

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO METAMÓRFICO-DEFORMACIONAL DA
PORÇÃO SUDESTE DO COMPLEXO METAMÓRFICO
PASSO FEIO E INTERPRETAÇÃO DO LINEAMENTO DE
CAÇAPAVA, RS**

ELISA OLIVEIRA DA COSTA

ORIENTADORA - Prof.^a Maria de Fátima Bitencourt

Porto Alegre, 2021

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO METAMÓRFICO-DEFORMACIONAL DA
PORÇÃO SUDESTE DO COMPLEXO METAMÓRFICO
PASSO FEIO E INTERPRETAÇÃO DO LINEAMENTO DE
CAÇAPAVA, RS**

ELISA OLIVEIRA DA COSTA

ORIENTADORA - Prof.^a Maria de Fátima Bitencourt

BANCA EXAMINADORA

Prof. Everton Marques Bongioiolo – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Fabricio de Andrade Caxito – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais

Prof. Roberto Sacks de Campos – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito parcial
para a obtenção do Título de Mestre
em Ciências.

Porto Alegre, 2021

CIP - Catalogação na Publicação

Costa, Elisa Oliveira da
EVOLUÇÃO METAMÓRFICO-DEFORMACIONAL DA PORÇÃO
SUDESTE DO COMPLEXO METAMÓRFICO PASSO FEIO E
INTERPRETAÇÃO DO LINEAMENTO DE CAÇAPAVA, RS / Elisa
Oliveira da Costa. -- 2021.
88 f.
Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2021.

1. Geologia Estrutural. 2. Modelagem Termodinâmica.
3. Zona de Cisalhamento de Caçapava. 4. Cinturão Dom
Feliciano. I. Bitencourt, Maria de Fátima, orient.
II. Título.

AGRADECIMENTOS

Quero agradecer principalmente aos amigos do grupo Magmatismo Sintetônico. Primeiro, a Fátima pela orientação, discussões, milhares de correções e bibliografia, e ao Jiri pela coorientação não formal e discussões sobre a modelagem termodinâmica. Também quero agradecer as colegas que também estudam o complexo, e que são coautoras do artigo, Thayse e Tonje. Também agradeço aos colegas que ajudaram durante os campos, Fran, Victor e Matheus, e ao Dioni e Duda pelo apoio de maneira geral.

Por fim, quero agradecer a amigos essenciais durante 2020 emocionalmente e psicologicamente falando. Tainara pela parceria em tempos que nós duas estávamos isoladas, maratonas de séries e videochamadas com a galera da ESEM. Fabiana pelo incentivo e exemplo de acabar o mestrado e tentar bolsas fora. Caterine também por maratonas de séries com comidinhas veganas e cevinhas nostálgicas no campus do vale. Agradeço ao nozes, Ana, Fabi, Andressa, Pater, Jorge e Sara, pela melhor coisa que tirei da pandemia que é termos voltado a ter mais contato que, mesmo sendo virtual, já mata um pouco da saudade imensa que sinto de vocês. Agradeço ao Kovu pelas conversas sérias e pouquíssimas sérias, eu não sei nem como eu seria se sua amizade não tivesse ocorrido, que continuemos. Por fim, agradeço a minha família por entender minha ausência e agonias durante o mestrado, ainda mais que estes fatores foram amplificados durante a pandemia.

RESUMO

O objeto de estudo desta dissertação trata-se da porção sudeste do Complexo Metamórfico Passo Feio (CMPF), onde este é interseccionado pelo Lineamento de Caçapava (LC), uma estrutura de direção NE definida por magnetometria e que delimita dois blocos do Cinturão Dom Feliciano, no estado do Rio Grande do Sul, Brasil. Por meio de geologia estrutural, análises petrográficas e microestruturais, e modelagem termodinâmica, foi definida a história metamórfico-deformacional do CMPF e o que está informa sobre o LC, e também discutidos implicações regionais. A modelagem termodinâmica indica condições para o início do crescimento das granadas em um granada filito de 490-500 °C e 2,5-3,3 kbar e pico em 500-510 °C e 5-6,4 kbar (M_1). Já para um granada-estaurolita xisto, foram calculadas condições de 530–550 °C e 3–4,3 kbar para a o núcleo da granada e pico 560–570 °C / 5–5,5 kbar (M_1). Interpretações petrográficas relacionam D_1 (registrada em trilhas de inclusões em profiroblastos – S_1) as condições de cristalização das granadas, e D_2 que gerou a foliação principal do CMPF (S_2) ao pico de M_1 . Depois de M_1 (17.5–19.25 km, se 1 bar=3,5 km), o complexo foi elevado a uma profundidade ~14 km (~4 kbar), visto que o metamorfismo de contato gerado pelo Granito Caçapava em ca. 562 Ma cristalizou andaluzita (M_2). A correlação das estruturas da D_3 (S_3 e L_3) com as estruturas magmáticas do granito, a orientação das anomalias geofísicas da região, e a cinemática da S_3 corroboram a interpretação LC como uma zona de cisalhamento dextral, a Zona de Cisalhamento de Caçapava (ZCC). Neste evento, M_2 - D_3 , a recristalização de biotita em regiões com S_3 indica que as condições de metamorfismo são de fácies xisto verde, zona da biotita. Devido a localização de anomalias e modelagem tridimensional disponível do Granito Caçapava, nos interpretamos que um braço da Zona de Cisalhamento de Caçapava que variou de ENE para NS e responsável pelo posicionamento do granito. Por fim, implicações regionais oriundas da interpretação da relação do CMPF com a ZCC, como o caráter delimitador de blocos da estrutura e o posicionamento geotectônico do complexo.

PALAVRAS-CHAVE: Geologia Estrutural; Modelagem Termodinâmica; Zona de Cisalhamento de Caçapava;

ABSTRACT

In this dissertation, the study object is the southeast region of the Passo Feio Complex (PFC), where the complex is crosscut by the Caçapava Lineament (CL), a NE-trending structure defined by magnetometry and that delimit two blocks of the Dom Feliciano Belt, in Rio Grande do Sul, Brazil. Using structural geology, petrographic and microstructural observations and thermodynamic modelling, the metamorphic-deformational path of the PFC was defined, as well as what it informs about the meaning of the CL, and regional implications. Thermodynamic modelling indicates conditions for the beginning of garnet growth in a garnet phyllite of 490-500 °C and 2.5-3.3 kbar, and peak of 500-510 °C e 5-6.4 kbar (M_1). While in a garnet-staurolite schist, the onset of garnet growth was at 530–550 °C and 3–4.3 kbar, and peak conditions were 560–570 °C and 5–5.5 kbar (M_1). Petrographic observations relate D_1 (registered by inclusion trails in porphyroblasts - S_1) to the conditions of garnet crystallization, and D_2 , which generated the main foliation of the FC (S_2), to the peak of M_1 . After M_1 (17.5–19.25 km, considering 1 bar=3.5 km), the complex was at least at a depth of ~14 km (~4 kbar), since the latter contact metamorphism imposed by the intrusion of the Caçapava Granite crystalized andalusite (M_2). The correlation between D_3 structures (S_3 and L_3) with magmatic structures of the granite, together with p anomalies in the region, and the observed kinematics of S_3 corroborate to the interpretation of the CL as a dextral shear zone, the Caçapava Shear Zone (CSZ). During this event, M_2 - D_3 , the recrystallization of biotite along S_3 indicate greenschist conditions, biotite zone. Due to the location of anomalies and previous tridimensional modeling of the Caçapava Granite, the emplacement of the granite is interpreted to have happened in a curved branch of the CSZ, that changed from ENE- to NS-trending. Lastly, regional implication arising from the interpretation about the relation between the FC and the CSZ are discussed, as the block-limiting character of the structure and the geotectonic position of the complex.

KEYWORDS: Structural Geology; Thermodynamic Modelling; Caçapava Shear Zone;

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1. a)** Geotectonic reconstruction of Western Gondwana (modified from Oriolo *et al.*, 2017; Will *et al.*; 2019) with area of figure 1b indicated. LM – Latea Metacraton; SFC – São Francisco Craton; RT- Rio Tebicuary Craton; PP – Paranapanema Craton; LA – Luis Alves Craton; NPT – Nico Peres Terrane; RPC – Rio de la Plata Craton. **b)** Geotectonic map of Dom Feliciano Belt and surrounding Archean and Paleoproterozoic sequences (modified from Bitencourt and Nardi, 2000; Ramos *et al.*, 2018; Will *et al.*, 2019). IL – Ibaré Lineament; CL – Caçapava Lineament; DCSZ – Dorsal de Canguçu Shear Zone; PMF – Passo do Marinheiro Fault. Area of figure 2 indicated.....46
- Fig. 2. a)** Aerogeophysical map of the study area (first derivate), with geophysical structures indicated. Modified from Wildner *et al.* (2006) and CPRM (2010). **b)** Geological map of the Passo Feio Complex with main structures of the complex and the Caçapava Granite. Modified from Bitencourt (1983a), UFRGS (1998), Nardi & Bitencourt (1989) and Wildner *et al.* (2006).....49
- Fig. 3. a)** Geological map of the study area with location of modelled samples. S_2 foliation orientations are from this work and Bitencourt (1983a). **b)**, while S_3 are all from this work. **b)** Lower hemisphere equal area stereographic plots with contoured poles to the main foliation S_2 (n=56), with contoured intervals of 12 and crenulation axis L_B (n=36). **c)** Lower hemisphere equal area stereographic plots with contoured poles to the main foliation, S_3 (n=82), contour intervals of 10 and stretching lineation, L_3 (n=14).52
- Fig. 4.** Mesoscale structures observed in the study area. **a)** Crenulated sub-horizontal S_2 preserved in more competent layers, cylindrical F_3 folds with subhorizontal axis parallel to the crenulation axis (L_B), and well-developed crenulation cleavage in less competent layers. **b)** Strong crenulation of S_2 and intersection of S_2 and S_3 . **c)** Outcrop area where S_3 is the dominant foliation, with relict F_3 . **d)** Pod of preserved subhorizontal foliation in the area where S_3 is the main foliation (Fig. 5). **e)** Deformed Qz vein indicating clockwise rotation of S_3 . **f)** Dextral dragging of S_2 by S_354
- Fig. 5.** Detail outcrop sketch and measured structural data. Areas with predominant S_2 foliation (right stereogram) are next to areas of strongly-developed S_3 (left stereogram) that contain pods of preserved S_2 and where S_3 drags S_2 with dextral shear sense.....55

Fig. 6. Photomicrographs of different PFC rock types where S_2 is the main foliation. Matrix foliation is S_2 in all cases. **a)** Staurolite porphyroblast with folded internal foliation (S_1) and also S_2 parallel to the external foliation. **b)** Staurolite porphyroblast with folded internal foliation S_1 and axial-planar S_2 . **c)** Garnet-biotite-muscovite schist with euhedral to subhedral, synkinematic garnet porphyroblasts set in well-developed matrix with domains of micas and quartz-feldspar. **d)** Garnet-biotite-muscovite schist with euhedral to subhedral garnet porphyroblasts exhibiting textural zoning of inclusions in a well-developed matrix with altered domains of micas and quartz-feldspar. **e)** Andesitic metavolcanic rock with fine quartz-feldspar matrix and porphyroclasts of plagioclase and amphibole. **f)** Quartz-feldspar phyllite. **g)** Amphibole phyllite with quartz-feldspar domains. **h)** Amphibole schist with discontinuous plagioclase domains.57

Fig. 7. Microstructures in the eastern zone of the study area, where S_3 is the main planar structure. **a)** Garnet-staurolite schist with strongly crenulated S_2 (left side) and S_3 as the main foliation (left side). **b)** Garnet-staurolite schist with strongly crenulated S_2 . **c)** Clockwise rotation of S_3 indicated by σ -type mantled garnet porphyroblast in agreement with C'-type shear bands. **d)** Garnet-staurolite schist with antithetic microfracture in K-feldspar porphyroclasts, and S_2 domains dragged dextrally by S_3 . **e)** Sketch of photomicrograph d, where structures are indicated, as well as two textural types of Gt - Gt₁ (fractured porphyroblasts), and Gt₂ (small, clear crystals). 59

Fig. 8. **a)** General texture of sample BD16c with scarce synkinematic garnet set in a matrix of alternating fine domains of quartz and mica. **b)** SEM image of a garnet porphyroblast from sample BD16c showing spiraled inclusions. **c)** Photomicrograph of sample BD15 showing its general texture, defined by the lepidoblastic texture of biotite. **d)** Detail view of sample BD15, containing garnet, staurolite, biotite, quartz, feldspars, with andalusite apparently growing over the foliation.61

Fig. 9. Thermodynamic modelling results for sample BD16c. **a)** Pseudosection calculated with whole rock geochemistry, and garnet isopleths. White dashed rectangle indicates conditions for the beginning of garnet growth. **b)** Pseudosection calculated with composition obtained after the fractionation of garnet, and rim garnet and mica isopleths. Second white dashed rectangle indicates peak metamorphic conditions. Arrows indicate a likely metamorphic path from the beginning of garnet growth to peak metamorphic conditions and inferred conditions of exhumation.62

Fig. 10. Thermodynamic modelling results for sample BD15. **a)** Pseudosection calculated with whole rock geochemistry, and garnet isopleths. White dashed

rectangle indicates conditions for the beginning of garnet growth. **b)** Pseudosection calculated with composition obtained after the fractionation of garnet, and garnet rim and mica isopleths. The only isopleth displayed for garnet rim is X_{Mg} since other end-member isopleths look alike. Second white dashed rectangle indicates peak metamorphic conditions. Arrows indicate a likely metamorphic path from the beginning of garnet growth to peak, then exhumation, and, finally, contact metamorphism.....63

Fig. 11. a) P-T-D path as registered in the metapelitic schists of the Passo Feio Complex, with parageneses associated to each metamorphic event. **b)** Sketch showing the evolution of the Caçapava Shear Zone; from left to right: first, the position of the CSZ, then the development of a branch whose curvature opened space to the intrusion of the granite and, lastly, the final setting of the region. **c)** Sketch of the final scenario of the PFC M₂-D₃ after the intrusion of the Caçapava Granite controlled by the shear zone.....67

SUMÁRIO

1. TEXTO INTEGRADOR	8
1.1 Introdução, problemas e hipóteses	8
1.2 Objetivos	10
1.3 Estado da arte	10
1.1.1 <i>Contexto geológico regional</i>	11
1.3.2 <i>Complexo Metamórfico Passo Feio</i>	13
1.4 Materiais e métodos	17
1.4.1 <i>Trabalho de campo</i>	17
1.4.2 <i>Petrografia</i>	18
1.4.3 <i>Dados de geoquímica de rocha total e química mineral</i>	18
1.4.4 <i>Modelagem termodinâmica</i>	19
1.5 Resultados	20
1.5.1 <i>Geologia estrutural</i>	20
1.5.2 <i>Caracterização petrográfica dos xistos pelíticos</i>	21
1.5.3 <i>Modelagem termodinâmica dos xistos pelíticos</i>	22
1.6 Discussões	24
1.7 Conclusões	28
1.8 Referências	29
2 ARTIGO – P-T-D evolution of the SE Passo Feio Complex and the meaning of the Caçapava Lineament	42
3 COMPLEMENTOS	80
Anexo A – Supplementary Table 1	80

SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em um artigo submetido no *Journal of South American Earth Sciences* classificado nos estratos Qualis-CAPES como A3. A sua organização compreende os seguintes itens:

1. **Texto Integrador**, o qual é composto pelos seguintes capítulos: (1.1) introdução, problemas e hipóteses; (1.2) objetivos da pesquisa; (1.3) o estado da arte do tema da pesquisa; (1.4) os materiais e métodos utilizados; (1.5) resumo dos principais resultados obtidos, interpretações desenvolvidas nos artigos e discussão integradora dos resultados; (1.6) discussões; (1.7) conclusões; (1.8) referências bibliográficas;
2. **Corpo Principal da Dissertação**, constituído do artigo submetido conforme os itens 1.1; 1.2 e/ou 1.3 da norma 118;
3. **Complementos** – Anexo A: *Supplementary Table 1*;

1. TEXTO INTEGRADOR

O texto integrador consiste em um registro em português da pesquisa desenvolvido durante o mestrado da autora. As figuras referidas durante todo o texto integrador estão no item 2, onde encontra-se o artigo submetido. Já a tabela com dados de química mineral citada está no Anexo A do item 3.

1.1 Introdução, problemas e hipóteses

O objeto de estudo direto desta dissertação de mestrado trata-se da região sudeste do Complexo Metamórfico Passo Feio (CMPF – Bitencourt, 1983a), localizado nos arredores da cidade de Caçapava do Sul, região central do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. O CMPF é composto por diversas litologias para- e ortoderivadas, as quais foram deformadas e metamorfozadas em fácies anfibolito durante o Ciclo Brasileiro devido a formação de um sistema orogênico de direção NE-SW durante a amalgamação do oeste de Gondwana (Almeida *et al.*, 2000 – Fig. 1a). O CMPF localiza-se no segmento meridional desse sistema, o qual é conhecido por Cinturão Dom Feliciano (CDF) e se estende desde Santa Catarina até o Uruguai (Almeida *et al.*, 2000 – Fig. 1b). Por sua vez, no estado do Rio Grande do Sul, o CDF divide-se de oeste para leste em Bloco São Gabriel, Bloco Tijucas, Bloco Encruzilhada e Batólito Pelotas, sendo o CPMF descrito como pertencente ao Bloco São Gabriel.

Os limites entre os blocos do CDF são estruturas regionais (Fig. 1b), primeiramente observadas em foto aérea, como, por exemplo, a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Picada, 1971). Entretanto, a estrutura usualmente utilizada como limite entre o Bloco São Gabriel e Tijucas, um lineamento contínuo de direção NE é marcado apenas por uma descontinuidade aeromagnética que se encontra quase completamente coberta por sedimentos pós-colisionais da bacia do Camaquã (Costa, 1997). Posteriormente, esta estrutura foi interpretada como uma sutura por Fernandes *et al.* (1995a, b), mas atualmente ela é representada como uma zona de cisalhamento em diversos trabalhos (Chemale Jr., 2000; Philipp *et al.*, 2016, 2018), sem nenhum dado concreto de sua cinemática ou afloramentos com a estrutura no embasamento. Nesta dissertação esta estrutura será chamada de Lineamento de Caçapava (LC), pois trata-se de uma nomenclatura não interpretativa. Chama-se atenção para o LC visto que este acaba sendo um

objeto de estudo indireto, pois o mesmo intersecta o CMPF na região de estudo (Fig. 2). Assim, a definição da história metamórfica-deformacional do CMPF não apenas permite entender melhor a história do complexo, como também permitirão discutir o significado do LC.

Quanto ao metamorfismo do CMPF, alguns autores discutiram o grau e fácies metamórficas registradas em diferentes litologias do complexo, mas nenhum artigo determinou intervalos de condições de pressão e temperatura para cada fase metamórfica. Em litologias portadoras de anfibólio, Hartmann *et al.* (1990) e Bicalho *et al.* (2019) concordam com um pico metamórfico (M_1) que teria atingido a fácies anfibolito, enquanto que estudando xistos pelíticos, Bitencourt (1983a) também concorda com condições metamórficas de M_1 na zona da estauroлита (fácies anfibolito), sendo a presença de andaluzita, segundo a autora, indicativa de metamorfismo de baixa pressão. Já M_2 , quando descrito em litologias portadoras de anfibólio, é descrito por Hartmann *et al.* (1990) como tendo atingido condições de fácies xisto verde a anfibolito na porção norte, e fácies anfibolito na porção sul, e, recentemente, Bicalho *et al.* (2019) não observaram registros de M_2 a norte. Já nos xistos pelíticos, Bitencourt (1983a) descreve que M_2 atingiu a zona da biotita e teria ocorrido com a participação do Granito Caçapava (ca. 562 ± 8 Ma - Remus *et al.*, 2000). A determinação quantitativa das condições alcançadas em cada evento foi apenas feita por Martello (2006), a qual obteve condições de pico de pressão e temperatura de 560 °C e 3,5 kbar (geotermômetros granada-biotita e granada-biotita-plagioclásio-muscovita), e condições de retrometamorfismo de 3 kbar e 530 °C (inclusões fluidas).

Já quanto à geologia estrutural, continua-se utilizando a interpretação de Bitencourt (1983a). Tal autora descreve três eventos deformacionais. D_1 é registrado em lâmina por inclusões rotacionais em porfiroblastos de caráter pré-cinemático com relação à foliação principal (S_2) e pela ocorrência de microcharneiras transpostas e reliquias entre planos da S_2 . Já o D_2 é responsável pela S_2 , a qual trata-se de uma foliação de plano axial das dobras F_2 . Por fim, D_3 gera as dobras F_3 que predominam na região, e que configuram a estrutura antiformal com duplo caimento, cujo centro encontra-se o Granito Caçapava. A estrutura geral do granito bem como planos de S_3 do CMPF levaram Costa *et al.* (1995) a concluir que a intrusão do Granito Caçapava foi condicionada pela atuação de uma zona de cisalhamento dextral, mas os autores não descrevem sua expressão regional.

Portanto, os problemas alvos de investigação desta dissertação são a falta de condições de pressão e temperatura registradas no complexo e a respeito das estruturas do CMPF. Com a resolução destes problemas espera-se definir a evolução metamórfico-deformacional da porção sudeste do complexo e com base nisso, espera-se contribuir no entendimento do LC.

1.2 Objetivos

Tendo em vista os problemas estabelecidos no subitem anterior, o objetivo desta dissertação de mestrado é contribuir com entendimento da história metamórfico-deformacional do Complexo Metamórfico Passo Feio na região sudeste de afloramento do complexo, e, por consequência, contribuir no entendimento do significado do Lineamento de Caçapava. Tal objetivo será alcançado por meio dos objetivos específicos:

- I) Descrever as fases deformacionais na região sudeste do CMPF;
- II) Determinar as condições de pressão e temperatura registradas nos xistos pelíticos do complexo;
- III) Definir a história metamórfica-deformacional do complexo;
- IV) Discutir implicações da história metamórfica-deformacional do CMPF para o entendimento do contexto geotectônico regional.

1.3 Estado da arte

Dois assuntos foram revisados neste item. Primeiro, o contexto geológico regional, focando principalmente em informações pertinentes ao Cinturão Dom Feliciano, principalmente no estado do Rio Grande do Sul. E, segundo, o Complexo Metamórfico Passo Feio, sendo que, apesar de os estudos das rochas da região de Caçapava do Sul terem iniciado em 1932 (Carvalho, 1932; Leinz *et al.*, 1941; Melcher & Mau, 1960; Goñi *et al.*, 1962; Robertson, 1966; Ribeiro *et al.*, 1966; Ribeiro *et al.*, 1970; e Willig *et al.*, 1974), optou-se neste trabalho por revisar os trabalhos feitos no complexo a partir de 1983, ano da sua definição por Bitencourt (1983a).

1.1.1 Contexto geológico regional

O objeto de estudo desta dissertação, o CMPF, situa-se no Cinturão Dom Feliciano (CDF), o qual se estende por ca. 1200 km desde Santa Catarina (SC), passando pelo Rio Grande do Sul (RS) até o Uruguai (UY) foi formado no Neoproterozóico durante a amalgamação do Oeste de Gondwana (Oriolo *et al.*, 2017; Konopásek *et al.*, 2018 – Fig. 1a). Áreas cratônicas adjacentes compreendem rochas metamórficas de alto grau com idades arqueanas e paleoproterozóicas, ao norte o Cráton Luis Alves, e a sudoeste o Terreno Nico Perez e o Cráton Rio de La Plata (Oyhantçabal *et al.*, 2011). Ocorrem também septos do embasamento dispersos no CDF, os quais estão parcialmente cobertos por depósitos pré-orogênicos metamorfizados (Oriolo *et al.*, 2019; Percival *et al.*, 2021), e por depósitos vulcanossedimentares de idade Ediacarana a Cambriana (Pertille *et al.*, 2017; Höfig *et al.*, 2018; Almeida *et al.*, 2010, 2012).

