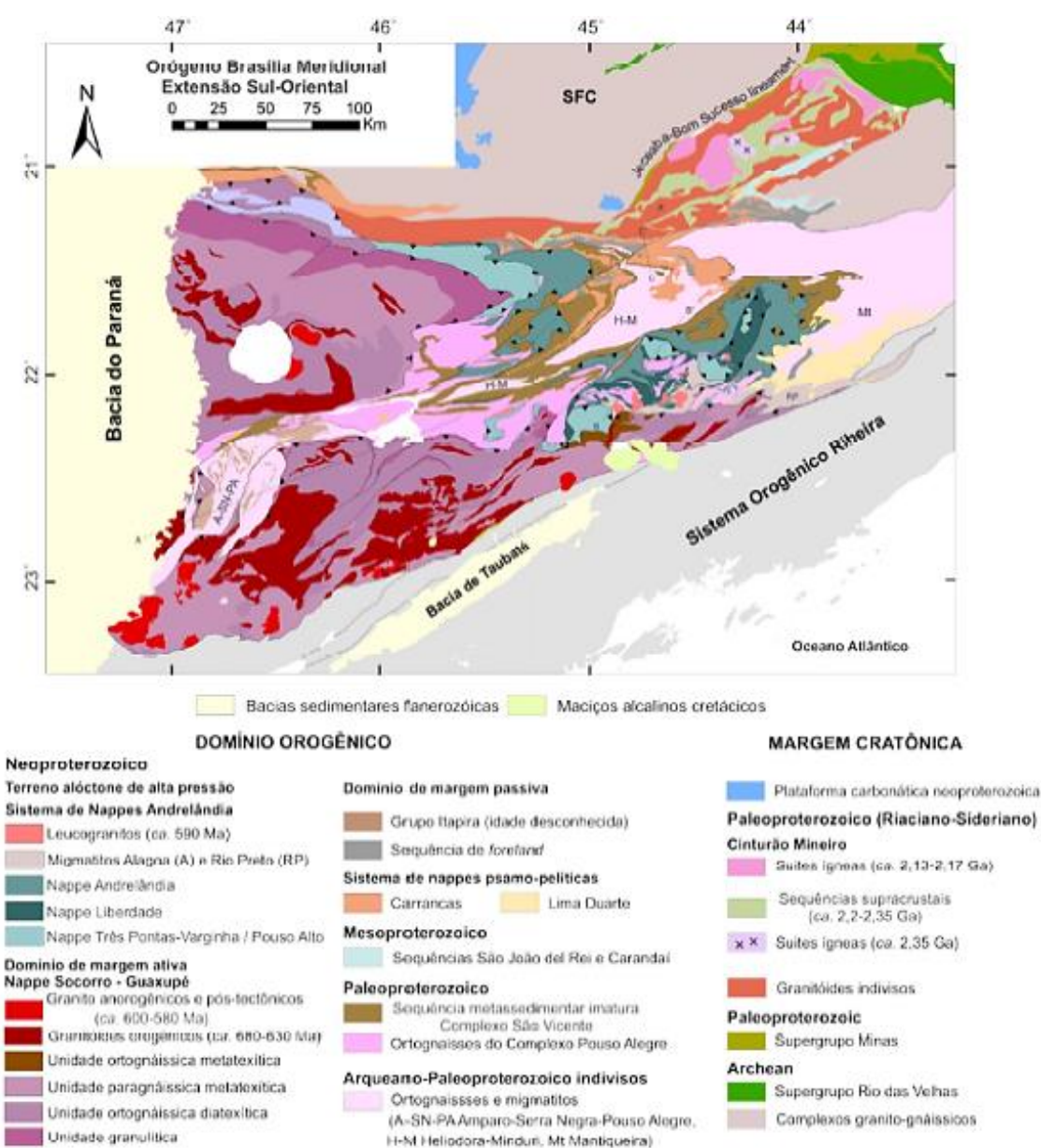


Figura 2-1: Mapa Geológico do Orógeno Brasília Meridional (Campos Neto *et al.*, 2020)

O embasamento do Orógeno Brasília Meridional (OBM, Figura 2-1) é composto por ortognaisses migmatíticos, arqueanos e paleoproterozoicos. São escassas as informações sobre o embasamento da margem ativa, referente ao paleocontinente Paranapanema, sendo este inferido através de métodos geofísicos. As únicas rochas do embasamento potencialmente associadas a tal paleoplaca apresentam idades de 2.1 Ga e 2.5 Ga (Trouw, 2008, Tedeschi *et al.*, 2018, respectivamente). O embasamento do paleocontinente São Francisco é intensamente retrabalhado no domínio orogênico, e tais rochas estão localizadas principalmente ao longo da Zona de Cisalhamento Ouro Fino, sendo representadas pelos domínios meso a neoarqueanos, denominados complexos Amparo-Serra Negra e Heliódora-Minduri e pelos domínios paleoproterozoicos: complexos Pouso Alegre e São Vicente (Fetter *et al.*, 2001; Cioffi *et al.*, 2016, Westin *et al.*, 2016, Campos Neto *et al.*, 2020). O Complexo Campos Gerais, representando um segmento de crosta arqueana-paleoproterozóica, ocorre próximo à porção meridional do Cráton do São Francisco, (Heilbron *et al.*, 2017), e a leste do Bloco Paranapanema (Mantovani e Brito Neves, 2005), é potencialmente associado ao CSF (Pinheiro *et al.* 2021).

O OBM exibe uma pilha sub-horizontal de *nappes* de cavalgamento, sin-metamórficas, desenvolvidas em diferentes etapas do processo de subducção-colisão-exumação entre as paleoplacas São Francisco e Paranapanema (Campos Neto *et al.*, 2020 e referências contidas). O alóctone superior, Nappe Socorro-Guaxupé (NSG) (Campos Neto e Caby, 1999, 2000), é composto por segmentos da crosta inferior do paleocontinente Paranapanema. O Sistema de Nappes Andrelândia (SNA) se apresenta através de sinformes sob a Nappe Socorro-Guaxupé e é constituído por uma pilha metamórfica invertida de alta pressão de rochas metassedimentares neoproterozoicas. Por sua vez, o SNA cavalga o Complexo São Vicente e caracteriza um arranjo *thick-skinned* sobre o Sistema de Nappes Carrancas (SNC) (Trouw *et al.*, 2000) e sobre a Nappe Lima Duarte, que representam o domínio de margem continental passiva do CSF (Campos Neto *et al.*, 2004).

Ao sul do OBM, o Orógeno Ribeira resultou da colisão entre o paleocontinente São Francisco-Congo com a parte sudoeste do Cráton de Angola (Campos Neto 2000; Trouw *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2000). A compartimentação tectônica deste orógeno em sua porção setentrional compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos desenvolvidos durante várias etapas da Orogênese Brasileira (Heilbron *et al.* 2000, 2004; Trouw *et al.* 2000).

Diversos compartimentos tectônicos dos orógenos Brasília e Ribeira têm sido investigados com a finalidade de melhor compreender os processos que atuaram na evolução geodinâmica da região (Ribeiro e Heilbron, 1982, Ribeiro *et al.* 1995, Paciullo *et al.* 1996, Sollner e Trouw, 1997, Campos Neto e Caby, 1999, 2000, Peternel *et al.* 2005, Westin *et al.* 2016, Cioffi *et al.* 2016, Tedeschi *et al.* 2017).

Dois modelos de evolução principais são sugeridos para a região de encontro dos orógenos Brasília e Ribeira e divergem com relação a zona de sutura e estruturação do orógeno i) Para alguns estudiosos o Sistema de Nappes Andrelândia, com exceção do Complexo Santo Antônio, é derivado da margem passiva do paleocontinente São Francisco e, portanto, a sutura entre os paleocontinentes Parapanema e São Francisco estaria no topo do SNA (Trouw *et al.*, 2013). Tal modelo atribui a mudança do transporte tectônico e o aparecimento tardio de sillimanita a uma zona de interferência entre esses dois orógenos (Ribeiro *et al.* 1995, Trouw *et al.* 2000, 2013, Paciullo *et al.* 1996, 2000; Peternel *et al.*, 2005; Santos, 2011; Vinagre *et al.*, 2016), e; ii) outro modelo sugere que as rochas do Sistema de Nappes Andrelândia são derivadas de uma bacia do tipo *forearc* de origem cálcio-alcalina e ao prisma acrescionário, estando relacionadas com o cráton Parapanema, enquanto as que compõem o Sistema de Nappes Carrancas-Lima Duarte, foram depositadas em uma margem passiva continental, referentes ao paleocontinente São Francisco-Congo. Assim sendo, a zona de sutura estaria entre o SNA e o SNC. Tal modelo é baseado na migração diacrônica de *nappes* em um único episódio de orogênese, parcialmente controlado por *channel flow*, onde as idades mais jovens estariam relacionadas às *nappes* inferiores, e o aparecimento da sillimanita associado a descompressão, não sendo controladas pela proximidade com a Faixa Ribeira, como sugerida pelos outros autores (Campos Neto, 2000 e Campos Neto *et al.*, 2004, 2007, 2011). O modelo adotado por este estudo foi o construído por Campos Neto e colaboradores (Figura 2-2).

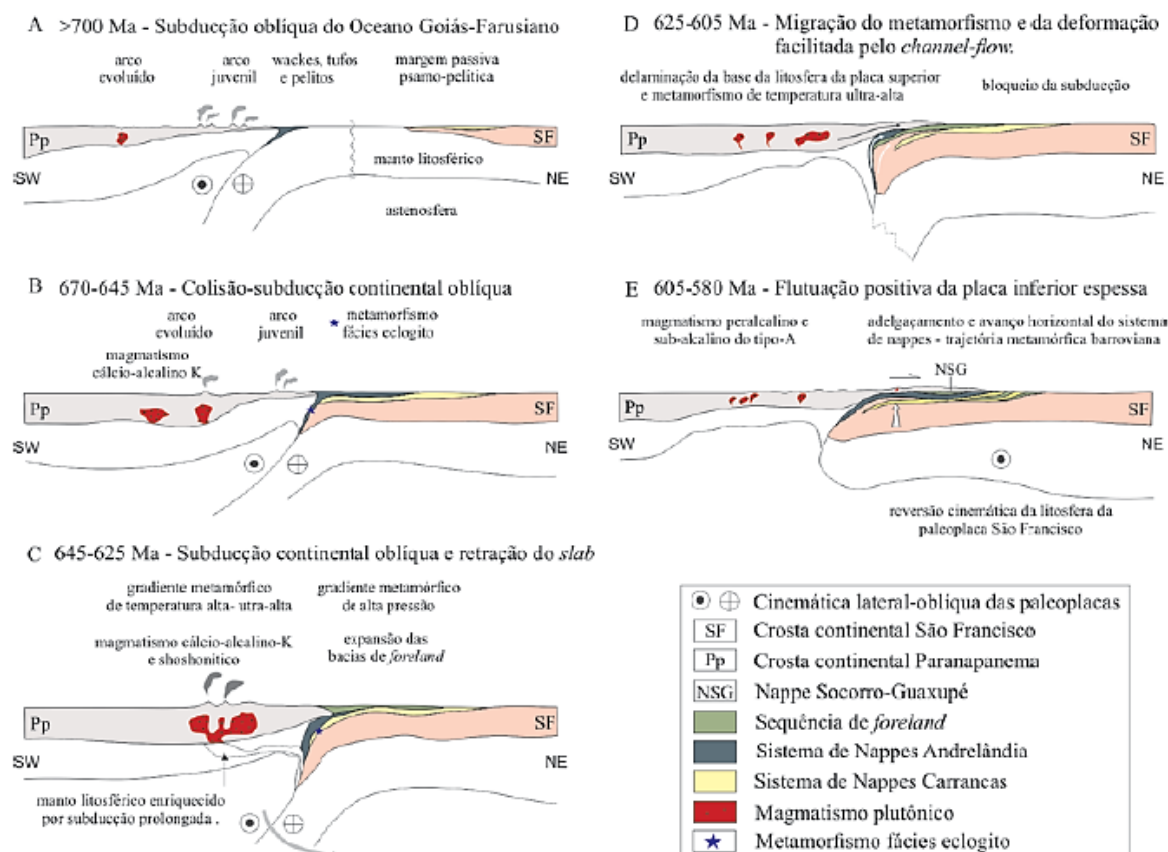


Figura 2-2: Seções esquemáticas da evolução orogênica do OBM (Campos Neto *et al.*, 2020).

2.1.1. Nappe Socorro-Guaxupé

A Nappe Socorro-Guaxupé (NSG) está seccionada em dois lobos, Guaxupé ao Norte e Socorro ao sul, e é entendida como raiz de um arco magmático do tipo andino, desenvolvido ao longo da margem ativa da paleoplaca Parapanema (Campos Neto e Caby, 1999, 2000). Este segmento representa a crosta inferior da margem continental ativa da paleoplaca Parapanema. Assinaturas isotópicas crustais registradas em granulitos são atribuídas ao manto metassomatizado (Rocha *et al.*, 2018), ou ao retrabalhamento do embasamento neoarqueano juvenil de ca. 2,55 Ga (Tedeschi *et al.*, 2018).

Tal *nappe* é composta por três unidades: a Unidade Granulítica Basal, composta principalmente por granulitos de composição enderbítica intercalados com camadas de gnaiss gabro-norítico sin-metamórfico; A Unidade Diatexítica Ortoderivada compreende principalmente gnaisses graníticos anatéticos, como migmatito estromatítico de composição diorítico-tonalítica; E a unidade Metatexítica Paraderivada exibe uma sequência metassedimentar migmatizada (Campos Neto e Caby, 2000; Trouw *et al.*, 2013; Rocha *et al.*,

2018; Tedeschi *et al.*, 2018). Também é possível observar pontualmente rochas consideradas do embasamento do Bloco Paranapanema (Trouw *et al.*, 2008; Tedeschi *et al.*, 2018). A Unidade Granulítica Basal é composta essencialmente pelos ortognaisses Elói Mendes, e as unidades Metatexíticas e Diatexíticas abarcam majoritariamente os gnaisses e migmatitos do complexo São João da Mata e os granitoides do Batólito Serra da Água Limpa (Tedeschi *et al.* 2015).

O metamorfismo na NSG é descrito como um evento de longa duração que ocorreu entre 680-600 Ma (Tedeschi *et al.* 2018) ou 630-600 Ma (Rocha *et al.* 2016), e registra ultra-alta temperatura. Nesse contexto, as condições de pico foram atingidas em ca. 630-625 Ma (Rocha *et al.* 2016), com temperatura variando de 850 a 1040 ° C e pressão de 10 a 14 kbar, além disso, as condições de retrometamorfismo registradas indicam pressões entre 5 e 9 kbar e temperaturas em torno de 650-750 °C no Domínio Guaxupé (Campos Neto e Caby, 2000; Del Lama *et al.*, 2000; Reno *et al.*, 2009; Rocha *et al.*, 2017, 2018; Tedeschi *et al.*, 2018). No Domínio Socorro o pico metamórfico registra pressões inferiores a 10 kbar e temperaturas entre 750 e 950°C (Martins *et al.* 2009) A fase principal de cristalização do fundido ocorreu principalmente entre ca. 613 e 607 Ma (Rocha *et al.* 2016).

2.1.2. Sistema de Nappes Andrelândia

O Sistema de Nappes Andrelândia (SNA) é um domínio continental subductado composto por três nappes de alta pressão, são elas: a Nappe Pouso Alto e klippen equivalentes (Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza), Nappe Liberdade e Nappe Andrelândia (Campos Neto *et al.* 2011).

A Nappe Três Pontas–Varginha (Pouso Alto) e as *klippen* equivalentes (Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza) correspondem a rochas metapelíticas metamorfizadas em fácies granulito de alta pressão, associadas a leucogranitos-gnaisses. Análises de LA-ICP-MS e SHRIMP em zircões indicaram que o pico de pressão foi atingido em aproximadamente 630 Ma e texturas simplectíticas e coronas desenvolveram-se em condições de temperatura 550-700 °C e pressão 6-11 kbar em torno de 600 Ma (Coelho *et al.*, 2017; Tedeschi *et al.*, 2017). As *klippen*, mapeadas por Trouw *et al.* (2002a, 2002b, 2008); Paciullo *et al.* (2002); Campos Neto *et al.* (2007), ocorrem em padrão de domos e bacias e testemunham um transporte horizontal mínimo de 85 km, em calhas sinformais orientadas E-W e NE (Campos Neto *et al.*, 2020).

A Nappe Liberdade é composta por uma sequência intercalada metapelítica e metapsamitos, assumidas como registro de depósitos pelágicos de água profunda, e secundariamente gnaisses calcissilicáticos, de fácies anfibolito de alta pressão, contendo lascas de rochas retroclogíticas com rochas ultramáficas (Campos Neto *et al.* 2007,2011; Frugis *et al.* 2018). A partir de idades U-Pb de monazita, o pico metamórfico registrado é em ca de 611 ± 18 Ma, e as condições de temperatura e pressão são em torno de 650°C e 7 kbar (Campos Neto *et al.*, 2011; Motta *et al.*, 2010). Tais rochas apresentam uma idade máxima de deposição de 760 Ma (Frugis *et al.*, 2018).

Metapelitos, *metawackes* e metapsamitos predominam na Nappe Andrelândia, e são marcados por um padrão metamórfico invertido. Três unidades litoestratigráficas compõem tal *nappe*, (Campos Neto *et al.*, 2007), são elas: a unidade basal composta pelo Xisto Rio Capivari, truncada pela zona de cavalgamento, e composta por rochas metapelíticas pelágicas com predomínio de granada-cianita-muscovita-biotita xistos; a Unidade Xisto Santo Antônio (Trouw *et al.*, 1983), intermediária, onde afloram granadabiotita-plagioclásio-quartzo xistos homogêneos, localmente com cianita, muscovita, sillimanita e estauroлита; e a unidade superior, Xisto Serra da Boa Vista (Campos Neto *et al.*, 2007), que é constituída por uma sequência terrígena clástica com base discordante sobre o Xisto Santo Antônio, ou diretamente sobre a unidade basal. As condições de pico metamórfico foram determinadas em $688 \pm 35^\circ\text{C}$ e $5,63 \pm 0,9$ kbar (Motta *et al.* 2010).

O fim do transporte do SNA é marcado por leucogranitos isotrópicos intrusivos que registram idades de 596 ± 5 Ma (Campos Neto *et al.*, 2011, 2020; Frugis *et al.* 2018).

2.1.3. Sistema de Nappes Carrancas-Lima Duarte

O Sistema de Nappes Carrancas (SNC) representa uma sequência metassedimentar entre as Nappes Aiuruoca-Andrelândia e Lima Duarte. Essa estrutura é composta por três unidades: basal psamítica, intermediária psammo-pelítica, e superior psamítica. e compreende as *nappes* Luminárias e São Tomé das Letras, Nappe Carrancas e um domínio para-autóctone frontal. Essas rochas apresentam metamorfismo barroviiano, com registro de trajetórias de alta pressão e baixa temperatura, e a deposição dessas unidades neoproterozoicas ocorreu em ambiente passivo de margem continental. (Ribeiro *et al.*, 1990; Paciullo *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000; Campos Neto *et al.*, 2004; Westin e Campos Neto, 2013, Westin *et al.* 2019). A Nappe Lima Duarte é composta por rochas metapsamíticas, calcissilicáticas e metapelitos.

Estas rochas apresentam condições fácies anfibolito de alta temperatura, onde a deposição dessas rochas ocorreu também em ambiente de margem passiva, tendo como fonte principal o cratón São Francisco (Campos Neto *et al.*, 2004).

2.2. As rochas metamáficas/ultramáficas

Rochas máficas e ultramáficas são produtos de fusão parcial do manto, portanto, suas características geoquímicas e assembleias minerais informam muito sobre a composição e mineralogia desse manto (Gill, 2014, Condie, 2015). Diante de suas características específicas e condições de formação, tais rochas se destacam como importantes marcadores geodinâmicos. Em regiões orogênicas elas são extremamente importantes para a reconstrução da evolução desses terrenos, uma vez que são marcadores de ambientes geotectônicos específicos, apontando, em muitos casos, o envolvimento de porções astenosféricas, crosta oceânica ou mesmo intrusões penecontemporâneas à abertura de bacias associadas (Sengör, 1976, Gorczyk e Vogt, 2015). Ao compreender a natureza e a evolução tectônica/metamórfica dessas rochas, é possível reconstruir a evolução de um orógeno e os elementos a ele relacionados.

Não menos importante para a reconstrução desses terrenos é a determinação das assembleias minerais diante dos diversos estágios em que ele se submete. As fácies metamórficas foram definidas através de assembleias minerais em rochas máficas, afim de determinar as mudanças que ocorrem com o aumento da temperatura e da pressão (Winter, 2001). Neste contexto, a identificação e caracterização de rochas de alto grau em ambientes orogênicos permitem inferir as condições e os níveis crustais em que o orógeno foi envolvido. Granulitos de baixa e média pressão se formam em condições atingíveis nos níveis médio e baixo de crosta continental, enquanto os granulitos de alta pressão (de origem não-xenolita) são caracterizados principalmente por rochas formadas em eventos tectônicos de curta duração que levam ao espessamento crustal ou subducção da crosta no manto. Os eclogitos, por sua vez, podem ser formados em baixa temperatura em ambientes de subducção associados a xistos azuis, e em ambientes de alta temperatura, onde estão associados aos granulitos, sendo gerados em colisões continentais, na base de seções transversais da crosta, através de falhas de empurrão em escala continental que expõem crostas profundas ou como xenólitos amostrados da crosta inferior por basaltos alcalinos (Frost & Frost, 2014, Best, 2013, O'Brien & Rötzler, 2003, Winter, 2001).

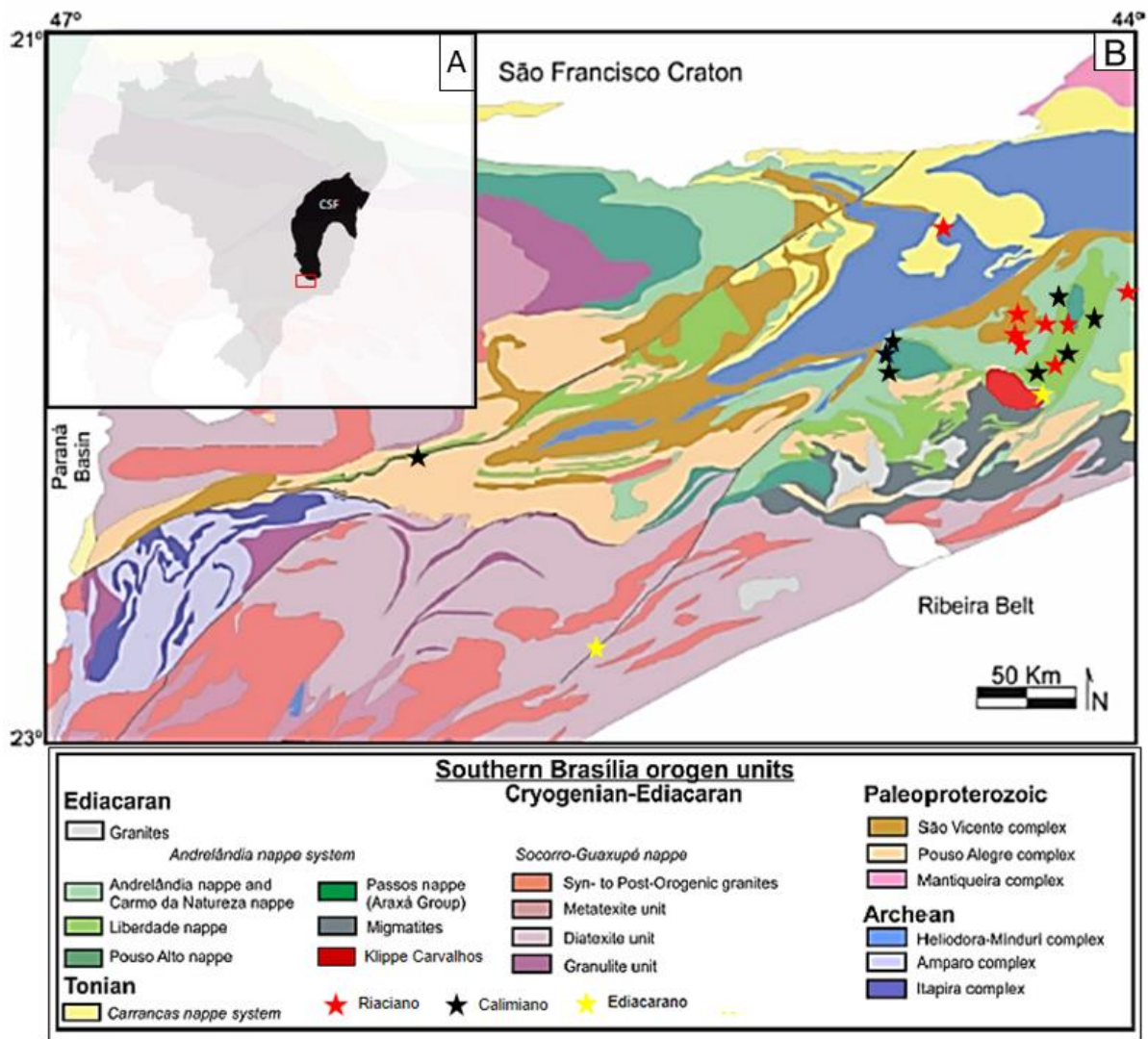


Figura 2-3: A) Localização do Orógeno Brasília Meridional, detalhada em B) Mapa do Orógeno de Brasília Meridional (extraído de Tedeschi *et al.* 2018 e modificado de Campos Neto *et al.*, 2011; Cioffi *et al.*, 2016; Westin *et al.*, 2016). As estrelas indicam as rochas metamáficas/ultramáficas datadas na região, aqui compiladas.