O CDF pode ser dividido em cinco domínios tectônicos (Fernandes *et al.*, 1995a; 1995b; Hartmann *et al.*, 2016; De Toni *et al.*, 2021; Basei *et al.*, 2011 – Fig. 1b). No extremo oeste encontra-se o Bloco São Gabriel, que aflora exclusivamente no estado do Rio Grande do Sul. As rochas mais antigas deste domínio são associadas com o evento do Passinho (930 – 880 Ma), o qual é interpretado como um arco-intraoceânico registrado por ofiolitos dos Complexos Cerro Mantiqueiras e Ibaré (Arena *et al.*, 2016), e pelo Metadiorito Passinho (Leite *et al.*, 1998). A obducção de ofiolitos é datada em ca. 790 Ma (Arena *et al.*, 2016). Já unidades com idades entre 770 – 720 Ma são associadas com o evento São Gabriel (Philipp *et al.*, 2018), como rochas cálcio-alcálicas metavulcânicas e vulcanoclásticas do Complexo Ibaré (Gubert *et al.*, 2016), ortognaisses do Complexo Cambaí (Leite *et al.*, 1998; Hartmann *et al.*, 2011) e metavulcânicas da Fm. Campestre (Machado *et al.*, 1990; Remus *et al.*, 1999). Posteriormente o Complexo Cambaí foi intrudido por rochas da Lagoa da Meio Lua entre 700 – 680 Ma (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2011). Dados de proveniência obtidos em litologias do São Gabriel tem idades de 897-684 Ma (Vedana *et al.*, 2017 – Complexo Pontas do Salso) e 840-660 Ma (Lena *et al.*, 2014 – Complexo Cambaizinho). Granitos pós-colisionais também são comuns neste domínio tectônico. Seu limite ao sul é o Lineamento de Ibaré, uma zona de

falha (NW-SE) que separa as rochas do Bloco São Gabriel com as rochas do Terreno Taquarembó (unidade paleoproterozóica associada ao Cráton Rio de La Plata). Já a leste, o bloco é limitado pela Lineamento de Caçapava, um lineamento marcado por uma anomalia magnetométrica de direção NE que limita o São Gabriel com o Bloco Tijucas a leste (Costa, 1997 – Fig. 1b).

O Bloco Tijucas trata-se de um cinturão de ca. 1200 km de extensão (Hasui *et al.*, 1975), interpretado como uma bacia com depósitos vulcanossedimentares deformada e metamorfizada entre baixo a médio grau (Gruber *et al.*, 2016; Pertille *et al.*, 2015; Höfig *et al.*, 2017). Este é delimitado a oeste pela Lineamento de Caçapava, e a leste pela Falha Passo do Marinheiro e Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Fig. 1b). Registros de vulcanismo foram datados em ca. 780 Ma (Saalman *et al.*, 2011; Martil *et al.*, 2017) e entre ca. 600 e 580 Ma (Höfig *et al.*, 2017). Enquanto que datações do metamorfismo mostram dois eventos metamórficos em ca. 650 (Lenz, 2006) e 570 Ma (Höfig *et al.*, 2017; Battisti *et al.*, 2018). Esta parte do CDF, bem como o Bloco São Gabriel, estão parcialmente cobertos por uma bacia vulcanossedimentar pós-colisional Ediacarana a Cambriana, a Bacia do Camaquã, a qual preenche estreitos grabens de direção NS (Borba *et al.*, 2007; Paim *et al.*, 2014; de Oliveira *et al.*, 2014; Fambrini *et al.*, 2018). Na região norte do Cinturão Tijucas no RS a Falha Passo do Marinheiro marca o limite com o Bloco Encruzilhada, enquanto na parte centro-sul o limite leste do Tijucas com o Batólito é delimitado pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Picada, 1971). O Complexo Metamórfico Porongos, unidade deste bloco no estado do Rio Grande do Sul, é composto duas sequências tectonicamente imbricadas (Jost & Bitencourt 1980; Höfig *et al.*, 2017; Battisti *et al.*, 2018), chamadas de Porongos I e Porongos II (Höfig *et al.*, 2017; Battisti *et al.*, 2018). Condições de pico de metamorfismo nesta unidade são de 560–590°C e 5.8–6.3 Kbar e retrometamorfismo são de 550 °C and 2.7 kbar (Lenz, 2006; De Toni *et al.*, 2021).

O Bloco Encruzilhada foi primeiramente descrito por Jost & Hartmann (1984), os quais notaram a diferença das litologias dos arredores de Encruzilhada do Sul em relação a rochas do Batólito e do Bloco Tijucas. O Bloco Encruzilhada é delimitado pela Falha Passo do Marinheiro e pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Fig. 1b). Enquanto no Bloco Tijucas predomina uma faixa de litologias metamórficas de baixo a médio grau e no Batólito granitos pós-colisionais, no Bloco Encruzilhada, além de granitos pós-colisionais encontram-se um complexo migmatítico de alta temperatura e baixa pressão (Costa *et al.*, 2020; De Toni *et al.*,

2021) com registro de arco magmático em ca. 780 Ma e metamorfismo em ca. 650 Ma (Martil *et al.*, 2017), abundante magmatismo sienítico entre ca. 640-578 Ma (De Toni *et al.*, 2016; Bitencourt *et al.*, 2016; Nardi *et al.*, 2008; Rivera, 2019; Padilha *et al.*, 2019) e um anortosito mesoproterozóico (Chemale Jr., 2011). Recentemente, De Toni *et al.* (2021) retomou o estudo desta porção do CDF e concluiu a correlação entre litologias metavulcânicas do Bloco Tijucas e Encruzilhada, bem como a exumação do Bloco Encruzilhada sobre o Cinturão Tijucas por trajetórias P–T, e dados estruturais de Battisti *et al.* (2018).

Já o Batólito Pelotas, bem como sua extensão a norte e a sul, trata-se de um cinturão granítico de direção NE e idades entre 650-580 Ma (Bitencourt & Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 2002). Sua gênese é associada a um ambiente pós-colisional (Bitencourt & Nardi, 2000; Florisbal *et al.*, 2012; Oyhantçabal *et al.*, 2009) ou a raiz de um arco magmático (Fernandes *et al.*, 1992), cuja atividade magmática foi controlada pela Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileira, a qual trata-se de uma estrutura translitosférica (Bitencourt & Nardi, 2000).

Por fim, o Terreno Punta del Este aflora principalmente no UY, mas recentemente vem sendo sugerido a extensão deste terreno até o norte do UY (região de Melo - Peel *et al.*, 2018) e também até a porção sudeste do Rio Grande do Sul (região de Jaguarão e Pedro Osório - Ramos *et al.*, 2018). O limite entre o Batólito e o Terreno Punta del Este é marcado pela Zona de Cisalhamento Alférez-Cordilheira (Preciozzi *et al.*, 1999 – Fig. 1b). Como no Bloco Encruzilhada, o Terreno Punta del Este tem como embasamento complexos metamórficos de alto grau com litologias ortoderivadas de ca. 800-780 Ma (Lenz *et al.*, 2011; Masquelin *et al.*, 2012), que vem sendo associados a um contexto de arco magmático (Lenz *et al.*, 2013; Koester *et al.*, 2016; Martil *et al.*, 2017; De Toni *et al.*, 2020) ou magmatismo de rift (Konopásek *et al.*, 2018; 2020; Will *et al.*, 2019). Idades metamórficas do Terreno são em ca. 655-632 Ma (Will *et al.*, 2019), e fusão parcial em ca. 654-630 Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2009; Lenz *et al.*, 2011; Will *et al.*, 2019).

1.3.2 Complexo Metamórfico Passo Feio

O Complexo Metamórfico Passo Feio (CMPF - Bitencourt, 1983a) é constituído por metapelitos, anfibólio xistos e gnaisses, metagabros, metavulcanoclásticas, xistos magnesianos, gnaisses quartzo-feldspáticos, mármores, quartzitos e metavulcânicas. Devido à grande variedade de litologias, a revisão sobre as

informações do complexo vão ser apresentados na seguinte ordem: (1) geoquímica das rochas portadoras de anfibólio (Bitencourt, 1983a, b; Bitencourt *et al.*, 1984a; 1984b; Silva, 2007; Bicalho, 2018; Bicalho *et al.*, 2019); (2) geoquímica e idade deposição dos mármore (Goulart, 2012; Goulart *et al.*, 2013; Neis, 2013; 2017); (3) proveniência dos metapelitos (Remus *et al.*, 2000; Lopes, 2012; 2014; Lopes *et al.*, 2015); (4) condições de metamorfismo (Bitencourt, 1983a, b; Hartmann *et al.*, 1990; Martello, 2006); (5) datação do metamorfismo (Soliani Jr., 1986; Remus *et al.*, 2000); (6) deformação (Bitencourt, 1983a, b); e (7) modelagens geofísicas do Granito Caçapava (Costa *et al.*, 1995) e dados de traços de fissão (Borba *et al.* 2002).

Rochas portadoras de anfibólio descritos aqui foram descritos por Bitencourt (1983a, b) como anfibólio xistos, anfibólio gnaisses, anfibolitos maciços, actinolita-tremolita xistos, tremolíticos, clinocloro-tremolita xistos e plagioclásio-tremolita xistos, e por Silva (2007) e Bicalho (2018) como anfibolitos compostos por actinolita, hornblenda, epidoto, plagioclásio, titanita e opacos.

Os primeiros trabalhos acerca das rochas portadoras de anfibólio, feitos por Bitencourt (1983a, b) e Bitencourt *et al.* (1984a; 1984b), discutem principalmente a gênese sedimentar ou ígnea dessas litologias. Os resultados obtidos por estes autores têm resultados para Cr x Mg, Ni x Mg, Ti x FeO e V x FeO que indicam a presença de mais de um tipo de material original, o que também é concordante com os resultados dos valores de Niggli, que indicam uma origem vulcanogênica e, por vezes, com mistura de materiais argilosos. Já os dados de Bicalho (2018) e Bicalho *et al.* (2019) mostram que estas litologias caem no campo de basaltos e basaltos-andesíticos (TAS), basaltos ($Zr/TiO_2 \times Nb/Y$) e basaltos toleíticos ($Nb/Y \times Zr/P_2O_3$, $TiO_2 \times Zr/P_2O_3$, e $P_2O_5 \times Zr$). Já quanto ao ambiente geotectônico, este autor obteve que os anfibolitos do CMPF são IAT (toleítos intra-arco – $TiO_2-MnO-P_2O_5$), basaltos de arco vulcânico (Th-Hf-Ta), toleítos intraplaca ou basaltos de arco vulcânico ou basaltos tipo N-MORB (Zr-Nb-Y), basaltos de arco vulcânico ou tipo MORB (Zr-Ti-Y). *Spidergrams* mostram assinatura de zona de subducção quando normalizado para o manto primitivo e assinatura de arco vulcânico quando normalizado para MORB, e ainda assinaturas de toleítos intra-arco e cálcico alcalinos (Th/Yb x Ta/Yb) e de ofiolitos de arco vulcânico (V x Ti). Por fim, estes autores interpretam a gênese das litologias portadoras de anfibólio do CMPF como em um rift associado a um arco de ilha.

Os mármore do CMPF começaram a ser caracterizados e discutidos mais recentemente que as rochas portadoras de anfibólio do complexo. Trabalhos de

Goulart (2012) e Goulart *et al.* (2013) indicam que as litologias são dolomita mármore impuros, que sofreram dolomitização logo após a deposição indicando um tempo de residência destas rochas suficientemente grande para que haja a transferência de Mg da água do mar para os carbonatos primários. Dados isotópicos destes autores para o CMPF são 0,7074 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), -0,26‰ e 2,44‰ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) e -5,68‰ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$), e quando colocados na curva de variação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar durante o Neoproterozoico indicam uma deposição dos carbonatos entre 770 e 730 Ma. Já trabalhos de Neis (2013) e Neis (2017) indicam que os mármore dolomíticos tem razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,704 e 0,713 em uma pedra, e 0,7060 e 0,7067 em outra, sendo tais valores indicativos de deposição entre 800 e 750 Ma.

As idades de zircões detríticos do CMPF variam entre 3,5 Ga (Lopes, 2012; 2014; Lopes *et al.*, 2015), constituindo as idades mais antigas encontradas no ESrg, até 774 Ma (Remus *et al.*, 2000). No trabalho de Remus *et al.* (2000), idades de proveniência de uma amostra de albita-clorita-muscovita xisto tiveram suas idades agrupadas entre grupos de idade arqueana de ca. 2755 Ma (2 zircões), paleoproterozóicas de ca. 2468 (7) e ca. 2053 Ma (10), e neoproterozóicas entre 908 a 774 Ma (39). Já Lopes (2012; 2014) e Lopes *et al.* (2015) obtiveram conjuntos de idades paleoproterozóicas desde 3,5 Ga, a mesoproterozóicas, e neoproterozóicas com idades de 948 a 803 Ma.

Condições de metamorfismo para o CMPF foram primeiramente descritas por Bitencourt (1983), a qual descreveu dois eventos metamórficos regionais, M₁ e M₂. O primeiro evento, segundo a autora, atingiu a zona da estauroлита, sendo a presença de andaluzita indicativa de metamorfismo Buchaniano, enquanto M₂ atingiu a zona da biotita e teria ocorrido com a participação do Granito Caçapava. Hartmann *et al.* (1990) por meio de química mineral observam anfibólios formados na fácies anfíbolito (M₁) tanto a norte quanto a sul do Granito Caçapava, enquanto que M₂ atingiu a fácies xisto verde a anfíbolito na porção norte, e fácies anfíbolito na porção sul. Estes autores ainda ressaltam que além da presença de andaluzita, a distribuição de Ti e Al nos anfibólios e a fraca zonação das estauroлитas indicam que o metamorfismo foi de natureza regional e não de contato. Por outro lado, Bicalho *et al.* (2019) observaram que os anfibólios registram metamorfismo progressivo, sendo o núcleo destes compostos por actinolita e hornblenda magnésiana e suas bordas por hornblendas e tschermakitas ferrosas, o que os autores interpretaram como

indicando um metamorfismo progressivo atingindo a fácies anfibolito inferior, sem registro da M₂.

Além dos trabalhos que utilizaram a mineralogia e a química mineral para determinar as condições do metamorfismo, modelagens geotermobarométricas também foram empregadas. Martello (2006) interpreta três eventos metamórficos, sendo M₁ e M₂ regionais progressivos, observado devido a razões Fe/Fe+Mg mais altas no núcleo das granadas, e M₃ um evento retrometamórfico registrado pelo preenchimento das fraturas dos porfiroblastos por biotita e clorita. Esta autora ainda usou o geotermômetro granada-biotita e o geobarometro granada-biotita-plagioclásio-muscovita para caracterizar condições de pico de metamorfismo em 560 °C e 3,5 kbar, enquanto que inclusões fluidas indicaram um soerguimento para 3 kbar com temperaturas de 530 °C.

As idades dos eventos metamórficos do CMPF vêm sendo discutidas por diversos autores. Soliani Jr. (1986), com base no método K-Ar em muscovita em xisto pelítico e em rocha total em um microgranodiorito que intrude o complexo, obteve idades interpretadas como M₁ de ca. 556 Ma e 666 Ma, respectivamente. Entretanto a idade de 556 Ma provavelmente coincide com M₂, se tal evento é relacionado com a entrada do Granito Caçapava em 562 ± 8 Ma (Remus *et al.* 2000), como interpretado por Bitencourt (1983a). Remus *et al.* (2000) também dataram um zircão com franja de recristalização com idade de 685 ± 12 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), o qual os autores interpretaram como o evento metamórfico M₁.

Já a geologia estrutural do CMPF foi estudada por Bitencourt (1983a). A autora descreve três eventos deformacionais, D₁, D₂ e D₃. O primeiro evento, D₁, é registrado em lâmina por inclusões rotacionais em porfiroblastos que tem caráter pré-cinemático com relação à foliação principal (S₂), e ainda devido a ocorrência de microcharneiras transpostas e reliquiares entre planos da S₂. Em mesoescala, D₁ também é interpretado devido a ocorrência de corpos lenticulares de quartzito entre os planos da xistosidade, os quais lembram acamadamentos transpostos, e também em dobramentos isoclinais recumbentes nos mármore dolomíticos a leste do Granito Caçapava. O segundo evento, D₂, gerou uma foliação plano axial das dobras F₂, cujo estilo e geometria são obliterados pela D₃. Por fim, D₃ gera as dobras F₃ que predominam na região e variam de centimétricas a quilométricas, e que configuram a estrutura antiformal com duplo caimento, cujo centro encontra-se o Granito Caçapava (Fig. 2b).

Por fim, modelagens geofísicas do Granito Caçapava e dados de traços de fissão também são importantes para o entendimento da geometria do granito e movimentação de blocos na região, respectivamente. Costa *et al.* (1995) por meio de modelagens gravimétricas observaram um corpo subaflorante do Complexo Granítico de Caçapava a sudoeste do corpo principal, e também que a porção aflorante a sudeste não tem continuidade em profundidade. Neste trabalho os autores também descrevem que o complexo granítico tem sua espessura aumentada de leste a oeste, chegando a uma profundidade de 2,5km, e ainda propõem que o mesmo teria intrudido devido a ação de uma zona de cisalhamento dextral. Já os dados termocronológicos de Borba *et al.* (2002) determinam que durante o Triássico um bloco a norte subsidio por uma falha NW, aproximadamente no meio do corpo granítico, em relação ao bloco sul, o que explica a exposição de rochas de menor grau metamórfico do CMPF ao norte.

1.4 Materiais e métodos

Nos subitens a seguir serão abordados os métodos e parâmetros das técnicas analíticas utilizadas. Diversos métodos foram utilizados neste trabalho, sendo muitos destes necessários para a aplicação dos demais. Tal relação entre métodos, bem como o grau de detalhamentos de cada método e parâmetros das técnicas analíticas empregadas está de acordo com a relevância para este trabalho. Importante também pontuar que a revisão bibliográfica constituiu um método imprescindível e que acompanhou todo o processo de escrita desta dissertação, principalmente no que diz respeito ao estado da arte e discussões.

1.4.1 Trabalho de campo

Trabalhos de campo tiveram como objetivos principais a amostragem dos xistos pelíticos e detalhamento estrutural. Quanto a coleta de amostra de xistos pelíticos procurou-se encontrar afloramentos de UFRGS (1998) e Bitencourt (1983a) que tivessem descrito uma variação na paragênese, para testar a possibilidade de diferentes paragêneses registrem ou não diferentes condições de pressão e temperatura. A coleta de amostras orientadas também foi especialmente importante

para o entendimento e ilustração dos detalhes estruturais do CMPF porque as litologias do complexo tipicamente são muito finas, o que impede a observação de indicadores cinemáticos, além de ser fundamental para a observação de outras feições microestruturais.

1.4.2 Petrografia

Aproximadamente 50 lâminas delgadas do CMPF foram observadas. Lâminas oriundas de UFRGS (1998) e desta dissertação foram confeccionadas no Laboratório de Preparação de Amostras no Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), enquanto que lâminas oriundas de Tennholm (2019 – coautora do artigo apresentado nesta dissertação) foram feitas no Departamento de Geociências da Universidade de Tromsø. Análises petrográficas foram feitas com o microscópio Olympus BX51 do Laboratório de Microscopia do Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq) da UFRGS. Microestruturas e assembleias minerais foram descritas e documentadas usando câmera acoplada ao microscópio, Olympus UE30, e o software AnalySIS getIT® versão 5.2.

1.4.3 Dados de geoquímica de rocha total e química mineral

Dados necessários para modelagem termodinâmica são a geoquímica de rocha total, para se definir os componentes do sistema, e química mineral, onde se obtém os teores de magnésio (X_{Mg}) em biotita, estauroлита e granada, anortita em plagioclásio (X_{An}), e grossulária (X_{Grs}), espessartita (X_{Sps}), almandina (X_{Alm}) e piropo (X_{Py}) em granadas. Ambos os dados de geoquímica de rocha total como de química mineral são oriundos da dissertação de Tennholm (2019), coautora do artigo apresentado no item 2 desta dissertação.

A preparação de amostras bem como parâmetros técnicos das análises dos elementos maiores das amostras com sigla BD, xistos pelíticos oriundos de Tennholm (2019), podem ser consultados na dissertação da autora ou no artigo apresentado no item 2 desta dissertação, a qual teve as amostras analisadas ambos nos laboratórios da Universidade de Tromsø, Noruega, e no *Bureau Veritas*

Laboratories, Vancouver, Canadá. Já, análises de química mineral, também oriundas de Tennholm (2019) foram feitas na microsonda eletrônica (CAMECA SX100) da Universidade de Oslo, Noruega, com condições analíticas de potencial de aceleração de 15 keV, corrente de amostra de 15 nA e feixe de 5 µm.

1.4.4 Modelagem termodinâmica

A construção de pseudosseções foi o método utilizado para a modelagem termodinâmica. Pseudosseções tratam-se de diagramas de fase, logo partem do princípio termodinâmico onde um determinado sistema, descrito por seus componentes (neste caso os elementos maiores), em uma determinada pressão e temperatura apresentará uma paragénese com a menor energia livre de Gibbs possível.

Os dados necessários para tal método consistem em: (1) caracterização petrográfica das amostras, a qual determina a seleção de amostras conforme o interesse, sendo mais fácil a modelagem de litologias que tem uma assembleia mineral em equilíbrio e poucas texturas que indiquem reações; (2) obtenção da geoquímica de rocha total de elementos maiores, as quais são essenciais, visto que tratam-se dos componentes do sistema, como explicado no parágrafo acima; e (3) química mineral, a qual é utilizada para plotagem de isopletras que consistem em linhas onde a composição do mineral modelado teria o mesmo teor de um determinado elemento observado na litologia estudada.

A modelagem termodinâmica dos xistos pelíticos foi feita com o conjunto de *softwares* *Perple_X* (Conolly, 2005; 2009). Estes *softwares* utilizam a base de dados termodinâmicos de Holland & Powell (1998, revisado em 2002 – arquivo *hp633ver.dat*) e o arquivo de cálculo de soluções sólidas *solution_model.dat*. A construção do arquivo a ser calculado se dá por meio da rotina *build*, onde o nome do arquivo, bem como os óxidos que compõem o sistema, e o intervalo de pressão e temperatura do diagrama são determinados. O cálculo da pseudosseção e criação de um arquivo de leitura e refinamento para *softwares* gráficos é feito pelos comandos *vertex* e *pssect*, respectivamente. Por fim, o cálculo das isopletras e a

geração do arquivo para *softwares* gráficos são feitos pelos comandos *werami* e *pstable*, respectivamente.

1.5 Resultados

1.5.1 Geologia estrutural

A foliação principal do CMPF é a S_2 , a qual se formou paralela aos planos axiais de dobras recumbentes desenvolvidas sobre a primeira foliação S_1 . (Bitencourt *et al.*, 1983a, b). Logo, talvez não seja sempre possível distinguir restos da S_1 da S_2 , visto que estas foliações tendem a ser paralelas. Como pode ser visto na *figure 2*, o traço da S_2 contorna o Granito Caçapava (Bitencourt 1983, b), e com os dados adquiridos nesta dissertação mostram que ao leste da área de estudo há uma região onde S_3 é a principal foliação (Fig. 3a).

Os polos da S_2 estão dispersos ao longo de uma guirlanda que representa as dobras de grande-escala (F_3) formadas durante D_3 . Lineações de estiramento observadas em veios de quartzo paralelos a S_2 são interpretados como L_{x2} . Estes são escassos e mergulham para diferentes sentidos, o que possivelmente reflete o efeito do dobramento. A guirlanda formada pelos polos da S_2 indica eixo de dobra mergulhando para NE, o que é compatível com a orientação dos eixos de crenulação (L_B) desenvolvido sobre S_2 .