Neste contexto, o Orógeno Brasília Meridional apresenta várias ocorrências de rochas máficas e ultramáficas (Figura 2-3). Uma diversidade de metamafitos anfibolíticos ocorrem tanto em meio aos metassedimentos quanto as unidades infracrustais do orógeno, com parte compondo metabasaltos Riachianos (ca 2.1 Ga, a partir de LA-ICP-MS e SHRIMP; Westin *et al.*, 2016; Pinheiro *et al.*, 2019a) e parte caracterizadas como (clinopiroxênio)-granada anfibolito retreclogíticos de idade Calimiana (ca 1,5 Ga, através de SIMS, LA-ICP-MS e SHRIMP; Trouw, 1992, 2008; Campos Neto e Caby, 1999; Garcia e Campos Neto, 2003, Campos Neto *et al.*, 2011; Reno *et al.*, 2009; Coelho *et al.*, 2017 e Tedeschi *et al.*, 2017). Tais rochas riachianas indicam um magmatismo sin-sedimentar relacionados à evolução da bacia

precursora do Complexo São Vicente (Westin *et al.*, 2016; Pinheiro *et al.*, 2019; Campos Neto *et al.*, 2020), e as de idades calamianas estão relacionadas a paleodiques originados em episódios extensionais (Trouw, 2008; Coelho *et al.*, 2017, Tedeschi *et al.*, 2017;), além de um registro neoproterozoico em um granodiorito na Zona de Cisalhamento São Bento do Sapucaí (ZCSBS) (Vinagre *et al.*, 2020).

Algumas dessas rochas, classificadas como retroeclogitos, teriam alcançado condições de pressão e temperatura relacionadas à fácies eclogito em uma zona de subducção (Trouw, 1992, Reno *et al.*, 2009, Frugis *et al.*, 2018). No entanto, outros estudos apontam que estes anfibólitos de alta pressão da região de Pouso Alegre formaram-se durante o estágio de colisão continental, tendo em vista o gradiente geotermal superior às esperadas para uma zona de subducção (Tedeschi *et al.*, 2017). O retroeclogito da Nappe Liberdade que registra idade de 669 ± 25 Ma, através de SHRIMP (Campos Neto e Caby, 1999; Reno *et al.*, 2009) foi interpretado como um basalto oceânico entre as unidades metassedimentares, atribuído a fragmentos de unidades litosféricas oceânicas (Trouw, 1992; Reno *et al.*, 2009), ou teria origem no magmatismo penecontemporâneo à sedimentação da bacia Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2004). As amostras estudadas por Cioffi (2009) apresentaram condições de pressão e temperatura de fácies metamórficas de granulito de alta pressão, enquanto as estudadas por Pinheiro *et al.*, (2019) registram fácies anfibólito superior, com pico metamórfico em 593 ± 23 Ma. Vinagre *et al.*, (2020) em um estudo que aborda a Zona de Cisalhamento São Bento do Sapucaí, a partir de análises de um gabronorito afetado por tal zona de cisalhamento, registraram uma idade de cristalização de 610 ± 2 Ma, através de U-Pb, por LA-ICP-MS, em condições de fácies xisto verde superior com baixa pressão.

As rochas metaultramáficas, cuja gênese e natureza permanecem em campos controversos, são objetos das mais diversas considerações, sendo associadas à intrusões magmáticas proterozoicas penecontemporâneas à abertura da bacia Andrelândia (Paciullo, 1992; Golçalves e Figueiredo, 1992) (Tabela 2-1); corpos do tipo alpino ou remanescentes de seções crustais ofiolíticas (Trouw *et al.*, 1992; Pinheiro e Suita, 2008; Lesnov *et al.*, 2019), remanescentes de sequências vulcanossedimentares (Magalhães, 1985) ou mesmo cristalização magmas toleíticos continentais diferenciados (Almeida, 1998, 2012; Pinheiro *et al.*, 2019). Tais corpos metaultramáficos são recorrentes tanto em meio aos metassedimentos neoproterozóicos quanto no embasamento arqueano-paleoproterozóico, e registram idades de

cristalização neoarqueanas a riacianas, e neoproterozoicas, como as rochas que compõem os ultramafitos da Fazenda da Roseta (Tabela 2-2; Pinheiro, 2008; Pinheiro *et al.* 2019a,b).

Pinheiro *et al.*, (2019a) dataram um ultramafito na Klippe Carrancas, que registrou idade de cristalização, através do método SHRIMP, de 2110 ± 13 Ma associada a assinatura de fonte magmática juvenil com algum grau de contribuição de uma fonte ligeiramente contaminada (Pinheiro *et al.*, 2019a). Tais rochas registram idades de pico metamórfico em ca de 588 ± 7 Ma, em condições de fácies anfibolito. Lesnov *et al.*, (2019), a partir de datação por SHRIMP, em um pequeno corpo ultramáfico muito próximo ao supracitado, encontrou em zircões, além de idades riacianas, idades entre 2558–2504 Ma, onde tais zircões podem ser interpretados como herdados ou singenéticos. Um lherzolito que compõe o corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta, na base da Klippe Carvalhos, registrou idade de pico metamórfico em 638.2 ± 5.4 Ma (Lesnov *et al.*, 2018, 2019). As rochas ultramáficas dos corpos Olaria e Lima Duarte, na Nappe Lima Duarte, analisadas por Guevara Mora (2010) mostram condições de fácies granulito e sugere que esses ultramafitos têm gênese ligada a complexos estratiformes. Os corpos ultramáficos estudados por Almeida (1998), dentre eles o UFR, também apresentaram condições de fácies anfibolito e granulito. A autora sugere uma cristalização a partir de intrusões de magma toleítico continental.

Pinheiro *et al.*, (2021) em um estudo sobre rochas máficas e ultramáficas no Complexo Campos Gerais, localizado a sudoeste do Cráton São Francisco, compondo o embasamento deste, entre os sistemas de *nappes* Passos e Andrelândia, registraram através de dados de zircão (U-Pb SHRIMP) de um metagabro subalcalino uma idade de ca. 2962 ± 6 Ma, revelando uma fase anteriormente não reconhecida de magmatismo arqueano em tal complexo, contemporânea à geração de komatiito e TTG. Neste mesmo trabalho os autores dataram um olivina-ortopiroxênio-granofels no segmento Petúnia com uma idade de cristalização de 2132 Ma destacando assim um evento magmático associado a um arco continental, cronocorrelacionado com os complexos Pouso Alegre/Amparo e São Vicente. Tal rocha também registrou idade U-Pb (SHRIMP) de 591 ± 3 Ma associada a uma sobreposição metamórfica em condições de fácies anfibolito superior.

Assim sendo, tais rochas metamáficas/ultramáficas registram, essencialmente, idades riacianas, calamianas, e neoproterozoicas, sendo associadas aos mais diversos ambientes geotectônicos. As Tabelas 2-1, 2-2 e 2-3 integram dados termobarométricos e

geocronológicos, bem como dados de química mineral de algumas rochas metamáficas e metaultramáficas já estudadas no Orógeno de Brasília Meridional.

Na base da Klippe Carvalhos, dois corpos contrastam em natureza, gênese e idade dos demais da região: os corpos Morro do Corisco e Fazenda da Roseta, sendo eles cogêneticos (Pinheiro, 2008). O corpo Fazenda da Roseta, de especial interesse se destaca pelas paragêneses anídras preservadas que evidenciam complexos processos petrogenéticos. Este corpo abrange variedades de rochas metapiroxeníticas (websteríticas), com serpentinitos e meta-harzburgitos subordinados (Almeida, 1998; Pinheiro, 2008). Embora considerado produto de cristalização de líquidos diferenciados (Almeida, 1998) esse corpo apresenta uma zonalidade, com espinélios harzburgitos e serpentinitos ao sul, e metapiroxenitos e subordinados lherzolitos à norte (Pinheiro *et al.*, 2019b).

Os metaharzburgitos e serpentinitos, através de suas características químicas e texturais são considerados rochas residuais refratárias cujas evidências apontam geração de líquidos a partir de fusão parcial, enquanto os metapiroxenitos representam o produto de interação de rochas refratárias com líquidos basálticos férteis. Rochas metabásicas férteis que cortam e hibridizam rochas refratárias foram caracterizadas, em parte, como metarodíngitos (Pinheiro e Suita, 2008, Pinheiro *et al.* 2019b). Tais diques metamáficos apresentam bandamento composicional, marcado por domínios mineralo-estruturais onde predominam anfibólio, clinopiroxênio, epidoto, granada, espinélio e opacos, e também lamelas simplectíticas das mais variadas composições mineralógicas (Pinheiro e Suita, 2012).

De complexo arranjo textural esses metabasitos, apresentam sucessivas assembleias minerais cuja progressão, caracterização e condições termobarométricas ainda permanece objeto de especulações. Abordagens texturais preliminares, considerando apenas termos portadores de simplectitas de clinopiroxênio, anfibólio e plagioclásio ao redor de granada, o consideraram rochas em condições granulíticas/eclogíticas retrometamorfisadas (Pinheiro, 2008; Pinheiro, 2013) levando ainda a considerarem atuações de metassomatismo cálcico (rodíngitização) frente as suas composições calciossilicatadas (Pinheiro e Suita, 2012). Zircões em um olivina ortopiroxenito, que aparece no contato entre o dique máfico e o harzburgito encaixante, foram analisados para U-Pb (SHRIMP) e forneceram uma idade, interpretada como de cristalização, de ca. 608 Ma (Lesnov *et al.*, 2018, 2019, Pinheiro *et al.* 2019b). Este litotipo é o objeto deste estudo, e é aqui denominado de Olivina granofels.

Tabela 2-1: Correlações entre as principais ocorrências de rochas metamáficas/ultramáficas do OBM (Adaptado de Tedeschi *et al.* 2017). Dados de: 1) Tedeschi *et al.* (2017); 2) Coelho *et al.* (2017); 7) Trouw (2008); 14) Cioffi (2009) 15) Almeida (1998, 2012) 16) Pinheiro (2013) 17) Lesnov *et al.*, (2018, 2019) 18) Westin *et al.* 2016; 19) Paciullo (1992), Gonçalves e Figueiredo (1992), 22) Vinagre *et al.*, (2020) 23) Pinheiro *et al.*, (2021). 24) Fernandes *et al.*, (2003).

Toponímia	Fortaleza de Minas	Pouso Alegre	Santa Rita do Ibitipoca/ Santana do Garambéu	São Bento do Sapucaí	Virgínia
Estrutura	Domínio Campos Gerais	Complexo Pouso Alegre	Complexo São Vicente	Nappe Socorro / ZCSBS	Nappe Pouso Alto
Idade protólito (Ma)	2962 ± 6 Ma, 2132 Ma ²³	1513±17 ¹ ; 1504±29 ² ,	2136±17; 2143±14 ¹⁸	610 ± 2 Ma	1441±27; 1465±56 ⁷
Método	SHRIMP ²³	SIMS e LA-ICP-MS ¹ ; SHRIMP ²	LA-ICP-MS ¹⁸	LA-ICP-MS ²²	SHRIMP ⁷
Assinatura litoquímica	-	N-MORB to T-MORB ¹	E-MORB a N-MORB e toleito de arco imaturo ¹⁹	-	-
Assinatura isotópica	-	-	$\epsilon_{\text{Hf}} = (+5.8 \text{ to } +8.2)$; NdTDM = 2.14 e 2.30 Ga; $\epsilon_{\text{Nd}} = (+2.2 \text{ e } +3.2)$ ¹⁸	-	-
Interpretação	magmatismo contemporâneo aos komatiitos e TTG no CSF, magmatismo associado a arco continental ²³	intrusão (dique) ¹ ; paleodiques ²	magmatismo sin-sedimentar riaciano ¹⁸ ; regime tectônico extensional neoproterozoico ¹⁹	idade máxima do cisalhamento ²²	Diques ⁷
Idade metamorfismo (Ma)	591 ± 3 Ma ²³	603±7 ¹ ; 625±6 ²	549 ± 14 Ma; 591 ± 14 Ma; 568 ± 14 Ma ¹⁸	-	614±20; 610±10 ⁷
Método	SHRIMP ²³	SIMS e LA-ICP-MS ¹ ; SHRIMP ²	LA-ICP-MS ¹⁸	-	SHRIMP ⁷
Interpretação	evento magmático final do Orógeno Brasília Meridional ²³	Descompressão ¹ ; pressão mínima do metamorfismo eclogítico ²	-	-	Metamorfismo colisional ⁷

Toponímia	Fortaleza de Minas	Pouso Alegre	Santa Rita do Ibitipoca/ Santana do Garambéu	São Bento do Sapucaí	Virgínia
Critério interpretação	$\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{TiO}_2$ em Cr-espinélios, anomalias negativas de Nb-Zr-Hf-Ti ²³	Inclusões de Cpx e Cam em bordas de Zrn e 2 padrões de REE ¹ ; ausência de anomalia de Eu nas bordas de Zrn ²	—	—	—
Condições P-T de pico metamórfico	fácies anfibolito superior ^{23 24}	720±30 °C e 13,4 ± 2,8 kbar ¹ ; 692±60 °C e 12,7±2,7 kbar ²	—	480 ± 70 °C e ~3 ± 1,5 kbar, 450–650 °C ²²	Fácies eclogito ⁷
Critério interpretação	variações químicas do Cr-espinélio ²³	P-T (integração mineral, inclusões minerais em Rt e Zrn e termometria ¹ ; inclusões de Cpx em Grt e composição de núcleo e Grt e relictos de Cpx	—	mecanismos de recristalização em quartzo e feldspato, geoquímica de bordas de minerais metamórficos	Assembleia clinopiroxênio e granada com corona de plagioclásio em volta da granada indicando descompressão ⁷
Condições P-T de retrometamorfismo	fácies de xisto verde ²⁴	550-700°C e <7 kbar ¹ ; 598±58 °C e 5,3±1.1 kbar ²	—	—	Fácies granulito ⁷
Critério interpretação	texturas de exsolução em clino-anfibólios Ca-Mg e Fe-Mg ²⁴	Elementos traços e inclusões em zircão ¹ ; composição da borda da granada com avPT with THERMOCALC ²	—	—	Presença de ortopiroxênio ⁷
Rochas encaixantes	ortognaisses migmatizados, metatonalitos, metagranitóides ²³	Embasamento paleoproterozoico e silimanita-granada gnaisses ¹ ; Biotita gnaisses do embasamento ²	gnaisses siliciclásticos e calciossilicáticos ¹⁸	Paragnaisse milonítico ²²	Cianita-K-feldspato granulito

Toponímia	Fortaleza de Minas	Pouso Alegre	Santa Rita do Ibitipoca/ Santana do Garambéu	São Bento do Sapucaí	Virgínia
Idade do protólito da encaixante (Ma)	—	2100 ¹ , 800 ² Ma	2130; 2140; 2170 Ma ¹⁸	629 Ma idade máxima de sedimentação ²²	ca. 650 (idade máxima de sedimentação) ⁷
Idade do metamorfismo da encaixante (Ma)	—	626±5 e 632±2, 672±4(Zrn) e 634±3 Ma (Mnz) ¹	—	613 Ma ²²	ca. 615 ⁷
Método de determinação da idade	—	LA-ICP-MS e SIMS for Mnz	—	LA-ICP-MS	SHRIMP ⁷
Condições P-T de pico metamórfico	—	750°C e 13 kbar ¹	—	654 ± 77 °C e 5,4 ± 1,6 kbar	—

Tabela 2-2: Correlações entre as principais ocorrências de rochas metamáficas/ultramáficas do orógeno Brasília Meridional (Adaptado de Tedeschi *et al.* 2017). Dados de: 2) Coelho *et al.* (2017); 3) Frugis *et al.* (2018); 4) Campos Neto *et al.* (2011); 5) Reno *et al.* (2009); 6) Campos Neto e Caby (1999); 7) Trouw(2008); 13) Pinheiro *et al.* (2019a, b); 14) Cioffi (2009) 15) Almeida (1998, 2012) 16) Pinheiro (2013) 17) Lesnov *et al.* (2018, 2019).

Toponímia	Carmo da Cachoeira	Liberdade	Arantina	Cruzilha	Airuoca
Estrutura	Nappe Carmo da Cachoeira	Klippe Carvalhos	Nappe Liberdade	Nappe Liberdade	Nappe Liberdade
Idade protólito (Ma)	—	608,9 ± 3,4 ¹⁷	1447±46 com herança 2059±34 ³ ; 2158±10 ¹³	1470±41 ⁷ ; 1469±3 ³²	669±25 ⁴
Método	—	SHRIMP ¹⁷	LA-ICP-MS ³ ; SHRIMP ¹³	SHRIMP ⁷ ; SHRIMP ²	SHRIMP ⁴
Assinatura litoquímica	—	MORB e basaltos intraplaca ¹⁴ ; N-MORB ¹⁶	Toleítica (E-MORB) ³ ; N-MORB ¹³	-	N-MORB a arco-vulcânico ⁴

Toponímia	Carmo da Cachoeira	Liberdade	Arantina	Cruzilha	Airuoca
Assinatura isotópica	—	-	Idades TDM Nd 1,63 Ga $\epsilon_{\text{Nd}}(1440)$: (+3,4 a 0,3) ³ $\epsilon_{\text{Hf}}(1440)$: (+8,3 a +12) ³	-	Idades TDM Nd 1,15-1,48 Ga $\epsilon_{\text{Nd}}(610)$: (-3 a +0,2) ⁴ 87Sr/86Sr (~0.703)
Interpretação	—	intrusão com formação de magmas toleíticos continentais ¹⁵	Colocação tectônica como blocos olistolíticos ³ ; Fonte do manto juvenil ¹³	Diques ⁷ ; paleodiques ²	Crosta oceânica de magmatismo criogeniano ⁴
Idade metamorfismo (Ma)	—	582,9±14,8 ¹⁴	761±18 e 612±14 ³ ; 597±23 ¹³	673±58 e 618±9 ⁷ ; 633±7 e 603±6 ²	498±18 ⁴ ; 678±295; 600-630 ²
Método	—	K-Ar ¹⁴	LA-ICP-MS ³ ; SHRIMP ¹³	SHRIMP ⁷ ; SHRIMP ²	SHRIMP ⁴ ; HR-SIMS ⁵ ; SHRIMP ² ;
Interpretação	—	sobreposição de eventos ¹⁴	Subducção e colisão ³	Metamorfismo pré-colisional; metamorfismo colisional ⁷ ;	Resfriamento pós-metamorfismo ⁴ ; pressão mínima de eclogitização de 17 kbar ²
Critério interpretação	—	incompatível com a trajetória de exumação rápida, preservada nas paragêneses de alta pressão e temperatura ¹⁴	Correlação de crescimento zircão-granada ³	Correlação de idades com literatura (Reno <i>et al.</i> , 2009)	—

Toponímia	Carmo da Cachoeira	Liberdade	Arantina	Cruzilha	Airuoca
Condições P-T de pico metamórfico	Cpx (Jd _{0,20})–Grt–Pl 818°C e 18,5 kbar ¹¹	Fácies granulito de alta pressão, 850°C e 15,2 kbar ¹⁴ ; 800–820°C e 7–12 kbar ¹⁵ ; >11,5 kbar e 1000°C ¹⁶	Fácies eclogito ³ ; Fácies anfibolito superior, 550–650 °C ¹³	Fácies eclogito ⁷ ; 786±86°C e 12,6 ± 2,3 kbar	660°C e 17,5 kbar ⁶
Critério interpretação	Assembleia com clinopiroxênio. TWEEQU para composição de Jd 0,20 ¹¹	assembléia granada + clinopiroxênio + plagioclásio + quartzo ¹⁴	Textura com symplectita (Cpx+Qz+Pl) e corona (Pl±Amp em volta de Grt) retrometamorfismo de alta pressão ³ ; assembléia hornblenda + plagioclásio ± epidoto ± granada ¹³	Assembleia clinopiroxênio e granada com corona de plagioclásio na grt indicando descompressão ⁶ ; inclusões de Cpx em Grt, e Grt e relictos de Cpx na symplectita com avPT with THERMOCALC2 ⁷	Lamela de clinopiroxênio com XJd<0.76 incluso em granada ⁶ ; eclogitização ⁵
Condições P-T de retrometamorfismo	Amp–Grt–Pl 665°C e 10,8 Kbar ¹¹	–	Fácies xisto verde ¹³	Fácies granulito ⁷ ; 596±58°C e 5,5 ± 1,1 kbar ²	650±75°C e 11.6 kbar ⁶
Critério interpretação	Assembleia mineral com anfibólio ¹¹	Paragneisses com rutilo, cianita, granada e ortoclásio peritítico ¹⁴	Bordas actinolíticas associadas a fases secundárias hidratadas tardias, como biotita e clorita ¹³	Presença de ortopiroxênio ⁷ ; composição da borda da granada com avPT with THERMOCALC2, corona de titanita em volta de rutilo e ilmenita, e symplectita ²	Termometria em corona com granada-anfibólio ⁶
Rochas encaixantes	Xistos com cianita e granada, gnaisses e quartzitos ¹¹ ; metassedimentos de margem ativa ¹²		Metapelito e metapsamito ³ ; Unidade metassedimentar ¹³	Biotita gnaiss (Nappe Liberdade) ⁷ ;	Biotita gnaiss e xisto feldspático com intercalações de muscovita xisto e quartzito (Nappe Liberdade)

Toponímia	Carmo da Cachoeira	Liberdade	Arantina	Cruzilha	Airuoca
Idade do protólito da encaixante (Ma)	—		ca. 790 (idade máxima de sedimentação) ³	-	—
Método	—		LA-ICP-MS ³	-	—
Idade do metamorfismo da encaixante (Ma)	—	618±2,2 ¹⁴ _	629±50 ³	-	—
Método de determinação da idade	—	ID-TIMS ¹⁴	LA-ICP-MS ³	-	—
Condições P-T de pico metamórfico	Metapelito: associação com muscovita- (473°C e 5.3 Kbar) e biotita- (521°C e 5.5 Kbar) ¹¹	Fácies Granulito de alta pressão, 870±50°C e 16kbar ¹⁴	Fácies anfibolito a anfibolito superior ³		—

Tabela 2-3: Correlações entre as principais ocorrências de rochas metamáficas/ultramáficas do orógeno Brasília Meridional (Adaptado de Tedeschi *et al.* 2017). Dados de: 8) Hoppe *et al.* (1985); 9) Luvizotto (2003); 10) Hoppe *et al.* (1989); 13) Pinheiro *et al.* (2019a, b); 15) Almeida (1998, 2012) 17) Lesnov *et al* (2018, 2019), 21) Guevara Mora, (2010), Gonçalves, (2013).

Toponímia	Andrelândia	São Sebastião do Paraíso/	Carrancas	Conceição do Ibitipoca	Olaria/Lima Duarte
Estrutura	Nappe Andrelândia / Sistema de Nappes Carrancas;	Nappe Passos	Klippe Carrancas	Nappe Lima Duarte	Nappe Lima Duarte
Idade protólito (Ma)	2158±10; 2143±10 ¹³	—	2110±13 ¹³ , 2558-2504, 2198–2074 ¹⁷	2142±27 ¹³	—

Toponímia	Andrelândia	São Sebastião do Paraíso/	Carrancas	Conceição do Ibitipoca	Olaria/Lima Duarte
Método	SHRIMP ¹³	—	SHRIMP ^{13, 17}	SHRIMP ¹³	—
Assinatura isotópica	Idades TMD Nd 1.95 Ga, $\epsilon\text{Nd}(2150)$: (-3.20 a +4.27); Idades TMD Nd 2.10 Ga, $\epsilon\text{Nd}(2150)$: (-5.54 a +3.52) ¹³	—	—	Idades TMD Nd 2.12 Ga, $\epsilon\text{Nd}(2150)$: (-14.2 a +3.48) ¹³	—
Assinatura litoquímica	N-MORB ¹³	Toleítica ⁸	—	E-MORB ¹³	—
Interpretação	Fonte do manto juvenil ¹³	—	assinatura de fonte magmática juvenil com contribuição de uma fonte ligeiramente contaminada ¹³ Associações de magmas toleíticos continentais ¹⁵	sistema de arco magmático a partir uma fonte enriquecida juvenil ¹³	complexos estratiformes ²¹
Idade metamorfismo (Ma)	668±222 ¹³	—	588 ± 7 ¹³	601±100 ¹³	—
Método	SHRIMP ¹³	—	SHRIMP ¹³	SHRIMP ¹³	—
Condições P-T de pico metamórfico	Fácies anfibolito superior, 550-650 °C ¹³	711-799 °C e 12,5-13,5 kbar ⁹ ; 650-700 °C e 12-14 kbar ¹⁰	Fácies Anfibolito ¹³ ; 580-640°C, 500°C ¹⁵	Fácies anfibolito superior, 550-650 °C ¹³	Fácies granulito, 811-840°C ²¹
Critério interpretação	assembléia hornblenda + plagioclásio ± epidoto ± granada ¹³	Granada-clionpiroxênio termômetro ⁹ , Xjad em clinopiroxênio termômetro ¹⁰	Intercrescimento de Mg-Al Spl em En+Fo+Tr ¹³ ; Geotermômetro de Sack e Ghiorso (1991) ¹⁵	assembléia hornblenda + plagioclásio ± epidoto ± granada ¹³	Thermocalc, ol + opx + spl + chl + anf ²¹

Toponímia	Andrelândia	São Sebastião do Paraíso/	Carrancas	Conceição do Ibitipoca	Olaria/Lima Duarte
Condições P-T de retrometamorfismo	Fácies xisto verde ¹³	490±50°C ⁹	—	Fácies xisto verde ¹³	—
Critério interpretação	Bordas actinolíticas associadas a fases secundárias hidratadas tardias, como biotita e clorita ¹³	Simplectita (hornblenda+plagioclásio) em volta de granada ¹⁰	—	Bordas actinolíticas associadas a fases secundárias hidratadas tardias, como biotita e clorita ¹³	
Rochas encaixantes	Unidade metassedimentar ¹³	Biotita gnaiss com granada (upper Araxá Group) ¹⁰	Xistos magnesianos hidratados ¹³ Estaurolita-granada-xistos, quartizitos, biotita-gnaisses ¹⁷	Unidade metassedimentar ¹³	Hornblenda-biotita-gnaisses e migmatitos, sillimanita-muscovita-biotita-quartzo-xistos/gnaisses ²¹
Condições P-T de pico metamórfico	—	—	—	—	Fácies granulito

2.3. Processos metassomáticos nas metamáficas/ultramáficas do UFR

O Olivina granofels, objeto deste estudo, e o gnaiss calciossilicático, estudado por Pinheiro e Suito (2012), compõem um dique máfico zonado e estão localizados em uma galeria de exploração na porção sudeste do corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta (UFR). O Olivina granofels é interpretado neste estudo como uma rocha híbrida metassomática, uma zona de *blackwall*, fruto da interação do dique máfico com o harzburgito encaixante. O *blackwall* é uma porção rochosa desenvolvida por reações metassomáticas entre rochas ultramáficas serpentinizadas e rochas máficas ou rochas quartzo-feldspáticas. Eles podem ser zonas ricas em biotita, clorita ou anfibólio, dependendo das condições metamórficas e da natureza da encaixante, que se formam como resultado do desequilíbrio em escala macroscópica a partir do metassomatismo de contato. Zonas de *blackwall* são comuns ao redor de metaperidotitos nos mais diversos graus metamórficos (Karkalis *et al.*, 2022).

Rodingitos são rochas cálcio-silicáticas que se formam, na maioria das vezes, na substituição metassomática de protólitos máficos (gabróicos ou basálticos), mas também podem ser desenvolvidos às custas de rochas ultramáficas ou félsicas. Segundo Karkalis *et al.*, (2022), a rodingitização de protólitos máficos é associada à serpentinização das rochas ultramáficas encaixantes. Esses processos resultam na perda de álcalis e sílica das rochas máficas, acompanhadas por notáveis enriquecimentos de cálcio, caso do gnaiss calciossilicático, que reflete o dique máfico rodingitizado, adjacente ao Olivina granofels. A rodingitização de protólitos ultramáficos também foi atribuída a processos pós-magmáticos autometassomáticos. Além disso, estes autores também afirmam que a formação de rodingitos em configurações de antearco é facilitada por processos de exumação do antearco devido à serpentinização progressiva da cunha do manto.

A Figura 2-4 fornece um bom exemplo da persistência de zonas metassomáticas adjacentes aos peridotitos em altos graus metamórficos. Esta figura mostra um metagabro que reagiu com o metaperidotito durante a serpentinização. O cálcio saindo do peridotito durante a serpentinização alterou o gabro para um rodingito, enquanto o Al_2O_3 saindo do metagabro alterou o serpentinito encaixante para um *blackwall* rico em clorita. Muito tempo depois dessas reações metassomáticas, as rochas sofreram metamorfismo que converteu o serpentinito de volta ao peridotito. No entanto, a presença do gabro que foi alterado para rodingito e uma zona de *blackwall* circundante demonstra a existência de um evento de serpentinização anterior (Frost e Frost, 2013).

A quebra da clorita é melhor visualizada em zonas de reação de *blackwalls* aluminosas em torno de inclusões máficas no peridotito, como pode-se observar no objeto deste estudo. Em temperaturas acima da isógrada de antofilita, mas dentro do campo de forsterita+tremolita, essas rochas ricas em clorita reagem para formar o conjunto: forsterita-enstatita-espinélio. Cálculos mostram que a cordierita não se forma como resultado da decomposição da clorita no sistema natural porque impurezas, como ferro e cromo, deslocaram o equilíbrio. (Frost, 1975)

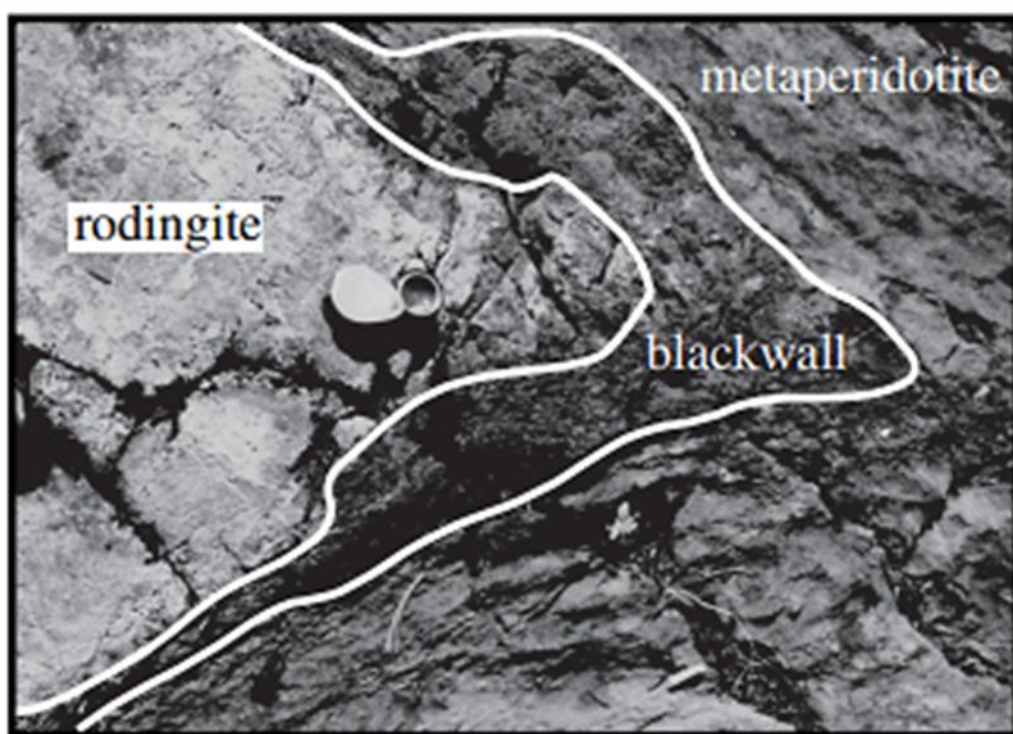


Figura 2-4: Zona metassomática *blackwall* entre metagabro (agora rodingito) e metaperidotito (Frost e Frost, 2013).

Referências

- Alkmim, F. F., Marshak, S., & Fonseca, M. A. (2001). Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the Sao Francisco craton region, Brazil. *Geology*, 29(4), 319-322.
- Almeida, F.F.M., (1977). O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7 (4), 349–364.
- Almeida, S. (1998). Petrologia de rochas ultramáficas associadas ao Grupo Andrelândia e seu embasamento, na região de Liberdade, Arantina, Andrelândia, São Vicente de Minas e Carrancas, MG (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Almeida, S. (2002). Evolução Textural-Metamórfica de Metawebsteritos da Fazenda da Roseta, Liberdade, MG. *Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra*, 21(1), 21-35.
- Almeida, S. (2012). Condições físicas de formação de associações metamórficas do cinturão ultramáfico Carrancas-Liberdade, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(1), 162-186.

Best, M. G. (2013). Igneous and metamorphic petrology. John Wiley & Sons.

Brito Neves, B. B. D., Campos Neto, M. D. C., & Fuck, R. A. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 155-166.

Campos Neto M.C. & Caby R. (1999). Neoproterozoic highpressure metamorphism and tectonic constraints from the nappe system south of the São Francisco Craton, Southeast Brazil. *Precambrian Research*, 97:3-26.

Campos Neto M.C. & Caby R. (2000). Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: petrologic and structural constraints. *Tectonics*, 19:669-687.

Campos Neto M.C. (2000). Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano- Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (ed.). 2000. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 335-365.

Campos Neto M.C., Basei M.A.S., Vlach S.R.F., Caby R., Szabó G.A.J., Vasconcelos P. (2004). Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Geologia USP, Sér. cient*, 4:13-40.

Campos Neto M.C., Janasi V.A., Basei M.A.S., Siga Jr. O. (2007). O Sistema de nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4):47-60.

Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr., O., Basei, M.A.S., (2010). Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: the Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe system, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research* 180, 125–142.

Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Assis Janasi, V.d., Moraes, R., (2011). Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 393–406.

Campos Neto, M. D. C., Cioffi, C. R., Teixeira, A. W., Rocha, B. C. D., Frugis, G. L., Tedeschi, M., Pinheiro, M. A. P. (2020). O orógeno Brasília Meridional. Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani, 146-180.

Cioffi C.R. (2009). Geologia dos granulitos de alta pressão da klippe Carvalhos, extensão sul da Faixa Brasília. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 104 p.

Cioffi, C. R.; Campos Neto, M. C. ; Rocha, B. C. ; Moraes, R. ; Henrique-Pinto, R. (2012). Geochemical signatures of metasedimentary rocks of high-pressure granulite facies and their relation with partial melting: Carvalhos Klippe, Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal Of South American Earth Sciences* , v. 40, p. 63-76, (2012)

Cioffi, C. R.; Campos Neto, M. C., Möller, A., Rocha, B. C. (2016). Tectonic significance of the Meso- to Neoproterozoic complexes in the basement of the southern Brasília Orogen. *Precambrian Research* 287, 91–107.

Coelho, M.B., Trouw, R.A.J., Ganade, C.E., Vinagre, R., Mendes, J.C., Sato, K., (2017). Constraining timing and P-T conditions of continental collision and late overprinting in the Southern Brasília Orogen (SE-Brazil): U-Pb zircon ages and geothermobarometry of the Andrelândia Nappe System. *Precambrian Research* 292, 194–215.

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

Cordani, U. G., Brito-Neves, B. B., D'Agrella-Filho, M. S. (2003). From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, 6(2), 275-283.

Del Lama, E. A., Zanardo, A., Oliveira, M. A. F., & Morales, N. (2000). Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, southeastern Brazil. *Geological Journal*, 35(3-4), 231-249.

Fernandes, N. H., Carvalho, S. D., Zanardo, A., Fernandes, T. M. G. (2003). Grau metamórfico das formações ferríferas do *greenstone belt* Morro do Ferro: abordagem utilizando texturas de exsolução em anfibólios. *Revista de Geociências*, 53-63.

- Fetter A.H., Hackspacker P.C., Ebert H.D., Dantas E.L., Costa A.C.D. (2001). New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira belt, Southeastern Brazil. In: 3th South American Symposium on Isotope Geology. Extend Abstracts, CD-ROOM.
- Frost, B. R. (1975). Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. *Journal of Petrology*, 16(2), 272-313.
- Frost, B. R., Frost, C. D. (2013). *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press
- Frugis G.L., Campos Neto M.C., Lima R.B. (2018). Eastern Paranapanema and southern São Francisco orogenic margins: Records of enduring Neoproterozoic oceanic convergence and collision in southern Brasília Orogen. *Precambrian Research*, 308:35-57.
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., Alvarenga, C. J., & Dantas, E. L. (2017). The northern Brasília belt. In *São Francisco Craton, Eastern Brazil* (pp. 205-220). Springer, Cham.
- Garcia, M.G.M., Campos Neto, M.C., (2003). Contrasting metamorphic conditions in the Neoproterozoic collision-related Nappes south of Sao Francisco Craton, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (8), 853–870.
- Gill, R. (2014). *Rochas e processos ígneos: um guia prático*. Bookman Editora.
- Gonçalves, G. O. (2013). *Caracterização mineralógica dos metaultramafitos de Fazenda Roseta, Arantina-Andrelândia, sul de Minas Gerais*. \ Monografia (Graduação em Engenharia Geológica) – Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Engenharia Geológica.
- Gonçalves, M.L. & Figueiredo M.C.H. (1992). Geoquímica dos anfibolitos de Santana do Garambéu (MG): implicações sobre a evolução do Grupo Andrelândia. *Geochimica Brasiliensis*, 6:127-140.
- Gorczyk, W., & Vogt, K. (2015). Tectonics and melting in intra-continental settings. *Gondwana Research*, 27(1), 196-208.
- Guevara Mora, J. M. (2010). *Metamorfismo das rochas ultramáficas de Olaria e Lima Duarte, Minas Gerais* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M., Milani, E., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M. (2000). From collision to extension: the roots of the South-eastern continental margin of Brazil. In: Talwani, Mohriak (Eds.), *Atlantic Rifts and Continental Margin*. AGU Geophysical Monograph Series, vol. 115, 354 pp.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.C., (2004). A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 203 e 234.

Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Siga Jr., O., Trouw, R.A.J., (2008). Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., de Wit, M. (Eds.), *West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, Journal Geological Society London, Special Publication, vol. 294, pp. 211e232.

Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F., (2017). The São Francisco craton and its margins. In *São Francisco Craton, Eastern Brazil* (pp. 3-13). Springer, Cham

Hoppe, A., Klein, H., Choudhuri, A., Schmidt, W., (1985). Eclogitos pré-cambrianos no sudoeste de Minas Gerais, Simpósio de Geologia de Minas Gerais. SBG/Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, pp. 180-192.

Hoppe, A., Choudhuri, A., Klein, H., Schmidt, W., (1989). Precambrian eclogites from Minas Gerais, Brazil, International Geological Congress, Washington, pp. 68-69.

Lesnov, F. P., Pinheiro, M. A. P., & Sergeev, S. A. (2018). First Data on the Isotopic Age of Zircons from Rocks of the Roseta Ultramafic Massif, Southern Margin of the São Francisco Craton (Brazil). In *Doklady Earth Sciences* (Vol. 483, No. 2, pp. 1510-1514). Pleiades Publishing.

Lesnov, F. P., Pinheiro, M. A. P., Sergeev, S. A., & Medvedev, N. S. (2019). Geochemistry and Isotopic Age of Zircons from Rocks of Ultramafic Massifs in the Southern Folded Framing of the São Francisco Craton (Southeastern Brazil). *Russian Geology and Geophysics*, 60(5), 473-491.

Luvizotto, G. L., (2003). Caracterização metamórfica das rochas do grupo Araxá na região de São Sebastião do Paraíso, Sudoeste de Minas Gerais. Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", p.187.

Magalhães A.C. (1985). Geologia dos corpos ultramáficos da região entre São João del Rey e Liberdade, com ênfase especial na área de Carrancas. MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 177 p.

Mantovani, M. S. M., Brito Neves, B. B. (2005). The Paranapanema lithospheric block: Its importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) supercontinent theories. *Gondwana Research*, 8(3), 303-315.

O'Brien, P. J., & Rötzler, J. (2003). High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(1), 3-20.

Paciullo F.V.P. (1992). Orto-anfibolitos no ciclo deposicional Andrelândia: composição química e ambiente tectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo (SP), Resumos, 2:28-29.

Paciullo, F.V.P., Fonseca, A.C., Andreis, R.R., Ribeiro, A., Trouw, R.A., Wiedemann, C.M., (1996). Contribuição à geologia do sul de Minas Gerais edição das folhas 1:50.000 Itumirim, Itutinga, Madre de Deus, Luminárias, Minduri e Andrelândia. *Anuário do Inst. Geociências* 19, 123–142.

Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., Andreis, R.R., Trouw, R.A.J., (2000). The Andrelândia Basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 200 e 202.

Paciullo F.V.P., Trouw R.A.J., Ribeiro A., Simões L.A., Lopes M. (2003). Mapa Geológico - Folha Andrelândia 1: 100.000. In: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Trouw R.A.J., Heilbron M. (org.). Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final. Belo Horizonte (MG): Companhia Mineradora de Minas Gerais – COMIG.

Peternel, R., (2005). A zona de superposição entre as Faixas Brasília e Ribeira na região entre Caxambu e Pedralva, sul de Minas Gerais. PhD Thesis. Instituto de Geociências – UFRJ, p. 257.

Pinheiro M.A.P. (2008). Geologia e petrologia de rochas ultramáficas neoproterozóicas da Folha Andrelândia, borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 170 p.

Pinheiro, M. A. P., Suita, M. T. F. (2008). Metamorfismo de fundo oceânico e alto grau em meta-peridotitos ofiolíticos neoproterozóicos, Faixa Brasília Sul, Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geology*, 38(4), 686-699.

Pinheiro, M. A. P., & Suita, M. T. F. (2011). Anomalias de Ce em máficos e ultramáficos neoproterozóicos da Faixa Brasília Sul, MG: discussão e significado. III Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul. Gramado – RS – Brasil.

Pinheiro, M. A. P., & Suita, M. T. D. F. (2012). Aspectos petrográficos e petrológicos de um gnaiss calciossilicático (meta-rodingito) em alto grau na base da Klippe Carvalhos, Faixa Brasília, borda Sul do Cráton São Francisco, em Minas Gerais. Arquivo digital disponível online no site www.sbgeo.org.br

Pinheiro, M. A. P. (2013). Geologia e petrogênese de corpos máficos-ultramáficos da faixa Brasília Sul, borda sul do Cráton São Francisco-MG. Tese de doutorado. Universidade Federal de Ouro Preto

Pinheiro, M. A. P., Suita, M. T. F., Lesnov, F. P., Tedeschi, M., Silva, L. C., Medvedev, N. S., V.N. Korolyuk, C.P. Pinto & Sergeev, S. A. (2019a). Timing and petrogenesis of metamafic-ultramafic rocks in the Southern Brasília orogen: Insights for a Rhyacian multi-system suprasubduction zone in the São Francisco paleocontinent (SE-Brazil). *Precambrian Research*, 321, 328-348.

Pinheiro, M. A. P., Suita, M. T. F., Lesnov, F. P., Magalhães, J. R., Korolyuk, V. (2019b). Metaultramafito Fazenda da Roseta: Uma Protrusão Astenosférica no Extremo Sul da Faixa Brasília. In: Anais do Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, XVII, International Symposium on Tectonics, XI, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, XI (Bento Gonçalves, RS)

Pinheiro, M. A. P., Guice, G. L., & Magalhães, J. R. (2021). Archean–Ediacaran evolution of the Campos Gerais Domain—A reworked margin of the São Francisco paleocontinent (SE Brazil): Constraints from metamafic–ultramafic rocks. *Geoscience Frontiers*, 13(5), 101201.

Reno, B. L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P. M., Trouw, R. A. J., (2009). Eclogite–highpressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 166(6), 1013-1032

Ribeiro, A., & Heilbron, M. (1982). Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. In *Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 32, pp. 177-186).

Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Andreis R.R. (1990). Evolução policíclica ao sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João Del Rei e Andrelândia, MG, In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia. Natal, SBG, Anais, p. 2605-2614.

Ribeiro, A.; Trouw, R. A. J.; Andreis, R. R.; Paciullo, F. V. P.; Valença, J., (1995). Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 25, 235-248

Rocha, B. C. D. (2016). Idade, duração e condições PT do metamorfismo de temperatura ultra-alta, anatexia e cristalização de fundido na nappe Socorro-Guaxupé (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Rocha, B.C., Moraes, R., Möller, A., Cioffi, C.R., Jercinovic, M.J., (2017). Timing of anatexis, melt crystallization in the Socorro-Guaxupé Nappe, SE Brazil: insights from trace element composition of zircon, monazite, garnet coupled to U-Pb geochronology. *Lithos* 277, 337–355

Rocha, B. C., Moraes, R., Möller, A., & Cioffi, C. R. (2018). Magmatic inheritance vs. UHT metamorphism: Zircon petrochronology of granulites and petrogenesis of charnockitic leucosomes of the Socorro–Guaxupé nappe, SE Brazil. *Lithos*, 314, 16-39.

Santos P.S. (2011). Geocronologia, área fonte e ambiente tectônico da Unidade Santo Antônio – Megassequência Andrelândia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 76 p.

Sengör, A.M.C. (1976). Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of alpine-type orogens. *Geology*, v.4, n.12, p.779-782.

Söllner, F., & Trouw, R. A. J. (1997). The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais/Brazil), a post-Transamazonian sequence south of the São Francisco craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(1), 21-28.

Tedeschi, M., Novo, T., Azevedo, R., Amaral, L.F.S., Degler, R., Viera, P.L.N.C.R., (2015). Geologia das Folhas Caldas (SF.23-V-D-IV) e Poços de Caldas (SF.23-V-C-VI) 1:100.000. Projeto Fronteiras de Minas, CODEMIG-UFMG, Belo Horizonte, Brazil.

Tedeschi, M., Lanari, P., Rubatto, D., Pedrosa-Soares, A., Hermann, J., Dussin, I., Pinheiro M. A. P., Bouvier A. & Baumgartner, L. (2017). Reconstruction of multiple PTt stages from retrogressed mafic rocks: Subduction versus collision in the Southern Brasília orogen (SE Brazil). *Lithos*, 294, 283-303.

Tedeschi, M., Pedrosa, Soares, A., Dussin, I., Lanari, P., Novo, T., Pinheiro, M.A.P., Peters, D., (2018). Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasília orogen (SE Brazil): Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism. *Precambrian Research*. Res. 316, 103–126.

Teixeira, A. W. (2015). Depósitos orogênicos e bacia extensional: o embasamento metassedimentar e a cobertura da margem passiva no orógeno Brasília meridional (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Trouw C.C. (2008). Mapeamento da Folha Virgínia– MG, Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircões e interpretação geotectônica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 127.

Trouw R.A.J., Ribeiro A., Paciullo F.V.P. (1983). Geologia estrutural dos Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 55:71-85.

Trouw, R. A. J. (1992). Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. In congresso brasileiro de Geologia (Vol. 38, pp. 327-328).

Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valeriano C.M., Almeida J.C., Tupinambá M., Andreis R.R. (2000). The central segment of the Ribeira Belt In: Cordani

U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 287-310.

Trouw R.A.J., Junho M.C.B., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Almeida M.E., Valeriano C.M. (2002a). Mapa Geológico – Folha Pouso Alto. Projeto Sul de Minas, Etapa 1. UFRJ, UFMG, COMIG, Governo de Minas Gerais.

Trouw R.A.J., Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Bittar S., Almeida J.C.H. (2002b). Mapa Geológico – Folha Caxambu. Projeto Sul de Minas, Etapa 1. UFRJ, UFMG, COMIG, Governo de Minas Gerais.

Trouw, R. A., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C. C., Fontainha, M. & Kussama, H. H. (2013). A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 43-57.

Valeriano, C. D. M., Pimentel, M. M., Heilbron, M., Almeida, J. C. H., & Trouw, R. A. J. (2008). Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 197-210.

Valeriano, C. D.M. (2017). The southern Brasília belt. In *São Francisco Craton, Eastern Brazil* (pp. 189-203). Springer, Cham.

Vallis, F., & Scambelluri, M. (1996). Redistribution of high-pressure fluids during retrograde metamorphism of eclogite-facies rocks (Voltri Massif, Italian Western Alps). *Lithos*, 39(1-2), 81–92.

Vinagre R., Trouw R.A.J., Kussama H., Peternel R., Mendes J.C., Duffles P. (2016). Superposition of structures in the interference zone between the Southern Brasília Belt and the Central Ribeira Belt in the region SW of Itajubá (MG), SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 46:547-566.

Vinagre, R., Trouw, R. A. J., Marimon, R. S., Nepomuceno, F., Mendes, J. C., & Dantas, E. (2020). São Bento do Sapucaí Shear Zone: Constraining age and PT conditions of a collisional Neoproterozoic oblique shear zone, Ribeira Orogen, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102418.

Westin, A., & Neto, M. D. C. C. (2013). Provenance and tectonic setting of the external nappe of the Southern Brasília Orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 220-239.

Westin, A., Campos Neto, M.C., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Dhuime, B., Delavault, H., (2016). A paleoproterozoic intra-arc basin associated with a juvenile source in the Southern Brasília Orogen: application of U-Pb, Hf–Nd isotopic analyses to provenance studies of complex areas. *Precambrian Research*. Res. 276, 178–193.

Westin, A., Neto, M. C. C., Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., Dhuime, B., & Delavault, H. (2019). The Neoproterozoic southern passive margin of the São Francisco craton: Insights on the pre-amalgamation of West Gondwana from U-Pb and Hf-Nd isotopes. *Precambrian Research*, 320, 454-471.

Winter, J. D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology* (Vol. 697). New Jersey: Prentice hall.

3. **Artigo: Caracterização Petrográfica, Geoquímica e Geocronológica de rochas metamáficas-ultramáficas de alto grau na base da Klippe Carvalhos, Orógeno Brasília Meridional (Brasil)**

Submetido ao periódico Geociências – USP em 11/08/2022

Petrographic, Geochemical and Geochronological Characterization of high-grade metamafic-ultramafic rocks from the Carvalhos klippe, Southern Brasília orogen (Brazil)

Autores: Larissa Pinheiro Sant'Ana¹, Marco Aurélio Piacentini Pinheiro², Tiago Novo¹, Mahyra Tedeschi¹

¹ Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-graduação em Geologia, CPMTC-IGC, Belo Horizonte (MG), Brasil.

² Serviço Geológico Brasileiro – CPRM

Palavras chave: Klippe Carvalhos, Orógeno Brasília Meridional, Metamorfismo de alto grau, Magmatismo máfico, Geocronologia

Resumo: No Orógeno Brasília Meridional (OBM) há diversas ocorrências de rochas máficas e ultramáficas de origens ainda controversas. Dentre estas rochas, destaca-se o corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta (UFR), na base da Klippe Carvalhos, posicionado tectonicamente em meio a metassedimentos granulíticos de alta pressão. Neste corpo, uma rocha metassomática em alto grau, objeto deste estudo, é considerada como resultante da interação de um dique máfico com as hazburgíticas encaixantes que compõem o UFR. Definida como um olivina-granofels, ela apresenta características químico-texturais que registram múltiplos estágios metamórficos. Tais estágios são caracterizados por domínios que apresentam texturas granoblásticas, granulares equidimensionais poligonais, simplectíticas e decussadas, constituídas por diferentes proporções modais de anfibólio, olivina, ortopiroxênio, espinélio, clorita, magnetita e ilmenita, onde predominam assembléias minerais do Sistema MASH ($\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$). Tal rocha, classificada como uma zona de *blackwall*, em diagramas discriminantes, posiciona-se nos campos de basaltos sub-alcalinos. Análises em zircões através do método U-Pb (SHRIMP) indicam uma idade de cristalização de 611 Ma, quando fusões crustais geradas durante a exumação da crosta continental subductada, metassomatizaram o manto litosférico subjacente, produzindo magmas máficos. Cálculos geotermobarométricos e características texturais indicam que o pico térmico ocorreu por volta de 954°C, em pressões variando entre 7,5 e 9 kbar, com trajetória horária. O olivina

granofels, assim como o dique máfico, são inferidos como parte do primeiro magmatismo máfico registrado no OBM.