A intercalação, principalmente de xistos pelíticos e anfibólitos, e também metavulcânicas e metavulcanossedimentares, e clorita e talco xistos, são observados em escala de afloramento. Esta intercalação, como descrito por Bitencourt (1983a; 1983b) é controlado por S_2 , a qual está regionalmente dobrada, mas que inicialmente eram planos de foliação sub-horizontais. Assim sendo, a separação litológica do complexo na escala de mapas não é realista. Nos xistos pelíticos S_2 é mais bem desenvolvida e marcada pela textura lepidoblástica das micas, já em litologias com anfibólio, S_2 é marcada pela textura nematoblástica de anfibólitos e/ou pelo desenvolvimento de bandamento composicional.

As dobras de crenulação de S_2 geram uma clivagem de crenulação subvertical de direção NE, a qual foi observada em toda a área de estudo (Fig. 4a-b). Na parte leste da área de estudo, como mencionado anteriormente, a principal foliação é

subvertical de direção NE (S_3 – Fig. 3a e 3c). Logo, foram selecionados alguns afloramentos nesta região para se medir dados estruturais em detalhe a fim de se entender o significado da S_3 . Um destes resultados encontra-se na *figure 5*, o qual, graças a grande exposição, permitiu definir espessuras de até 20 m para áreas onde a S_3 era a principal foliação ao lado de áreas com S_2 predominante. Feições comuns destes afloramentos são dobras F_3 relictas em regiões de S_3 (Fig. 4c) e *pods* onde a foliação sub-horizontal, S_2 , está preservada (Fig. 4d e 5). Indicadores cinemáticos encontrados são veios de quartzo dobrados e veios de quartzo que parecem porfiroclastos tipo- σ *indicam rotação horária de S_3* (Fig. 4e). Raramente, S_2 é observada sendo rotacionada destralmente pela S_3 (Fig. 4f e 5). Nas áreas onde a S_3 é a principal foliação, quartzo estirados marcam uma foliação de estiramento, L_3 , a qual tem mergulho sub-horizontal para NE ou SW (Fig. 3c).

1.5.2 Caracterização petrográfica dos xistos pelíticos

Dentre as amostras feitas apenas uma teve evidência clara de S_1 , a qual se trata de trilhas de inclusão dobradas em porfiroblastos de estauroлита (Fig. 6a-b). Trilhas de inclusões paralelas ao plano axial destas dobras são paralelas à foliação principal da amostra, S_2 (Fig. 6b). Nos xistos pelíticos, a textura lepidoblástica marcada por biotita, muscovita e, em menor proporção, clorita, e a alternância de domínios micássemos e quartzo-feldspáticos marcam a S_2 (Fig. 6c-d). Os porfiroblastos de granada são tipicamente subédricos a euédricos e chegam a até 5 mm. As trilhas de inclusões nas granadas são tipicamente espiraladas indicando que estas têm um caráter sin-cinemático a D_2 . Entretanto, em algumas amostras, estas inclusões são retas, e paralelas ou perpendiculares à foliação da matriz, e mais raramente, as inclusões são aleatórias ou ausentes.

Em camadas metavulcânicas de composição andesítica tem porfiroclastos de plagioclásio e anfibólio em uma matriz quartzo-feldspática. A orientação dos porfiroclastos e de camadas descontínuas mais grossas marcam a S_2 (Fig. 6e). Já em filitos quartzo-feldspáticos, a S_2 é marcada pela alternância de camadas com diferentes tamanhos de grão (Fig. 6f), enquanto que filitos com anfibólio tem a foliação marcada pela textura nematoblástica de domínios com anfibólio alternados

com domínio de composição quartzo-feldspática (Fig. 6g). Rochas portadoras de anfibólio aparecem como filitos e xistos (Fig. 6h).

Outro grupo de amostras com microestruturas e texturas diferentes foi observado no leste da área de estudo, onde S_3 é a foliação principal, (Fig. 7). Nesta região dobras por crenulação estão mais bem desenvolvidas (Fig. 7b), e domínios onde a S_2 está dobrada aparecem ao lado de domínio com foliação subvertical, S_3 (Fig. 7a) A observação de lâminas paralelas ao plano XZ em amostras onde S_3 é a principal foliação mostrou bandas de cisalhamento tipo-C' que rotacionam a S_3 destalmente, e que concordam com o sentido de movimento de porfiroclastos rotacionados tipo- σ (Fig. 7c). A rotação destal de S_2 pelos planos de S_3 é observada em microlithons entre planos de S_3 (Fig. 7d-e). Este sentido de movimento também é observado em microfraturas antitéticas em um porfiroclasto de feldspato (Fig. 7e). A amostra da *figure 7d* foi a única em que se observam duas granadas texturalmente diferentes. A primeira, Gt_1 , aparece como porfiroblastos fraturados de até 2 mm, cujas fraturas estão seladas por quartzo, enquanto que a segunda, Gt_2 , trata-se de cristais de aproximadamente 0.2 mm, ou seja, similar ao tamanho dos demais minerais da matriz.

1.5.3 Modelagem termodinâmica dos xistos pelíticos

Das cinco amostras de Tennholm (2019), duas foram modeladas novamente tendo em vista a atualização do software *Perple_X*, como descrito no item 1.4.4 Materiais e Métodos – Modelagem Termodinâmica, o qual permite fracionar a composição da amostra devido a cristalização de granada. As amostras selecionadas foram um granada filito (BD16c) e um granada-estauroлита xisto (BD15). Neste item será apresentada uma breve descrição petrográfica seguida dos resultados da modelagem termodinâmica, e, por fim, as discussões levantadas sobre as condições de metamorfismo registradas no complexo.

A amostra BD16c (22J 263274 mE, 6606799 mN) trata-se de um filito composto por Gt-Bt-Ms-Qz-Chl-Pl-Ilm. A foliação principal da amostra, S_2 , é marcada pela textura lepidoblástica da biotita e muscovita (Fig. 8a). Cristais de granada subédricos têm até 0,5 mm e correspondem a 5% do volume da amostra, enquanto que micas (30% de biotita e 20% de muscovita) e quartzo são os principais

constituintes. As micas envolvem os cristais de granada, o que sugere que a granada já estava presente durante a cristalização da matriz. Inclusões espiraladas da granada são compostas por quartzo, ilmenita e plagioclásio (Fig. 8b). O X_{Mg} da granada é de 0,06–0,07 no núcleo e na borda do cristal, enquanto que X_{Prp} varia entre no núcleo 0,03 para 0,03–0,04 na borda, X_{Alm} de 0,44–0,54 para 0,57–0,61, X_{Grs} de 0,08–0,10 para 0,07–0,11 e X_{Sps} de 0,31–0,34 para 0,22–0,30. O X_{Mg} da biotita é de 0,35–0,40, e Si na muscovita é 3,05–3,09 a.p.f.u. (Anexo A).

A modelagem termodinâmica da amostra BD16c está apresentada na *figure* 9. Com a geoquímica de rocha total e isopletras com a composição do núcleo das granadas foi determinado as condições do início do crescimento das granadas em 490–500 °C e 2,5–3,3 kbar (Fig. 9a). Já o as condições de pico metamórfico foram obtidas em uma pseudosseção calculada com uma composição obtida fracionando-se as granadas da composição de rocha total por uma trajetória P–T pré-definida (ponto inicial de 490 °C e 3,8 kbar e final de 510 °C e 5,0 kbar). O ponto inicial corresponde ao centro das condições de pressão e temperatura obtidas pelas isopletras do núcleo da granada, enquanto que o ponto final corresponde ao centro do intervalo das condições de P–T obtidas preliminarmente com as isopletras da borda da granada e os minerais da matriz na pseudosseção calculada com a geoquímica de rocha total. Na pseudosseção calculada com a composição fracionada, e com o uso das isopletras da borda da granada e da muscovita obtiveram-se condições de pico metamórfico para M_1 de 500–510 °C e 5–6,4 kbar (Fig. 9b). Neste intervalo de pressão e temperatura, a composição modelada da biotita é de $X_{Mg} = 0,25–0,26$, enquanto que a composição medida nos cristais é de 0,35–0,40. Esta discrepância é atribuída a variações localizadas da química da amostra, ou a formulação errada do modelo da biotita (Bt(W) – Perple_X).

Já a amostra BD15 (22J 266342mE, 6607383mS) é um xisto composto por St–Gt–Bt–Ms–Chl–Ilm–Qz–Pl–And. Camadas de biotita e muscovita, marcando uma textura lepidoblástica, e camadas descontínuas de Qz e Pl (Fig. 8c) envolvem porfiroblastos subédricos de granada de até 1,2 mm de diâmetro, e de estauroлита de, aproximadamente, 0.4 mm de comprimento, marcam a foliação (S_2). Os cristais de granada têm trilhas de inclusões de ilmenita e quartzo paralelas a S_2 . Cristais de andaluzita são raros e subédricos e parecem crescer sobre a foliação (Fig. 8d). Do núcleo a borda da granada, X_{Py} varia de 0,04–0,07 a 0,07–0,08, X_{Alm} de 0,71–0,84 a 0,85, X_{Grs} de 0,05–0,06 a 0,03–0,04, X_{Sps} de 0,04–0,17 a 0,03–0,04, e X_{Mg} de 0,06–

0.08 a 0.08–0.09. Já X_{Mg} na estaurolita varia entre 0.11 e 0.15, na biotita entre 0.32 e 0.38, e a quantidade de Si na muscovita é de 3.03–3.05 a.p.f.u. (Anexo A).

As pseudosseções da amostra BD15 estão apresentadas na *figure* 10. Isopletas com a composição do núcleo da granada plotadas na pseudosseção com a geoquímica de rocha total indicam que o crescimento das granadas começou em condições de 530–550 °C e 3–4,3 kbar (Fig. 10a). Já as condições de pico do metamorfismo foram obtidas em uma pseudosseção com a composição fracionada. Esta composição foi obtida utilizando a composição de rocha total modificada em um processo de fracionamento em uma trajetória P–T predeterminada com ponto inicial em 540 °C e 3,6 kbar, que corresponde ao início do crescimento das granadas, e ponto final em 630 °C e 6.5 kbar correspondem ao centro dos intervalos de P–T determinado quando plotados as isopletas da borda da granada e dos mineira da matriz na pseudosseção calculada com a geoquímica de rocha total. A pseudosseção calculada com esta composição junto das isopletas com a composição da borda da granada e demais minerais da amostra indicam que está registra condições de pico de metamorfismo para M_1 de 560–570 °C e 5–5.5 kbar (Fig. 10b).

1.6 Discussões

Diferente de sugestões de Bitencourt (1983a), os dados indicam que o primeiro evento metamórfico se desenvolveu durante D_1 – D_2 . Bitencourt (1983a) descreveu que M_1 era principalmente registrado por porfiroblastos de granada e estaurolita e associado com S_1 (D_1), enquanto que a matriz, ou seja, a principal foliação fora recristalizada na zona da biotita durante uma trajetória retrograde de M_2 – D_2 . Esta autora também conclui que D_1 e D_2 eram progressivos, o que concorda com nossas observações de granadas espiraladas e trilhas de inclusão dobradas (S_1) com S_2 no plano axial destas dobras (Fig. 6a-c).

Deste modo, as foliações preservadas nas trilhas de inclusões em porfiroblastos podem ser interpretadas como formadas nas mesmas condições que os núcleos das granadas, enquanto que a progressão da deformação gerou S_2 junto às condições de pico do metamorfismo, ou seja, nas condições que a química da borda dos cristais de granada estiver em equilíbrio. Resultados de química mineral da granada mostram um aumento do X_{Alm} do núcleo para a borda (Anexo A), o que

indica metamorfismo progressivo. A intersecção das isopletras da borda da Granada com os demais minerais indica que a paragênese estável durante o pico do metamorfismo (M_1) nos xistos pelíticos é composta por St–Gt–Bt–Ms–Chl–Pl–Qz–Ilm (Fig. 10b), o que exclui a andaluzita, a qual foi observada em lâmina.

As condições de P–T registradas no granada filito não corroboram a interpretação que os filitos do complexo sofreram filitização, como previamente interpretado por Bitencourt (1983a). Como mostrado na *figure* 9, as condições para o início do crescimento das granadas na amostra BD16c foram 490–500 °C e 2,5–3,3 kbar, enquanto que o pico do metamorfismo nos filitos foi 500–510 °C e 5–6,4. Logo, nenhuma evidência de condições de P–T mais altas foi encontrada. Por isso, a disposição dos filitos para o norte e sudoeste são possivelmente relacionados a geometria regional do CMPF, um anti-forme com duplo caimento.

Os resultados da modelagem termodinâmica e observações petrográficas não corroboram com a interpretação que M_1 seja de baixa pressão. A andaluzita é encontrada apenas localmente, e estes cristais tipicamente crescem sobre a foliação (Fig. 8d). Além disso, a modelagem termodinâmica da amostra BD15 (Fig. 10), que contém andaluzita, mostra condições de 530–550 °C e 3–4.3 kbar para o início do crescimento da granada, e 560–570 °C e 5–5.5 kbar como pico do metamorfismo (M_1), e a trajetória entre essas condições não passa por nenhum campo com andaluzita estável. Logo, a andaluzita é provavelmente associada com um reaquecimento do complexo devido a intrusão Granito Caçapava em 562 ± 8 Ma (U–Pb em zircão - Remus *et al.*, 2000 – Fig. 11a). Esta interpretação é corroborada com o fato que este mineral é encontrado apenas localmente, o que pode ser associado a uma distribuição heterogênea do calor do corpo granítico em uma rocha encaixante sub-horizontal. A cristalização de andaluzita também implica que o CMPF estava em uma máxima profundidade de 14 km (Fig. 11b), o que é inferido pela máxima condição de pressão onde andaluzita fica estável (assumindo 3.5 km/kbar – Fig. 10b e 11a).

Os resultados acerca das estruturas da D_3 indicam que esta fase de deformação foi principalmente localizada no leste da área de estudo (Fig. 3a). Nesta área, regiões com foliação sub-horizontal, S_2 , estão ao lado de locais com foliação subvertical, S_3 . Nestas regiões, S_2 é encontrada entre S_3 como F_2 eixos (Fig. 4c), ou como *pods* centimétricos (Fig. 4d). Texturas miloníticas (Fig. 7c-e) em planos subverticais e lineação de estiramento sub-horizontal de direção NE–SW (L_3)

corroboram a interpretação de D_3 como uma estrutura transcorrente. E indicadores cinemáticos de escala meso- (Fig. 4e-f) e microscópica (Fig. 6c-e) indicam sentido de cisalhamento dextral desta estrutura.

Dois dos resultados obtidos ajudam a definir as condições metamórficas das estruturas da D_3 . Primeiramente, cristais de biotita alinhados na S_3 são menores (Fig. 7) em comparação com aqueles encontrados na S_2 (Fig. 6), o que é interpretado como indicativo de recristalização da biotita, e que condições da zona da biotita foram alcançadas. Segundo, em apenas uma amostra dois tipos texturais de granadas foram observados (Fig. 7c-d), o que pode indicar que localmente D_3 alcançou a zona da granada. Nesta amostra, porfiroblastos de granada cataclasados (Gt_1) são provavelmente associados a M_1 , enquanto que pequenos cristais de dispersos na matriz (Gt_2) devem ter crescido, ou antes, ou durante a formação de S_3 , visto que a foliação os circunda. De qualquer modo, é necessário um maior conjunto de dados desta amostra para realmente entender o significado das Gt_2 , pois estas também poderiam ser uma fase tardia de cristalização de granadas simultânea ao crescimento das bordas das Gt_1 .

O significado das estruturas da D_3 tem implicações regionais quando analisadas junto da estrutura e relações do complexo com o Granito Caçapava. Ambos os dados estruturais da D_3 e a lineação magmática do Granito Caçapava (Nardi & Bitencourt, 1989) indicam a presença de uma zona de cisalhamento. Trabalhos anteriores inclusive mencionam que a intrusão do granito foi controlada por uma zona de cisalhamento dextral (Costa *et al.*, 1995). Neste caso, se a intrusão do Caçapava foi síncrona a última fase deformacional, como sugerido pelos resultados deste trabalho e por antigos trabalhos (Nardi & Bitencourt 1989, Costa *et al.*, 1995), as condições de P–T do evento metamórfico-deformacional $D_3 - M_2$ podem ser associados a cristalização da andaluzita devido a metamorfismo de contato sin- D_3 , e também por biotita e granada recristalizadas durante a formação das estruturas de D_3 (Fig. 11a). A relação de M_2-D_3 do CMPF com a intrusão do Granito Caçapava indica que este evento ocorreu em 562 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão – Remus *et al.* 2000 – Fig. 11a, c).

Os resultados e interpretações sobre M_2-D_3 indicam a origem do Lineamento de Caçapava (Costa, 1997 – Fig. 2a). Como foi observado que as estruturas da D_3 são mais expressivas na área que o LC intersecta o CMPF, e mostrando feições

como foliações miloníticas e lineação de estiramento sub-horizontal, a origem do LC pode ser entendida como uma zona de cisalhamento. Logo, esta estrutura pode ser corretamente chamada de Zona de Cisalhamento de Caçapava (ZCC).

Como mostrado em modelagem tridimensional por Costa *et al.* (1995), a maior espessura do corpo granítico, interpretado como sua raiz, é encontrado na sua porção noroeste. Esta seria a localização onde o principal conduto da intrusão estaria localizado. Como mostrado na *figure 2a*, na região noroeste há uma estrutura magnetométrica com sinal parecido com aquele que marca a LC, o que é interpretado como sendo um possível braço da ZCC. Logo, como primeiramente sugerido por Costa *et al.* (1995), os dados desta dissertação corroboram com a interpretação que um braço curvado da ZCC gerou domínios extensionais em segmentos de direção ENE que permitiram a intrusão do corpo granítico (Fig. 11b).

Os resultados apresentados e a interpretação do ZCC retomam a discussão do posicionamento do CMPF no Cinturão Dom Feliciano. Entender que a ZCC é uma estrutura relacionada ao Passo, significa que neste complexo desenvolveu-se uma estrutura que em profundidade mergulha para E, como modelado por Costa (1997). Este autor também obteve sentidos de mergulho para leste para a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, que limita o Bloco Tijucas com o Batólito Pelotas. Por outro lado, o sentido de mergulho das estruturas do Bloco São Gabriel é para oeste, como proposto por Saalman *et al.* (2006). Logo, in termos de geometria de estruturas regionais, o CMPF se assemelha melhor ao Bloco Tijucas.

A comparação da trajetória P-T-t do CMPF com outras unidades metamórficas do Cinturão Dom Feliciano também é outro critério de comparação. As condições de pico de metamorfismo de 560–570 °C e 5–5.5 kbar em 685 ± 12 Ma é comparável com dados obtidos no Complexo Metamórfico Porongos (Bloco Tijucas), como pico de metamorfismo de 560-590°C e 5.8-6.3 kbar (Lenz, 2006; De Toni *et al.*, 2021) em 658 ± 26 Ma (isocrona Rb-Sr em moscovita – rocha total de 5 amostras – Lenz, 2006). Já no São Gabriel, a Gt-St xisto do Complexo Cambaizinho registra condições de 583 °C e 5.94 kbar, e idade de cristalização da monazita após o pico metamórfico em 724 ± 28 Ma (Cerva-Alves *et al.*, 2019 – U-Th-Pb in situ EPMA). Logo, gradientes geotérmicos de 25-30 °C/km são observados em ambos os blocos, mas as idades de pico do metamorfismo do complexo são mais próximas aquelas do Complexo Metamórfico Porongos.

Idades de proveniência apresentam dados ambíguos para a discussão do posicionamento do CMPF. O complexo tem importante contribuição de fontes Paleoproterozoicas (2.0 – 2.2 Ga) e Mesoproterozoicas (mais antigas que 1.0 Ga), enquanto que idade Neoproterozoicas encontradas em uma amostra tem idades entre 948 e 803 Ma (Lopes *et al.*, 2015). Idades de proveniência de 897-684 Ma (Vedana *et al.*, 2017) e 840 a 660 Ma (Lena *et al.*, 2014) são reportadas no Bloco São Gabriel. Então, apesar das idades de proveniência do CMPF se sobreporem aquelas registradas no Bloco São Gabriel, idades Proterozoicas não foram encontradas em outras unidades deste bloco. Por outro lado, idades Paleo- e Mesoproterozoic similares ao CMPF foram encontradas no Complexo Metamórfico Porongos (Gruber *et al.*, 2016; Hofig *et al.*, 2018; Pertille *et al.*, 2015) e em unidades do Bloco Tijucas em Santa Catarina (Percival *et al.*, 2021). Entretanto, estas unidades também têm idades Criogenianas e Ediacaranas, que nunca foram encontradas no CMPF. Logo, a discussão sobre o posicionamento do Passo Feio no Bloco São Gabriel ou Tijucas ainda precisa de mais dados para chegar a uma conclusão.

1.7 Conclusões

I. Os primeiros dois eventos deformacionais, D_1 e D_2 , são progressivos e acompanhados pelo início de cristalização da granada (D_1) até as condições de pico de metamorfismo (D_2 - M_1).

II. A modelagem termodinâmica de um granada filito mostrou que este registra condições de início de cristalização da granada em 490-500 °C e 2.5-3.3 kbar e pico de metamorfismo em 500-510 °C e 5-6.4 kbar. Já um granada-estauroлита xisto registrou condições de início de crescimento das granadas em 530–550 °C e 3–4.3 kbar e pico metamórfico de M_1 em 560–570 °C e 5–5.5 kbar.

III. Depois de M_1 , que ocorreu em profundidade de 17.5–19.25 km, o complexo foi elevado até uma profundidade de pelo menos 14 km (~4 kbar) antes do evento seguinte que ocorreu devido ao metamorfismo de contato causado pela intrusão do Granito Caçapava (M_2 - D_3). A presença de andaluzita atesta condições de pressão de no máximo 4 kbar para este evento metamórfico, enquanto que regiões onde S_3

se desenvolveu mostram principalmente recristalização de Bt, indicando que M₂ alcançou fácies xisto verde na zona da biotita.

IV. As similaridades das estruturas de D₃ do Complexo Passo Feio (S₃ e L₃) com as estruturas magmáticas do Granito Caçapava, junto com a orientação das anomalias geofísicas da região e os indicadores cinemáticos de S₃ corroboram com a interpretação do Lineamento de Caçapava ter origem como uma zona de cisalhamento dextral.

V. O movimento dextral de um braço da Zona de Cisalhamento de Caçapava de ENE para NS, localizado a NW do granito, foi o provável responsável pela geração do espaço para a intrusão do granito em ca. 562 Ma, e a continuação do cisalhamento dentro do mesmo campo tensional resultou na foliação milonítica e lineação observada principalmente nas bordas leste e oeste do corpo.

1.8 Referências

- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B.B., & Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50(1-2): 77-111.
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S., & Fambrini, G. L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *The Journal of Geology*, 118(2):145-161.
- Almeida, R. P., Santos, M. G., Fragoso-Cesar, A. R., Janikian, L., & Fambrini, G. L. 2012. Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2):347-376.
- Arena, K.R., Hartmann, L.A. & Lana, C. 2016. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U–Pb–Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*, 285:299–314.
- Babinski, M., Chemale Jr, F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Carlos da Silva, L., 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24(5):439-442.
- Basei, M.A., Peel, E., Bettucci, L.S., Preciozzi, F. & Nutman, A.P. 2011. The basement of the Punta del Este Terrane (Uruguay): an African Mesoproterozoic

fragment at the eastern border of the South American Río de La Plata craton. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3):289-304.