Keywords: Carvalhos Klippe, Southern Brasília orogen, High grade metamorphism, Mafic magmatism, Geochronology

Abstract: In the Southern Brasilia orogen (OBM) there are several occurrences of mafic-ultramafic rocks whose still controversial origins. Among these rocks, the ultramafic body of Fazenda da Roseta (UFR) stands out, at the base of Klippe Carvalhos, tectonically positioned amid the high-pressure granulitic metasediments. In this body, a high-grade metasomatic rock, object of this study, is considered to result from the interaction of a mafic dyke with hazburgitic host rocks that composes the UFR. Called as an olivine-granofels, and presents chemo-textural characteristics that register multiple metamorphic stages. Such stages are characterized by domains that present granoblastic, equidimensional granular polygonals, symplectic, and decussate textures, composed of different modal proportions of amphibole, olivine, orthopyroxene, spinel, chlorite, magnetite, and ilmenite, where mineral assemblages of the MASH System predominate. Such rock, classified as a blackwall zone, in discriminant diagrams, is positioned in sub-alkaline basalt fields. Analysis of zircons using the U-Pb method (SHRIMP) indicates a crystallization age of 611 Ma, when crustal melts generated during the exhumation of subducted continental crust, metasomatized the overlying lithospheric mantle, producing mafic magmas. Geothermobarometric calculations and textural characteristics indicate that the thermal peak occurred around 954°C, at pressures varying between 7.5 and 9 kbar, with an hourly trajectory. The olivine granofels, as well as the mafic dike, are inferred as part of the first mafic magmatism recorded in the OBM.

INTRODUÇÃO

Rochas máficas e ultramáficas desempenham um papel fundamental na identificação dos processos e sistemas terrestres, com o reconhecimento de sua evolução textural de extrema relevância na reconstrução dos eventos geodinâmicos ao longo do tempo (Ernst *et al.*, 2013, Zhao, 2020). No entanto, a reconstrução desses episódios geológicos nas rochas máficas e ultramáficas, exige esforços adicionais diante das dificuldades ao acesso a cronômetros absolutos, em especial aqueles baseados em minerais portadores de U, Th e Pb, como zircão e monazita (Maier *et al.*, 2015). Dessa forma, datações relativas baseadas em relações de campo e processos metassomáticos se destacam como alternativas eficientes na caracterização petro-temporal dessas rochas.

Edificado na estruturação do Gondwana ocidental, o extremo sul do orógeno Brasília se destaca por suas particularidades tanto litoestratigráficas, contendo sequências metassedimentares desde margem passiva à margem ativa, quanto geodinâmicas, expressas no envolvimento de suas unidades em uma pilha de Nappes, e *klippen* associadas, de médio a alto grau com retroeclogitos e granitogênese associada (Campos Neto *et al.*, 2020 e referências contidas).

Embora com avanços significativos no entendimento de suas unidades metassedimentares e no embasamento do Orógeno Brasília Meridional (OBM, Campos Neto *et al.*, 2020 e referências contidas, Westin *et al.*, 2021), rochas máfico-ultramáficas associadas, tanto às pilhas metassedimentares quanto às unidades de sua infraestrutura, permanecem, em sua maioria, com suas naturezas e idades incertas (Magalhães, 1985; Paciullo, 1992; Almeida, 2012, Pinheiro 2008, 2013, Tedeschi *et al.*, 2017).

Na região de Liberdade, o corpo metaultramáfico Fazenda da Roseta, na base da Klippe Carvalhos, uma estrutura alóctone de alto grau, se destaca por apresentar assembleias anídras e intrusões de diques máficos, cujas assembleias minerais preservam uma evolução policíclica com registros apontando trajetórias horárias alcançando condições de alto grau (Pinheiro *et al.*, 2019b).

Dessa maneira, este trabalho, aborda de maneira detalhada, a evolução petrológica de um olivina granofels desenvolvido a partir de uma rocha metassomática, da interação de um dique máfico com rocha ultramáfica encaixante. Através de litoquímica de rocha total, química mineral e geocronologia U-Pb/SHRIMP em zircão, o trabalho identifica manifestações magmáticas de natureza básica, sem precedentes na região, assim como caracteriza seus estágios geodinâmicos associados, avançando no entendimento do papel das rochas máfico e ultramáficas no contexto da edificação do extremo sul do Gondwana ocidental.

GEOLOGIA REGIONAL

Contexto Geológico

A estruturação do Gondwana Ocidental foi consequência de sucessivas colisões neoproterozoicas ocorridas durante o Ediacarano-Ordoviciano (Alkmim *et al.* 2001, Cordani

et al., 2003, Valeriano *et al.* 2008, Figura 1). Enquanto a porção norte do Orógeno Brasília tem sua formação relacionada com a colisão frontal entre as paleoplacas São Francisco e Amazonas (Fuck *et al.*, 2017), a extensão sul do orógeno é resultado da subducção da placa São Francisco sob a placa Parapanema (790-640 Ma) seguido de colisão oblíqua (640-590 Ma) durante o fechamento do Oceano Goiás-Farusiano (Campos Neto *et al.* 2011; Trouw *et al.*, 2013, Rocha *et al.* 2017, Valeriano *et al.*, 2017; Tedeschi *et al.* 2017, 2018). No estágio colisional da porção meridional têm-se um cisalhamento associado a um dobramento isoclinal reclinado e a exumação tectônica de *nappes* de cavalgamento metamórfico e *klippen* sobre as unidades externas do orógeno (Valeriano *et al.* 2008, Trouw *et al.* 2000, Campos Neto 2000, Brito Neves *et al.* 1999).

Esta pilha de *nappes* é marcada por contatos rúpteis de empurrão e rampas laterais, e compreende, de oeste para leste: i) uma unidade superior, representada pela Nappe Socorro-Guaxupé (NSG), derivada de um arco magmático desenvolvido na margem ativa da placa Parapanema. A NSG é constituída por granulitos-migmatitos que registram um evento metamórfico prolongado de temperatura alta a ultra-alta (Campos Neto e Caby, 2000; Del Lama *et al.*, 2000; Rocha *et al.* 2017, 2018; Tedeschi *et al.*, 2018); ii) o Sistema de Nappes Andrelândia (SNA), dividido em três alóctones organizados em uma pilha metamórfica invertida, e formado essencialmente por rochas metassedimentares de margens passiva e ativa, que registram pressões elevadas, (Campos Neto e Caby, 2000; Campos Neto *et al.*, 2011; Trouw *et al.*, 2000, 2013), e iii) Sistema de Nappes Carrancas (SNC) e Nappe Lima Duarte, que exibem um padrão metamórfico invertido, da fácies xisto verde a anfibolito inferior num metamorfismo barroviano (Trouw *et al.* 2000, Campos Neto *et al.*, 2011, Westin *et al.*, 2016).

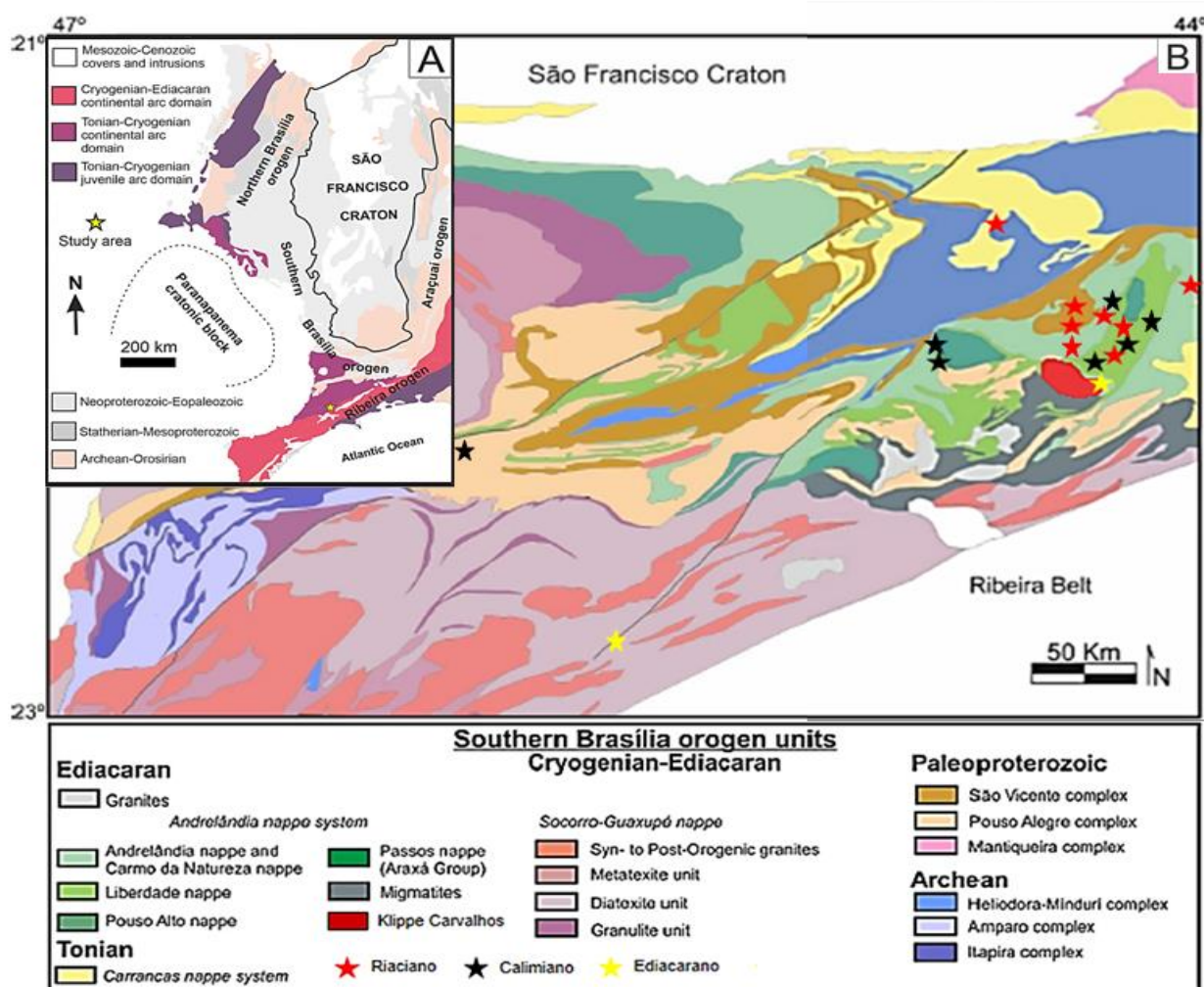


Figura 1 (A): Distribuição de blocos cratônicos e orógenos no Gondwana Ocidental (modificado de Costa *et al.* 2022) (B) Mapa do orógeno de Brasília Meridional (extraído de Tedeschi *et al.* 2018 e modificado de Campos Neto *et al.* 2011; Cioffi *et al.* 2016a; Westin *et al.* 2016) com as idades de cristalização das rochas metamáficas/ultramáficas datadas até então, indicada pelas estrelas. A estrela amarela na base da Klippe Carvalhos marca a localização da área estudada.

De acordo com Campos Neto *et al.* (2011), o Sistema de Nappes Andrelândia é caracterizado por três *nappes* de alta pressão, são elas Nappe Pouso Alto e *klippen* equivalentes (Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza), Nappe Liberdade e Nappe Andrelândia. A Nappe Pouso Alto e *klippen* equivalentes correspondem ao alóctone superior e são compostas por rochas metapelíticas de fácies granulito de alta pressão, predominantemente rutilo-cianita-granada-K-feldspato granulitos com esparsas camadas de quartzitos, associadas a leucogranito-gnaisses, registram o pico de pressão de 15 kbar, que foi atingido em aproximadamente 630 Ma com temperaturas em torno de 850°C, e estágios de retrogressão em condições de temperatura 550-700 °C e pressão 6-11 kbar, em torno de 600 Ma (Campos Neto *et al.*, 2020; Coelho *et al.*, 2017; Tedeschi *et al.*, 2017).

Subsequentemente a formação do OBM, na margem leste-sudeste do paleocontinente São Francisco-Congo houve o fechamento Oceano Adamastor, a partir da colisão da placa San Franciscana com a microplaca da Serra do Mar e o cráton da Angola, dando origem ao Orógeno Araçuaí-Ribeira (Alkmim *et al.* 2001, Peternel *et al.* 2005). Pode-se distinguir três eventos metamórficos relacionados ao Orógeno Ribeira, no final do neoproterozoico, o primeiro deles (620-595 Ma), representado por rochas de pressão intermediária cuja formação é relacionada a amalgamação dos terrenos Ocidental, Paraíba do Sul e Embú, o segundo (605-565 Ma) associado a docagem do terreno Oriental, e o terceiro (530-510 Ma) relacionado a docagem do terreno Cabo Frio (Trouw *et al.* 2000; Heilbron *et al.* 2004, 2008, 2019; Schimmt *et al.*, 2016). O término da estruturação do Gondwana se dá com o colapso extensional dos orógenos em eventos diacrônicos, dos Sistemas Tocantins, Mantiqueira e Borborema.

Dois modelos de evolução principais são sugeridos para a região de encontro dos orógenos Brasília e Ribeira e divergem com relação à zona de sutura e estruturação do orógeno: um em que a proveniência das rochas metassedimentares (SNA e SNC) fazem parte de um único sistema deposicional, a partir de uma bacia oceânica de margem passiva relativa ao paleocontinente São Francisco-Congo, e, portanto, a sutura entre os paleocontinentes Parapanema e São Francisco estaria entre o SNA e a NSG. Propõe-se também uma zona de interferência entre os orógenos supracitados (Ribeiro *et al.* 1995, Paciullo *et al.* 2000, Heilborn *et al.* 2008; Trouw *et al.* 2013). A outra interpretação sugere que as rochas metassedimentares têm diferentes gêneses, onde teriam se formado a partir de um domínio continental subductado, relacionados a bacia de antearco e ao prisma acrecionário (SNA); associados ao paleocontinente Parapanema, e a partir da margem passiva (SNC) referente a paleoplaca do São Francisco-Congo. Assim sendo, a zona de sutura estaria entre o SNA e o SNC (Campos Neto *et al.* 2004, 2007, 2011), tal modelo é baseado na migração diacrônica de *nappes* em um único episódio de orogênese que durou de 30 a 80 Ma (Tedeschi *et al.* 2018, Rocha *et al.* 2016).

O Orógeno Brasília Meridional apresenta várias ocorrências de rochas máficas e ultramáficas. Parte destas rochas compõem metabasaltos Riaccianos que indicam um magmatismo sin-sedimentar relacionados à evolução da bacia precursora do Complexo São Vicente (Westin *et al.*, 2016; Pinheiro *et al.*, 2019), e parte caracterizadas como anfíbolito retreclogíticos de idades Calimianas e interpretadas como representantes metamórficos de paleodiques originados em episódios extensionais (Trouw, 1992, 2008; Campos Neto *et al.*,

2011; Reno *et al.*, 2009; Coelho *et al.*, 2017 e Tedeschi *et al.*, 2017). Há ainda rochas com interpretações controversas, como as rochas metaultramáficas de fácies granulito, que ocorrem na base da Klippe Carvalhos, em meio aos metassedimentos granulíticos de alta pressão equivalentes a Nappe Pouso Alto, e em contato com a Nappe Liberdade (Trouw *et al.*, 1998; 2003; Cioffi *et al.*, 2012). Nesse contexto, dois corpos metaultramáficos alpinotípicos se destacam, tanto pelo seu potencial metalogenético quanto petrológico (Pinheiro *et al.*, 2019b).

Klippe Carvalhos

A Klippe Carvalhos (KC) é uma estrutura alóctone, braquisinformal alongada na direção NW-SE (Figura 2), com aproximadamente 18 km de extensão, localizada nos municípios de Liberdade, Carvalhos e Seritinga. Sua gênese está associada à Nappe Pouso Alto, instalada aproximadamente 60 km a NE desta, e tal estrutura sobrepõe a Nappe Liberdade ao longo de uma zona milonítica que corta a foliação nestas rochas (Cioffi, 2009). O contato entre as duas unidades também atravessa a foliação principal e é, portanto, interpretado como tectônico (Campos Neto *et al.* 2010). A KC é composta predominantemente por migmatitos com rutilo, cianita, granada e feldspato potássico, cujo pico metamórfico foi datado, em 618 ± 2 Ma, com condições de temperatura que variam de 850-900°C e pressões que alcançam 16 kbar (Cioffi, 2009).

Também compõem a *klippe* gnaisses calcissilicáticos, rochas metamáficas e metaultramáficas, onde rochas metabásicas registraram condições de pico metamórfico de 850°C e 15 ± 2 Kbar (Cioffi, 2009). As rochas ultramáficas ocorrem na base da KC e aparecem geralmente serpentinizadas, constituindo dois corpos. Estes dois ultramafitos contrastam em natureza, gênese e idade quando comparados com outros da região, são eles os corpos do Morro do Corisco e da Fazenda da Roseta (Figura 2, Pinheiro, 2008; Cioffi, 2009; Campos Neto *et al.* 2010). Embora geneticamente associados a corpos toleíticos intrusivos (Almeida, 1998) ou remanescentes de seções da crosta oceânica (por exemplo, Vilas, 1970; Berbert, 1981; Pinheiro & Suita, 2008, 2012), esses corpos constituem metaultramafitos alpinos (Magalhães 1985; Ribeiro, 1997; Heilbron *et al.*, 2003; Ribeiro *et al.*, 2003; Lesnov *et al.*, 2019, Pinheiro *et al.*, 2019b) cuja posição e exumação estão intimamente relacionadas com a evolução do orógeno.

A ocorrência do corpo da Fazenda da Roseta se destaca pela preservação da paragênese anidra que representa complexos processos petrogenéticos. Este corpo compreende rochas metamáficas que intrudem e hibridizam rochas refratárias, e foram caracterizadas, em parte, como metarodíngitos (Pinheiro e Suita, 2008, 2012, Pinheiro *et al.*, 2019b). Abordagens texturais preliminares, considerando apenas termos com clinopiroxênio, anfibólio e plagioclásio simplectíticos em torno de granada, consideraram que tais diques atingiram condições de alto grau (Pinheiro, 2008; Pinheiro, 2013), e consideram atuações de metassomatismo cálcico (rodingitização) frente as suas composições calciossilicatadas (Pinheiro e Suita, 2012). Zircões em um olivina ortopiroxenito, que aparece no contato entre o dique máfico e o hazburgito encaixante, foram analisados para U-Pb (SHRIMP) e forneceram uma idade, interpretada como de cristalização, de ca. 608 Ma (Lesnov *et al.*, 2018, 2019, Pinheiro *et al.* 2019b). Este litotipo é o objeto deste estudo, e é aqui denominado de Olivina granofels. O processo de exumação ficou registrado nessas rochas marcado por simplectitas de espinélio, anfibólio, piroxênio e magnetita.

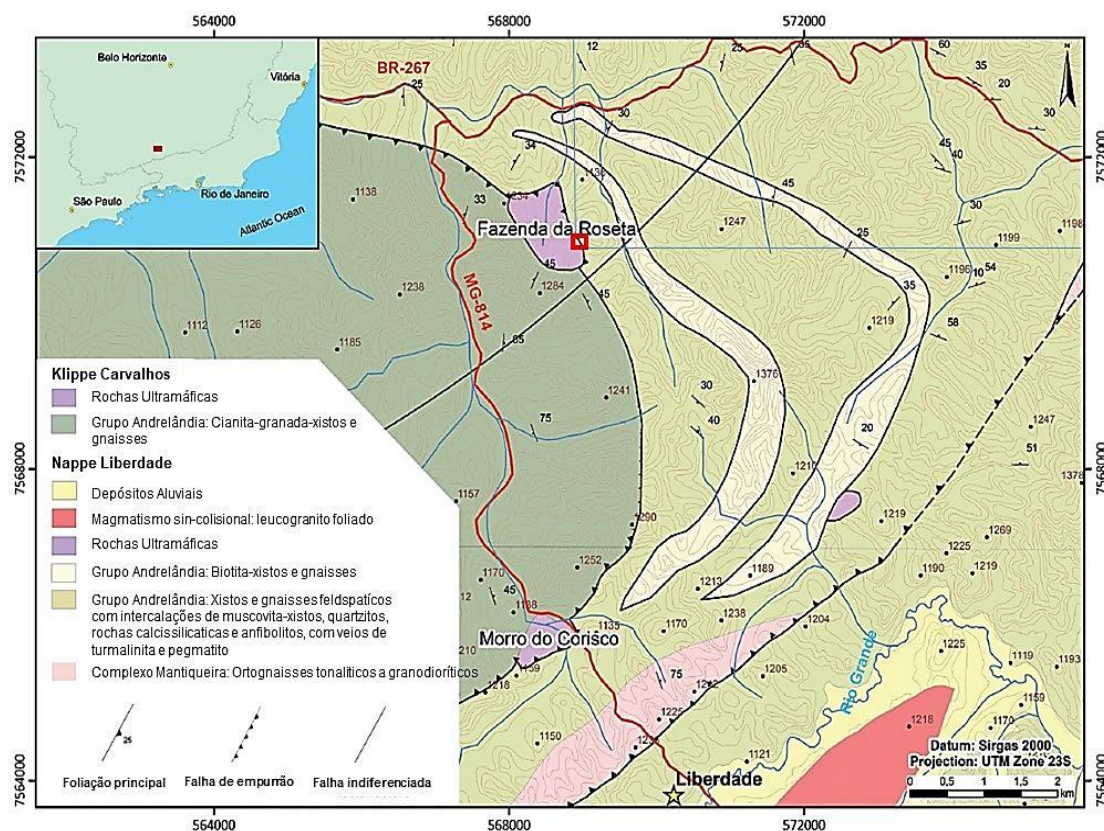


Figura 2: Mapa geológico modificado de Soares *et al.*, (2018), Paciullo *et al.*, (2003), Heilbron *et al.*, (2013) exibindo os corpos ultramáficos da região de Liberdade, MG, com destaque para o olivina-granofels no retângulo vermelho, zona de alteração entre o dique que intruiu o corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta na base da Klippe Carvalhos.

METODOLOGIA

Foram coletadas amostras do olivina granofels, no interior de uma galeria de prospecção de níquel na Fazenda da Roseta, na porção sudeste do corpo ultramáfico de mesmo nome (UTM: Zona 23K, 568867.53 E, 7570774.12 S). Foram realizados estudos petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos em zircão, na amostra PP007B2B, aqui nomeada de olivina-ortopiroxênio-espinélio-anfibólio-granofels (olivina-granofels). Também foram obtidas de tal amostra análises de química mineral em olivina, anfibólio, ortopiroxênio, clorita, espinélio e minerais opacos. Vale ressaltar que neste trabalho trazemos uma reavaliação das análises litogeoquímicas e geocronológicas da amostra PP007B2B, possibilitando assim novas interpretações. Estes últimos dados, do olivina-granofels, já haviam sido publicadas previamente por Lesnov *et al* (2018, 2019), e foram disponibilizadas pelos referidos autores como contribuição ao desenvolvimento do presente trabalho. As siglas minerais utilizadas seguem o trabalho de Whitney e Evans (2010).

Geoquímica

Foram realizadas análises de química mineral, isotópica e rocha total na amostra da olivina granofels da interação do dique com o harzburgito encaixante PP007B2B afim de entender sua natureza e evolução tectônica.

Química Mineral

As análises de química mineral foram realizadas a partir de Microsonda Eletrônica JEOL JXA-8100, em 20kV e 200 nA com o diâmetro estendido de feixe de elétrons de até 10-15 μm , no Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk, Rússia. O tempo do sinal de medição em cada pico da linha $K\alpha$ analítica foi de 10 e 5. Os padrões utilizados foram (CH-1), piropo-granada (D-145), vidro de titânio (GL-6) e granada de manganês (Mn-Gr).

Também foi utilizada a microscopia eletrônica de varredura por dispersão de energia de raios-X (MEV-EDS), no Laboratório de Fluorescência de Raios-X da Universidade Federal de Ouro Preto, equipado com espectrômetro da Philips PANalytical, modelo MagiX - PW2404, com amostrador automático PW2540 e tubo Rh a 2,4 kW.

Litogeoquímica

Os dados obtidos a partir de análises geoquímicas foram disponibilizados por Lesnov e colaboradores.

Calibrações Clássicas

As estimativas termobarométricas foram calculadas a partir dos *softwares* PTQuick e PTMAFIC e da planilha *excel* ILMAT, a partir de termômetros e barômetros clássicos (Fabriès, 1979; Spencer e Lindsley, 1981; Andersen e Lindsley, 1985; Schmidt, 1992, Anderson e Smith, 1995, Mutch *et al.*, 2016). Tais calibrações foram utilizadas para melhor entender a evolução petrogenética da rocha.

Geocronologia

Os estudos geocronológicos foram realizados através do método U-Pb em zircão, em uma amostra do olivina-granofels (PP007B2B), cuja localização consta na Figura 2. Foram datados 16 grãos. Além disso, a morfologia e a catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão foram elucidadas e seus conteúdos U e Th também foram estabelecidos. Tais dados também foram disponibilizados por Lesnov e colaboradores. Para a redução dos dados e cálculo das idades foi utilizado o *software* ISOPLOT 4.15 (Ludwig, 2008). Os erros das razões isotópicas são de 2σ .

Além disso, houve uma tentativa de datar os zircões da porção calciossilicática do dique máfico, associado ao olivina-granofels, porém tal rocha exibia uma quantidade ínfima de zircões, os quais não portavam U suficiente para datação.

RESULTADOS

Relações de Campo

O dique metamáfico, previamente classificado como metarrodingtonito (Pinheiro e Suita, 2012), está localizado no ádito de uma galeria de exploração no corpo metaultramáfico da Fazenda da Roseta, com ocorrências de Ni laterítico. Para uma melhor compreensão da evolução metamórfica do objeto de estudo, foi executada uma sistemática e detalhada

abordagem micropetroestrutural seccionando todo o corpo (Figura 3) que possibilitou a identificação de domínios composicionais e texturais.

Na parte interior da galeria, há um metahazburgito. Este litotipo apresenta coloração em tons de verde, consistindo essencialmente em ortopiroxênio, olivina, espinélio e secundariamente serpentina, anfibólio, clorita, opacos, carbonato e talco, nas mais variadas proporções (Almeida, 1998; Pinheiro, 2008). Na entrada desta galeria existe uma rocha de coloração escura, de granulação fina, na maioria das vezes, com bandamentos composicionais milimétricos compostos por anfibólio e clinopiroxênio, denominada por Pinheiro e Suita (2012) como gnaiss calcissilicático. Nas porções intemperizadas é possível notar uma matriz ocre. O objeto de estudo é uma porção metassomática em alto grau, da interação entre o dique máfico zonado, representado principalmente pelo gnaiss calcissilicático da entrada da galeria, e o hazburgito encaixante. Trata-se de um olivina-ortopiroxênio-espinélio-anfibólio-granofels, aqui também denominado como olivina-granofels (Figura 3).

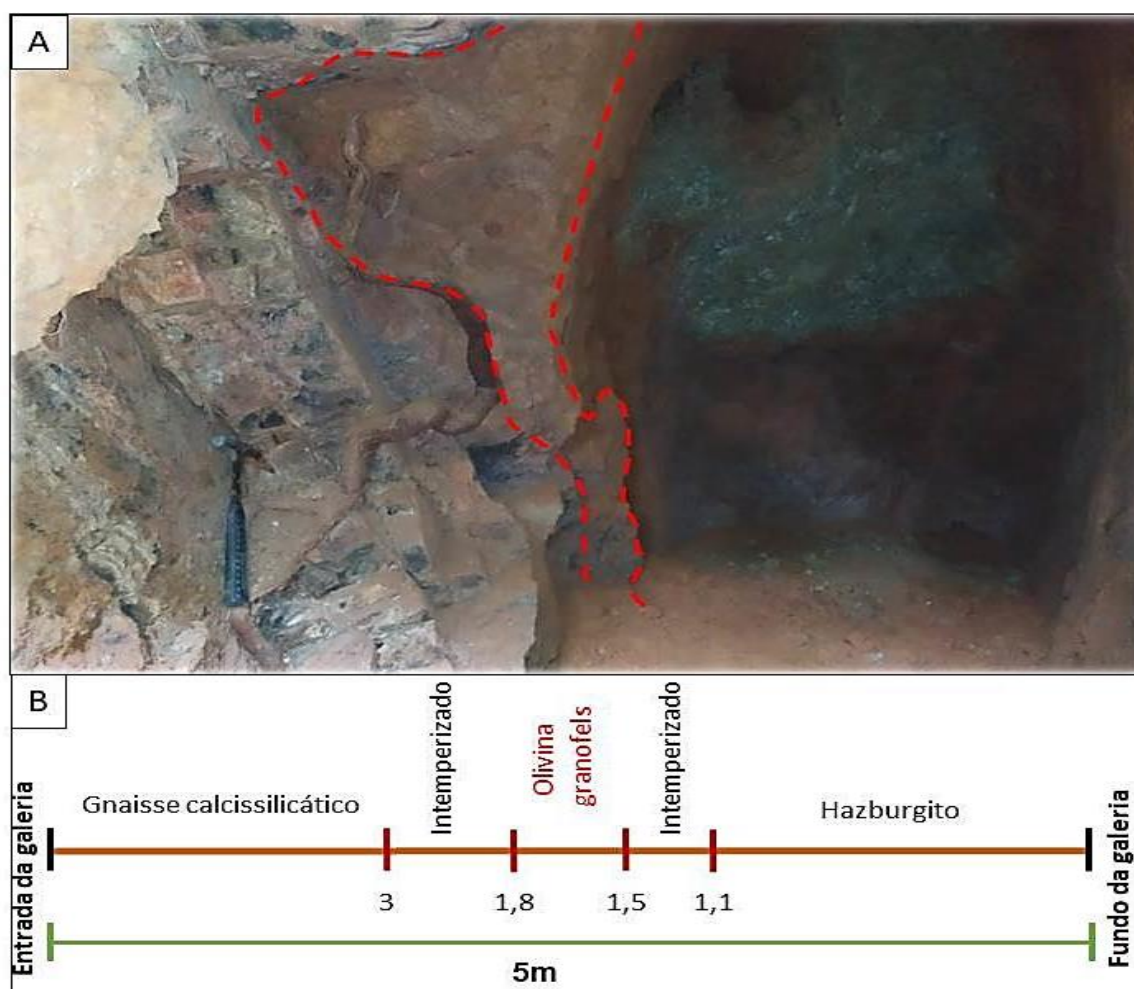


Figura 3:(A) Galeria com hazburgito encaixante no fundo da galeria, e com a porção assinalada de vermelho, indicando a localização do objeto deste estudo, Olivina-espinélio verde-anfibólio-

metapiroxênio, ou olivina-granofels. Na entrada da galeria encontra-se a porção calciosilicática do dique máfico (B) croqui fora de escala indicando as porções supracitadas, com medidas em metro.

Petrografia e Química Mineral

O conjunto de amostras analisadas permitiu identificar uma complexa trama mineral e textural sintetizadas a partir de 4 domínios texturais: i) um domínio precursor metassomático (D0); ii) um domínio progressivo de reequilíbrio em médio a alto grau (Dp e Df); e, iii) um domínio generalizado de retrogressão (Dr).

O D0 corresponde à assembleia mineral mais antiga reconhecida e ocorre definindo porções remanescentes precursoras em meio ao estabelecimento das assembleias sucessoras. É constituído essencialmente por anfibólio (amp 1) cálcico e clorita de relação, no mínimo, 2:1. Dolomita também aparece subordinadamente. Os anfibólios são xenoblastos tabulares, finos a médios, com deformações internas e zoneamento ótico (Figura 4). A clorita é clinocloro em composição (Al, Si e Mg: 2.3, 2.7 e 4.5 *apfu* respectivamente, Tabela 2). Define lamelas sub a xenoblásticas finas a médias tanto, compondo agregados com anfibólio, quanto parcialmente inclusos nele. Tais fases minerais ocorrem inclusas principalmente em olivina do domínio Dp.

Superimposta ao D0 ocorre o desenvolvimento de associações minerais manifestadas pela entrada progressiva de olivina, espinélio verde e ortopiroxênio, com magnetita e ilmenita associada, compondo domínio textural (Dp) inequigranular, médio a grosso (3-11 mm). Embora com associações instáveis e reliquias, esse domínio em termos modais é expresso por granofels à anfibólio cálcico (amp 2) (25-30 %), olivina (20-25%), ortopiroxênio (10-15%) e espinélio verde (10-15%), com magnetita (3-5%) e ilmenita (1-2%) como fases menores, clorita reliquiar (2-5%) e apatita e serpentina tardia como fases acessórias

A olivina (20-25%), exclusiva deste domínio apresenta uma composição homogênea forsterítica ($\text{Fo}_{84.2-84.6}$; MgO) com baixo NiO ($\mu = 0.02 \text{ wt\%}$) e MnO ($\mu = 0.21 \text{ wt\%}$). As composições da olivina são apresentadas na Tabela 1. Seus grãos são xenoblastos inequigranulares, por vezes tabulares, médio a grossos (até 11mm), intensamente fraturados, com essas superfícies preenchidas por serpentina lamelar fina (Figura 4). Os grãos de olivina, que de maneira geral contêm inclusões de grãos xeno a subióblasticas de magnetita, espinélio-verde e clorita, além de apatita, anfibólio, e carbonato, e ocorrem envolvidos por grãos e agregados poiquiloblásticos de ortopiroxênio, cujas projeções marginais refletem formas

convexas sobre seus grãos. Consequentemente, reproduzindo assim estruturas de migração de bordas com subsecivos grãos de olivina cindidos e oticamente contínuos.

O anfibólio cálcico (amp 2; Mg-hornblenda) ocorre em grãos xeno a poiquiloblastos médios a grossos, cujo comprimento alcança 6mm, envolvendo olivina, ortopiroxênio, espinélio e minerais opacos em contatos irregulares, em cúspide, com projeções convexas voltada para as fases adjacentes, imprimindo estruturas de rotação de subgrãos e migração de bordas.

O ortopiroxênio é xenoblástico tabular médio a grosso (1-6 mm) e, assim como a olivina, exclusivo desse domínio. Apresentam uma composição restrita enstatítica (En82.5-84.4) com alto teor de Al_2O_3 ($\mu = 2.7$ wt%) e CaO ($\mu = 0.2$ wt%). Apresenta inclusões de espinélio e olivina, com esta última apresentando uma síntese-dependência às custas de seus grãos. Ex-soluções de magnetita ocorrem em determinadas porções marginais de grão granulares assim como em grãos envolvidos por corona de ortopiroxênio ao redor de olivina.

O espinélio (Mg# 66; Al 25 apfu) (10-15%) ocorre em grãos arredondados verdes finos a grossos, xenoblásticos, intimamente associado a magnetita xenoblástica fina a média, por sobrecrecimento marginal e/ou inclusão e exsolução. Ocorre incluso em olivina e ortopiroxênio contendo raras inclusões de clorita.

Magnetita (2-5%) ocorre compondo tanto xenoblastos finos a médios associados ou não a espinélio e ilmenita quanto ex-soluções e sobrecrecimentos lamelares à globulares que emanam e coalescem a partir de olivina e ortopiroxênio.

Ilmenita (1-2%) ocorre intimamente associada aos xenoblastos e lamelas de magnetita, assim como, xenoblastos recristalizados finos ao longo de fraturas e porções marginais de anfibólio. Apatita (< 1%) ocorre como grãos inequidimensionais finos (< 0.5mm) comumente em grãos arredondados inclusos em olivina e ortopiroxênio.

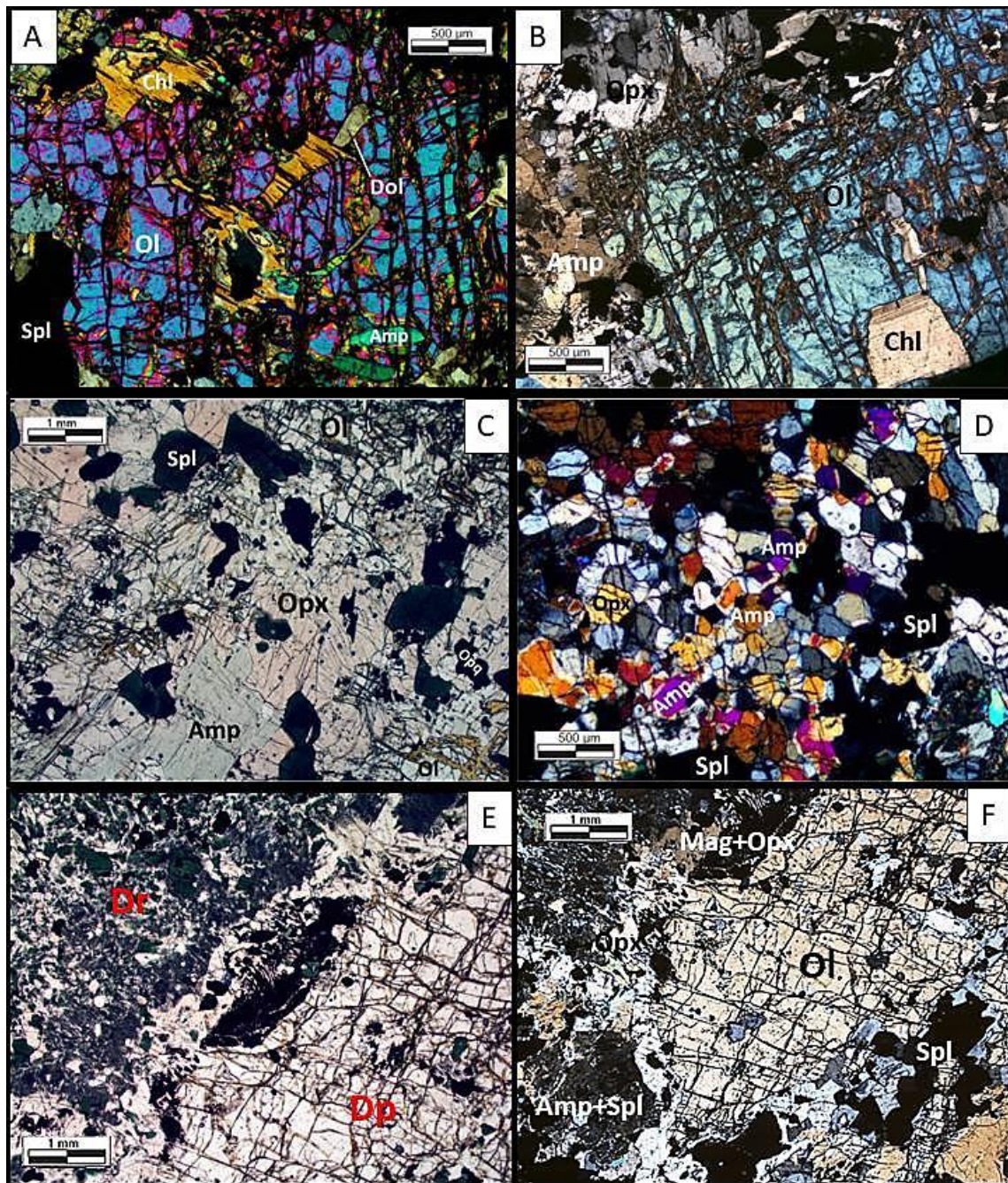


Figura 4: Aspecto microscópico do Olivina-ortopiroxênio-espinélio-verde-anfibólio-granofels, amostra PP-007B2B (A) e (B) : Inclusões de clorita+anfibólio+carbonato (D0) em olivina (Dp); (C) Dp, composta por anfibólio + ortopiroxênio + olivina + espinélio + magnetita + ilmenita + clorita; (D) Df exibindo grãos equigranulares de anfibólio+ortopiroxênio; (E) Coronas e simplectitas na transição entre os domínios Dp e Dr; (F) Detalhe para a transição destes domínios, onde pode-se observar quelifitas (coronas dupla ortopiroxênio+anfibólio) e simplectitas de anfibólio+espinélio e magnetita+ortopiroxênio. As siglas dos minerais foram utilizadas conforme definições de Whitney e Evans (2010).

Um domínio equidimensional granoblástico poligonal (Df) é caracterizado por agregados em mosaico de Mg-hornblenda (70-75%) e ortopiroxênio (5-10%). Ele se destaca como um termo final do progressivo arranjo mineral e textural desenvolvido pelas relações

minerais descritas pelo Dp. Esse membro final é destituído de olivina e clorita e ocorre circunscrito por zona irregular de xenoblastos inequigranulares finos a médios de espinélio verde e magnetita (3-8%).

Uma generalizada desintegração das assembleias e associações minerais anteriores ocorre superimposta e genericamente expressa como Dr, embora se manifestando de maneira conveniente com o domínio a qual se instala. Desenvolvida sobre o Dp, ela se expressa por agregados finos a muito-finos, decussados equigranulares de Mg-hornblenda (20-30%); magnetita (25-35%) e espinélio (35-45%). De modo geral, ele apresenta uma progressão textural disparada por reações de/e substituições, inicialmente pseudomórficas, em anfibólio, olivina e ortopiroxênio. Seus estágios precoces são definidas por ex-soluções e simplectitas lamelares a globulares finas, de Mg-hornblenda, espinélio e magnetita que progressivamente se coalescem em agregados decussados de granulação média a grossa, de mesma mineralogia e proporção modal (Figura 5).

Na interface de desenvolvimento dessas reações de retrogressão com as assembleias predecessoras, estágios intermediários são reconhecidos a partir da preservação de reações incompletas identificadas através da preservação de múltiplas coronas. Em olivinas, porções internas quelifíticas com ortopiroxênio e magnetita associada, são sucedidas por corona de anfibólio acicular concêntrico voltado para a Dr. Em ortopiroxênio e anfibólio, se desenvolveram as extensas porções internas e coroníticas marginais dominadas por ex-soluções globulares a lamelares de magnetita (e subordinado espinélio), envolvidos concentricamente por anfibólios finos aciculares na passagem para o para o Dr.

No Df, a retrogressão se manifesta de similar à observada pelo Dp. Porém, com a diferença de uma maior efetividade no desenvolvimento das reações e substituições das fases reagentes diante da sua menor granulação.

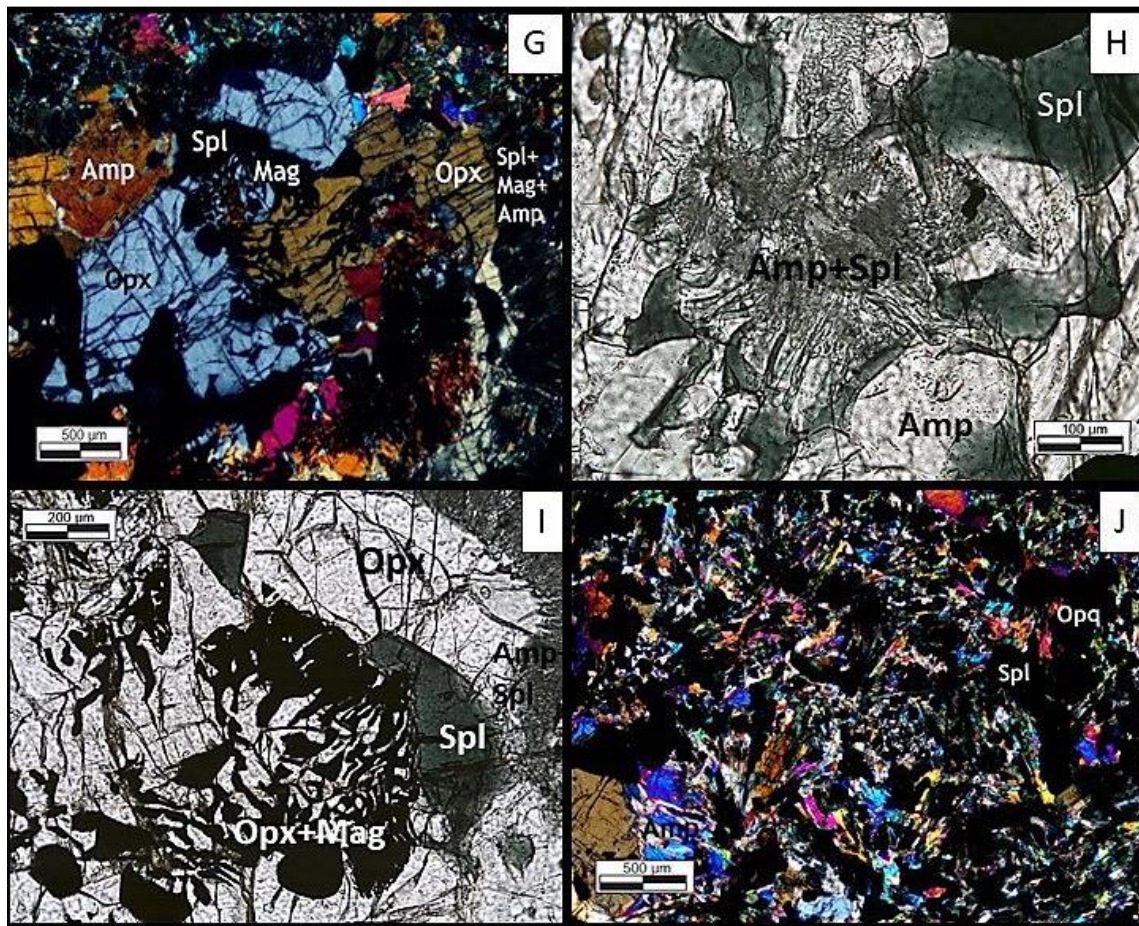


Figura 5: Aspecto microscópico do Olivina-ortopiroxênio-espinélio-verde-anfibólio-granofels, amostra PP-007B2B. (G, H e I) Substituições em anfibólio, olivina e ortopiroxênio na transição para Dr, olivinas exibem quelifitas com ortopiroxênio e magnetita associada, sucedida por corona de anfibólio acicular concêntrico voltado para Dr, e ortopiroxênio e anfibólio desenvolveram porções coroníticas dominadas por ex-soluções globulares a lamelares de magnetita e subordinadamente espinélio, envolvidos concentricamente por anfibólios finos aciculares na passagem para o para o Dr. (J) Tais fases minerais progressivamente são substituídos por agregados decussados equigranulares compondo a Dr.

Tabela 1: Análises representativas de microsonda eletrônica (% em peso) de olivina, ortopiroxênio, espinélio, magnetita da amostra PP-007B2B

	PP-007B2B	PP-007B2B	PP-007B2B		PP-007B2B	PP-007B2B
	OI	Opx	Opx		Spl	Mag
SiO₂	40.3	55.727	55.541	SiO₂	0.031	0.000
Al₂O₃	0.007	1.887	2.023	Al₂O₃	64.670	0.420
TiO₂	-	0.018	0.041	TiO₂	0.021	0.251
FeO	14.78	11.248	10.607	Cr₂O₃	0.015	0.000
MnO	0.219	0.24	0.319	FeO	13.966	31.775
MgO	45.39	31.183	31.260	Fe₂O₃	2.645	66.274
CaO	-	0.09	0.136	MnO	0.125	0.047
Na₂O	0.022	-	0.014	MgO	18.334	0.441
K₂O	-	-	0.019	CaO	0.043	0.000
Cr₂O₃	0.009	0.013	0.039	Total	99.850	99.209
NiO	0.023	-	-	Si	0.000	0.000
Total	100.750	100.406	99.999	Ti	0.000	0.007
Si	1.003	1.952	1.947	Al	1.929	0.019
Ti	-	-	0.001	Cr	0.001	0.000
Al	-	0.078	0.093	Fe⁺³	0.382	1.019
Fe⁺²	0.308	0.330	0.300	Fe⁺²	0.073	1.909
Mn	0.005	0.007	0.007	Mn	0.005	0.002
Mg	1.684	1.629	1.647	Mg	0.609	0.025
Ca	-	0.003	0.005	Ca	-	-
Na	-	-	-	tot. cat.	2.998	2.981
tot. cat.	3.000	4.000	4.000	tot. oxy.	4.000	4.000
tot. oxy.	4.003	6.000	6.000	Chr	-	
Te	0.231	-	-	Hc	28.473	
Fo	84.359	-	-	Mag	1.305	
Fa	15.758	-	-	Spl	70.222	
Ca-OI	-	-	-	Hem	-	-
Mg#	0.846	0.832	0.846	Ilm	-	-
XWo	-	0.172	0.252	Pph	-	-
XEn	-	83.027	84.399	Geik	-	-
XF_s	-	16.801	15.349	Mg#	0.894	0.013

Tabela 2: Análises representativas de microsonda eletrônica (% em peso) de anfibólio, clorita e ilmenita da amostra PP-007B2B

	PP-007B2B	PP-007B2B		PP-007B2B	PP-007B2B	PP-007B2B
	Il	Il		Amp	Chl	Chl
SiO ₂	0.000	0.000	SiO ₂	50.762	29.483	29.638
Al ₂ O ₃	52.041	49.103	Al ₂ O ₃	8.737	20.851	21.36
TiO ₂	0.031	0.025	TiO ₂	0.479	0.089	0.073
Cr ₂ O ₃	-	0.020	FeO	5.323	4.798	4.667
FeO	37.826	35.724	MnO	0.084	0.02	0.016
Fe ₂ O ₃	4.899	9.459	MgO	19.223	32.166	32.534
MnO	0.596	0.527	CaO	11.839	0	0.008
MgO	4.838	4.577	Na ₂ O	0.670	0.034	0.025
CaO	-	-	K ₂ O	0.088	0	0.005
Total	100.231	99.434	Cr ₂ O ₃	-	0.032	0.004
Si	-	-	H ₂ O	2.5	12	12
Ti	0.951	0.908	Total	99.705	99.473	100.33
Al	0.001	0.001	Si	6.976	2.7987	2.7672
Cr	0.000	0.000	Ti	0.050	-	-
Fe ⁺³	0.769	0.735	Al ^{iv}	1.024	1.2013	1.2328
Fe ⁺²	0.089	0.175	Al ^{iv}	0.391	1.0734	1.1288
Mn	0.012	0.011	Fe ⁺³	0.612	0.1279	0.104
Mg	0.175	0.168	Fe ⁺²	-	0.1949	0.2152
Ca	-	-	Mn	0.010	-	-
tot. cat.	1.997	1.997	Mg	3.938	4.6037	4.552
tot. oxy.			Ca	1.743	-	-
Chr	-	-	K	0.015	-	-
Hc	-	-	Na	0.179	-	-
Mag	-	-	tot. cat.	14.937	9.9999	10
Spl	-	-	tot. oxy.			
Hem	4.487	8.767	Mg#	0.866	0.934	0.936
Ilm	76.783	73.379	Al-chl		19.369	20.028
Pph	1.225	1.096	Fe-chl		2.230	2.769
Geik	17.505	16.758	Mg-chl		78.400	77.204
Mg#	0.662	0.490				

Litogeoquímica

O olivina granofels apresenta uma composição, em base anidra, insaturação em sílica, com SiO₂ em 33 wt%, altos valores de MgO (23,42 wt%; Mg#: 55), TiO₂ (2,5 wt%), Fe₂O_{3(t)} (19 wt%) e Al₂O₃ (18 wt%) e baixo conteúdo de CaO (2,6%) e álcalis (Na₂O: 0,27 e K₂O: 0,1%) (Tabela 3). Em diagramas classificatórios (Figura 6), apresenta uma composição compatível com basaltos andesíticos, subalcalinos, com olivina, hiperstênio e coríndon normativos.

Tabela 3: Análises litoquímicas que apresentam elementos maiores (%), menores (ppm) e traços (ppm/ppb) de amostras do Olivina-ortopiroxênio-espinélio-verde-anfibólio-granofels

SiO₂	32.95	Zr	548	Eu	1.85
TiO₂	2.41	Hf	13.8	Gd	5.9
Al₂O₃	17.96	Rb	0.65	Tb	0.89
Fe₂O₃ tot	18.75	Sr	109	Dy	5.5
MnO	0.17	Y	39	Ho	1.21
MgO	23.42	Nb	18.8	Er	3.6
CaO	2.61	Cs	0.14	Tm	0.56
Na₂O	0.17	Ba	24	Yb	3.7
K₂O	0.02	Ta	0.83	Lu	0.54
P₂O₅	0.19	Th	1.29	ΣREE	135.9
BaO	0.01	U	0.19	(La/Yb)_n	5.77
V₂O₅	0.06	La	30	Zr/Hf	39.7
Cr₂O₃	0.02	Ce	45		
NiO	0.1	Pr	6.8		
LOI	1.64	Nd	25		
Total	100.56	Sm	5.3		

Os elementos compatíveis apresentam conteúdos contrastantes, com baixos valores de Cr, em 137 ppm ($Cr_N, MORB: 0,45$) e altos de Ni, em torno de 786 ppm ($Ni_N, MORB: 6,0$).