- Battisti, M.A.B., Bitencourt, M.F., De Toni, G.B., Nardi, L.V.S. & Konopásek, J. 2018. Metavolcanic rocks and orthogneisses from Porongos and Várzea do Capivarita complexes: A case for identification of tectonic interleaving at different crustal levels from structural and geochemical data in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88:253-274.
- Bicalho, V, Remus, M.V.D., Rizzardo & R., Dani, N. 2019 Geochemistry, metamorphic evolution and tectonic significance of metabasites from Caçapava do Sul, southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 49(2).
- Bicalho, V. 2018. *Geoquímica e ambiente geotectônico dos metabasitos da região de Caçapava do Sul, RS*. Porto Alegre, 108p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bitencourt, M.F. & Hartmann, L.A. 1984a. Geoquímica das Rochas Anfibolíticas da Região de Caçapava do Sul, RS – Parte I: Caracterização Geológica e Petrográfica, Elementos Maiores e Menores. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33., 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, vol. 9, p. 4253-4265.
- Bitencourt, M.F. & Hartmann, L.A. 1984b. Reconhecimento Geoquímico dos Xistos Magnesianos da Região do Passo Feio, Caçapava do Sul, RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33., 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, vol. 9, p. 4253-4265.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:186–189.
- Bitencourt, M.F. 1983b. Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS – Geologia e Relações com o Corpo Granítico. *In: Atas do 1º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, p. 37-48.
- Bitencourt, M.F. *Geologia, Petrologia e Estrutura dos Metamorfitos da Região de Caçapava do Sul, RS*. 1983a. Porto Alegre, 161p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Bitencourt, M.F., De Toni, G.B., Florisbal, L.M., Nardi, L.V.S., Martil, M.M.D., Heaman, L., DuFrane, A. & Chemale Jr., F. 2016. Timing of syenitic syntectonic magmatism as a record of strain partitioning during Cryogenian collisional transpressive regime in southernmost Brazil. *In: Primer Simposio de Tectonica Sudamericana – Acta*. Santiago, Chile, 206 p.
- Borba, A.W., Maraschin, A.J., Noronha, F.L., Casagrande, J. & Mizusaki, A.M.P. 2007. Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Neoproterozoic, Southern Brazil): evidence from petrography, geochemistry and neodymium isotopes. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 14(1):25-42.
- Borba, A.W., Vignol-Lelarge, M.L.M. & Mizusaki, A.M.P. 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(6):683-692.
- Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Instituto Geologia e Mineralogia do Brasil, *Boletim 66: 1-72*.
- Cerva-Alves, T., Hartmann, L.A., Queiroga, G.N., Remus, M.V.D. 2019. Evolution of Tonian Metamorphic Events in the Cambaizinho Ophiolite, São Gabriel Terrane. *In: Anais do XI international Symposium on Tectonics*, Bento Gonçalves, Brasil.
- Chemale Jr., F., 2000. *Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense*. *In: Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 2002. 444 p.
- Chemale Jr., F., Philipp R.P., Dussin I., Formoso M.L.L., Kawashita K. & Berttotti, A.L. 2011. Lu-Hf and U-Pb age determination of the Capivarita Anorthosite, Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 186:117-126
- Connolly J.A. 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2):524-41.
- Connolly, J.A.D. 2009. The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(10).
- Costa, A.F.U. 1997. *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no escudo sul-rio-grandense*. Porto Alegre, 180p.

Tese de Doutorado Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

- Costa, A.F.U., Fernandes, L.A.D., Shukowsky, W., Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 1995. Teste dos modelos tectônicos e de posicionamento do Complexo Granítico de Caçapava do Sul através de estudos de modelagem gravimétrica 3-D. *Revista Brasileira de Geofísica*, 13(2):91-101.
- Costa, E.O., Gomes, E.M., Bitencourt, M.F., De Toni, G.B. & Nardi, L.V.S. 2020. Reassessing the PT conditions of Neoproterozoic collisional metamorphism and partial melting in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, p.102584.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2016. Strain partitioning into dry and wet zones and the formation of Ca-rich myrmekite in syntectonic syenites: a case for melt-assisted dissolution replacement creep under granulite facies conditions. *Journal of Structural Geology*, 91:88-101.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Konopásek, J., Battisti, M.A., Costa, E.O., & Savian, J.F. 2021. Autochthonous origin of the Encruzilhada Block, Dom Feliciano Belt, southern Brazil, based on aerogeophysics, image analysis and PT-paths. *Journal of Geodynamics*, 101825.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S, Florisbal, L.M., Almeida, B.S. & Geraldes, M., 2020. Dom Feliciano Belt orogenic cycle tracked by its pre-collisional magmatism: the Tonian (ca. 800 Ma) Porto Belo Complex and its correlations in southern Brazil and Uruguay. *Precambrian Research*, 342, 105702.
- Fambrini, G.L., Almeida, R.P., Janikian, L. & Riccomini, C. 2018. Proveniência e paleocorrentes de conglomerados e arenitos do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) no Vale do Piquiri, Sub-bacia Camaquã Oriental, RS: implicações tectônicas. *Geologia USP. Série Científica*, 18(1):149-183.
- Fernandes, L. A. D., Tommasi, A., & Porcher, C. C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1):77-96.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Kramer, G., Tommasi, A., Porcher, C.C., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995a. Evolução tectônica

do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I -uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira Geociências*, 25:351-374.

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

Florisbal, L. M., de Assis Janasi, V., de Fátima Bitencourt, M., & Heaman, L. M. (2012). Space–time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U–Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic–felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research*, 216, 132-151.

Goñi, J.C., Goso, H. & Issler, R.S. 1962. Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-Riograndense. *Avulso Escola de Geologia da UFRGS*, 3:1-105.

Goulart, R.V. & Remus, M.V.D. 2013. Composição isotópica de Sr, C e O e geoquímica de ETR das rochas carbonáticas do Bloco São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 40(1):75-97.

Goulart, R.V. 2012. *Caracterização geoquímica e isotópica das rochas carbonáticas da zona central do embasamento do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, p. 79. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., & Koester, E. 2006. Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian Research*, 147(1-2):41-64.

Gruber, L., Porcher, C.C., Koester, E., Bertotti, A.L., Lenz, C., Fernandes, L.A.D. & Remus, M.V.D. 2016a. Isotope Geochemistry and Geochronology of Syn-Depositional Volcanism in Porongos Metamorphic Complex, Santana Da Boa

Vista Antiform, Dom Feliciano Belt, Brazil: Onset of an 800 Ma Continental Arc. *Journal of Sedimentary Environments*, 1(2):202-221.

- Gubert, M.L., Philipp, R.P. & Basei, M.A.S. 2016. The Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: U-Pb geochronology and tectonic implications for the neoproterozoic São Gabriel Arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 70:1-17.
- Hartmann, L.A., Lopes, W.R. & Savian, J.,F. 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogammaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 188(1):75-92.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S. & McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19(1):84-99.
- Hartmann, L.A., Tindle, A. & Bitencourt, M.F. 1990. O metamorfismo de fácies anfíbolito no Complexo Metamórfico Passo Feio, RS, com base em química dos minerais. *Pesquisas em Geociências*, 17(1-2):62-71.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R. & Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira Fold Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):257-266.
- Höfig, D.F., Marques, J.C., Basei, M.A.S., Giusti, R.O., Kohlrausch, C. & Frantz, J.C. 2017. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: new insights into the cryogenian-ediacaran of Porongos complex, Dom Feliciano belt, southern Brazil. *Precambrian Research*, 306:189-208.
- Höfig, D.F., Marques, J.C., Basei, M.A.S., Giusti, R.O., Kohlrausch, C. and Frantz, J.C., 2018. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: New insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos Complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Precambrian Research*, 306:189-208.
- Holland, T.J.B. & Powell, R.T.J.B. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of metamorphic Geology*, 16(3): 309-343.

- Jost, H. & Bitencourt, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 4(7):27-60.
- Jost, H. & Hartmann, L.A. 1984. *Província Mantiqueira – Setor Meridional*. In: Pré-Cambriano do Brasil. Coord.: Almeida, F.F.M., Hasui, Y., p. 345-368.
- Koester, E., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., Fernandes, L.A.D., Vignol-Lelarge, M.L., Oliveira, L.D. & Ramos, R.C., 2016. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: the Chácara das Pedras Orthogneiss. *Journal of South American Earth Sciences*, 68:155-166.
- Konopásek, J., Cavalcante, C., Fossen, H. & Janoušek, V., 2020. Adamastor—an ocean that never existed? *Earth-Science Reviews*, p.103201.
- Konopásek, J., Janoušek, V., Oyhantçabal, P., Sláma J. & Ulrich, S. 2018. Did the circum-Rodinia subduction trigger the Neoproterozoic rifting along the Congo–Kalahari Craton margin? *International Journal of Earth Sciences*, 107(5):1859-1894.
- Leinz, V., Barbosa, A.F. & Teixeira, E. 1941. Mapa Geológico de Caçapava-Lavras. Secretária do Estado de Agricultura, Indústria e Comércio, *Boletim*, 90:1-39.
- Leite, J.A., Hartman, L.A., Mcnaughton, N.J., Chemale Jr, F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40(8):688-705.
- Lena, L.O.F., Pimentel, M.M., Philipp, R.P., Armstrong, R. & Sato, K. 2014. The evolution of the Neoproterozoic São Gabriel juvenile terrane, southern Brazil based on high spatial resolution U-Pb ages and $\delta^{18}\text{O}$ data from detrital zircons. *Precambrian Research*, 247:126-138.
- Lenz, C. 2006. *Evolução metamórfica dos metapelitos da Antiforme Serra Dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo*. Porto Alegre, 128 p. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C. & Masquelin, H. 2011. U–Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in

Uruguay: evidences of a ~ 800 Ma magmatic and ~ 650 Ma metamorphic event. *Precambrian Research*, 185:149–163.

Lenz, C., Porcher, C. C., Fernandes, L. A. D., Masquelin, H., Koester, E., & Conceição, R. V. 2013. Geochemistry of the Neoproterozoic (800–767 Ma) Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineralogy and Petrology*, 107(5):785-806.

Lopes, C.G. 2012. *Proveniência das rochas metassedimentares detríticas do complexo passo feio – terreno São Gabriel, Caçapava do Sul-RS*. Porto Alegre, p. 78. Trabalho de Conclusão do Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Lopes, C.G. 2014. *Análises de U-Pb por LA-ICP-MS e Shrimp em zircões detríticos do complexo Passo Feio, Terreno São Gabriel implicações geotectônicas para evolução do Cinturão Dom Feliciano*. Porto Alegre, p. 67. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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

Machado, N., Koppe, J.C. & Hartmann, L.A., 1990. A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(2-3):87-90.

Martello, F.L. 2006. *Estudo da trajetória pressão, temperatura e tempo de porção sul do Cinturão Metamórfico Passo*. Porto Alegre, p. 80. Trabalho de Conclusão do Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Koester, E. & Pimentel, M.M. 2017. Pre-collisional, Neoproterozoic (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos*, 274–275:39–52.

Masquelin H., Fernandes, L.A.D., Lenz, C., Porcher, C.C. & McNaughton, N.J. 2012. The Cerro Olivo Complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54:1161–1183.

- Melcher, G. & Mau, H. 1960. Novas Observações Geológicas na Região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Anais da Academia de Ciências*, 32:43-50.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(2):153-169.
- Nardi, L.V.S., Plá-Cid, J., Bitencourt, M.F. & Stabel, L.Z. 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(2): 353-371.
- Neis, L.P. 2013. *Geoquímica de metacarbonatos do Escudo Sul-Rio-Grandense na região de Caçapava Do Sul E Arroio Grande, RS*. Porto Alegre, p. 61. Trabalho de Conclusão do Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Neis, L.P. 2017. *Aplicação de razão $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ e geoquímica em mármore do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Porto Alegre, p. 80. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Oliveira, C.H.E., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Bicca, M.M. & Philipp, R.P. 2014. U–Pb and Lu–Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 246:240-255.
- Oriolo S., Oyhantçabal P., Wemmer K. & Siegesmund S. 2017. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers*, 8:1431-1445.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Konopásek, J., Basei, M.A., Frei, R., Sláma, J., Wemmer, K. and Siegesmund, S. 2019. Late Paleoproterozoic and Mesoproterozoic magmatism of the Nico Pérez Terrane (Uruguay): tightening up correlations in southwestern Gondwana. *Precambrian Research*, 327:296-313.

- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. & Wemmer, K. 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100:201-220.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S. & Layer, P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London*, 166:1075-1084.
- Padilha, D.F., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Forisbal, L.M., Reis, C. Geraldés & M., Almeida, B.S. 2019. Sources and settings of Ediacaran post-collisional syenite-monzonite-diorite shoshonitic magmatism from southernmost Brazil. *Lithos*, 344-345:482-503.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F. & Wildner, W. 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, 36:183–193.
- Peel, E., Sánchez-Bettucci, L. & Basei, M.A.S. 2018. Geology and geochronology of Paso del Dragón Complex (northeastern Uruguay): implications on the evolution of the Dom Feliciano Belt (Western Gondwana). *Journal of South American Earth Sciences*, 85:250-262.
- Percival, J. J., Konopásek, J., Eiesland, R., Sláma, J., de Campos, R. S., Battisti, M. A., & de Fátima Bitencourt, M. 2021. Pre-orogenic connection of the foreland domains of the Kaoko–Dom Feliciano–Gariép orogenic system. *Precambrian Research*, 354, 106060.
- Pertille J., Hartmann L.A., Philipp R.P., Petry T.S. & Lana C.C. 2015. Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U-Pb, Lu-Hf isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, 64:69-93.
- Pertille, J., Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., & Armstrong, R. 2017. Reconstructing the Cryogenian–Ediacaran evolution of the Porongos fold and thrust belt, Southern Brasiliano Orogen, based on Zircon U–Pb–Hf–O isotopes. *International Geology Review*, 59(12)1532-1560.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S. & Lafon, J.M. 2002. O Magmatismo Granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: Novos dados e revisão da Geocronologia regional. *Brazilian Journal of Geology*, 32:277-290.

- Philipp, R.P., Pimentel, M.M. & Basei, M.A.S. 2018. The Tectonic Evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: The Closure of the Charrua Ocean. in: S. Siegesmund *et al.* (eds.), *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*, 243-265.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., & Chemale Jr, F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46:83-104.
- Picada, R.S., 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense: caracterização dos sistemas de falhas. *In Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia. p. 167-191.
- Preciozzi F, Masquelin H & Basei MAS. 1999. The namaqua/grenville terrane of eastern Uruguay. 2nd South American symposium on isotope geology, Argentina, pp 338–340.
- Ramos, R.C., Koester, E., Triboli, D.V., Porcher, C.C., Gezatt, J.N. & Silveira, R.L. 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 86:38-53.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I. & Fletcher, I. R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(3): 191-216.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I. & Pinto, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(4):349-366.
- Ribeiro, M. 1970. Geologia da Folha de Bom Jardim, RS, Brasil. *Boletim Divisão de Fomento Mineral Brasileiro*, 247:1-142.
- Ribeiro, M., Bochi, P.R., Figueiredo, P.M. & Tessari, R.I. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. *Boletim Divisão de Fomento Mineral Brasileiro*, 127:1-232.
- Rivera, C.B. 2019. *Construção do Maciço Sienítico Piquiri (609 a 583 ma) por colocação sucessiva de pulsos de magma ultrapotássico e shoshonítico sob*

extensão no Escudo Sul-rio-grandense. Porto Alegre, 218 p. Tese de Doutorado Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Robertson, J.F. 1966. Revision of the Stratigraphy and Nomenclature of Rock Units in the Caçapava-Lavras Region, state of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos Escola Geologia*, 1: 41-54.

Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D., & Läufer, A. 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3): 355-378.

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

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

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

Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 239 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Tennholm, T. 2019. *Metamorphic evolution of the Passo Feio Complex (central part of the Dom Feliciano Belt, southern Brazil)*. Tromsø, 97 p. Dissertação de Mestrado, Department of Geosciences, Faculty of Science and Technology, The Arctic University of Norway.

UFRGS. 1998. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Mapeamento Geológico 1:25.000, Projeto Caçapava do Sul*. Porto Alegre, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, escala 1:25:000.

- Vedana, L.A., Philipp, R.P. & Basei, M.A.S. 2018. Tonian to early Cryogenian synorogenic basin of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *International Geology Review*, 60(1):109-133.
- Will, T.M., Gaucher, C., Ling, X.X., Li, X.H., Li, Q.L. & Frimmel, H.E. 2019. Neoproterozoic magmatic and metamorphic events in the Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay, and possible correlations across the South Atlantic. *Precambrian Research*, 320:303-322.
- Willig, C.D., Valentini, N., Conte, C.N., Zir, J.A. & Mônaco, O.A. 1974. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, texto explicativo da Folha Porto Alegre, SH.22 e Folha Lagoa Mirim, SI.22*. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, Ministério de Minas e Energia.

2 ARTIGO – P-T-D evolution of the SE Passo Feio Complex and the meaning of the Caçapava Lineament

24/02/2021

Chasque Webmail :: Confirming submission to Journal of South American Earth Sciences

Assunto **Confirming submission to Journal of South American Earth Sciences**

De Journal of South American Earth Sciences
<em@editorialmanager.com>

Remetente <em.sames.0.718e47.861c6496@editorialmanager.com>

Para Elisa Oliveira da Costa <elisa.oliveira@ufrgs.br>

Responder para Journal of South American Earth Sciences <sames@elsevier.com>

Data 24.02.2021 12:41 pm



This is an automated message.

P-T-D evolution of the southeast Passo Feio Complex and the meaning of the Caçapava Lineament

Dear Miss Costa,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Journal of South American Earth Sciences.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/sames/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Journal of South American Earth Sciences

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub:
<https://www.elsevier.com/authors>

FAQ: How can I reset a forgotten password?
https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/
For further assistance, please visit our customer service site:
<https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>

Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/sames/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.

https://webmail.ufrgs.br/chasque/?_task=mail&_safe=0&_uid=18310&_mbox=INBOX&_action=print&_extwin=1

1/1

P-T-D evolution of the SE Passo Feio Complex and the meaning of the Caçapava Lineament

Elisa Oliveira da Costa ^{1*} - elisa.oliveira.da.costa@gmail.com,
elisa.oliveira@ufrgs.br

Maria de Fátima Bitencourt ¹ - fatimab@ufrgs.br

Tonje Tennholm ² - tonjetk@hotmail.com

Jiří Konopásek ^{2,3} - jiri.konopasek@uit.no

Thayse de Franceschi Moita ⁴ – thaysemoita@hotmail.com¹

Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto
Alegre, 91500-000, RS, Brasil.

² Department of Geosciences, UiT The Arctic University of Norway, Postboks 6050
Langnes, 9037 Tromsø, Norway.

³ Czech Geological Survey, Klárov 3, 118 21 Prague, Czech Republic

⁴ Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento
Gonçalves, 9500, Porto Alegre, 91500-000, Porto Alegre, Brazil

* Corresponding Author

Abstract

Metamorphic-deformational paths and the understanding of regional structures are essential to understand how mountains came to be arranged the way they are. While in active orogenies structures can be easily mapped for hundreds of km, in ancient mountain belts, regional structures may rely only on subsurface data. In this paper, we constrain the metamorphic-deformational history of the southeastern part of the Passo Feio Complex, where it is crosscut by a block-limiting structure defined by magnetometric data, the Caçapava Lineament. Our petrographic interpretations and thermodynamic modelling of pelitic schists indicate beginning of garnet growth at 530–550 °C and 3–4.3 kbar during D₁, with peak at 560–570 °C and 5–5.5 kbar (M₁), during progression to D₂. After M₁ (17.5–19.25 km), the complex was elevated at least to 14 km (~4kbar), since the contact metamorphism of the Caçapava Granite crystallized And. The correlation of D₃ structures of the Passo Feio Complex (S₃ and L₃), magmatic structures in the Caçapava Granite, orientation of geophysical anomalies in the region, and kinematics of S₃ corroborate the interpretation of the Caçapava Lineament as a dextral shear zone. Due to the location of anomalies and previous tridimensional modeling of the granitic body we interpret that a curved ENE to NS branch of the NE-striking Caçapava Shear Zone is responsible for accommodation of the granite emplacement at ca. 562 Ma. Lastly, we discuss the regional implications of understanding this structure, which brings up the questioning of its block-limiting character and the geotectonic positioning of the Passo Feio Complex.

Keywords: Thermodynamic modelling; Perple_X; Caçapava Shear Zone; Dom Feliciano Belt;

Introduction

The geometry and significance of regional structures developed on metamorphic rocks are essential to construct petrological models, as they permit to establish boundaries of tectonic blocks and to investigate how they came to be arranged the way they are. In recent orogens, regional structures and domain boundaries are easily mapped for more than a 1000 km, as the Main Frontal Thrust in the Himalayas (e.g., Gasser, 1964; Nakata, 1989; Bilham *et al.*, 1998). In ancient orogens, however, description and recognition of regional structures may have to rely only on subsurface data, as they may be almost completely covered by post-collisional basin sediments.

The Dom Feliciano Belt in southernmost Brazil is a typical case of regional structure deduced from incomplete dataset. The eastern boundary of its westernmost domain, the São Gabriel Block, is known as the Caçapava Lineament (CL - Fig. 1a), originally described as a straight and continuous lineament marked by an aeromagnetic discontinuity by Costa (1997). This structure was interpreted to represent a suture and terrain boundary, resulting from the closure of an oceanic basin (Fernandes *et al.*, 1995a, Costa, 1997). In recent papers it is represented as a shear zone in regional maps (e.g., Chemale, 2000, Philipp *et al.* 2013, 2016), but no information is given about its geometry, kinematics or genetic conditions. The possibility of a dextral transcurrent shear zone in this region was pointed out by Costa *et al.* (1995) as part of a model to explain the emplacement of the Caçapava Granite, but no further information is given by the authors. Therefore, despite different references to its existence, the Caçapava Shear Zone has never received enough attention to correctly position it in regional maps or discuss its kinematics or structural development. Consequently, its role as terrain boundary or domain divider remains under questioning.

In this paper, we present data obtained from the southeastern part of the Passo Feio Complex, where it is crosscut by the Caçapava Lineament. The study aims at constraining the metamorphic path of metapelites and understanding its deformation. For that, we use structural field data, petrographic, microstructural and thermodynamic modelling data to discuss the metamorphic-deformational history of the complex and what it informs about the geological meaning of the Caçapava Lineament in the regional structural framework.

Geological Setting

Regional Geology

The Neoproterozoic Dom Feliciano Belt (DFB) in southernmost Brazil and Uruguay represents the South American portion of the ca. 1200 km long Dom Feliciano–Kaoko–Gariiep orogenic system formed during Neoproterozoic assembly of the Western Gondwana (Oriolo *et al.*, 2017; Konopásek *et al.*, 2018 – Fig. 1a). The Dom Feliciano Belt is adjacent to the Luis Alves Craton in the north and to the Nico Perez Terrane and Rio de La Plata Craton in the southwest (p *et al.*, 2011). Some Archean and Paleoproterozoic basement inliers are exposed throughout the DFB partly covered by metamorphosed pre-orogenic deposits of Mesoproterozoic–Tonian age (Oriolo *et al.*, 2019; Percival *et al.*, 2021), as well as syn- to post-collisional volcano-sedimentary deposits of Ediacaran to Cambrian ages (Pertille *et al.*, 2017; Höfig *et al.*, 2018; Almeida *et al.*, 2010, 2012). The DFB in southern Brazil is usually subdivided into five tectonic domains delimited by regional lineaments (Fernandes *et al.*, 1995a; 1995b; Hartmann *et al.*, 2016; De Toni *et al.*, 2021; Basei *et al.*, 2011 – Fig. 1b).

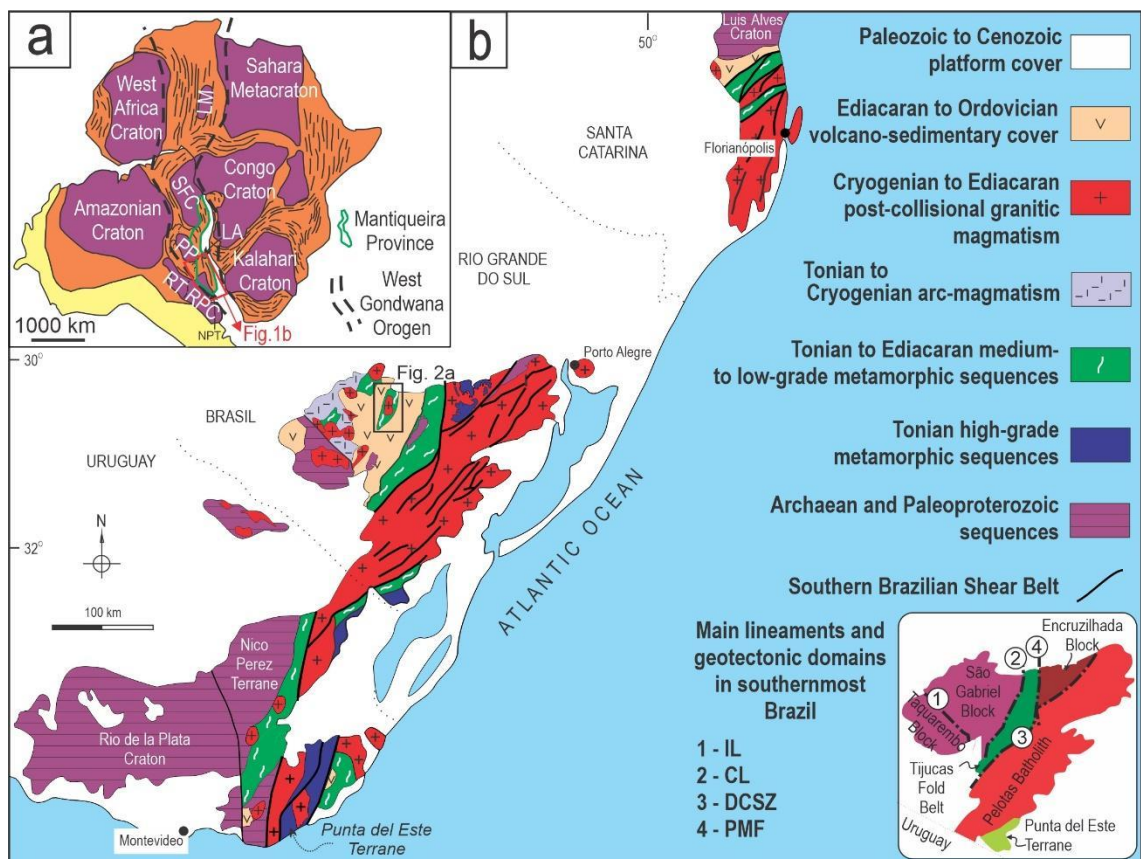


Fig. 1. a) Geotectonic reconstruction of Western Gondwana (modified from Oriolo *et al.*, 2017; Will *et al.*, 2019) with area of figure 1b indicated. LM – Latea Metacraton; SFC – São Francisco Craton; RT- Rio Tebicuary Craton; PP – Parapananema Craton; LA – Luis Alves Craton; NPT – Nico Peres Terrane; RPC –

Rio de la Plata Craton. b) Geotectonic map of Dom Feliciano Belt and surrounding Archean and Paleoproterozoic sequences (modified from Bitencourt and Nardi, 2000; Ramos *et al.*, 2018; Will *et al.*, 2019). IL – Ibaré Lineament; CL – Caçapava Lineament; DCSZ – Dorsal de Canguçu Shear Zone; PMF – Passo do Marinheiro Fault. Area of figure 2 indicated.

The westernmost tectonic domain is the São Gabriel Block, which is bounded by the NW-trending Ibaré Lineament and the NNE-trending Caçapava Lineament (CL – Fig. 1b). The oldest rocks of the São Gabriel Block are attributed to the so-called Passinho event (930 – 880 Ma), a period of accretion of intra-oceanic arc recorded in ophiolites (Arena *et al.*, 2016), and metadiorite (Leite *et al.*, 1998). Ophiolite obduction would have taken place at ca. 790 Ma (Arena *et al.*, 2016). Calc-alkaline metatuffs and meta-conglomerates (Gubert *et al.*, 2016), ortogneisses (Leite *et al.*, 1998; Hartmann *et al.*, 2011) and metavolcanic rocks (Machado *et al.*, 1990; Remus *et al.*, 1999) with ages of ca. 770 to 720 Ma are considered by Philipp *et al.* (2018) as associated with another period of magmatic arc formation called the São Gabriel event. The orthogneisses were subsequently intruded by ca. 705 to 690 Ma tonalite–diorite igneous suite (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2011). Ediacaran post-collisional granites are also common in this domain.

The central-western tectonic domain is the foreland Tijucas Fold Belt (Hasui *et al.*, 1975), bounded to the west by the CL and to the east by the Dorsal de Canguçu Shear Zone (DCSZ) and Passo do Marinheiro Fault (PMF). This domain is interpreted as a deformed and metamorphosed volcano-sedimentary basin (e.g., Gruber *et al.*, 2016; Pertille *et al.*, 2015; Höfig *et al.*, 2017) with periods of volcanic activity at ca. 780 Ma (Saalman *et al.*, 2011; Martil *et al.*, 2017) and from ca. 600 to 580 Ma (Höfig *et al.*, 2017). Metamorphic and deformational events occurred at ca. 650 Ma (Lenz 2006) and ca. 570 Ma (Höfig *et al.*, 2017; Battisti *et al.*, 2018). Past and recent works have shown that in southernmost Brazil, the Tijucas Fold Belt is composed of two tectonically imbricated sequences (Jost & Bitencourt 1980; Höfig *et al.*, 2017; Battisti *et al.*, 2018). Therefore, the metamorphic complex that comprises the Tijucas Fold Belt in the Rio Grande do Sul state, the Porongos Metamorphic Complex (PMC), can be divided in two domains referred to as Porongos I and Porongos II (Höfig *et al.*, 2017; Battisti *et al.*, 2018). Peak metamorphic conditions registered in the PMC are ca. 560–590°C and 5.8–6.3 Kbar with retrograde reworking at 550 °C and 2.7 kbar (Lenz, 2006; De Toni *et al.*, 2021).

Farther to the east of the DCSZ, Cryogenian to Ediacaran post-collisional granitic rocks form the Florianópolis–Pelotas–Aiguá Batholith (Fig 1b). Emplacement of these rocks between ca. 640 and 580 Ma (Bitencourt & Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 2002) was controlled by an anastomosing array of shear zones known as the Southern Brazilian Shear Belt (Bitencourt & Nardi, 2000).

The central-northeastern portion of the batholith is called the Encruzilhada Block (EB), first defined by Jost & Hartmann (1984). Recently, the evolution of this area was re-interpreted by Battisti *et al.* (2018), Costa *et al.* (2020) and De Toni *et al.* (2021) in terms of emplacement of hot orogenic hinterland on top of the medium-grade foreland. The early tectono-metamorphic evolution is represented by westward oblique thrusting of a granulitic complex over the Tijucas Fold Belt. This event was followed by emplacement of granitic rocks along the foreland–hinterland interface and by voluminous post-collisional magmatism within the Encruzilhada Block and the rest of the Pelotas Batholith (640–578 Ma – Bitencourt *et al.*, 2016; Nardi *et al.*, 2008; Rivera, 2019; Padilha *et al.*, 2019).

The easternmost tectonic domain of the Dom Feliciano Belt is the Punta del Este Terrane, which outcrops mainly in Uruguay, but has recently been extended up to southernmost Brazil (Ramos *et al.*, 2018). The limit with the Batholith is an NNE-striking shear zone (Preciozzi *et al.*, 1999). Similar to the Encruzilhada Block, the Punta del Este Terrane comprises high grade complexes with 780–800 Ma calc-alkaline igneous protolith (Lenz *et al.*, 2011; Masquelin *et al.*, 2012), that has either been associated with a magmatic arc setting (Lenz *et al.* 2013; Koester *et al.*, 2016; Martil *et al.*, 2017; De Toni *et al.*, 2020) or a rift-related magmatism (Konopásek *et al.*, 2018; 2020; Will *et al.*, 2019). The Punta del Este Terrane has a metamorphic peak at ca. 655-632 Ma (Will *et al.*, 2019), and partial melting at ca. 654-630 Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2009; Lenz *et al.*, 2011; Will *et al.*, 2019).

Passo Feio Complex

The Passo Feio Complex (PFC) is situated near the eastern boundary of the São Gabriel Block represented by the Caçapava Lineament (CL - Fig. 2a), which runs through its southeastern portion (Fig. 2b). The complex consists of metapelitic schists and phyllites, amphibole-bearing rocks such as amphibolites, metagabbros and amphibole schists, acid to intermediate metavolcanoclastic rocks, and subordinate magnesian schists and marble lenses and metavolcanic rocks (Bitencourt, 1983a, b). The PFC is arranged in a double-plunging antiformal structure

with subhorizontal axis plunging either NNE or SSW. At the center of this structure, the calc-alkaline Caçapava Granite intruded the PFC at 562 ± 8 Ma (SHRIMP U–Pb zircon - Remus *et al.*, 2000). To the west and east, the complex is covered by Ediacaran to Ordovician volcano-sedimentary sequences of the Camaquã Basin (Paim *et al.*, 2014 - Fig. 2a).

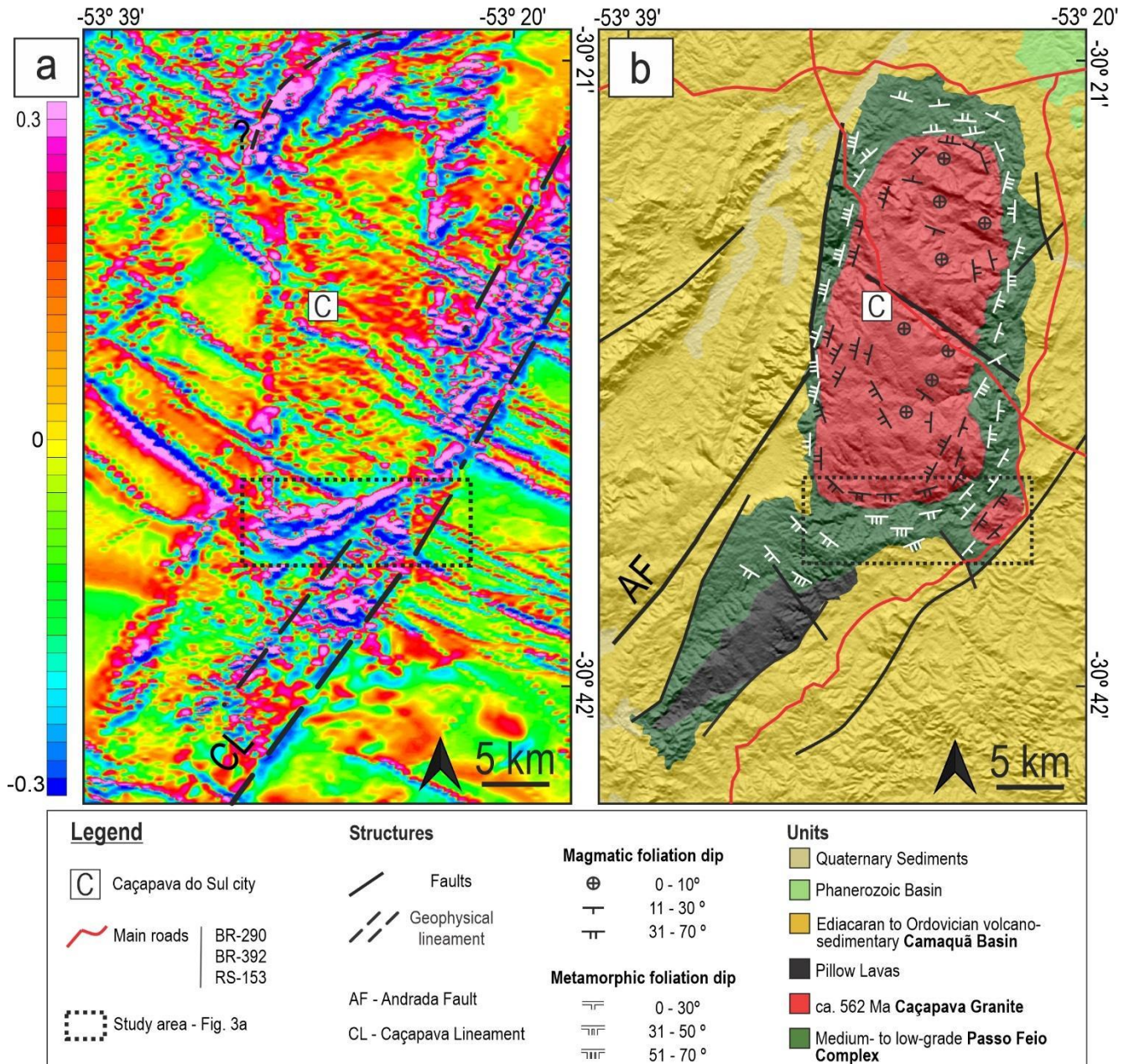


Fig. 2. a) Aerogeophysical map of the study area (first derivate), with geophysical structures indicated. Modified from Wildner *et al.* (2006) and CPRM (2010). **b)** Geological map of the Passo Feio Complex with main structures of the complex and the Caçapava Granite. Modified from Bitencourt (1983a), UFRGS (1998), Nardi & Bitencourt (1989) and Wildner *et al.* (2006).

Acid metavolcanic rocks are rare, and have not yet been characterized in terms of geochemistry and geochronology, while amphibole-bearing rocks were studied by

Bitencourt & Hartmann (1984a, b) and Bicalho *et al.* (2019). The data of Bitencourt & Hartmann (1984a, b) refer to the northern and southern parts of the complex and suggest that most samples are ortho-amphibolites, either volcanic or volcano-sedimentary in origin, part of them tholeiitic and part alkaline. Bicalho *et al.* (2019) studied the northern part of the complex, and found amphibolites of basaltic to basaltic-andesite compositions of predominantly tholeiitic affinity.

Two metamorphic events were described in the PFC by Bitencourt (1983a, b). M_1 reached the staurolite zone, and the presence of andalusite was taken to indicate Buchan-type metamorphism, while retrogressive M_2 reached the biotite zone. The emplacement of the Caçapava Granite was interpreted by the same author to have been late relative to M_2 . Hartmann *et al.* (1990) argued that the presence of andalusite, together with the distribution of Al and Ti in amphibole, and weak chemical zonation of staurolite, suggest low pressure metamorphism. Moreover, Bicalho *et al.* (2019) interpreted chemical zonation registered in amphiboles as indicative of progressive metamorphism, with no record of retrogressive M_2 . Bitencourt (1983a, b) pointed out a metamorphic zonation towards the north where anchimetamorphic rocks are found. In addition, Borba *et al.* (2002) reported Triassic ages for a NW-trending normal fault, which would have been responsible for the uplift of the southern block relative to the northern one, and would further account for the lower grade rocks observed in the north.

Available geochronological data on the PFC are rather limited and imprecise. One spot in a zircon rim of 685 ± 12 Ma (Remus *et al.*, 2000) was associated with M_1 . On the other hand, since M_2 is interpreted to have happened relatively close to the emplacement of the Caçapava Granite, ages of the granite (562 ± 8 Ma – SHRIMP U-Pb zircon – Remus *et al.*, 2000).

Three deformational events were described in the PFC by Bitencourt (1983a, b). The first event (D_1) is observed in thin sections as rotated inclusion trails in pre-kinematic porphyroblasts relative to S_2 , and as transposed microfolds between S_2 planes. At mesoscale, D_1 is interpreted from structures preserved inside quartz lenses and recumbent isoclinal folds in marbles and volcano-sedimentary rocks. The second event (D_2) developed the axial plane foliation, S_2 , whose geometry was modified by the last deformational event, D_3 . Finally, D_3 generated cm- to km-size folds that predominate in the region, and that make up the antiformal structure of the PFC.

Materials and Methods

Imaging of garnet chemical zonation was made by the Scanning Electron Microscope (SEM) Zeiss Merlin VP Compact in the SEM Laboratory of the Health Sciences Faculty, UiT The Arctic University of Norway, Tromsø, where analytical conditions were 20 kV acceleration voltage and 120 μm beam aperture. Bulk composition of pelitic schist and phyllite samples were obtained by X-ray fluorescence method at both the Department of Geosciences of UiT The Arctic University of Norway in Tromsø, and in the Bureau Veritas laboratories, Canada, for quality control. Mineral chemistry was analyzed by using the CAMECA SX100 electron microprobe with five spectrometers, and operating acceleration voltage of 15 kV and beam current of 15 nA at the University of Oslo.

Thermodynamic modelling of metamorphic evolution of pelitic schists and phyllites was made by using the software package *Perple_X*, version 6.8.7 (Connolly 2005; 2009) utilizing internally consistent thermodynamic dataset of Holland & Powell (1998, upgraded in 2004). Solution models for staurolite, garnet, white mica, biotite, chlorite, chloritoid, cordierite and ilmenite are from White *et al.* (2014), while the model of Fuhrman & Lindsley (1988) was used for feldspar. P–T pseudosections were first constructed based on major element bulk chemistry of the studied samples and chemical mineral data were used for plotting of the corresponding isopleths. Garnet core composition was used to constrain the P–T conditions of beginning of garnet growth, while the composition of other matrix minerals and of the garnet rim was used to constrain the peak P–T conditions. Since garnet is abundant and displays a strong chemical zonation, 1-d fractionation routine was used to estimate effective system composition for stabilization of the matrix mineral assemblage. Therefore, the peak metamorphic conditions were estimated in pseudosections calculated with fractionated bulk composition.

Results

Structural Framework

As described by Bitencourt (1983a, b), S_2 is the PFC main foliation, which has formed parallel to axial planes of the recumbent isoclinal folds developed over the first foliation S_1 . Thus, it may not be always possible to distinguish relict S_1 from S_2 , as they tend to be parallel. As can be seen in figure 2, S_2 strikes contour the

Caçapava Granite. However, our field data show a zone in the east where S_3 is the main foliation (Fig. 3a).

S_2 poles (Fig. 3b) are dispersed and lie along a broad girdle that results from large-scale folding (F_3) during D_3 . Stretching lineations observed in quartz veins parallel to S_2 are interpreted as L_2 . They are scarce and plunge towards different directions, possibly due to later folding. The girdle formed by poles to S_2 indicates sub-horizontal, NE-plunging fold axis, which is compatible with the orientation of crenulation axis (L_B) developed over S_2 .

The interleaving of mostly cm- to m-thick pelitic schists and amphibolites, but also of metavolcanic and metavolcano-sedimentary rocks, chlorite and talc schists, are observed at outcrop scale. Such interleaving, as previously mentioned by Bitencourt (1983a; 1983b) is controlled by S_2 which represents regionally folded, but originally subhorizontal foliation planes. Therefore, the separation of compositional layers at map scale is not realistic. S_2 is best developed in pelitic schists, marked by lepidoblastic texture of micas, and in amphibole-bearing rocks where either the nematoblastic texture of amphiboles and/or development of compositional bands also mark S_2 .

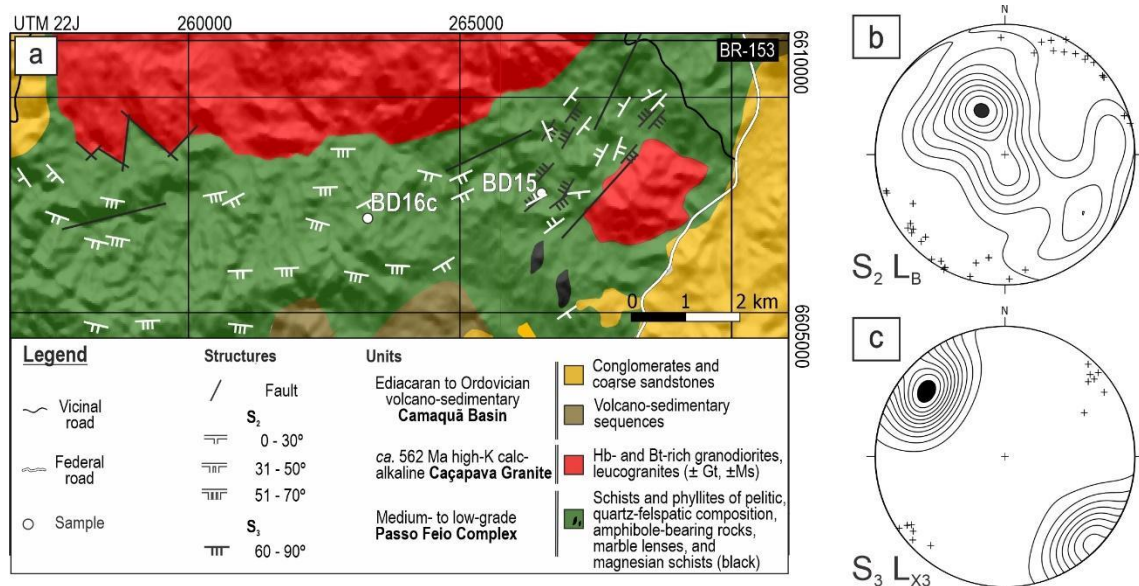


Fig. 3. a) Geological map of the study area with location of modelled samples. S_2 foliation orientations are from this work and Bitencourt (1983a). **b)**, while S_3 are all from this work. **b)** Lower hemisphere equal area stereographic plots with contoured poles to the main foliation S_2 ($n=56$), with contoured intervals of 12 and crenulation axis L_B ($n=36$). **c)** Lower hemisphere equal area stereographic plots with contoured

poles to the main foliation, S_3 (n=82), contour intervals of 10 and stretching lineation, L_3 (n=14).

Folding of S_2 leads to axial-planar, subvertical, NE-striking crenulation cleavage that is observed in the entire study area (Fig. 4a-b). In the eastern zone, as mentioned above, a well-developed, NE-striking subvertical foliation becomes dominant (S_3 – Fig. 3a and 3c). Therefore, some outcrops in this area were selected to be sketched in detail, in order to assess the meaning of S_3 at mesoscale (Fig. 5). The relatively large exposure allowed to define the width of up to 20 m for areas of dominant S_3 adjoining areas of dominant S_2 . Common features found in other outcrops were also found in this outcrop as relict folded S_2 (Fig. 4c) and low-strain domains where sub-horizontal S_2 is preserved (Fig. 4d and Fig. 5). Folded quartz veins and quartz veins that resemble σ -type porphyroclasts indicate clockwise rotation of S_3 along sub-horizontal shear direction given by stretching lineation L_3 (Fig. 4e). Asymmetrical, rotated relicts of S_2 indicate dextral shearing along S_3 (Fig. 4f and Fig. 5). In areas where S_3 is the dominant foliation, a stretching lineation, L_3 , plunges at shallow angles towards NE or SW (Fig. 3c).