Elementos traços litófilos incompatíveis, normalizados para valores N-MORB (Figura 6), definem uma curva convexa, em U, com valores de Sr, K e Rb próximos ao MORB e enriquecidos em Ba e Th. Deste último ao Hf define curva horizontalizada, enriquecida de 6 a 10 vezes os valores normalizados. O P desfigura localmente o padrão através de uma pronunciada anomalia negativa (Figura 6). Do Sm ao Yb, o padrão adquire comportamento decrescente, com valores próximos a ligeiramente empobrecidos em relação aos normalizados. Observa-se também um notável enriquecimento de Zr.

Os elementos terras raras (ETR) normalizados para valores de basaltos N-MORB, apresentam-se enriquecidos nos elementos leves ($La_N: 12$; $Sm_N: 2$; $La/Sm_N: 6$), definindo curva negativa de alto ângulo, acompanhada de anomalia negativa de Ce ($Ce/Ce^*: 0,36$, Compton *et al.*, 2003). A curva procede negativa do Eu ($Eu_N: 1.8$) ao Dy ($Dy_N: 1.2$), embora mais suave, adquirindo um padrão horizontalizado, próximos aos valores normalizados, do Dy ao Lu ($Ho_N: 1.2$; $Lu_N: 1.19$ Dy/Lu_N: 1).

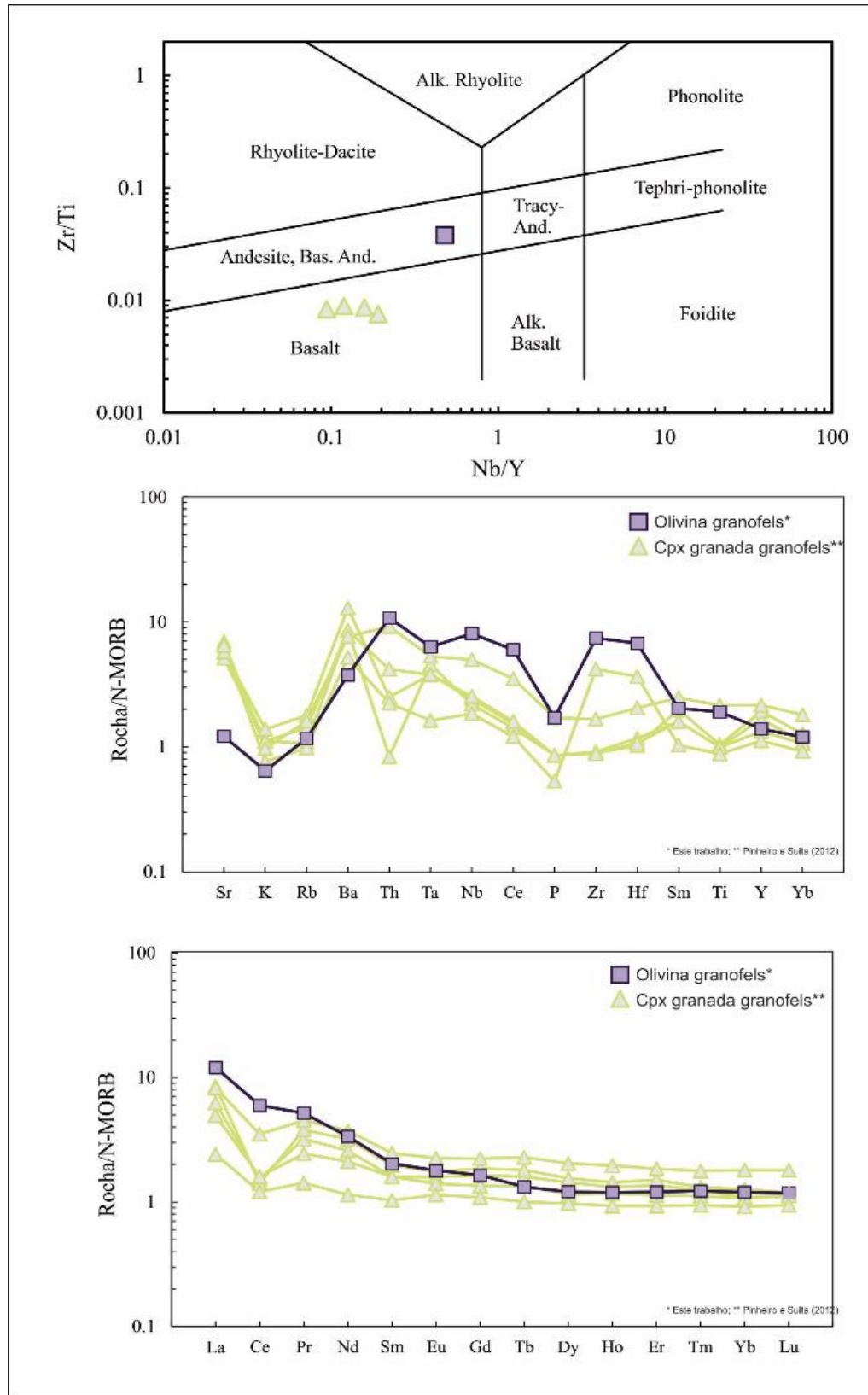


Figura 6: Diagrama de classificação Zr/Ti vs. Nb/Y (Winchester e Floyd, 1977; (Pearce, 1996); e diagramas multielementos que mostram valores de elementos incompatíveis do Olivina-ortopiroxênio-espinélio-verde-anfibólio-granofels (em roxo) comparados com os gnaisses de composição calciossilicática (em amarelo, Pinheiro e Sults, 2012). Padrões de LILE e HFSE em valores normalizados para basaltos N-MORB; Sun e McDonough (1989).

Tanto o olivina-granofels, quanto a porção calciossilicática do dique, aqui denominado clinopiroxênio-granada-granofels, em diagramas geoquímicos discriminantes se posicionam em ambientes distintos como basaltos oceânicos, E-MORB, arcos continentais e toleítos de arcos (Irvine e Baragar 1971; Pearce e Cann 1973; Pearce 1982, 1996, 2008; Hollocher *et al.*, 2012)

Geocronologia

Foram separados para análise de isótopos U-Th-Pb dezesseis grãos de zircão (Figura 7A) da amostra PP007B2B (olivina-ortopiroxênio-espinélio-anfibólio-granofels). Os cristais são subédricos a anédricos, muitos deles sendo alongados, apresentando razões geralmente 3:1, com feições ígneas preservadas (p.ex. zonamento oscilatório). De forma subordinada ocorrem cristais com razão 2:1 e raramente, 1:1, podendo aparecer sub-arredondados.

A partir da análise de imagens de catodoluminescência (embasado em Corfu *et al.*, 2003), foi possível classificar quatro domínios morfológicos (Figura 7B): (1) caracterizado por luminescência baixa com zoneamento oscilatório preservado (p.ex. grãos 3.1, 5.1, 9.1, 11.1, 12.1 e 14.1); (2) constituído por bordas de moderada a baixa luminescência, com zoneamento concêntrico difuso e setorial (ex. grãos 2.1 e 7.1), por vezes pode-se observar zoneamento *fir-tree* (ex. grãos 7.1 e 13.1); (3) ocorre circundando o domínio (1) e/ou (2), representado por borda de alta luminescência (zircões 1.1, 10.1 e 12.1); (4) ocorre como núcleos herdados, arredondados, de alta luminescência, circundado por outros domínios. Estas zonas refletem pequenas variações composicionais, típicas de zircões magmáticos onde as regiões de maior catodoluminescência são enriquecidas em Hf, U, Th e ETR (Hancher e Miller 1993, Fowler *et al.* 2002, Corfu *et al.*, 2003).

Os 16 grãos de zircão foram analisados para U-Th-Pb através do SIMS. A razão Th / U varia de 0,00-0,04 (Tabela 4), valores típicos de rochas máficas a ultramáficas. Os dados mostraram idades muito próximas, produzindo uma idade concórdia de $611,5 \pm 4,4$ (MSWD = 0,50, Figura 8). Foram considerados apenas os grãos que apresentavam discordância ≤ 5 . É válido salientar dois pontos quanto à idade obtida: i) a idade individual obtida em cada *spot* não variou entre os domínios morfológicos 1, 2 e 3; ii) não foi possível datar os núcleos herdados caracterizados pelo domínio 4, isso se deve ao tamanho diminuto destes núcleos, inferiores ao diâmetro do *spot* do espectrômetro.

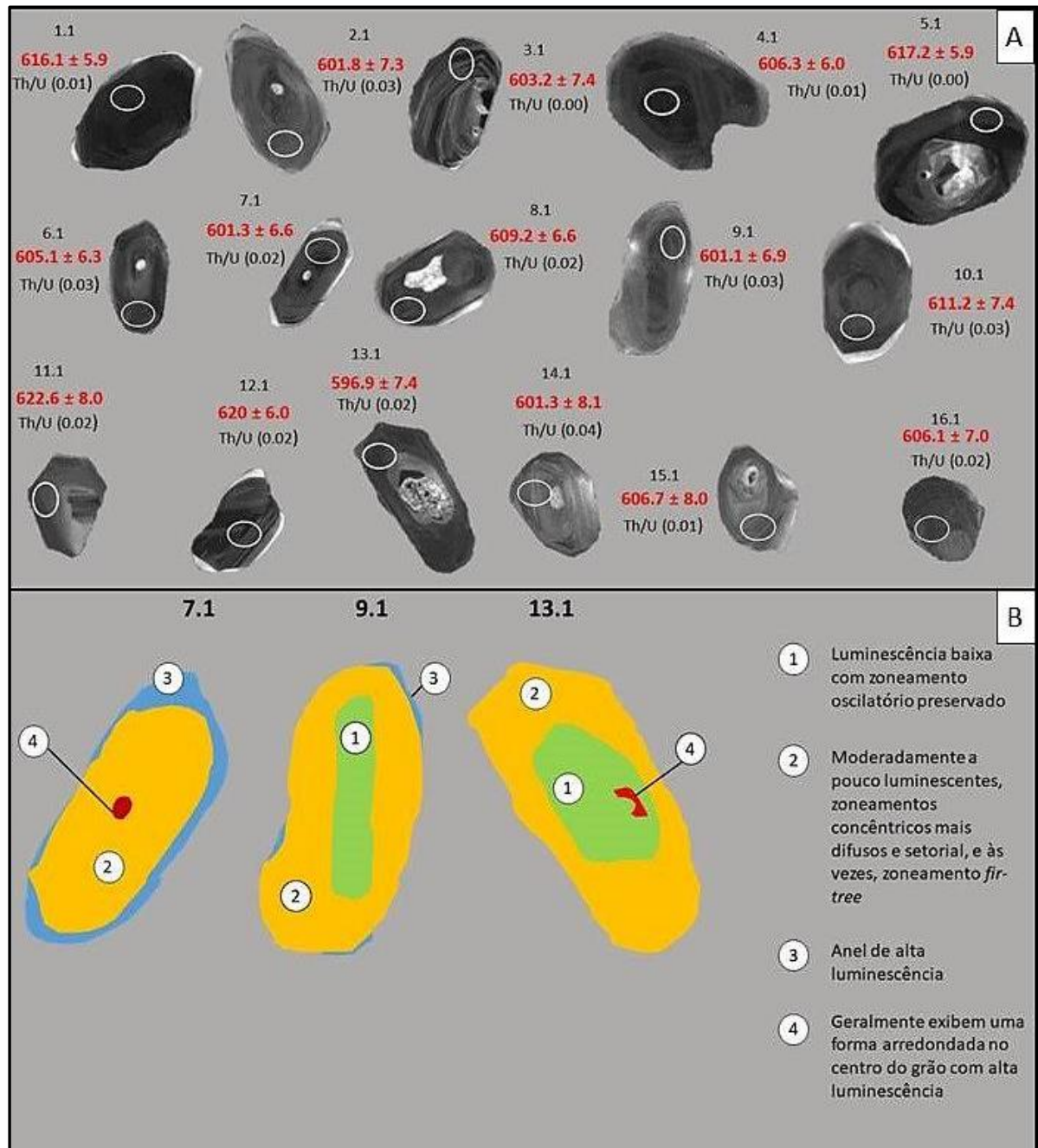


Figura 7: (A) Imagens de catodoluminescência de grãos analisados do olivina-ortopiroxênio-espinélio verde-anfibólio-granofels (amostra PP007B2B); (B) Zircões setorizados por cores a partir de suas estruturas internas.

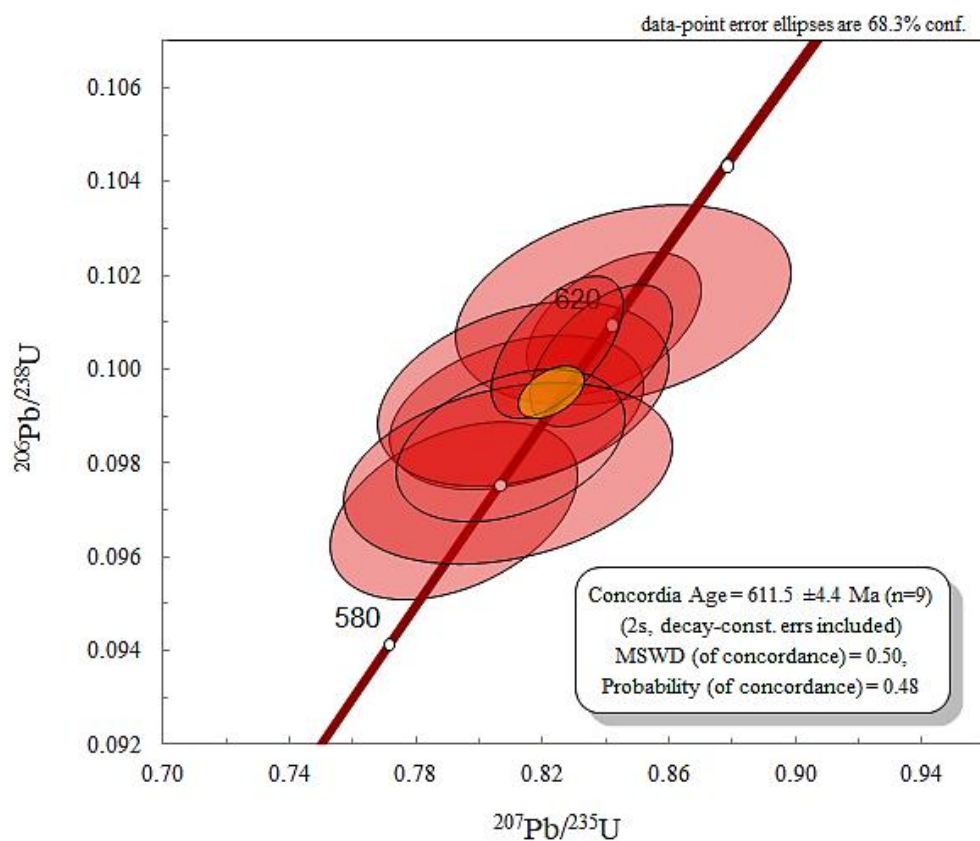


Figura 8: Diagrama de Concordia mostrando a idade obtida para os spots selecionados da amostra PP007B2B por SHRIMP (a idade resultante é expressa com erro de 2σ).

Tabela 4: Dados Isotópicos (U-Pb, SHRIMP) do Olivina-ortopiroxênio-espinélio-verde-anfibólio-granofels

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^+$	Razões Isotópicas							Idade (Ma)						% Discordância
						$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	err corr	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^+$	±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$				
1.1	0.098	307.893	3.332	0.011	26.6	0.838	1.8	0.1003	1	0.557	0.06062	1.5	616.1	±5.9	615.9	±6	626	±32	1.565
2.1	0.620	106.009	3.486	0.034	8.97	0.808	4.3	0.0978	1.3	0.296	0.0599	4.1	601.8	±7.3	602	±7.4	599	±88	-0.482
3.1	0.265	136.417	0.121	0.001	11.5	0.827	3.1	0.0981	1.3	0.413	0.0611	2.8	603.2	±7.4	602.5	±7.6	643	±61	6.638
4.1	0.161	256.027	2.347	0.009	21.7	0.794	3.2	0.0986	1	0.325	0.0584	3	606.3	±6	607.6	±6.2	546	±66	-10.013
5.1	0.071	345.694	0.231	0.001	29.9	0.824	1.7	0.1005	1	0.591	0.0595	1.4	617.2	±5.9	617.9	±6.1	585	±30	-5.167
6.1	0.300	163.544	4.659	0.029	13.900	0.809	3	0.0984	1.1	0.360	0.0596	2.8	605.1	±6.3	605.5	±6.4	589	±61	-2.685
7.1	0.380	168.881	3.161	0.019	14.2	0.794	3.1	0.0978	1.1	0.368	0.0589	2.9	601.3	±6.6	602.2	±6.7	563	±63	-6.414
8.1	0.318	131.735	2.795	0.022	11.3	0.811	3.3	0.0991	1.1	0.346	0.0593	3.1	609.2	±6.6	609.9	±6.7	580	±66	-4.867
9.1	0.462	106.233	2.676	0.026	8.96	0.793	3.9	0.0977	1.2	0.308	0.0589	3.7	601.1	±6.9	601.9	±7	563	±80	-6.370
10.1	0.394	113.000	2.835	0.026	9.7	0.813	3.8	0.0995	1.3	0.331	0.0593	3.6	611.2	±7.4	612	±7.5	579	±79	-5.318
11.1	0.333	66.850	1.543	0.024	5.84	0.845	4.2	0.1014	1.4	0.320	0.0604	4	622.6	±8	622.7	±8.2	619	±87	-0.625
12.1	0.153	235.711	4.275	0.019	20.5	0.842	2.2	0.101	1	0.476	0.0605	1.9	620	±6	620	±6.2	621	±41	0.087
13.1	0.239	105.670	2.078	0.020	8.83	0.791	3.3	0.097	1.3	0.394	0.0591	3	596.9	±7.4	597.5	±7.5	571	±65	-4.382
14.1	0.200	58.608	2.440	0.043	4.93	0.862	4.3	0.0978	1.4	0.328	0.0639	4.1	601.3	±8.1	598.5	±8.3	739	±86	22.975
15.1	0.388	63.294	0.485	0.008	5.39	0.842	4.5	0.0987	1.4	0.306	0.0619	4.3	606.7	±8	605.5	±8.1	670	±92	10.503
16.1	0.459	119.965	2.776	0.024	10.2	0.797	6	0.0986	1.2	0.204	0.0587	5.8	606.1	±7	607.2	±6.9	555	±130	-8.442

DISCUSSÃO

Assinatura Química

Gale *et. al* (2013) propõe o uso do termo NMORB para se referir à composição basáltica mais provável encontrada ao longo do sistema global de cordilheiras distante dos *hotspots*. Ao contrário de algumas discussões na literatura, os NMORBs não são esgotados em elementos terras raras, de acordo com estes autores.

Assinatura Magmática

Os estudos geoquímicos em rochas metamórficas de alto grau precisam de cuidados especiais devido à mobilização dos elementos através de processos como a fusão parcial, desidratação e metassomatismo (Rudnick *et al.*, 1985; Rumble *et al.*, 2005). Assim, quanto à composição do líquido parental das rochas aqui estudadas e das rochas cálcio-silicáticas (cpx-granada-granofels), utilizando critérios químicos como as razões de elementos imóveis, como Zr/Ti e Nb/Y (Winchester e Floyd, 1977; Pearce, 1996), a assinatura basáltica sub-alcálica se apresenta como a composição das rochas precursoras, compatível com a de basaltos andesíticos (Figura 6).

Pinheiro e Suita (2012) apresentaram uma química cálcio-silicática para as rochas do domínio mais externo deste corpo. Baseado em critérios mineralógicos, químicos e texturais, essas rochas foram consideradas como metarrodíngitos em alto grau (Pinheiro e Suita, 2012), o que evidencia um corpo intrusivo, química e texturalmente zonado com forte influência de processo metassomáticos anteriores ao metamorfismo principal. Embora a natureza metassomática da rocha dificulte a identificação de seu líquido precursor algumas inferências são possíveis. O enriquecimento em LREE sugere um protólito basáltico alcalino, assim como o rodíngito de Evia Island, Grécia estudado por Karkalis *et al.*, (2022).

Ainda que constituindo domínios de um mesmo corpo com associações minerais e assinaturas químicas distintas, em termos de elementos maiores, os elementos traços e terras raras valida sua parentalidade e identidade cossomática do olivina granofels e do metarrodíngito. À exceção de alguns elementos díspares como Th, Zr e Hf, perturbado em ambas as rochas, o padrão de distribuição de seus elementos traços ocorrem análogos e sobrepostos (Figura 6), como esperado para rochas cogenéticas e parentais (Rollinson, 1993). Da mesma maneira se comportam os elementos terras raras. No entanto, o maior

fracionamento dos ETR pesados nas rochas cálcio-silicáticas, da porção externa do corpo, justifica-se pela presença de granada, epidoto e clinopiroxênio (Pinheiro e Suita, 2012), minerais com retentores desses elementos (Schnetzer e Philpotts, 1970; McKay *et al.*, 1986).

Assinatura metamórfica/metassomática

Rodingitos são rochas cálcio-silicáticas que se originam durante a serpentinização de rochas ultrabásicas, como resultado da alteração de diques básicos, ou através de processos autometassomáticos conectados com fluidos pós-magmáticos liberados de um magma básico resfriado (Zharikov *et al.*, 2007). Esses processos resultam na perda de álcalis e sílica das rochas máficas, como pode ser observado no olivina granofels, e acompanhadas por notáveis enriquecimentos de Ca, como no gnaiss calcissilicático na porção externa da galeria. Karkalis *et al.*, (2022) sugerem que o comportamento de alguns elementos são considerados relativamente imóveis durante a rodingitização (por exemplo Zr, Nb, Al), podendo explicar o enriquecimento destes elementos no olivina granofels. Nesses casos, os fluidos metassomáticos também mobilizaram outros HFSE (Ti, Th, Nb, Y) e REEs. Tais autores também indicam que elementos traços esgotados durante a rodingitização incluem Ba, Sr, Rb, que exibem padrões perturbados negativamente no objeto deste estudo, e que Zr e Ni apresentam comportamento diverso, caracterizado por depleções em rodingitos típicos e enriquecimentos em rochas que foram afetadas por processos metassomáticos mais extensos.

Uma zona de *blackwall* é definida por uma rocha rica em clorita ou biotita desenvolvida através da reação metassomática entre rochas ultramáficas serpentinizadas e rochas máficas ou rochas quartzo-feldspática. Estas zonas metassomáticas adjacentes a peridotitos são persistentes a altos graus metamórficos. O cálcio movendo-se para fora do peridotito durante a serpentinização alterou o dique para um rodingito, enquanto o Al_2O_3 movendo-se para fora do dique alterou o serpentinito circundante para um *blackwall* rico em clorita (Bucher e Grapes, 2011, Frost e Frost, 2013). Segundo Miller *et al.*, (2009), a distribuição de componentes químicos no *blackwall* pode ser controlada pela combinação de processos diferentes, dentre eles: o contato litológico inicial com abundância de elementos imóveis comparados aos valores iniciais nos dois protólitos contrastantes (por exemplo, Al, Ti, Zr) a difusão de elementos com forte gradiente de concentração através do *blackwall* (por exemplo, Mg, Cr, Ni); lixiviação ou enriquecimento de elementos por fluido hidratado (no caso do olivina granofels, depleção em Si, K); e estabilização de fases e conjuntos de fases que concentram fortemente certos componentes em uma posição intermediária dentro do

blackwall (Ca, Sr, LREE). O olivina granofels, associado ao cpx-granada-granofels, apresenta a maioria das características composicionais relacionadas aos diferentes mecanismos apresentados. Assim sendo, o olivina granofels aparece como uma zona de *blackwall* entre o dique calcissilicático e o hazburgito encaixante.

Esteban *et al.*, (2019), num estudo sobre clorita-xistos nos peridotitos Ronda, na Espanha, sugerem que fundidos de alta temperatura saturados em F e Cl atuam como transportadores de Zr, que aparece anormalmente enriquecido nesta rocha, sob condições de baixo pH. Uma mudança nas condições de pH, devido à entrada de fluidos hidrotermais alcalinos e a concomitante serpentização do peridotito, teriam levado à (i) cristalização e concentração de zircão nas zonas apicais dos diques, condizente com o objeto deste estudo que apresenta modalmente quantidades significativas maiores de zircão em relação a porção calcissilicática, e (ii) à rodingitização antes da extensa cloritização indicada pelo predomínio da assembleia $\text{amp} + \text{opx} + \text{ol} + \text{spl}$, como os clorita-xistos na Espanha.

Embora o Zr seja comumente considerado como um elemento relativamente imóvel, sua mobilidade tem sido reconhecida em uma ampla gama de ambientes geológicos, incluindo ambientes hidrotermais e metamórficos (por exemplo, Rubin *et al.*, 1989, Rubin *et al.*, 1993, Gieré, 1990; Pan e Fleet, 1996, Fraser *et al.*, 1997). Bröcker e Ender, (2001) num trabalho com foco em rochas de fácies eclogito oriundas de Syros e Tinos, na Grécia, observaram ainda evidências petrográficas indicam que o Zr foi mobilizado e redistribuído, causando um enriquecimento anômalo durante o evento de alta pressão. Tais autores indicaram através de análise textural e química que o Zr foi mobilizado nos fluidos eclogíticos e migrou a distâncias variáveis da fonte, envolvido em um processo de redistribuição mediado por fluidos.

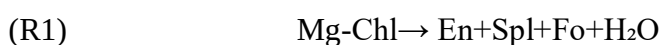
Natureza dos zircões

Os grãos analisados neste estudo apresentam zonamentos oscilatório e setorial, que são recorrentes tanto em zircões ígneos como em metamórficos, sendo que tais zoneamentos aparecem mais difusos quando tem origem metamórfica (Corfu *et al.*, 2003; Rubatto, 2017). Outro fator que chama a atenção é que os zircões estudados apresentam razões Th/U muito baixas, entre 0,00 e 0,04. A baixa razão Th/U é bastante comum em rochas máficas metamorfizadas em alto grau (Percival e Krogh 1983, Rubatto, 2017, Kohn e Kelly, 2018).