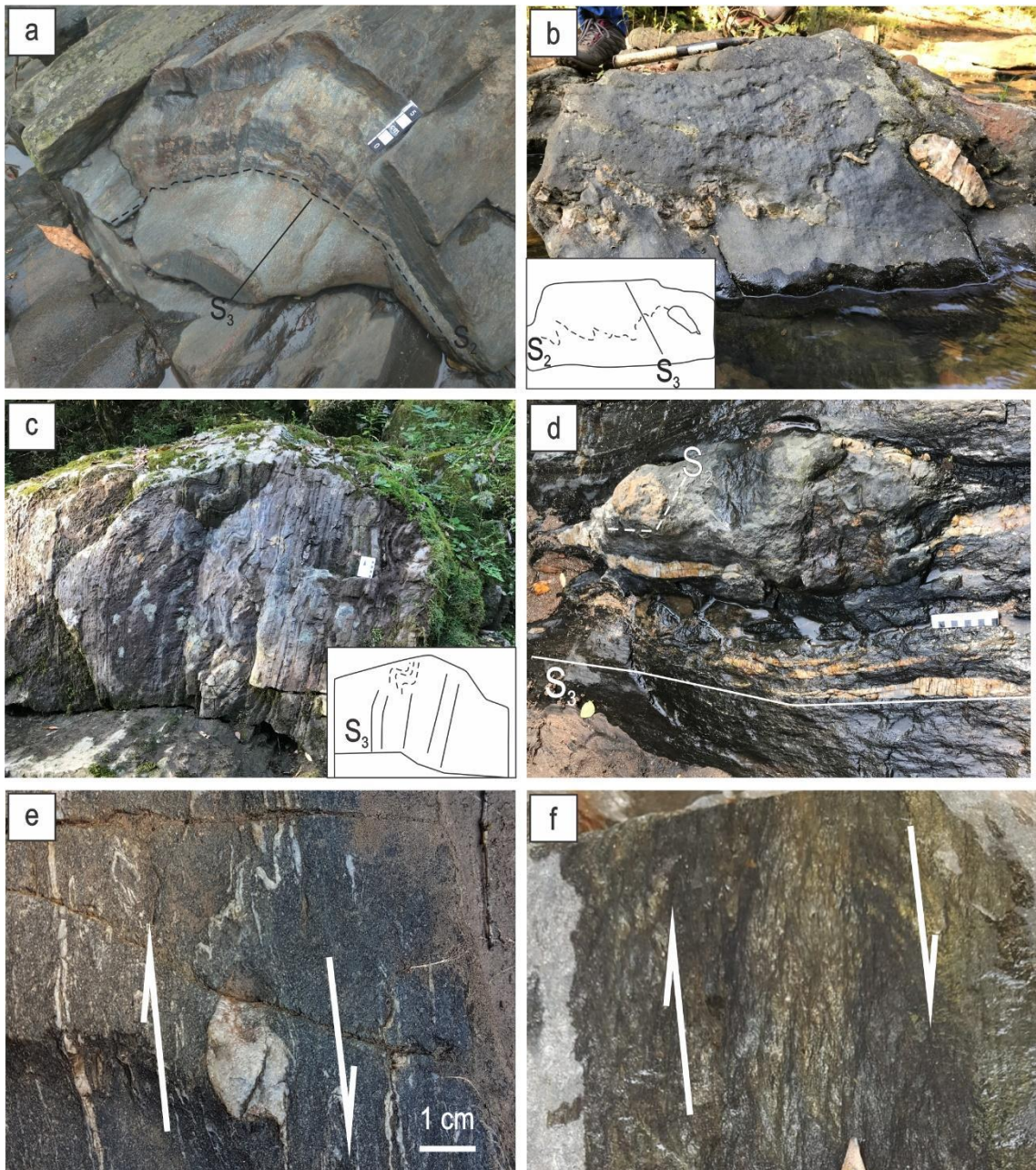


Fig. 4. Mesoscale structures observed in the study area. **a)** Crenulated sub-horizontal S_2 preserved in more competent layers, cylindrical F_3 folds with subhorizontal axis parallel to the crenulation axis (L_B), and well-developed crenulation cleavage in less competent layers. **b)** Strong crenulation of S_2 and intersection of S_2 and S_3 . **c)** Outcrop area where S_3 is the dominant foliation, with relict F_3 . **d)** Pod of preserved subhorizontal foliation in the area where S_3 is the main foliation (Fig. 5). **e)** Deformed Qz vein indicating clockwise rotation of S_3 . **f)** Dextral dragging of S_2 by S_3 .

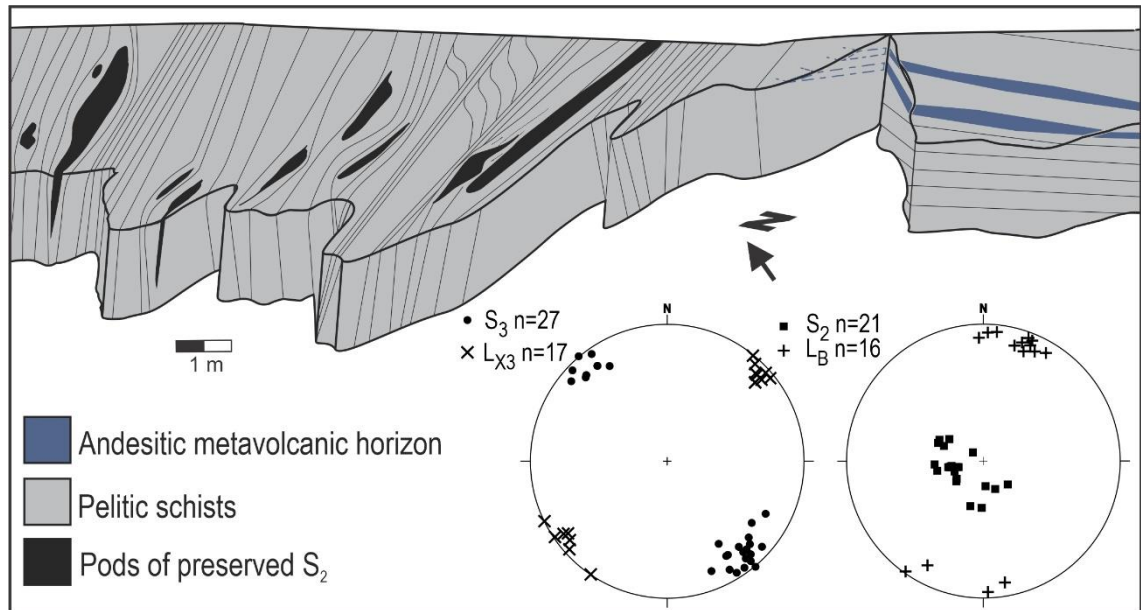


Fig. 5. Detail outcrop sketch and measured structural data. Areas with predominant S_2 foliation (right stereogram) are next to areas of strongly-developed S_3 (left stereogram) that contain pods of preserved S_2 and where S_3 drags S_2 with dextral shear sense.

Petrography and Microstructures

Only one of the samples studied in this work has clear evidence of S_1 represented by folded inclusion trails in St porphyroblasts (Fig. 6a-b). Inclusion trails parallel to the axial planes of such folds are parallel to the matrix S_2 foliation, and are thus interpreted as S_2 (Fig. 6b). In such pelitic schists, the lepidoblastic texture of Bt and Ms, with minor amounts of Chl, and the alternation of micaceous and quartz-feldspatic domains mark S_2 (Fig. 6c-d). Gt porphyroblasts are typically subhedral to euhedral and may reach up to 5 mm. Inclusion trails in Gt porphyroblasts are typically spiraled indicating the synkinematic character of Gt crystals. In some samples, Gt inclusion trails are straight, either parallel or perpendicular to the main external foliation, and more rarely the inclusions are randomly oriented or absent.

Metavolcanic layers of andesitic composition show porphyroclasts of Pl and Amph set in quartz-feldspatic matrix. The orientation of porphyroclasts and discontinuous coarse-grained layers mark S_2 (Fig. 6e). In quartz-feldspatic phyllites, S_2 is marked by alternating layers of fine and coarse grain size (Fig. 6f), while Amph-bearing phyllites display nematoblastic texture of Amph alternated with layers of quartz-feldspatic composition (Fig. 6g). Amph-bearing rocks vary from phyllites to schists (Fig. 6h).

Samples located in the east, where S_3 is the main foliation, have distinct microstructures and textures (Fig. 7). Crenulation folds with axial-planar cleavage are better developed in this area (Fig. 7b), and as shown in figure 7a, domains of strongly-folded S_2 are found side by side with domains of well-developed subvertical foliation, S_3 . Observation of XZ-parallel sections of S_3 -dominated samples reveals C'-type shear bands that rotate S_3 , and are therefore in agreement clockwise which are in agreement with the kinematics indicated by σ -type mantled clasts (Fig. 7c). Moreover, dextral dragging of S_2 by S_3 is observed in ~30 cm-thick microlithons between S_3 planes (Fig. 7d-e). Such shear sense is in agreement with the kinematics observed in antithetic microfractures affecting the upper left feldspar porphyroblast, as outlined in figure 7e. The thin section in figure 7d is the only one to display two texturally different Gt crystals. Gt₁ forms up to 2 mm fractured Gt porphyroblasts, whose fractures are sealed by Qz, and Gt₂ forms ca. 0.2 mm Gt crystals, similar in size to other minerals in the matrix.

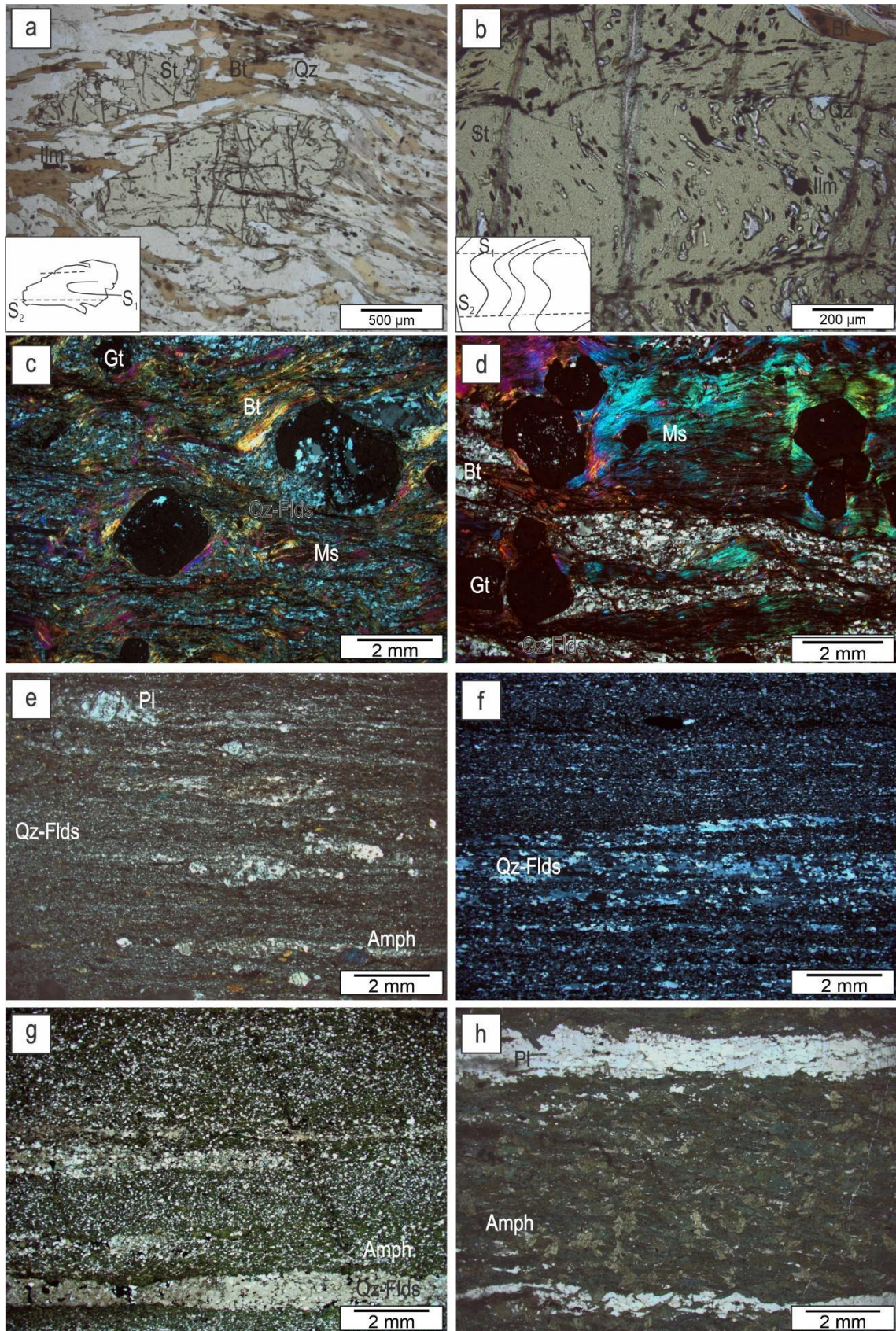


Fig. 6. Photomicrographs of different PFC rock types where S₂ is the main foliation. Matrix foliation is S₂ in all cases. **a)** Staurolite porphyroblast with folded internal foliation (S₁) and also S₂ parallel to the external foliation. **b)** Staurolite porphyroblast with folded internal foliation S₁ and axial-planar S₂. **c)** Garnet-biotite-muscovite schist with euhedral to subhedral, synkinematic garnet porphyroblasts set in well-developed

matrix with domains of micas and quartz-feldspar. **d)** Garnet-biotite-muscovite schist with euhedral to subhedral garnet porphyroblasts exhibiting textural zoning of inclusions in a well-developed matrix with altered domains of micas and quartz-feldspar. **e)** Andesitic metavolcanic rock with fine quartz-feldspar matrix and porphyroclasts of plagioclase and amphibole. **f)** Quartz-feldspar phyllite. **g)** Amphibole phyllite with quartz-feldspar domains. **h)** Amphibole schist with discontinuous plagioclase domains.

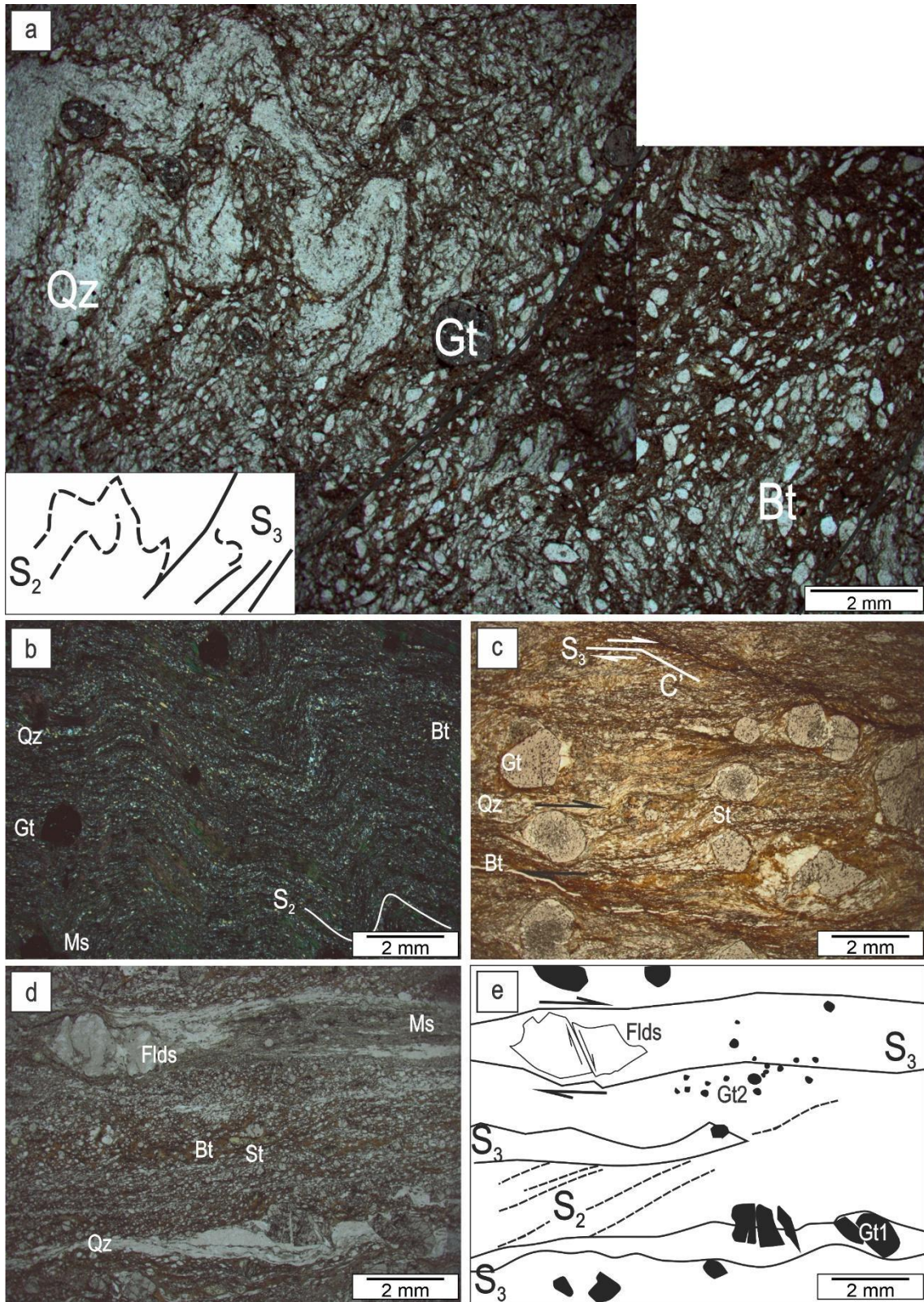


Fig. 7. Microstructures in the eastern zone of the study area, where S_3 is the main planar structure. **a)** Garnet-staurolite schist with strongly crenulated S_2 (left side) and S_3 as the main foliation (left side). **b)** Garnet-staurolite schist with strongly crenulated S_2 . **c)** Clockwise rotation of S_3 indicated by σ -type mantled garnet porphyroblast in agreement with C'-type shear bands. **d)** Garnet-staurolite schist with antithetic microfracture in K-feldspar porphyroclasts, and S_2 domains dragged dextrally by S_3 . **e)** Sketch of photomicrograph d, where structures are indicated, as well as two textural types of Gt - Gt₁ (fractured porphyroblasts), and Gt₂ (small, clear crystals).

Petrography of modelled samples

Two samples were selected for modelling of metamorphic conditions registered in two different lithologies, a Gt phyllite (BD16c) and a St-Gt schist (BD15) (Fig. 2b). Sample BD15 was also selected to assess the meaning of andalusite as an indicator of Buchan-type metamorphism or contact metamorphism.

Sample BD16c

Sample BD16c (22J 263274mE, 6606799mN) is a phyllite with Gt–Bt–Ms–Qz–Chl–Pl–Ilm as mineral assemblage. The main foliation, S_2 , is marked by lepidoblastic texture of micas (Fig. 8a). Subhedral Gt crystals are up to 0.5 mm large and correspond to 5 vol. % of the sample, while micas (30 vol. % Bt and 20 vol. % muscovite) and quartz (30 vol. %) are the main constituents of the sample. Micas of the matrix wrap around Gt crystals, implying that Gt was already present during the recrystallization of the matrix. Spiraled inclusions in Gt are composed of quartz, ilmenite and plagioclase (Fig. 8b).

With the exception of X_{Mg} that remains 0.06–0.07 throughout the crystal, Gt composition varies from core to rim. Amounts of X_{Prp} vary from 0.03 to 0.03–0.04, X_{Alm} from 0.44–0.54 to 0.57–0.61, X_{Grs} from 0.08–0.10 to 0.07–0.11 and X_{Sps} from 0.31–0.34 to 0.22–0.30. Bt has X_{Mg} of 0.35–0.40, and Si in Ms is 3.05 to 3.09 a.p.f.u. (Supplementary Table 1).

Sample BD15

Sample BD15 (22J 266342mE, 6607383mS) is a St–Gt–Bt–Ms–Chl–Ilm–Qz–Pl–And schist. Layers of medium-grained Bt and Ms of lepidoblastic texture, and discontinuous layers of Qz and Pl (Fig. 8c) wrap around subhedral porphyroblasts of Gt up to 1.2 mm in diameter and St ~0.4 mm in length, and mark the S_2 foliation. Gt crystals have inclusion trails of Ilm and Qz parallel to the external (S_2) foliation. Fine-grained chlorite is present around some Gt crystals, which is interpreted to indicate retrograde metamorphism. Rare And crystals are subhedral and seem to overgrow the S_2 foliation (Fig. 8d).

Compositional zonation of Gt from core to rim is observed. The value of X_{Py} varies from 0.04–0.07 to 0.07–0.08, X_{Alm} from 0.71–0.84 to 0.85, X_{Grs} from 0.05–0.06

to 0.03–0.04, X_{Sps} from 0.04–0.17 to 0.03–0.04, and $X_{\text{Mg}} = 0.06–0.08$ to 0.08–0.09. The values of X_{Mg} in St are 0.11–0.15, in Bt are 0.32–0.38, and Si in Ms equals to 3.03–3.05 a.p.f.u. (Supplementary table 1).

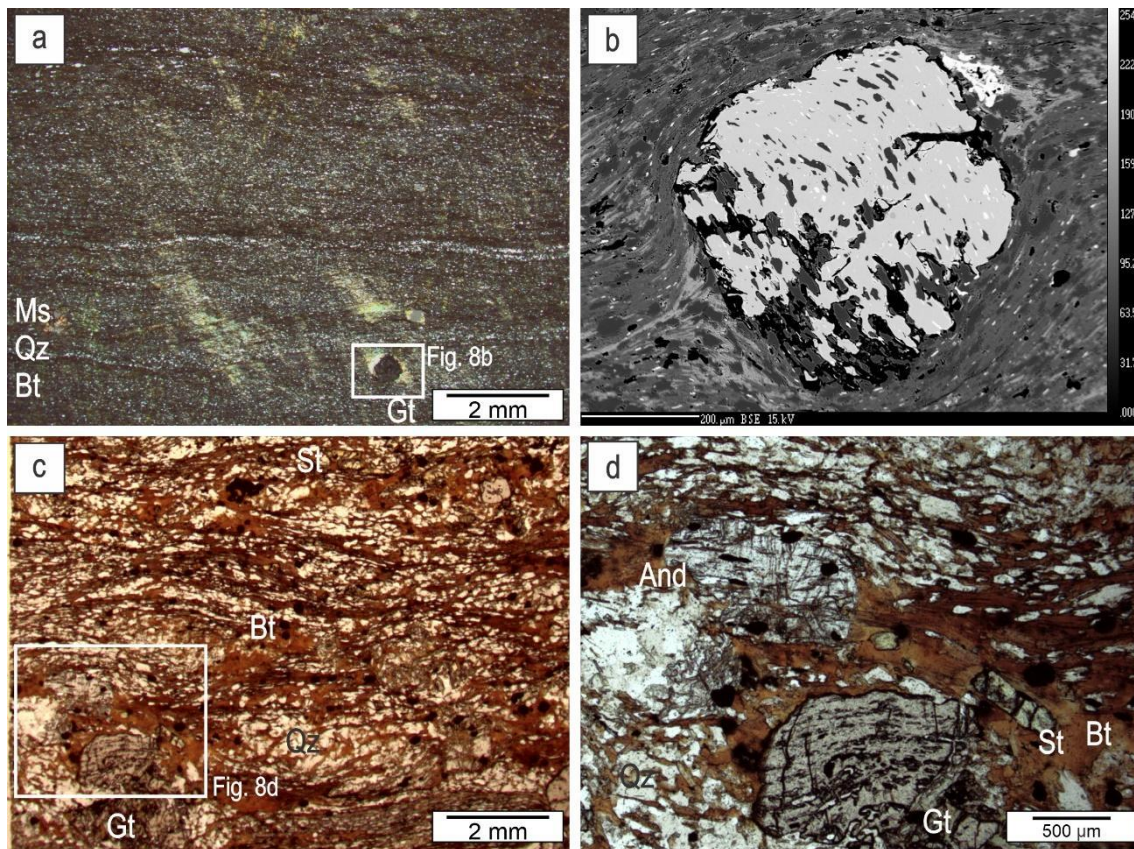


Fig. 8. a) General texture of sample BD16c with scarce synkinematic garnet set in a matrix of alternating fine domains of quartz and mica. **b)** SEM image of a garnet porphyroblast from sample BD16c showing spiraled inclusions. **c)** Photomicrograph of sample BD15 showing its general texture, defined by the lepidoblastic texture of biotite. **d)** Detail view of sample BD15, containing garnet, staurolite, biotite, quartz, feldspars, with andalusite apparently growing over the foliation.