A idade de $611,5 \pm 4,4$ Ma, é muito semelhante à idade de $608,3 \pm 3,4$ Ma registrada nos trabalhos de Lesnov *et al.*, (2018, 2019). Tais autores abordaram de maneira geoquímica e isotópica o olivina granofels, objeto deste estudo, sendo os zircões aqui analisados herdados desde trabalho. Os autores consideraram que os grãos de zircões são semelhantes em morfologia e propriedades de catodoluminescência, sugerindo uma única idade de cristalização a partir de tais dados. Assim, as variações morfológicas internas e externas indicam feições co-genéticas, uma vez que as idades obtidas são muito próximas e tratam-se assim de variações sin-cristalização.

Evolução petrogenética

Não há evidências da preservação de uma mineralogia primária nessas rochas, exceto pelos zircões, que aparecem principalmente no Dp. A evidência textural sugere que os ortopiroxênios e olivinas tabulares se desenvolveram durante o metamorfismo de alto grau. As inclusões na olivina indicam uma assembléia precursora hidratada, composta por anfibólio + carbonato + clorita. O domínio Dp pode ser reflexo da reação (R1) que controla a estabilidade termal com o incremento da pressão, marcando a transição para a fácies granulito, no sistema MASH ($\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$), e das reações auxiliares simultâneas (R2), e (R3) (Obata e Thompson, 1981; Jenkins e Chernosky, 1986; Deer *et al.* 1992; Bucher e Grapes 2011, Rebay *et al.*, 2022):



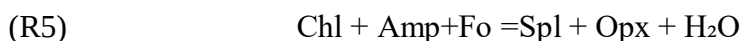
Esta condição segue um sistema progressivo onde espinélio e clorita coexistem com dois Mg-silicatos e fluidos em função da temperatura (Evans e Frost, 1977). Com o incremento da temperatura, tanto o espinélio quanto o piroxênio ficam mais ricos em Mg (eg. O'Neill e Wall, 1987, O'Reilly *et al.* 1997). Inclusões arredondadas de espinélio em olivina também podem ser observadas nas rochas indicando uma sin-cristalização destes minerais. Os produtos da (R1) predominam modalmente na rocha, juntamente com o anfibólio, indicando que essa reação prevaleceu no evento que gerou o Dp, o que sugere uma grande quantidade de clorita na assembleia precursora. Assim sendo, a rocha precursora possivelmente foi um cloritito. Tal assembléia, espinélio + ortopiroxênio + olivina, define limites de pressão entre 8

e 14 kbar (Jenkins e Chernosky, 1986; Green e Ringwood, 1970). No metamorfismo orogênico regional, em pressões mais altas e em sistemas com enriquecimento de alumínio, a clorita começa a se decompor perto de 700°C, e o anfibólio não começa a ser removido dos ultramáficos antes de temperaturas em torno de 850°C. Quando a clorita começa a se decompor, o anfibólio cálcico na rocha ultramáfica torna-se hornblenda em vez de tremolita, como pode ser observado nesta rocha (Bucher e Grapes, 2011, Frost e Frost, 2013).

A hornblenda e o espinélio são as fases minerais que acumulam Ca e Al, respectivamente no Dp. A blastese do ortopiroxênio e da olivina, acontece simultaneamente a do espinélio, através das reações (R1) e (R2), ao passo que o anfibólio é produto do consumo do espinélio através da (R3). Com o aumento do grau metamórfico, o espinélio e anfibólio reagem para a formação de anfibólios e ortopiroxênios ainda mais aluminosos e cálcicos, que compõem o domínio Df, além de olivina. Tal situação é expressa pela reação (R4), que também afeta os harzburgitos estudados por (Almeida, 2012), no UFR:



Sendo este um dique zonado, em uma porção mais próxima ao clinopiroxênio-granada-granofels, tem-se o reflexo da transição para o sistema CMASH (CaO-MgO-Al₂O₃ - SiO₂-H₂O), com assembleias que contêm clinopiroxênio cálcico (amp+cpx+spl+opq) e granada (amp+grt+spl+opq). Simultaneamente, as cloritas e hornblendas remanescentes na rocha reagem com a olivina do Dp e a produzida pela (R4), restando assim no Df os grãos poligonais de ortopiroxênio e anfibólio, com espinélio secundariamente. Obata e Thompson (1981) num estudo sobre anfibólios e cloritas em composições máficas e ultramáficas indicam que estas substituições se dão a partir da reação (R5):



Os teores de forsterita nesta rocha, em torno de 84%, são menos elevados que os de complexos alpinos harzburgíticos e lherzolíticos, estes com teores em torno de 92%, já em complexos metamórficos concêntricos (tipo Alaska) os teores de forsterita variam de 74 a 93% (Jackson e Thayer, 1972). Assim, tais corpos ultramáficos podem estar ligados à acreção de terrenos (Gill, 2014). Para todas as amostras desta fase mineral, a porcentagem de NiO é inferior a porcentagem de MnO, compondo razões de NiO/MnO compatíveis com olivina gerada por metamorfismo progressivo (Evans, 1977). Ainda, os teores de CaO nas olivinas não atingem a casa de 0,02% de peso, e valores menores do que 0,06% são

indicativos de altas profundidades, onde a quantidade de CaO está relacionada ao ambiente de cristalização e a solubilidade do cálcio na forsterita decresce com o aumento da pressão (Simkim e Smith, 1970).

Os contatos entre os grãos de olivina e anfibólio do domínio Dp exibem formas convexas e por vezes rotação e migração de bordas de grãos que sugere um processo de recristalização dinâmica, indicando temperaturas moderadas a altas. O geotermômetro Olivina-Espinélio (Ballhaus, Berry e Green, 1991; Taylor, Kamperman e Hamilton, 1998) indicou temperaturas bem elevadas, que variaram entre 770 e 954 °C. As coronas de anfibólio e ortopiroxênio em olivina no domínio Dp indicam que com o aumento do grau metamórfico tal mineral dá lugar aos dois supracitados. Além disso, a textura granoblástica poligonal apresentada no domínio Df, composto essencialmente por anfibólios, e ortopiroxênios secundariamente, é resultado de recristalização estática, com difusão e segregação em alta temperatura, mas sem atuação da pressão, indicando um pico térmico posterior ao pico bórico, o que sugere uma trajetória horária.

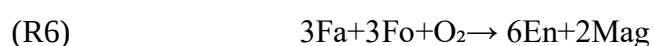
Calibrações geobarométricas clássicas (Hollister *et al.*, 1987, Johnson e Rutherford, 1989) foram utilizadas para determinar as condições de pressão no olivina-granofels, a partir do conteúdo de Al em anfibólio e registraram valores em entre 7,5 e 9 Kbar, os mesmos exibidos por Schmädicke (2000). Tal autor determinou novos diagramas de fase em um estudo sobre peridotitos do tipo alpino e piroxenitos, e usando uma rocha de composição próxima ao olivina granofels, (CaO = 2,2, MgO+FeO = 39,9, Al₂O₃ = 3,0, SiO₂ = 38,8.) obteve a paragênese amp+ol+spl+opx entre 7 e 9 kbar, e 780 e 840°C. Com a progressão do evento de descompressão isotérmica a olivina vai sendo substituída por ortopiroxênio e anfibólio, assim como o espinélio, dando origem a textura poligonal fina do domínio Df. As assembleias minerais no olivina granofels não indicam pressões tão elevadas como as registradas na literatura, mas a porção rondigitica do dique apresenta paragêneses com clinopiroxênio e granada, e também lamelas simplectíticas de plagioclásio + anfibólio + clinopiroxênio + magnetita (Pinheiro e Suita, 2012), indicando altas pressões. Além disso, os teores de CaO nas olivinas são indicativos de altas profundidades.

As exsolução de magnetita em piroxênio indicam um processo associado a queda de temperatura, que pode ser calculada através do geotermômetro Magnetita-Ilmenita (Andersen and Lindsley, 1985), registrando temperaturas em torno de 580°C. Simplectitas lamelares, como comumente observa-se nessa rocha, são comumente formadas durante o processo

retrometamórfico, especialmente em eclogitos, granulitos e anfibolitos de alto grau (Passchier e Trouw, 2005, Obata e Ozawa, 2011). As lamelas simplectíticas na rocha aparecem de maneiras diversas, e se desenvolveram em uma tectônica de exumação rápida (Westin *et al.*, 2021). No que diz respeito ao objeto de estudo, os glóbulos e lamelas de opacos se encontram na maioria das vezes inclusas em ortopiroxênios que estão próximos a olivinas ou não. Lamelas simplectíticas de espinélio incluso em grãos de ortopiroxênio também são comuns, assim como de anfibólio que aparecem no contato entre os domínios Dp e Df, onde as simplectitas se transformam numa corona fibrosa em volta do grão. É também possível observar lamelas simplectíticas de espinélio inclusos em ortopiroxênio, no domínio Dp.

As temperaturas e pressões de pico obtidas a partir de geotermômetros e geobarômetros são compatíveis com as registradas na Klippe Carvalhos, com condições de temperatura que variam de 850-900°C e pressões que alcançam 16 kbar, há cerca de 618 Ma (Cioffi, 2009). O domínio Dr apresenta cristais decussados de anfibólio, espinélio e magnetita, onde tal textura é típica de cristais pós-tectônicos que não apresentam orientação preferencial. Assim sendo, o Dr pode estar associado a exumação da Klippe supracitada e/ou ao resfriamento tardio, a cerca de 350°C, contemporâneo ao magmatismo pós-orogênico tipo A entre 590 e 570 Ma (Janasi *et al.*, 2009; Campos Neto *et al.*, 2010; Reno *et al.*, 2010, 2011; Carvalho *et al.*, 2014; Tedeschi *et al.*, 2017; Cioffi *et al.*, 2019, Westin *et al.*, 2021).

Após o resfriamento, a magnetita contendo Ti será tipicamente oxidada com a formação de lamelas de ilmenita dentro da magnetita; inversamente, a ilmenita rica em Fe₂O₃ será reduzida, produzindo lamelas de magnetita Ti dentro da ilmenita. Goode (1974) em seu estudo sobre a oxidação natural das olivinas descreveu as simplectitas de magnetita e ortopiroxênio, como sendo um produto desta oxidação. Em olivinas mais forsteríticas, como as do objeto de estudo, o autor afirma que têm-se inclusões de espinélio na olivina cercadas por coronas fibrosas ou granulares de ortopiroxênio, e comumente encontram-se pequenas quantidades vermiculares a granulares de espinélio com o ortopiroxênio. O autor também destaca que em olivinas com composições um pouco mais rica em fayalita (Fo₆₃₋₇₅) a olivina aparece parcialmente ou completamente alterada por agregados de ortopiroxênios granulares e magnetita vermicular. Ambas as situações podem ser observadas no Olivina-Espinélio verde-Piroxênio-Anfibólio-Granofels. Ainda, segundo o autor, tais simplectitas seriam originadas a partir da reação (R6):



Ainda, a expulsão da alumina da estrutura do ortopiroxênio resultando na formação de espinélio, por queda de temperatura, também é evidenciada através das lamelas simplectíticas de espinélio, ortopiroxênio e olivina, expressa pela reação (R7) (MacGregor 1974):



Cristais pós-tectônicos não têm orientação preferencial. No caso de minerais de hábito tabular, lamelar ou prismático, como os cristais do domínio Dr, a textura decussada é mais comum em metamorfitos de contato, para minerais pós-tectônicos resultantes do crescimento na ausência de um esforço dirigido, ou num evento tardio a paritr da hidratação do piroxênio, onde $\text{Opx} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Hbl}$, sendo a magnesiohornblenda modalmente o mineral mais presente no Dr, indicando assim uma possível predominância também desta reação nesta rocha na retrogressão (Passchier e Trouw, 2005). A Figura 9 ilustra de maneira sucinta a evolução petrogenética do Olivina-granofels.

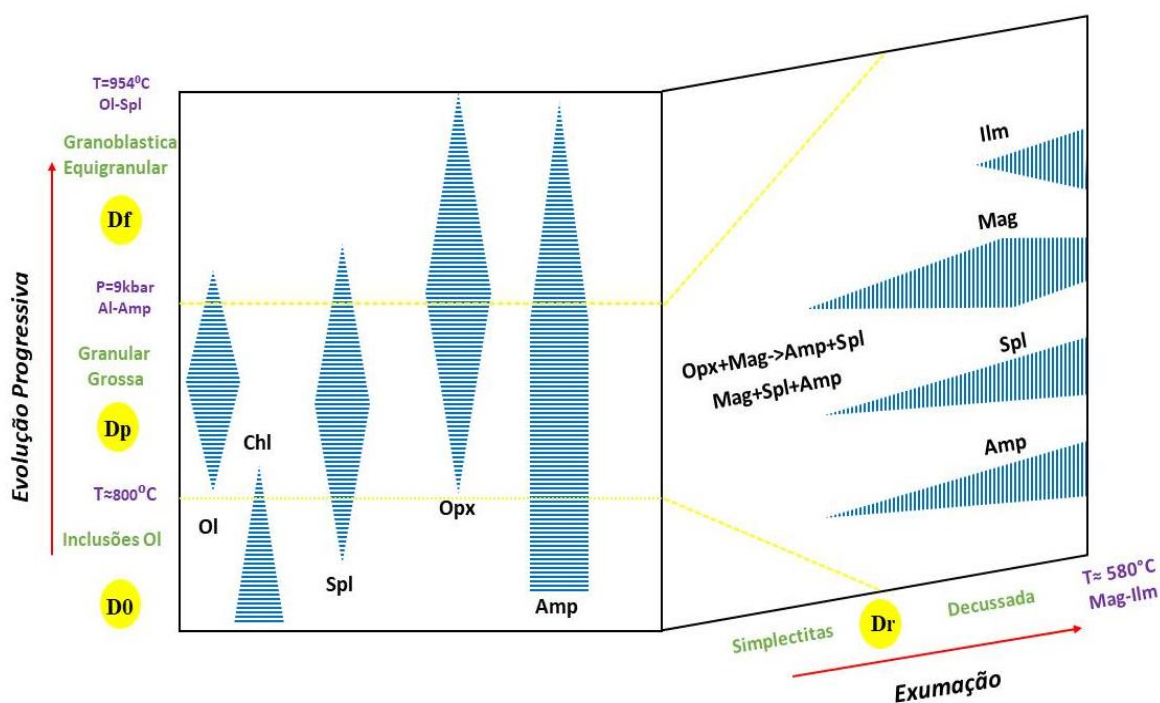


Figura 9: Evolução quimio-textural do olivina-ortopiroxênio-espinélio verde-anfibólio-granofels (amostra PP007B2B).

Os dados litoquímicos sugerem processos metassomáticos tanto no olivina granofels quanto na rocha calcio-silicática cogenética, ambas subsaturadas em sílica, e enriquecidas em alumínio, e no caso da porção calcio-silicática, também em cálcio. A assinatura basáltica sub-alcalina também é condizente a encontrada no magmatismo sin-exumação em Dabie-Sulu,

segundo Song *et al.*, (2015) e Zheng *et al.*, (2018). Tais autores também encontraram nestes diques máficos ultrabásicos razões Nb/La menores que 1 e anomalia negativa em K, assim como os do dique máfico, que originou o olivina granofels e as rochas calcio-silicáticas. Ainda, dados litoquímicos de um estudo sobre a interação manto-crosta no orógeno colisional Qinling na China (Zheng *et al.*, 2020), apresentam enriquecimento em ETRL e LILE, e padrões próximos aos normalizados para os ETRP, assim como as rochas máficas em Dabie-Sulu, o olivina granofels e o rondingito na porção externa da galeria. Segundo estes autores a fonte mantélica foi submetida a fusão por descompressão produzindo fusões máficas simultaneamente a exumação da crosta continental profundamente subductada (*p. ex.* magmatismo máfico alcalino em Dabie-Sulu in Song *et al.*, 2015).

Segundo Zheng *et al.*, (2015), durante a subducção e exumação continental, o peridotito do manto continental sofre metassomatismo e alteração, além de ser arrastado através de fragmentos para o canal de subducção. Algumas destas rochas manto-derivadas podem ser exumadas juntamente com rochas metamórficas UHP/HP para formar peridotitos orogênicos alpinos, que podem ser compostos tanto por peridotitos serpentinizados quanto cloritizados devido à alteração do fluido, proveniente da desidratação da crosta continental subductada, e metassomatitos do manto pobres em olivina, como o hornblendito e o piroxenito, devido ao metassomatismo fundido derivado da anatexia das rochas crustais subductadas; (Zheng *et al.*, 2018). Tal descrição condiz com a do corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta, composto por rochas metapiroxeníticas (websteríticas), com serpentinitos e meta-harzburgitos subordinados (Almeida, 1998; Pinheiro, 2008).

Este trabalho permitiu considerar que o olivina granofels aparece como uma zona de *blackwall* entre o clinopiroxênio-granada-granofels e o harzburgito refratário. A extensa cloritização indicada pelo predomínio da assembleia $\text{amp} + \text{opx} + \text{ol} + \text{spl}$, marca a formação da zona de reação metassomática no contato entre as duas litologias supracitadas, em condições metamórficas de alto grau, com temperaturas ultra-altas. A partir de dados geoquímicos foi possível assinalar que o objeto de estudo é cogenético ao dique máfico de composição calcissilicática, e teve sua cristalização a cerca de 611 Ma, concomitantemente e/ou pouco posterior ao pico metamórfico a que foi submetido o corpo metaultramáfico da Fazenda da Roseta e a Klippe Carvalhos. Assim sendo, tais rochas são produtos do magmatismo máfico sin-exumação durante a colisão continental entre os paleocontinentes Parapanema e São Francisco. Sua assinatura química assinala que o olivina-granofels é derivado de um

magmatismo basáltico sub-alcálico, além de indicar condições de intenso metassomatismo nestas rochas e um alto grau metamórfico. O objeto deste estudo atingiu condições de pico na fácies granulito, e estabilizou-se sob condições da fácies xisto verde superior, onde texturas petrográficas indicam um pico bórico anterior ao pico térmico.

Implicações para o extremo sul do Orógeno Brasília

O geotermômetro Magnetita-Ilmenita (Andersen and Lindsley, 1985), registrou temperaturas em torno de 580°C, análogas às temperaturas registradas pelas texturas symplectíticas e coronas em rochas da Nappe Três Pontas–Varginha (Pouso Alto) e klippen equivalentes, que desenvolveram-se em condições de temperatura 550-700 °C e pressão 6-11 kbar em torno de 600 Ma (Coelho *et al.*, 2017; Tedeschi *et al.*, 2017). Tais autores determinaram trajetórias pressão-temperatura-tempo (P-T-t) a partir de abordagem petrocronológica combinando análises de elementos traços em silicatos e composição de inclusões em zircão que apontam para uma trajetória retrometamórfica aproximadamente isothermal compatível com tectônica de colisão continente-continente.

A exumação da Nappe Três Pontas-Varginha e *klippen*, por decompressão isotérmica, aliviou cerca de 20 km de carga litosférica e foi acompanhada por um resfriamento quase-isobórico entre 620-580 Ma (Reno *et al.*, 2009, 2011), período da cristalização do corpo máfico aqui estudado, sendo este um magmatismo sin-exumação (Zheng *et al.*, 2018). Segundo Pinheiro *et al.* (2019b) o corpo ultramáfico da Fazenda da Roseta é um corpo alpino (Magalhães, 1985; Heilbron *et al.* 2003) resultado de processos de geração e exumação de corpos refratários residuais, fusão parcial e geração de líquidos férteis (*melts*) associados a refertilização e hibridização de corpos (piroxenitos). Tal proposição é coerente com a definição dos autores Zheng *et al.*, (2015), onde o ultramafito em questão exibe características petrológicas associadas a corpos em subducção continental pelos autores supracitados.

Cioffi (2009), através de cálculos termobarométricos em rochas metabásicas na Klippe Carvalhos, determinou condições de pico metamórfico em 850°C e 15 ± 2 Kbar, por volta de 618 Ma. A idade de cristalização do dique máfico de 611 Ma é pouco posterior ao pico e indica um magmatismo sin-exumação. Vinagre *et al.*, (2020) num estudo sobre a Zona de Cisalhamento São Bento do Sapucaí, a partir de um gabronorito afetado pela zona de cisalhamento indicam uma idade de cristalização de ca. 610 Ma, limitando assim a idade máxima desta estrutura e indicando a reativação tardia de falhas, assim como um magmatismo

cálcio-alcálico em 607 Ma foi registrado por Duffles *et al.*, (2013), idades estas equivalentes ao magmatismo máfico que originou o olivina-granofel e o clinopiroxênio-granada-granofels.

Campos Neto *et al.* (2010) observaram zonas de cisalhamento de dilatação preenchidas pelo fundido na Klippe Carvalhos, onde o fundido funcionou como um lubrificante dentro das zonas de cisalhamento, facilitando a exumação-extrusão dos granulitos. Tais autores também sugerem que a associação de veios leucossômicos com estruturas relacionadas ao cavalgamento e ao estiramento indicam que ambos provavelmente ocorreram simultaneamente com condições de alta temperatura, que condiz também com as condições registradas pelo olivina-granofels. Pinheiro *et al.*, (2021) num estudo sobre o Domínio Campos Gerais também apontaram para uma ativação de falhas e a justaposição de blocos crustais há cerca de 590 Ma, que foi desencadeada pelo evento final de magmatismo no Orógeno Brasília Meridional.

Campos Neto *et al.* (2010) também sugerem que as condições de alto grau metamórfico da Klippe Carvalhos foram alcançadas pela subducção das rochas da crosta superior, próximas ou nas profundidades do manto, análogas às rochas do Maciço da Boêmia (O'Brien e Rötzler, 2003, Schulmann *et al.*, 2008). Além disso, as fusões crustais geradas durante a exumação da crosta continental subductada profunda podem metassomatizar o manto litosférico sobrejacente, produzindo magmas máficos (Zhao *et al.*, 2012). (p.ex. magmatismo máfico alcalino em Dabie-Sulu in Zheng *et al.*, 2018). Assim sendo, o olivina granofels, resultante da interação metassomática do dique máfico com as metabasálticas encaixantes, assim como a porção externa cálcio-silicática, são inferidos como parte do magmatismo máfico relacionado ao evento colisional e desenvolvimento do Orógeno Brasília Meridional em um ambiente continental.

CONCLUSÃO

A partir dos dados apresentados pode-se concluir:

- As assinaturas químicas dos elementos traços e terras raras valida a parentalidade e identidade cossomática do olivina granofels e da porção cálcio-silicática do dique máfico;

- O olivina granofels apresenta características químicas que indicam que a rocha foi sujeita a processos metassomáticos, sendo classificada como uma zona de *blackwall*, onde constatou-se uma assembleia precursora composta predominantemente por clorita;
- A idade de 611 Ma refere-se a cristalização do dique, remetendo a um magmatismo sin-metamórfico de alto grau;
- A datação U-Pb através de zircão indica que o dique máfico originou-se um pouco mais tarde do que o metamorfismo de alta pressão no orógeno colisional, representando assim o produto do magmatismo de sin-exumação durante a colisão continental;
- O pico metamórfico de fácies granulito estabelecido em pressões de 9 kbar e temperaturas equivalentes a 954°C está indicado pelas assembleias amp+opx+ol+spl e amp+opx, respectivamente;
- Texturas minerais também indicam um pico térmico posterior ao bário, assim como uma rápida exumação. A estabilização ocorreu em fácies xisto verde superior, em 580°C;
- As temperaturas encontradas são relacionadas ao início da exumação, próximo ao pico metamórfico (geotermômetro ol-spl-opx), e a descompressão do orógeno (geotermômetro mag-il);
- A assinatura basáltica sub-alcálica, associada ao padrão de elementos LILE, ETRL e ETRP sugere um magmatismo basáltico sub-alcálico, onde fusões crustais geradas durante a exumação da crosta continental subductada profunda podem metassomatizar o manto litosférico subjacente, produzindo magmas máficos;
- A origem do olivina-granofels está associada ao primeiro registro de magmatismo máfico relacionado ao evento colisional e desenvolvimento do Orógeno Brasília Meridional em um ambiente continental.

Agradecimentos: Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001, à pesquisadora Joana Magalhães da CPRM/SUREG-BH pelas contribuições e apoio no trabalho de campo, à infraestrutura do Laboratório de Petrografia da SUREG-BH; ao grupo de estudos

Petrochronics e às pesquisadoras Raianny Carolini Ramos Ferreira (SUREG-BH), Maria José Campos de Oliveira e Fernanda Moura Costa pelo apoio e discussões técnicas.

4. CONCLUSÕES

As conclusões desse trabalho podem ser sumarizadas nos seguintes tópicos:

- As assinaturas químicas dos elementos traços e terras raras valida a parentalidade e identidade cossomática do olivina granofels e da porção cálcio-silicática do dique máfico; O olivina granofels apresenta características químicas que indicam que a rocha foi sujeita a processos metassomáticos, sendo classificada como uma zona de *blackwall*, onde constatou-se uma assembleia precursora composta predominantemente por clorita;
- O pico metamórfico de fácies granulito estabelecido em pressões de 9 kbar e temperaturas ultra-altas equivalentes a 954°C está indicado pelas assembleias amp+opx+ol+spl e amp+opx, respectivamente. As temperaturas encontradas são relacionadas ao início da exumação, próximo ao pico metamórfico (geotermômetro ol-spl-opx), e a descompressão do orógeno (geotermômetro mag-il); Texturas minerais também indicam um pico térmico posterior ao bário, assim como uma rápida exumação. A estabilização ocorreu em fácies xisto verde superior, em 580°C. Tal pico ocorreu concomitantemente e/ou pouco posterior ao pico metamórfico a que foi submetido o corpo metaultramáfico da Fazenda da Roseta e a Klippe Carvalhos.
- A assinatura basáltica sub-alcalina, associada ao padrão de elementos LILE, ETRL e ETRP sugere um magmatismo basáltico sub-alcalino, onde fusões crustais geradas durante a exumação da crosta continental subductada profunda podem metassomatizar o manto litosférico subjacente, produzindo magmas máficos
- A idade de 611 Ma refere-se a cristalização do dique, remetendo a um magmatismo sin-metamórfico de alto grau durante a colisão continental entre os paleocontinentes Parapanema e São Francisco. A datação U-Pb através de SHRIMP II em zircão indica que o dique máfico originou-se um pouco mais tarde do que o metamorfismo de alta pressão no orógeno colisional, representando assim o produto do magmatismo sin-exumação durante a colisão continental.
- A origem do olivina-granofels está associada ao primeiro registro de magmatismo máfico relacionado ao evento colisional e desenvolvimento do Orógeno Brasília Meridional em um ambiente continental.