Thermodynamic Modelling

BD16c

The thermodynamic modelling results for sample BD16c are presented in Fig. 9. Compositional isopleths corresponding to the composition observed in the core of the Gt porphyroblasts indicate the beginning of their growth at ca. 490–500 °C and 2.5–3.3 kbar (Fig. 10a). Peak metamorphic conditions were constrained in a pseudosection calculated with an effective bulk composition. This composition was obtained using the bulk composition of the sample modified by stepwise fractionation of garnet along a predefined P–T path with the start point of 490 °C and 3.8 kbar and the end point of 510 °C and 5.0 kbar. The starting point corresponds to the center of

the P–T interval constrained for the Gt core composition, whereas the endpoint was set according to preliminary P–T estimate from Gt rim and matrix minerals isopleths in the pseudosection calculated with the bulk composition. In the pseudosection calculated with the effective bulk composition, Gt rim and Ms isopleths delimited peak metamorphic conditions of 500–510 °C and 5–6.4 kbar (Fig. 9b). Modelled composition of biotite shows $X_{Mg} = 0.25–26$, whereas the observed composition ranges between $X_{Mg} = 0.35–0.40$. This discrepancy is attributed either to local variations in the chemistry of the sample, or to inaccurate formulation of the biotite mixing model.

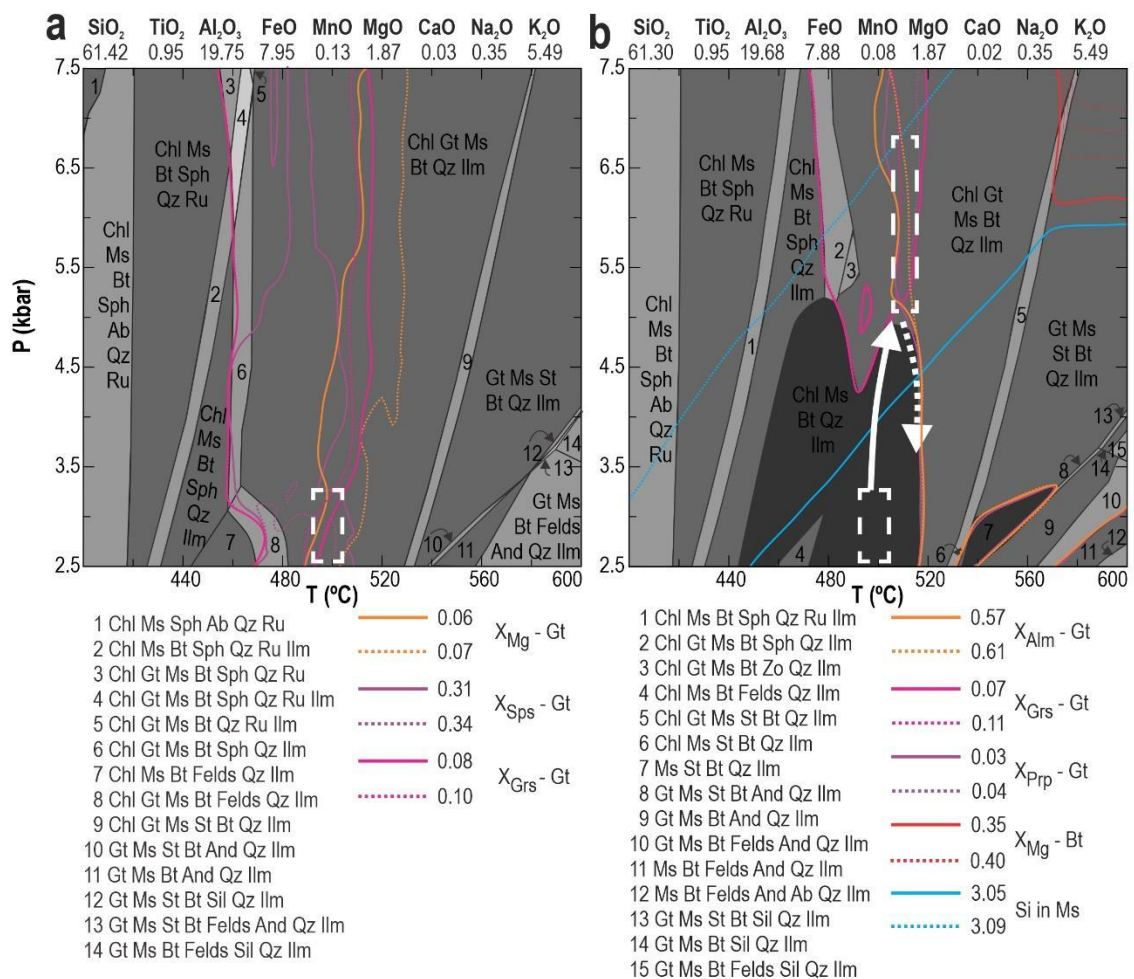


Fig. 9. Thermodynamic modelling results for sample BD16c. **a)** Pseudosection calculated with whole rock geochemistry, and garnet isopleths. White dashed rectangle indicates conditions for the beginning of garnet growth. **b)** Pseudosection calculated with composition obtained after the fractionation of garnet, and rim garnet and mica isopleths. Second white dashed rectangle indicates peak metamorphic conditions. Arrows indicate a likely metamorphic path from the beginning of garnet growth to peak metamorphic conditions and inferred conditions of exhumation.

BD-15

P–T pseudosections for sample BD15 are presented in Fig. 10a. Compositional isopleths corresponding to the composition observed in the core of the Gt porphyroblasts constrain the beginning of their growth at ca. 530–550 °C and 3–4.3 kbar (Fig. 10a). Peak metamorphic conditions were constrained in a pseudosection calculated with an effective bulk composition. This composition was obtained using the bulk composition of the sample modified by stepwise fractionation of garnet along a predefined P–T path with the start point of 540 °C and 3.6 kbar, corresponding to the beginning of garnet growth, and the end point of 630 °C and 6.5 kbar, corresponding to the center of the P–T interval constrained by plotting Gt rim and matrix minerals isopleths in the pseudosection calculated with the bulk composition. The pseudosection calculated with the effective bulk composition together with Gt rim and other matrix minerals isopleths show peak metamorphic conditions of 560–570 °C and 5–5.5 kbar (Fig. 10b).

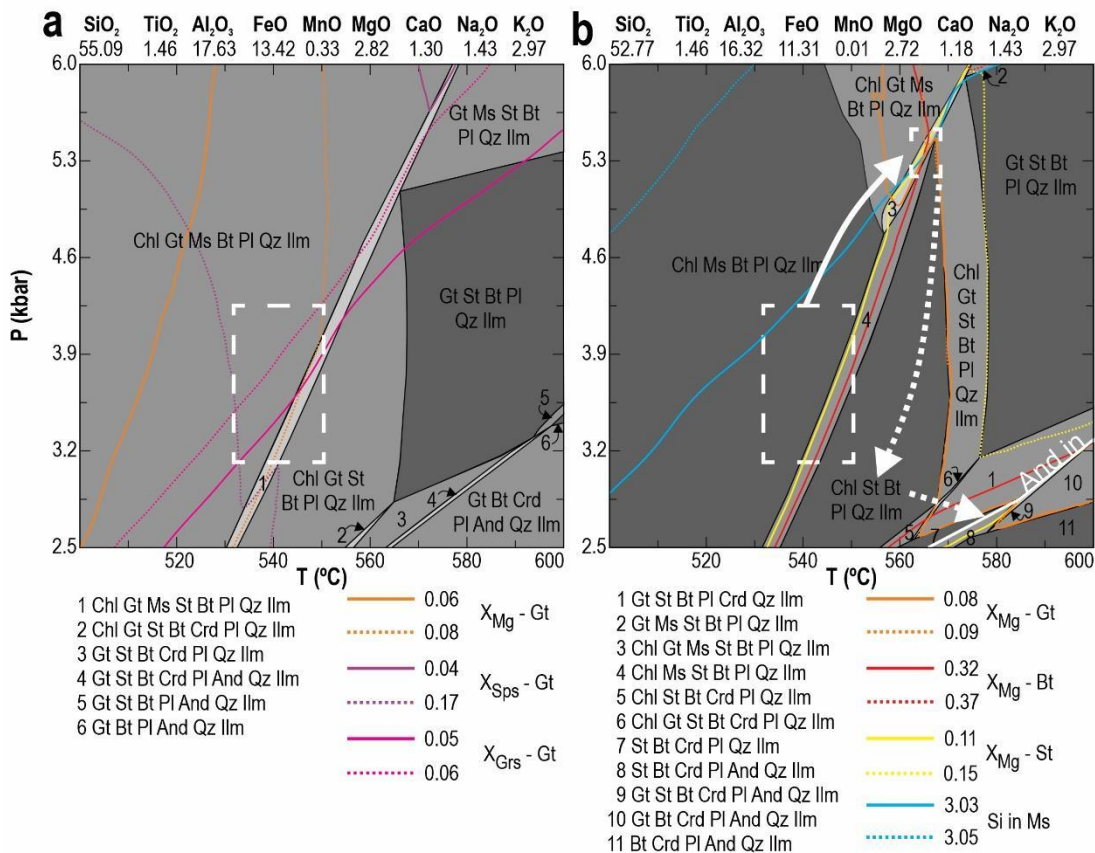


Fig. 10. Thermodynamic modelling results for sample BD15. **a)** Pseudosection calculated with whole rock geochemistry, and garnet isopleths. White dashed rectangle indicates conditions for the beginning of garnet growth. **b)** Pseudosection

calculated with composition obtained after the fractionation of garnet, and garnet rim and mica isopleths. The only isopleth displayed for garnet rim is X_{Mg} since other end-member isopleths look alike. Second white dashed rectangle indicates peak metamorphic conditions. Arrows indicate a likely metamorphic path from the beginning of garnet growth to peak, then exhumation, and, finally, contact metamorphism.

Discussion

P-T-D path of the Passo Feio Complex

Unlike previous suggestions (e.g., Bitencourt, 1983a), our data lead to the interpretation that M_1 is coeval with D_1 – D_2 . Bitencourt (1983a) described that M_1 was mainly registered in the Gt and St porphyroblasts and associated with S_1 (D_1), while the matrix and the main foliation was recrystallized under biotite-zone conditions during M_2 – D_2 retrogression. This author also concluded that D_1 and D_2 were progressive, which is in agreement with our petrographical observations such as spiraled garnet or folded inclusion trails of S_1 in which S_2 forms parallel with the axial planes (Fig. 6a-c). In this sense, relict foliation preserved in Gt and St cores (S_1) can be interpreted as early structure formed at the conditions registered in Gt cores, while the progression of this deformation phase also formed S_2 at conditions close to those registered in Gt rims. Mineral chemistry data show increasing values of X_{Alm} (Supplementary Table 1) from core to rim, indicating progressive metamorphism during garnet growth. The intersection of isopleths with the composition of porphyroblasts (Gt rim and St) and matrix minerals indicate that M_1 mineral assemblage in pelitic schists is composed of St–Gt–Bt–Ms–Chl–Pl–Qz–Ilm (Fig. 10b). Therefore, andalusite, which was observed in the thin section, is excluded from the paragenesis. Thus, D_1 – D_2 – M_1 corresponds to one only metamorphic-deformational event.

The P–T conditions registered in the Gt phyllite do not corroborate the interpretation that phyllites in the complex went through a “phyllitization” process, as interpreted by Bitencourt (1983a). As shown in figure 9, conditions for the onset of garnet growth in sample BD16c were 490–500 °C and 2.5–3.3 kbar, and peak conditions for M_1 were 500–510 °C and 5–6.4 kbar. We found no register of higher metamorphic conditions, as the ones constrained for the Gt–St schist. Thus, the disposition of phyllites to the northern and southwestern part of the complex are likely related to the geometry of its regional, double-plunging antiformal structure.

Our results do not support the low-pressure character of M_1 based on the presence of andalusite. This mineral is only found locally, and its crystals typically overgrow the foliation (Fig. 8d). Thermodynamic modelling of sample BD15 (Fig. 10), which contains And, determined conditions of 530–550 °C and 3–4.3 kbar for the beginning of Gt growth, and 560–570 °C and 5–5.5 kbar for the peak of M_1 . The path from the onset of Gt growth to the peak conditions does not intersect any field with And-bearing mineral assemblage. Therefore, andalusite is likely a mineral associated with a re-heating of the complex due to the intrusion of the Caçapava Granite at 562 ± 8 Ma (U–Pb on zircon - Remus *et al.*, 2000 – Fig. 11a). This interpretation is corroborated by the fact that And growth is localized, which could be linked to a heterogeneous distribution of heat from the granite body into the sub-horizontal host rocks. The crystallization of And also implies that the PFC was at a maximum depth of about 14 km (Fig. 11b), as inferred from the maximum pressure conditions for And stability (assuming 3.5 km/kbar – inferred path of Fig. 10b and 11a).

Our results show that D_3 was an important deformation phase mainly localized in the eastern part of the study area (Fig. 3a). In this zone, areas of sub-horizontal foliation, S_2 , are found next to stripes of dominantly sub-vertical foliation S_3 . Relicts of S_2 are found between planes of S_3 as F_2 displaced hinges (Fig. 4c), or as cm-size pods (Fig. 4d). Moreover, mylonitic textures (Fig. 7c-e) along subvertical planes, and the subhorizontal NE–SW trending stretching lineation (L_3) corroborate the interpretation of D_3 as a transcurrent structure. Kinematic indicators found at both mesoscopic (Fig. 4e-f) and microscopic scale (Fig. 6c-e), indicate a dextral sense of shearing along this structure.

Two main observations help to constrain the metamorphic conditions of D_3 structures: (i) biotite crystals aligned in S_3 are finer grained (Fig. 7) as compared to those found along S_2 (Fig. 6), and this is interpreted to indicate biotite recrystallization under lower temperature conditions (biotite zone); (ii) two different textural generations of garnet found in the same sample (Fig. 7c-d) may indicate that at least locally D_3 has reached garnet-zone temperature conditions. In this sample, broken garnet porphyroblasts (Gt_1) are probably associated with M_1 , while much smaller, well-preserved Gt crystals dispersed in the matrix (Gt_2) have grown either before or during the formation of S_3 , since the foliation wraps around them. In either case, a more comprehensive dataset is necessary in order to understand the meaning of Gt_2 ,

since it could also be a late phase of Gt crystallization simultaneous to the growth of Gt₁ rims.

In order to adequately place the PFC in a broader structural and geological framework, the significance of D₃ structures is analyzed together with regional structural data and previously studied relationship between the PFC and the emplacement of the Caçapava Granite (Nardi & Bitencourt, 1989; Costa *et al.*, 1995). Structural data related to D₃ and the orientation of magmatic lineation reported for the Caçapava Granite (Nardi & Bitencourt, 1989) both indicate the presence of a shear zone. In fact, previous works have called upon the existence of a dextral shear zone to explain the syntectonic emplacement of the granite (Costa *et al.*, 1995). If one considers the emplacement of the Caçapava Granite to be synchronous with the last deformational phase registered in the PFC, as admitted by previous authors (e.g., Nardi & Bitencourt, 1989; Costa *et al.*, 1995), then the P–T conditions of D₃ – M₂ may be constrained not only by the crystallization of And due to syn-D₃ contact metamorphism, but also by biotite and garnet recrystallized during the development of the D₃ structures (Fig. 11a). Moreover, the relation of PFC M₂–D₃ with intrusion of the Caçapava Granite places this event at around 562 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP in zircon – Remus *et al.*, 2000 – Fig. 11a, c).

Our results and interpretation of M₂–D₃ provide geological/structural meaning for the 5 km-wide, NE-trending Caçapava Lineament (Fig. 2a). Since we have observed that D₃ structures are most expressive within the area where the CL crosscuts the PFC, featuring mylonitic foliation and stretching lineation, the CL may be defined as related to a dextral transcurrent shear zone affecting the PFC, and thus it may be correctly named as Caçapava Shear Zone (CSZ).

As shown by 3D modelling in Costa *et al.* (1995), the larger thickness of the granite body, interpreted to be its root, is found in its northwestern part. This would then be the place where the main intrusion conduit would likely be located. As shown in figure 2a, in the northwestern region there is a structure with magnetometric signal similar to that observed in the main eastern zone, which we interpret to be a branch of the CSZ. Thus, as first suggested by Costa *et al.* (1995), our data validate the interpretation that a curved branch of the NE-striking, dextral CSZ jogs from ENE-striking extensional domains into NS-striking contractional ones during emplacement of the granitic body (Fig. 11b).

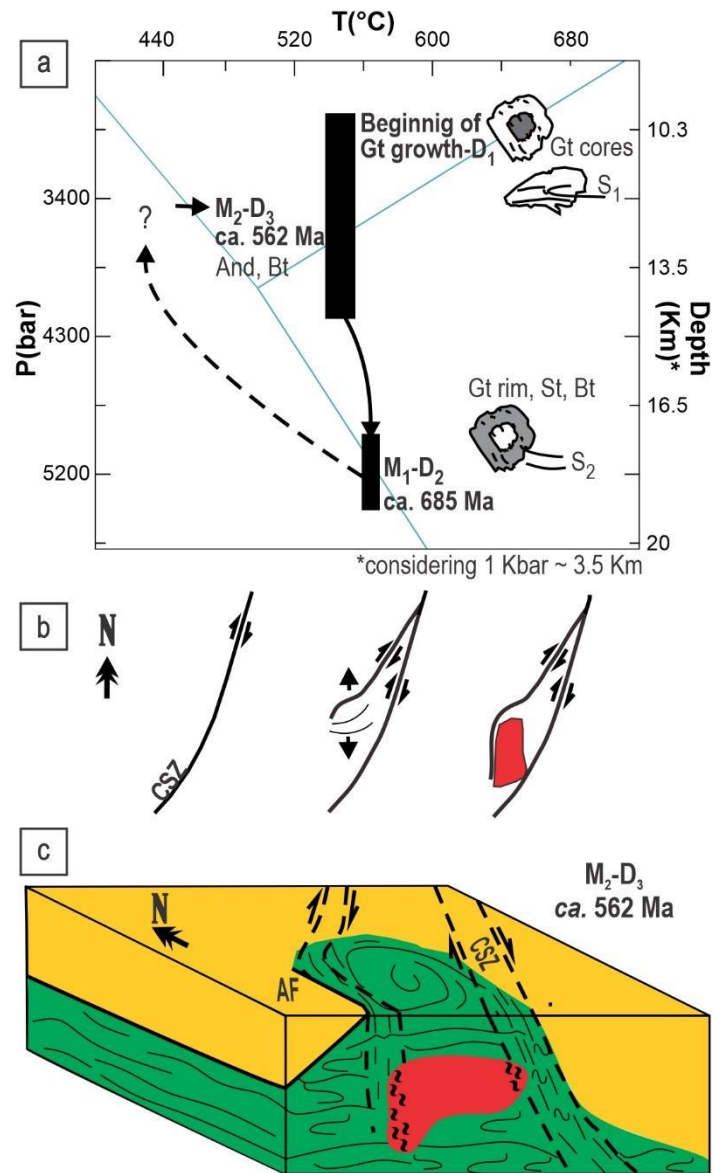


Fig. 11. a) P-T-D path as registered in the metapelitic schists of the Passo Feio Complex, with parageneses associated to each metamorphic event. **b)** Sketch showing the evolution of the Caçapava Shear Zone; from left to right: first, the position of the CSZ, then the development of a branch whose curvature opened space to the intrusion of the granite and, lastly, the final setting of the region. **c)** Sketch of the final scenario of the PFC M₂-D₃ after the intrusion of the Caçapava Granite controlled by the shear zone.

Regional Implications

The dataset presented in this paper provides some additional criteria for understanding the geotectonic interpretation of the PFC. Defining the Caçapava Shear Zone as a structure related to the PFC geological history places it as a regional structure that dips towards E, as modelled by Costa (1997). This author also obtained a similar dip direction (towards the E) for the Dorsal de Canguçu Shear

Zone, which is the limiting structure between the Tijucas Fold Belt and the Pelotas Batholith. On the other hand, the general dip of structures, as proposed by Saalman *et al.* (2006), is discrepant with the general dip of structures towards W in the São Gabriel Block. Therefore, in terms of the geometry of regional structures the PFC shares a similarity with the Tijucas Fold Belt.

The comparison of P-T-t path registered in the PFC with those of other metamorphic complexes in south Brazil also leads to questioning of its geotectonic interpretation. The M_1 conditions of 560–570 °C and 5–5.5 kbar, placed crudely at 685 ± 12 Ma, is comparable to the Porongos Metamorphic Complex (Tijucas Fold Belt) peak condition intervals of 560-590°C and 5.8-6.3 kbar (Lenz, 2006; De Toni *et al.*, 2021) at 658 ± 26 Ma (Rb-Sr isochron muscovite – whole-rock composite of 5 samples – Lenz, 2006). In the São Gabriel Block, a Gt-St schist yielded peak conditions of 583 °C and 5.94 kbar, and post-peak crystallization of monazite at 724 ± 28 Ma (Cerva-Alves *et al.*, 2019 – in situ U-Th-Pb EPMA). Thus, geothermal gradients of 25-30 °C/km are observed in the São Gabriel Block and Tijucas Fold Belt, and the available age for M_1 in the PFC is midway from metamorphic ages in both blocks.

Provenance ages also present ambiguous information as to whether the PFC belongs to the São Gabriel Block or Tijucas Fold Belt. The Passo Feio sediments had an important contribution from Paleoproterozoic (main peak at 2.0 – 2.2) and Mesoproterozoic (older than 1.0 Ga) sources, while Neoproterozoic ages found in one sample are 948 to 803 Ma (Lopes *et al.*, 2015), and the maximum depositional age is 774 ± 8 Ma (Remus *et al.*, 2000). On the other hand, provenance ages of 897-684 Ma (Vedana *et al.*, 2017) and 840 to 660 Ma (Lena *et al.*, 2014) are reported in the São Gabriel Block metasediments. Therefore, Neoproterozoic provenance ages of the São Gabriel Block and PFC overlap to some extent, but Paleo- and Mesoproterozoic are exclusively found in the PFC. On the other hand, Paleo- and Mesoproterozoic ages of the Passo Feio Complex are similar to those reported for the Porongos Metamorphic Complex (Gruber *et al.*, 2016; Hofig *et al.*, 2018; Pertille *et al.*, 2015) and the northern units of the Tijucas Fold Belt (Percival *et al.*, 2021). However, younger Cryogenian-Ediacaran ages associated to the deposition in synorogenic basins were also spotted in the Tijucas Fold Belt metasedimentary rocks, and were never reported in the PFC. Anyways, more data is still necessary to

correctly place the Passo Feio Complex in the São Gabriel Block or in the Tijucas Fold Belt.

Conclusions

Our study of the Passo Feio Complex offers the following conclusions regarding its metamorphic-deformational history, relevant to understanding the structural framework of the Dom Feliciano Belt.

I. The first two deformational events, D_1 and D_2 are progressive and coeval to the growth of garnet up to the peak metamorphic conditions found in the complex (M_1), respectively.

II. A Gt phyllite sample records conditions for the beginning of garnet growth at ca. 490-500 °C and 2.5-3.3 kbar and peak metamorphism at 500-510 °C and 5-6.4 kbar. A Gt–St schist sample indicates the onset of garnet growth at ca. 530–550 °C and 3–4.3 kbar and peak metamorphic conditions of M_1 at 560–570 °C and 5–5.5 kbar.

III. After M_1 that reached 17.5–19.25 km, the complex was elevated at least to 14 km (~4 kbar), the maximum depth to allow the crystallization of And due to the effect of contact metamorphism caused by the Caçapava Granite during M_2 - D_3 . Regions where S_3 developed show mainly the recrystallization of biotite crystals and relict minerals of M_1 , which indicate that M_2 reached intermediate greenschist facies (biotite zone) with pressures no higher than ca. 4 kbar (maximum pressure of andalusite).

IV. The similarities of D_3 structures of the Passo Feio Complex (S_3 and L_3) with the magmatic structures in the Caçapava Granite, together with the orientation of geophysical anomalies in the region, and the observed kinematics of S_3 support the interpretation of the Caçapava Lineament as a possible expression of a dextral shear zone.

V. A curved ENE to NS branch of the NE-striking Caçapava Shear Zone, together with its dextral shear sense, is responsible for accommodation of the granite emplacement at ca. 562 Ma and the continued shearing within the same stress field resulting in mylonitic foliation and stretching lineations mainly at its eastern and western borders.