REFERÊNCIAS

- Alkmim, F. F., Marshak, S., & Fonseca, M. A. (2001). Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the Sao Francisco craton region, Brazil. *Geology*, 29(4), 319-322.
- Almeida, S. (1998). Petrologia de rochas ultramáficas associadas ao Grupo Andrelândia e seu embasamento, na região de Liberdade, Arantina, Andrelândia, São Vicente de Minas e Carrancas, MG (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Almeida, S. (2012). Condições físicas de formação de associações metamórficas do cinturão ultramáfico Carrancas-Liberdade, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(1), 162-186.
- Andersen, D. J. Lindsley, D. H. (1985). New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. In *Abstracts of American Geophysical Union 1985 Spring Meeting*. American Geophysical Union.
- Anderson, J. L. Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and $f O_2$ on the Al-in-hornblende barometer. *American mineralogist*, 80(5-6), 549-559.
- Ballhaus, C., Berry, R. F., & Green, D. H. (1991). High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(1), 27-40.
- Bröcker, M., & Enders, M. (2001). Unusual bulk-rock compositions in eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece): implications for U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 175(3-4), 581-603.
- Brito Neves, B. B. D., Campos Neto, M. D. C., & Fuck, R. A. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 155-166.
- Campos Neto M.C. & Caby R. (2000). Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: petrologic and structural constraints. *Tectonics*, 19:669-687.
- Campos Neto M.C. (2000). Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano- Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (ed.). 2000. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 335-365.
- Campos Neto M.C., Basei M.A.S., Vlach S.R.F., Caby R., Szabó G.A.J., Vasconcelos P. (2004). Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Geologia USP, Sér. cient*, 4:13-40.
- Campos Neto M.C., Janasi V.A., Basei M.A.S., Siga Jr. O. (2007). O Sistema de nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4):47-60.
- Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr., O., Basei, M.A.S., (2010). Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: the

Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe system, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research* 180, 125–142.

Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr., O., Basei, M.A.S., (2010). Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: the Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe system, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research* 180, 125–142.

Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Assis Janasi, V.d., Moraes, R. (2011). Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 393–406.

Campos Neto, M. D. C., Cioffi, C. R., Teixeira, A. W., Rocha, B. C. D., Frugis, G. L., Tedeschi, M., Pinheiro, M. A. P. (2020). O orógeno Brasília Meridional. *Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*, 146-180.

Carvalho, B. B., de Assis Janasi, V., & Henrique-Pinto, R. (2014). Geochemical and Sr–Nd–Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil. *Lithos*, 205, 39-59.

Cioffi C.R. (2009). *Geologia dos granulitos de alta pressão da klippe Carvalhos, extensão sul da Faixa Brasília*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 104 p.

Cioffi, C. R. ; Campos Neto, M. C. ; Rocha, B. C. ; Moraes, R. ; Henrique-Pinto, R. (2012). Geochemical signatures of metasedimentary rocks of high-pressure granulite facies and their relation with partial melting: Carvalhos Klippe, Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* , v. 40, p. 63-76.

Cioffi, C. R.; Campos Neto, M. C., Möller, A., Rocha, B. C. (2016). Tectonic significance of the Meso- to Neoproterozoic complexes in the basement of the southern Brasília Orogen. *Precambrian Research* 287, 91–107.

Cioffi, C. R., Neto, M. D. C. C., Möller, A., & Rocha, B. C. (2019). Titanite petrochronology of the southern Brasília Orogen basement: Effects of retrograde net-transfer reactions on titanite trace element compositions. *Lithos*, 344, 393-408.

Coelho, M.B., Trouw, R.A.J., Ganade, C.E., Vinagre, R., Mendes, J.C., Sato, K. (2017). Constraining timing and P-T conditions of continental collision and late overprinting in the Southern Brasília Orogen (SE-Brazil): U-Pb zircon ages and geothermobarometry of the Andrelândia Nappe System. *Precambrian Research* 292, 194–215.

Compton, J. S., White, R. A., & Smith, M. (2003). Rare earth element behavior in soils and salt pan sediments of a semi-arid granitic terrain in the Western Cape, South Africa. *Chemical Geology*, 201(3-4), 239-255.

Cordani, U. G., Brito-Neves, B. B., D'Agrella-Filho, M. S. (2003). From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, 6(2), 275-283.

Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., & Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.

Costa, F. M.; Andrade Penna, J. L.; Dias Martins, L. C.; Tedeschi, M.; Novo, T. A.; Araújo, C. S.; Nicolau Do Carmo Vieira, P. L.; Lana, C.; Pedrosa-Soares, A. C. (2022). Zircon petrochronology reveals the moderately juvenile signature of a diatexite from the boundary zone between the Brasília and Ribeira orogens (SE Brazil): Relict of a Tonian arc?. *Journal Of South American Earth Sciences* , v. x, p. 103767.

Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., (1992). *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, 2nd ed. Longman, London, 696 pp.

Del Lama, E. A., Zanardo, A., Oliveira, M. A. F., & Morales, N. (2000). Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, southeastern Brazil. *Geological Journal*, 35(3-4), 231-249.

Duffles, P. A. T., Trouw, R. A. J., Mendes, J. C., & Gerdes, A. (2013). Marins Granite (MG/SP): petrography, geochemistry, geochronology, and geotectonic setting. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3), 487-500.

Ernst, R. E., Jowitt, S. M. (2013). Large igneous provinces (LIPs) and metallogeny. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 17, 17-51.

Esteban, J. J., Cuevas, J., & Tubía, J. M. (2019). Geochemistry and origin of zircon in chlorite schists of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *Lithosphere*, 11(6), 855-867.

Evans B.W. (1977). Metamorphism of Alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.*, 5:397-447.

Evans, B. W., Frost, B. R. (1977). Chrome-spinel in progressive metamorphism—a preliminary analysis. In *Chromium: its Physicochemical Behavior and Petrologic Significance* (pp. 959-972). Pergamon.

Fabriès, J. (1979). Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(4), 329-336.

Fowler, A., Prokoph, A., Stern, R., & Dupuis, C. (2002). Organization of oscillatory zoning in zircon: analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(2), 311-328.

Fraser, G., Ellis, D., & Eggins, S. (1997). Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology*, 25(7), 607-610.

Frost, B. R. (1975). Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. *Journal of Petrology*, 16(2), 272-313.

Frost, B. R. , Frost, C. D. (2013). *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press

Fuck, R. A., Pimentel, M. M., Alvarenga, C. J., & Dantas, E. L. (2017). The northern Brasília belt. In *São Francisco Craton, Eastern Brazil* (pp. 205-220). Springer, Cham.

- Gale, A., Dalton, C. A., Langmuir, C. H., Su, Y., & Schilling, J. G. (2013). The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3), 489-518.
- Gill, R. (2014). *Rochas e processos ígneos: um guia prático*. Bookman Editora.
- Giere, R. (1990). Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy). *Terra nova*, 2(1), 60-67.
- Goode, A. D. T. (1974). Oxidation of natural olivines. *Nature*, 248(5448), 500-501.
- Green, D. H., & Ringwood, A. E. (1970). Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 3, 359-371.
- Hanchar, J. M., & Miller, C. F. (1993). Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical geology*, 110(1-3), 1-13.
- Heilbron, M., Machado, N. (2003). Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125(1-2), 87-112.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.C., (2004). A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 203 e 234.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Siga Jr., O., Trouw, R.A.J., (2008). Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., de Wit, M. (Eds.), *West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, Journal Geological Society London, Special Publication, vol. 294, pp. 211 e 232.
- Heilbron, M. ; Euzébio, R. ; Peixoto, C. A. ; Tupinambá, M. ; Guia, C. ; Peternel, R. ; Silva, L. G. E. ; Ragatki, C. D. (2013). O Complexo Juiz de Fora na Folha Santo Antônio de Pádua 1:100.000: Geologia e Geoquímica. *Geociências (UNESP. Impresso)* , v. 32, p. 1-22
- Heilbron, M., Oliveira, C., Lobato, M., Valeriano, C. D. M., Dussin, I., Dantas, E., ... & Socoloff, E. (2019). The Barreiro suite in the central Ribeira Belt (SE-Brazil): a late Tonian tholeiitic intraplate magmatic event in the distal passive margin of the São Francisco Paleocontinent. *Brazilian Journal of Geology*, 49.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., & Sisson, V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4), 231-239.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., & Roberts, D. (2012). Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4), 357-416.
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.

Jackson, E. D., Thayer, T. P. (1972): Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. Congrès géol. intern. 24e session. Montreal

Janasi, V. A., Vlach, S. R. F., Campos Neto, M. C., Ulbrich, H. H. (2009). Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, southeastern Brazil: Petrological and tectonic significance. *The Canadian Mineralogist*, 47(6), 1505-1526.

Jenkins, D. M., & Chernosky, J. V. (1986). Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorite. *American Mineralogist*, 71(7-8), 924-936.

Johnson, M. C., & Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17(9), 837-841.

Karkalis, C., Magganas, A., Koutsovitis, P., Pomonis, P., Ntaflos, T., & Ao, S. (2022). Multiple Rodingitization Stages in Alkaline, Tholeiitic, and Calc-Alkaline Basaltic Dikes Intruding Exhumed Serpentinized Tethyan Mantle from Evia Island, Greece. *Lithosphere*, 2022(1).

Kohn, M. J., & Kelly, N. M. (2018). Petrology and geochronology of metamorphic zircon. *Microstructural geochronology: planetary records down to atom scale*, 35-61.

Lesnov, F. P., Pinheiro, M. A. P., & Sergeev, S. A. (2018). First Data on the Isotopic Age of Zircons from Rocks of the Roseta Ultramafic Massif, Southern Margin of the São Francisco Craton (Brazil). In *Doklady Earth Sciences* (Vol. 483, No. 2, pp. 1510-1514). Pleiades Publishing.

Lesnov, F. P., Pinheiro, M. A. P., Sergeev, S. A., & Medvedev, N. S. (2019). Geochemistry and Isotopic Age of Zircons from Rocks of Ultramafic Massifs in the Southern Folded Framing of the São Francisco Craton (Southeastern Brazil). *Russian Geology and Geophysics*, 60(5), 473-491.

Ludwig, K. (2008). Isoplot version 4.15: a geochronological toolkit for microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4, 247-270.

Macgregor, I. D. (1974). The System MgO-Ai₂O₃-SiO₂: Solubility of Ai₂O₃ in Enstatite for Spinel and Garnet Peridotite Compositions. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 59(1-2), 110-119.

Magalhães A.C. (1985). Geologia dos corpos ultramáficos da região entre São João del Rey e Liberdade, com ênfase especial na área de Carrancas. MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 177 p.

Maier, W. D., Howard, H. M., Smithies, R. H., Yang, S. H., Barnes, S. J., O'Brien, H., Gardoll, S. (2015). Magmatic ore deposits in mafic-ultramafic intrusions of the Giles Event, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 71, 405-436.

McKay, G. Wagstaff, J. and Yang, S. -R. (1986) Clinopyroxene REE distribution coefficients for shergottites: The REE content of the Shergotty melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 927-937.

Miller, D. P., Marschall, H. R., & Schumacher, J. C. (2009). Metasomatic formation and petrology of blueschist-facies hybrid rocks from Syros (Greece): Implications for reactions at the slab–mantle interface. *Lithos*, 107(1-2), 53-67.

Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattitch, B. C., Cooper, F. J., & Brooker, R. A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(10), 1-27.

Obata, M., Thompson, A. B. (1981). Amphibole and chlorite in mafic and ultramafic rocks in the lower crust and upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77(1), 74–81.

Obata, M., & Ozawa, K. (2011). Topotaxial relationships between spinel and pyroxene in kelyphite after garnet in mantle-derived peridotites and their implications to reaction mechanism and kinetics. *Mineralogy and Petrology*, 101(3), 217-224.

O'Brien, P. J., & Rötzler, J. (2003). High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(1), 3-20.

O'Neill, H. S. C., & Wall, V. J. (1987). The Olivine—Orthopyroxene—Spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's Upper Mantle. *Journal of Petrology*, 28(6), 1169-1191.

O'Reilly, S. Y., Chen, D., Griffin, W. L., & Ryan, C. G. (1997). Minor elements in olivine from spinel lherzolite xenoliths: implications for thermobarometry. *Mineralogical Magazine*, 61(405), 257-269.

Pan, Y., & Fleet, M. E. (1996). Rare earth element mobility during prograde granulite facies metamorphism: significance of fluorine. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3), 251-262.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. (2005). *Microtectonics*. 2nd, revised and Enlarged Edition. Springer—Verlag

Percival, J. A., & Krogh, T. E. (1983). U–Pb zircon geochronology of the Kapuskasing structural zone and vicinity in the Chapleau–Foley area, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(5), 830-843.

Paciullo F.V.P. (1992). Orto-anfibolitos no ciclo deposicional Andrelândia: composição química e ambiente tectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo (SP), Resumos, 2:28-29.

Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., Andreis, R.R., Trouw, R.A.J., (2000). The Andrelândia Basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 200 e 202.

Paciullo F.V.P., Trouw R.A.J., Ribeiro A., Simões L.A., Lopes M. (2003). Mapa Geológico - Folha Andrelândia 1: 100.000. In: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Trouw R.A.J., Heilbron M. (org.). *Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final*. Belo Horizonte (MG): Companhia Mineradora de Minas Gerais – COMIG.

- Pearce J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites*, p. 525-548, John Willey and Sons, Chichester, U.K.
- Pearce, J. A., & Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19(2), 290-300.
- Pearce, J.A., (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, pp. 79–113.
- Pearce, J.A., (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification, The search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100 (1), 14–48.
- Peternel, R., (2005). A zona de superposição entre as Faixas Brasília e Ribeira na região entre Caxambu e Pedralva, sul de Minas Gerais. PhD Thesis. Instituto de Geociências – UFRJ, p. 257.
- Pinheiro M.A.P. (2008). Geologia e petrologia de rochas ultramáficas neoproterozóicas da Folha Andrelândia, borda sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 170 p.
- Pinheiro, M. A. P., Suita, M. T. F. (2008). Metamorfismo de fundo oceânico e alto grau em meta-peridotitos ofiolíticos neoproterozóicos, Faixa Brasília Sul, Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geology*, 38(4), 686-699.
- Pinheiro, M. A. P., & Suita, M. T. F. (2012). Aspectos petrográficos e petrológicos de um gnaiss calciossilicático (meta-rodingito) em alto grau na base da Klippe Carvalhos, Faixa Brasília, borda Sul do Cráton São Francisco, em Minas Gerais. Arquivo digital disponível online no site www.sbgeo.org.br
- Pinheiro, M. A. P. (2013). Geologia e petrogênese de corpos máficos-ultramáficos da faixa Brasília Sul, borda sul do Cráton São Francisco-MG. Tese de doutorado. Universidade Federal de Ouro Preto
- Pinheiro, M. A. P., Suita, M. T. F., Lesnov, F. P., Tedeschi, M., Silva, L. C., Medvedev, N. S., V.N. Korolyuk, C.P. Pinto & Sergeev, S. A. (2019a). Timing and petrogenesis of metamafic-ultramafic rocks in the Southern Brasília orogen: Insights for a Rhyacian multi-system suprasubduction zone in the São Francisco paleocontinent (SE-Brazil). *Precambrian Research*, 321, 328-348.
- Pinheiro, M. A. P., Suita, M. T. F., Lesnov, F. P., Magalhães, J. R., Korolyuk, V. (2019b). Metaultramafito Fazenda da Roseta: Uma Protrusão Astenosférica no Extremo Sul da Faixa Brasília. In: *Anais do Simpósio de Nacional de Estudos Tectônicos, XVII, International Symposium on Tectonics, XI, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, XI* (Bento Gonçalves, RS)
- Pinheiro, M. A. P., Guice, G. L., & Magalhães, J. R. (2021). Archean–Ediacaran evolution of the Campos Gerais Domain—A reworked margin of the São Francisco paleocontinent (SE Brazil): Constraints from metamafic–ultramafic rocks. *Geoscience Frontiers*, 13(5), 101201.
- Rebay, G., Powell, R., & Holland, T. J. (2022). Calculated phase equilibria for high-pressure serpentinites and compositionally related rocks close to the MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (MASH) system. *Journal of Metamorphic Geology*, Volume 40, p. 1219-1234

- Reno, B. L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P. M., Trouw, R. A. J., (2009). Eclogite–highpressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 166(6), 1013-1032
- Reno, B. L., Brown, M., & Piccoli, P. M. (2010). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of high-pressure granulite nappes in the southern Brasília belt, Brazil: Implications for nappe exhumation. *American Journal of Science*, 310(10), 1294-1332.
- Reno, B. L., Piccoli, P. M., Brown, M., & Trouw, R. A. J. (2011). In situ monazite (U–Th)–Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, 30(1), 81-112.
- Ribeiro, A.; Trouw, R. A. J.; Andreis, R. R.; Paciullo, F. V. P.; Valença, J., (1995). Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 25, 235-248
- Ribeiro, A., Trouw, R. A., Andreis, R. R., Paciullo, F. V., & Valença, J. G. (1995). Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, 25(4), 235-248.
- Ribeiro, A. ; Paciullo, F.V.P. ; Trouw, R. A. J. ; Valença, J.G. (2003). Síntese Geológica Regional do Bloco Ocidental, Campos das Vertentes e Sul de Minas. *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Brasileiro*. 1ed.Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais, Secretaria de Desenvolvimento Econômico, Minas Gerais, , v. 1, p. 51-83.
- Rocha, B. C. D. (2016). Idade, duração e condições PT do metamorfismo de temperatura ultra-alta, anatexia e cristalização de fundido na nappe Socorro-Guaxupé (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Rocha, B.C., Moraes, R., Möller, A., Cioffi, C.R., Jercinovic, M.J., (2017). Timing of anatexis, melt crystallization in the Socorro-Guaxupé Nappe, SE Brazil: insights from trace element composition of zircon, monazite, garnet coupled to U-Pb geochronology. *Lithos* 277, 337–355
- Rocha, B. C., Moraes, R., Möller, A., & Cioffi, C. R. (2018). Magmatic inheritance vs. UHT metamorphism: Zircon petrochronology of granulites and petrogenesis of charnockitic leucosomes of the Socorro–Guaxupé nappe, SE Brazil. *Lithos*, 314, 16-39.
- Rollinson, H. (1993). Using geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation, 1.
- Rubatto, D. (2017). Zircon: The metamorphic mineral. In Kohn, M. J. Engi, M., Lanari, P. (Eds) *Petrochronology Reviews in mineralogy and geochemistry*, 83(1), 261-295.
- Rubin, J. N., Henry, C. D., & Price, J. G. (1989). Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas. *American Mineralogist*, 74(7-8), 865-869.
- Rubin, J. N., Henry, C. D., & Price, J. G. (1993). The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration. *Chemical Geology*, 110(1-3), 29-47.

Rudnick, R. L., McLennan, S. M., & Taylor, S. R. (1985). Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(7), 1645-1655.

Rumble, D. (2005). Ultrahigh Pressure Metamorphism. *The crust*, 3, 293.

Schmädicke, E. (2000). Phase Relations in Peridotitic and Pyroxenitic Rocks in the Model Systems CMASH and NCMASH. *Journal of Petrology*, 41 (1), 69-86.

Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to mineralogy and petrology*, 110(2), 304-310.

Schmitt, Renata S. ; Trouw, R. A. J. ; Van Schmus, W. R. ; Armstrong, R. A. ; Stanton, Natasha . (2016). The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 37-66.

Schnetzer, C. C. and Philpotts, J. A. (1970) Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts, II. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 331–340

Schulmann, K., Lexa, O., Štípská, P., Racek, M., Tajčmanová, L., Konopásek, J., ... & Lehmann, J. (2008). Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens?. *Journal of metamorphic Geology*, 26(2), 273-297.

Simkin, T., & Smith, J. V. (1970). Minor-element distribution in olivine. *The Journal of Geology*, 78(3), 304-325.

Spencer, K. J., & Lindsley, D. H. (1981). A solution model for coexisting iron–titanium oxides. *American mineralogist*, 66(11-12), 1189-1201.

Soares, G. A. R., Palermo, N., & Pires, F. R. M. (2018). Geochemical and mineralogical characterization of a section through the nickeliferous laterite in Fazenda da Roseta, Liberdade, Minas Gerais, Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 18(2), 201-216

Song, S., Wang, M., Wang, C., & Niu, Y. (2015). Magmatism during continental collision, subduction, exhumation and mountain collapse in collisional orogenic belts and continental net growth: A perspective. *Science China Earth Sciences*, 58(8), 1284-1304.

Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

Taylor, W. R., Kamperman, M., & Hamilton, R. (1998, April). New thermometer and oxygen fugacity sensor calibrations for ilmenite-and chromian spinel-bearing peridotitic assemblages. In *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts (Vol. 7, pp. 891-891)*.

Tedeschi, M., Lanari, P., Rubatto, D., Pedrosa-Soares, A., Hermann, J., Dussin, I., Pinheiro M. A. P., Bouvier A. & Baumgartner, L. (2017). Reconstruction of multiple PTt stages from

retrogressed mafic rocks: Subduction versus collision in the Southern Brasília orogen (SE Brazil). *Lithos*, 294, 283-303.

Tedeschi, M., Pedrosa, Soares, A., Dussin, I., Lanari, P., Novo, T., Pinheiro, M.A.P., Peters, D., (2018). Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasília orogen (SE Brazil): Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism. *Precambrian Research*. Res. 316, 103–126.

Trouw C.C. (2008). Mapeamento da Folha Virgínia–MG, Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircões e interpretação geotectônica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 127.

Trouw, R. A. J. (1992). Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. In congresso brasileiro de Geologia (Vol. 38, pp. 327-328).

Trouw, R. A. J. ; Wit, M. J. (1998). Intracontinental Deformation Of Gondwana: Fundamental Shear Zones And Gondwanide Fold Belts: Links With The Onset Of Gondwana Fragmentation?. *Journal of African Earth Sciences*, In : Gondwana 10: event stratigraphy of Gondwana. Special abstracts issue, v. 27, p. 200-201,

Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valeriano C.M., Almeida J.C., Tupinambá M., Andreis R.R. (2000). The central segment of the Ribeira Belt In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 287-310.

Trouw R.A.J., Junho M.C.B., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Almeida M.E., Valeriano C.M. (2002a). Mapa Geológico – Folha Pouso Alto. Projeto Sul de Minas, Etapa 1. UFRJ, UFMG, COMIG, Governo de Minas Gerais.

Trouw R.A.J., Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Bittar S., Almeida J.C.H. (2002b). Mapa Geológico – Folha Caxambu. Projeto Sul de Minas, Etapa 1. UFRJ, UFMG, COMIG, Governo de Minas Gerais.

Trouw R.A.J., Peternel R., Trouw C.C., Matos G.C. (2008). Mapa Geológico – Folha Itajubá, SF.23-Y-B-III. UFRJ-CPRM.

Trouw, R. A. J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C. C., Fontinha, M. & Kussama, H. H. (2013). A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 43-57.

Valeriano, C. D. M., Pimentel, M. M., Heilbron, M., Almeida, J. C. H., & Trouw, R. A. J. (2008). Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 197-210.

Valeriano, C. D.M. (2017). The southern Brasília belt. In *São Francisco Craton, Eastern Brazil* (pp. 189-203). Springer, Cham.

Vinagre, R., Trouw, R. A. J., Marimon, R. S., Nepomuceno, F., Mendes, J. C., & Dantas, E. (2020). São Bento do Sapucaí Shear Zone: Constraining age and PT conditions of a collisional Neoproterozoic oblique shear zone, Ribeira Orogen, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102418.

- Westin, A., Campos Neto, M.C., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Dhuime, B., Delavault, H., (2016). A paleoproterozoic intra-arc basin associated with a juvenile source in the Southern Brasília Orogen: application of U-Pb, Hf–Nd isotopic analyses to provenance studies of complex areas. *Precambrian Research*, 276, 178–193.
- Westin, A., Neto, M. C. C., Hollanda, M. H. B., Salazar-Mora, C. A., Queiroga, G. N., Frugis, G. L., & de Castro, M. P. (2021). The fast exhumation pattern of a Neoproterozoic nappe system built during West Gondwana amalgamation: Insights from thermochronology. *Precambrian Research*, 355, 106115.
- Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325–343.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185–187.
- Zhao, G. (2020). *Metamorphism of Mafic Rocks*. Elsevier Inc. Department of Earth Sciences, University of Hong Kong, Pok Fu Lam, Hong Kong; State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an, China
- Zhao, Z. F., Zheng, Y. F., Zhang, J., Dai, L. Q., Li, Q., Liu, X. (2012). Syn-exhumation magmatism during continental collision: Evidence from alkaline intrusives of Triassic age in the Sulu orogen. *Chemical Geology*, 328, 70–88.
- Zharikov V., Pertsev N., Rusinov V., Callegari E., Fettes D. Fettes D., Desmons J. (2007). *Metasomatism and metasomatic rocks In Metamorphic Rocks – a Classification and Glossary of Terms*. Cambridge, U.K. Cambridge University Press
- Zheng, F., Dai, L. Q., Zhao, Z. F., Zheng, Y. F., Ma, L. T., Fang, W. (2020). Syn-exhumation magmatism during continental collision: Geochemical evidence from the early Paleozoic Fushui mafic rocks in the Qinling orogen, Central China. *Lithos*, 352, 105318.
- Zheng, Y., Chen, Y., Dai, L., & Zhao, Z. (2015). Developing plate tectonics theory from oceanic subduction zones to collisional orogens. *Science China Earth Sciences*, 58(7), 1045–1069.
- Zheng, Y., Xu, Z., Zhao, Z., Dai, L. (2018). Mesozoic mafic magmatism in North China: Implications for thinning and destruction of cratonic lithosphere. *Science China Earth Sciences*, 61(4), 353–385.