Acknowledgments

We thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for the MSc scholarship (EOC - 131502/2019-0), the Brazilian National Research Council (CNPq) for the Productivity Grant (MFB – 311501/2019-2), and the Norwegian Agency for International Cooperation and Quality Enhancement in Higher Education (Diku - grant project no. UTF-2018-CAPES-Diku-10004). We are much obliged with the support of Matheus Ariel Battisti, Giuseppe Betino De Toni, Stephanie Carvalho da Silva and Franciele Gonçalves Andres in fieldwork, as well as Karina Monsen and Muriel Erambert for the help in laboratory and microprobe sessions, respectively. Reviewers and editors are acknowledged.

References

- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S., & Fambrini, G. L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *The Journal of Geology*, 118(2):145-161.
- Almeida, R. P., Santos, M. G., Fragoso-Cesar, A. R., Janikian, L., & Fambrini, G. L. 2012. Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2):347-376.
- Arena, K.R., Hartmann, L.A. & Lana, C. 2016. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U–Pb–Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*, 285:299–314.
- Babinski, M., Chemale Jr, F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Silva, C.L., 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24(5):439-442.
- Basei, M.A., Peel, E., Bettucci, L.S., Preciozzi, F. & Nutman, A.P. 2011. The basement of the Punta del Este Terrane (Uruguay): an African Mesoproterozoic fragment at the eastern border of the South American Río de La Plata craton. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3):289-304.
- Battisti, M.A.B., Bitencourt, M.F., De Toni, G.B., Nardi, L.V.S. & Konopásek, J. 2018. Metavolcanic rocks and orthogneisses from Porongos and Várzea do Capivarita complexes: A case for identification of tectonic interleaving at different crustal

levels from structural and geochemical data in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88:253-274.

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

Bilham, R., Blume, F., Bendick, R. and Gaur, V.K. 1998. Geodetic constraints on the translation and deformation of India: Implications for future great Himalayan earthquakes. *Current Science*, pp.213-229.

Bitencourt, M.F. & Hartmann, L.A. 1984a. Geoquímica das Rochas Anfíbolíticas da Região de Caçapava do Sul, RS – Parte I: Caracterização Geológica e Petrográfica, Elementos Maiores e Menores. In: *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, p. 4266-4278.

Bitencourt, M.F. & Hartmann, L.A. 1984b. Geoquímica das Rochas Anfíbolíticas da Região de Caçapava do Sul, RS – Parte II: Elementos Traço e Considerações Genéticas. In: *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, p. 4253-4265.

Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:186–189.

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

Bitencourt, M.F. Geologia, Petrologia e Estrutura dos Metamorfitos da Região de Caçapava do Sul, RS. 1983b. Porto Alegre, 161p. Master Thesis, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

Bitencourt, M.F., De Toni, G.B., Florisbal, L.M., Nardi, L.V.S., Martil, M.M.D., Heaman, L., DuFrane, A., Chemale Jr., F., 2016. Timing of syenitic syntectonic magmatism as a record of strain partitioning during Cryogenian collisional transpressive regime in southernmost Brazil. in: *Primer Simposio de Tectonica Sudamericana – Acta*. Santiago, Chile. 206 p.

- Borba, A. W., Vignol-Lelarge, M.L.M., Mizusaki, A.M.P. 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(6):683-692.
- Cerva-Alves, T., Hartmann, L.A., Queiroga, G.N., Remus, M.V.D. 2019. Evolution of Tonian Metamorphic Events in the Cambaizinho Ophiolite, São Gabriel Terrane. In: *Anais do XI international Symposium on Tectonics*, Bento Gonçalves, Brasil.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 2002. 444 p.
- Connolly, J.A.D. 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2):524-41.
- Connolly, J.A.D. 2009. The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(10).
- Costa, A.F.U. 1997. Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no escudo sul-rio-grandense. Porto Alegre, 180p. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.
- Costa, A.F.U., Fernandes, L.A.D., Shukowsky, W., Nardi, L.V.S., & Bitencourt, M.F. 1995. Teste dos modelos tectônicos e de posicionamento do Complexo Granítico de Caçapava do Sul através de estudos de modelagem gravimétrica 3-D. *Revista Brasileira de Geofísica*, 13(2):91-101.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2010. Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul. LASA PROSPECÇÕES S.A., Relatório Técnico, 260 p.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Konopásek, J., Battisti, M.A., Costa, E.O., & Savian, J.F. 2021. Autochthonous origin of the Encruzilhada Block, Dom Feliciano Belt, southern Brazil, based on aerogeophysics, image analysis and PT-paths. *Journal of Geodynamics*, 101825.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S, Florisbal, L.M., Almeida, B.S. & Geraldés, M., 2020a. Dom Feliciano Belt orogenic cycle tracked by its pre-collisional magmatism: the Tonian (ca. 800 Ma) Porto Belo Complex and its

correlations in southern Brazil and Uruguay. *Precambrian Research*, 342, 105702.

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

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

Fuhrman, M.L. & Lindsley, D.H. 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American mineralogist*, 73(3-4):201-215.

Gansser, A. 1964. *The Geology of the Himalayas*. Wiley Interscience, New York, 289 pp.

Gruber, L., Porcher, C.C., Koester, E., Bertotti, A.L., Lenz, C., Fernandes, L.A.D. & Remus, M.V.D. 2016. Isotope Geochemistry and Geochronology of Syn-Depositional Volcanism in Porongos Metamorphic Complex, Santana Da Boa Vista Antiform, Dom Feliciano Belt, Brazil: Onset of an 800 Ma Continental Arc. *Journal of Sedimentary Environments*, 1(2):202-221.

Gubert, M.L., Philipp, R.P. & Basei, M.A.S. 2016. The Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: U-Pb geochronology and tectonic implications for the neoproterozoic São Gabriel Arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 70:1-17.

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

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

- Hartmann, L.A., Tindle, A. & Bitencourt, M.F. 1990. O metamorfismo de fácies anfíbolito no Complexo Metamórfico Passo Feio, RS, com base em química dos minerais. *Pesquisas em Geociências*, 17(1-2):62-71.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R. & Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira Fold Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):257-266.
- Höfig, D.F., Marques, J.C., Basei, M.A.S., Giusti, R.O., Kohlrausch, C. & Frantz, J.C. 2017. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: new insights into the cryogenian-Ediacaran of Porongos complex, Dom Feliciano belt, southern Brazil. *Precambrian Research*, 306:189-208.
- Höfig, D.F., Marques, J.C., Basei, M.A.S., Giusti, R.O., Kohlrausch, C. and Frantz, J.C., 2018. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: New insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos Complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Precambrian Research*, 306:189-208.
- Holland, T.J.B. & Powell, R.T.J.B. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of metamorphic Geology*, 16(3):309-343.
- Jost, H. & Bitencourt, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 4(7):27-60.
- Jost, H. & Hartmann, L.A.. 1984. Província Mantiqueira – Setor Meridional. In: *Pré-Cambriano do Brasil*. Coord.: Almeida, F.F.M., Hasui, Y., p. 345-368.
- Koester, E., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., Fernandes, L.A.D., Vignol-Lelarge, M.L., Oliveira, L.D. & Ramos, R.C., 2016. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: the Chácara das Pedras Orthogneiss. *Journal of South American Earth Sciences*, 68:155-166.
- Konopásek, J., Cavalcante, C., Fossen, H. & Janoušek, V., 2020. Adamastor—an ocean that never existed? *Earth-Science Reviews*, p.103201.
- Konopásek, J., Janoušek, V., Oyhantçabal, P., Sláma J. & Ulrich, S. 2018. Did the circum-Rodinia subduction trigger the Neoproterozoic rifting along the Congo–

- Kalahari Craton margin? *International Journal of Earth Sciences*, 107(5):1859-1894.
- Leite, J.A., Hartman, L.A., Mcnaughton, N.J. & Chemale Jr, F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40(8):688-705.
- Lena, L.O.F., Pimentel, M.M., Philipp, R.P., Armstrong, R. & Sato, K. 2014. The evolution of the Neoproterozoic São Gabriel juvenile terrane, southern Brazil based on high spatial resolution U-Pb ages and $\delta^{18}\text{O}$ data from detrital zircons. *Precambrian Research*, 247:126-138.
- Lenz, C. 2006. *Evolução metamórfica dos metapelitos da Antiforme Serra Dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo*. Porto Alegre, 128 p. Master's Thesis, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C. & Masquelin, H. 2011. U-Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: evidences of a ~ 800 Ma magmatic and ~ 650 Ma metamorphic event. *Precambrian Research*, 185:149–163
- Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Masquelin, H., Koester, E. & Conceição, R.V. 2013. Geochemistry of the Neoproterozoic (800–767 Ma) Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineralogy and Petrology*, 107:785 – 806.
- Lopes, C.G., Pimentel, M.M., Philipp, R.P., Gruber, L., Armstrong, R. & Junges, S. 2015. Provenance of the Passo Feio Complex, Dom Feliciano Belt: implications for the age of supracrustal rocks of the São Gabriel Arc, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 58:9-17.
- Machado, N., Koppe, J.C. & Hartmann, L.A., 1990. A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(2-3):87-90.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Koester, E. & Pimentel, M.M. 2017. Pre-collisional, Neoproterozoic (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos*, 274–275:39–52.

- Masquelin H., Fernandes, L.A.D., Lenz, C., Porcher, C.C. & McNaughton, N.J. 2012. The Cerro Olivo Complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54:1161–1183.
- Nakata, T.. 1989. Active faults of the Himalaya of India and Nepal. *Tectonics of the Western Himalayas*, 232, pp. 243-264.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(2):153-169.
- Nardi, L.V.S., Plá-Cid, J., Bitencourt, M.F. & Stabel, L.Z. 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 80(2): 353-371.
- Oriolo S., Oyhantçabal P., Wemmer K. & Siegesmund S. 2017. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers*, 8:1431-1445.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Konopásek, J., Basei, M.A., Frei, R., Sláma, J., Wemmer, K. and Siegesmund, S. 2019. Late Paleoproterozoic and Mesoproterozoic magmatism of the Nico Pérez Terrane (Uruguay): tightening up correlations in southwestern Gondwana. *Precambrian Research*, 327:296-313.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. & Wemmer, K., 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100:201-220.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S. & Layer, P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London*, 166:1075-1084.
- Padilha, D.F., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Forisbal, L.M., Reis, C. Geraldés, M. & Almeida, B.S. 2019. Sources and settings of Ediacaran post-collisional syenite-monzonite-diorite shoshonitic magmatism from southernmost Brazil. *Lithos*, 344-345, 482-503.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F. & Wildner, W. 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, Santa Maria, 36:183–193.
- Percival, J. J., Konopásek, J., Eiesland, R., Sláma, J., de Campos, R. S., Battisti, M. A., & de Fátima Bitencourt, M. 2021. Pre-orogenic connection of the foreland

domains of the Kaoko–Dom Feliciano–Gariép orogenic system. *Precambrian Research*, 354, 106060.

- Pertille J., Hartmann L.A., Philipp R.P., Petry T.S. & Lana C.C. 2015. Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U-Pb, Lu-Hf isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, 64:69-93.
- Pertille, J., Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., & Armstrong, R. 2017. Reconstructing the Cryogenian–Ediacaran evolution of the Porongos fold and thrust belt, Southern Brasiliano Orogen, based on Zircon U–Pb–Hf–O isotopes. *International Geology Review*, 59(12):1532-1560. DOI: [10.1080/00206814.2017.1285257](https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1285257)
- Pertille, J., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., & Armstrong, R. 2017. Reconstructing the Cryogenian–Ediacaran evolution of the Porongos fold and thrust belt, Southern Brasiliano Orogen, based on Zircon U–Pb–Hf–O isotopes. *International Geology Review*, 59(12):1532-1560.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S. & Lafon, J.M. 2002. O Magmatismo Granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: Novos dados e revisão da Geocronologia regional. *Brazilian Journal of Geology*, 32:277-290.
- Philipp, R.P., Massonne, H.J., & Campos, R.S. 2013. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43: 8-24.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M. & Basei, M.A.S. 2018. The Tectonic Evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: The Closure of the Charrua Ocean. in: S. Siegesmund *et al.* (eds.), *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*, p. 243-265.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., & Chemale Jr, F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46:83-104.
- Preciozzi F, Masquelin H & Basei MAS. 1999. The namaqua/grenville terrane of eastern Uruguay. 2nd South American symposium on isotope geology, Argentina, pp 338–340.

- Ramos, R.C., Koester, E., Triboli, D.V., Porcher, C.C., Gezatt, J.N., Silveira, Chaves, R. R., Edinei, K., Triboli, V. D., Cristine, P. C., Neri, G. J., & Luiz, S. R. 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 86:38-53.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I. & Fletcher, I. R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(3): 191-216.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I. & Pinto, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(4):349-366.
- Rivera, C.B., 2019. Construção do Maciço Sienítico Piquiri (609 a 583 ma) por colocação sucessiva de pulsos de magma ultrapotássico e shoshonítico sob extensão no Escudo Sul-rio-grandense. PhD thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brazil.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D. & Läufer, A. 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3): 355-378.
- Saalmann, K., Remus, M.V.D. & Hartmann, L.A. 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos Belt, southern Brazil. *Geological Magazine*, 143:59-88.
- UFRGS, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1998. Projeto Caçapava do Sul: mapeamento geológico, 1:25.000.
- Vedana, L.A., Philipp, R.P. & Basei, M.A.S. 2018. Tonian to early Cryogenian synorogenic basin of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *International Geology Review*, 60(1):109-133.
- White, R.W., Powell, R.O.G.E.R., Holland, T.J.B., Johnson, T.E. & Green, E.C.R. 2014. New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(3):261-286.

- Wildner, W., Ramgraab, G.E. Lopes, R.C. & Iglesias, C.M.F. 2006. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000. CPRM, Porto Alegre.
- Will, T.M., Gaucher, C., Ling, X.X., Li, X.H., Li, Q.L. & Frimmel, H.E. 2019. Neoproterozoic magmatic and metamorphic events in the Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay, and possible correlations across the South Atlantic. *Precambrian Research*, 320:303-322.

3 COMPLEMENTOS

Anexo A – Supplementary Table 1**BD15**

Mineral	Garnet								
	35/1.	37/1.	43/1.	44/1.	52/1.	53/1.	54/1.	60/1.	61/1.
Point	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core
Position	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core
Wt%									
SiO2	36.52	36.76	36.39	36.61	36.44	36.45	36.15	36.05	36.36
TiO2	0.05	0.02	0.04	0.02	0.08	0.04	0.06	0.00	0.11
Cr2O3	0.00	0.02	0.05	0.04	0.01	0.00	0.02	0.04	0.16
Al2O3	20.65	20.77	20.86	20.61	20.66	20.61	20.48	20.70	20.57
FeO	35.79	37.19	35.93	37.54	33.25	37.37	37.54	38.49	32.18
MnO	3.43	1.35	3.55	1.46	5.97	1.55	1.88	1.42	7.60
MgO	1.55	1.92	1.56	1.87	1.21	1.75	1.72	1.95	1.16
CaO	1.75	1.48	1.61	1.31	2.05	1.52	1.67	1.13	2.16
Na2O	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.74	99.54	100.01	99.48	99.68	99.31	99.52	99.82	100.34
12O									
Si	2.98	3.00	2.96	2.99	2.98	2.99	2.96	2.94	2.96
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	1.99	2.00	2.00	1.99	1.99	1.99	1.98	1.99	1.97
Fe3+	0.04	0.00	0.06	0.02	0.03	0.03	0.09	0.13	0.09
Fe2+	2.41	2.54	2.38	2.55	2.24	2.53	2.48	2.50	2.10
Mn	0.24	0.09	0.24	0.10	0.41	0.11	0.13	0.10	0.52
Mg	0.19	0.23	0.19	0.23	0.15	0.21	0.21	0.24	0.14
Ca	0.15	0.13	0.14	0.12	0.18	0.13	0.15	0.10	0.19
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
XMg	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.08	0.08	0.09	0.06
XGrs	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.03	0.06
XSps	0.08	0.03	0.08	0.03	0.14	0.04	0.04	0.03	0.17
XAlm	0.81	0.85	0.81	0.85	0.75	0.85	0.84	0.85	0.71
XPrp	0.06	0.08	0.06	0.08	0.05	0.07	0.07	0.08	0.05
XAn									

BD15

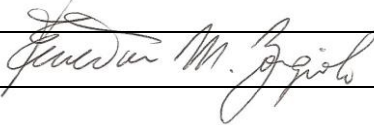
Mineral	Plagioclase		Biotite			Chlorite	Ilmenite	
	Point	59/1.	38/1.	46/1.	55/1.	41/1.	36/1.	63/1.
Position	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix
Wt%								
SiO2	63.63	64.07	34.69	34.06	34.21	23.61	0.02	0.00
TiO2	0.01	0.01	1.57	1.60	1.66	0.07	53.36	53.74
Cr2O3	0.01	0.00	0.01	0.05	0.04	0.00	0.00	0.05
Al2O3	22.28	18.27	20.09	19.41	20.60	22.00	0.00	0.00
FeO	0.11	0.23	21.55	22.74	22.47	28.93	44.93	46.09
MnO	0.03	0.03	0.08	0.05	0.09	0.13	1.39	0.67
MgO	0.01	0.01	7.40	7.22	5.99	11.69	0.08	0.19
CaO	3.80	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00
Na2O	9.87	0.19	0.17	0.07	0.09	0.00	0.00	0.02
K2O	0.07	13.63	8.75	8.92	8.96	0.03	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.82	96.44	94.31	94.12	94.15	86.51	99.78	100.76
80			110			140	30	
Si	2.81	2.98	2.77	2.74	2.76	2.58	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.09	0.10	0.10	0.01	1.02	1.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.16	1.00	1.89	1.84	1.96	2.84	0.00	0.00
Fe3+	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2+	0.00	0.00	1.44	1.53	1.51	2.65	0.95	0.97
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01
Mg	0.00	0.00	0.88	0.87	0.72	1.91	0.00	0.01
Ca	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.84	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.99	0.89	0.91	0.92	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.00	5.00	8.00	8.00	8.00	10.00	2.00	2.00
XMg			0.38	0.36	0.32	0.42		
XGrs								
XSpS								
XAlm								
XPrp								
XAn	0.18	0.00						

BD16c

Mineral Point Positio n	Garnet										
	1/1.	4/1.	7/1.	8/1.	9/1.	14/1.	15/1.	17/1.	19/1.	20/1.	21/1.
	Core	Rim	Core	Core	Rim	Core	Rim	Rim	Core	Rim	Rim
Wt%											
SiO2	34.62	36.67	36.37	36.51	36.43	36.37	36.28	36.45	36.18	36.46	36.00
TiO2	0.18	0.11	0.13	0.19	0.13	0.14	0.17	0.11	0.13	0.09	0.14
Cr2O3	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00
Al2O3	20.44	20.72	20.55	20.45	20.49	20.14	20.59	20.49	20.32	20.15	20.67
FeO	23.26	25.45	24.57	23.99	26.05	23.89	26.69	26.32	23.05	27.86	27.82
MnO	17.13	12.86	14.01	14.63	12.00	14.74	13.07	13.47	15.97	10.31	10.63
MgO	0.80	0.90	0.89	0.77	0.86	0.82	0.88	0.89	0.83	1.01	1.05
CaO	3.59	3.43	3.39	3.55	4.05	3.00	2.52	2.59	3.42	3.72	3.76
Na2O	0.00	0.03	0.01	0.03	0.04	0.08	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.03	100.19	99.93	100.14	100.07	99.24	100.21	100.34	99.94	99.65	100.10
12O											
Si	2.83	2.98	2.97	2.97	2.96	2.99	2.96	2.97	2.95	2.98	2.93
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.97	1.98	1.98	1.96	1.96	1.95	1.98	1.97	1.95	1.94	1.98
Fe3+	0.35	0.05	0.08	0.07	0.10	0.06	0.08	0.08	0.12	0.09	0.15
Fe2+	1.24	1.68	1.60	1.56	1.68	1.58	1.74	1.71	1.45	1.82	1.74
Mn	1.19	0.88	0.97	1.01	0.83	1.03	0.90	0.93	1.10	0.71	0.73
Mg	0.10	0.11	0.11	0.09	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.12	0.13
Ca	0.31	0.30	0.30	0.31	0.35	0.26	0.22	0.23	0.30	0.33	0.33
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
XMg	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07
XGrs	0.09	0.10	0.09	0.10	0.11	0.08	0.07	0.07	0.09	0.10	0.10
XSps	0.32	0.29	0.31	0.32	0.26	0.33	0.19	0.30	0.34	0.23	0.22
XAlm	0.44	0.57	0.54	0.53	0.57	0.53	0.59	0.57	0.49	0.61	0.59
XPrp	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04

BD16c

Mineral	Muscovite						Biotite					
	3/1. Matri n	5/1. Matri x	12/1. Matri x	13/1. Matri x	18/1. Matri x	23/1. Matri x	2/1. Matri x	6/1. Matri x	10/1. Matri x	11/1. Matri x	16/1. Matri x	22/1. Matri x
Wt%												
SiO2	46.03	45.99	45.22	45.00	46.79	45.75	37.60	35.16	35.79	35.33	35.01	35.33
TiO2	0.25	0.26	0.28	0.27	0.26	0.29	1.02	1.67	1.27	1.55	1.13	1.85
Cr2O3	0.02	0.00	0.04	0.00	0.01	0.04	0.01	0.05	0.00	0.02	0.01	0.01
Al2O3	36.27	36.04	33.38	34.04	33.44	34.86	20.15	19.70	19.50	20.21	19.93	20.44
FeO	2.11	2.34	3.20	2.60	2.67	2.31	19.14	20.47	22.18	21.12	21.92	20.08
MnO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.07	0.03	0.09	0.14	0.19	0.20	0.31	0.15
MgO	0.64	0.60	1.01	0.72	0.95	0.82	7.45	7.39	6.81	6.59	7.04	5.98
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.19	0.09	0.17	0.22	0.23	0.29
Na2O	0.88	0.78	0.66	0.72	0.54	0.73	0.11	0.24	0.19	0.24	0.19	0.27
K2O	9.71	9.87	9.61	9.46	9.79	9.56	6.08	8.44	7.72	8.24	8.17	7.04
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0
Total	95.91	95.90	93.41	92.81	94.52	94.40	91.84	93.35	93.82	93.72	93.94	91.44
110												
Si	3.05	3.05	3.09	3.09	3.06	3.08	3.09	2.83	2.89	2.85	2.82	2.93
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.10	0.08	0.09	0.07	0.12
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.83	2.83	2.69	2.75	2.66	2.77	1.95	1.87	1.86	1.92	1.89	2.00
Fe3+	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2+	0.12	0.13	0.15	0.15	0.15	0.13	1.31	1.38	1.50	1.42	1.47	1.39
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	0.06	0.06	0.10	0.07	0.10	0.08	0.91	0.89	0.82	0.79	0.84	0.74
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03
Na	0.11	0.10	0.09	0.10	0.07	0.09	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04
K	0.82	0.83	0.84	0.83	0.84	0.82	0.64	0.87	0.80	0.85	0.84	0.74
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
XMg							0.41	0.39	0.35	0.36	0.36	0.35
XGrs												
XSps												
XAlm												
XPrp												

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“Evolução metamórfico-deformacional da porção sudeste do Complexo Metamórfico Passo Feio e interpretação do Lineamento de Caçapava, RS”	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: Elisa Oliveira da Costa	
Orientador: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt	
Examinador: Prof. Dr. Everton Marques Bongioio	
Data: 06/03/2021	
Conceito: A (EXCELENTE)	
PARECER:	
<p>A dissertação de ELISA OLIVEIRA DA COSTA é um trabalho importante e relevante no entendimento da história metamórfica-deformacional do Complexo Metamórfico Passo Feio, parte do Cinturão Dom Feliciano no RS.</p> <p>O capítulo 1 (Texto Integrador) inicia com uma introdução ao volume da dissertação. Nele a autora apresenta ainda, de forma objetiva e clara, o problema a ser abordado, as hipóteses de trabalho e os objetivos. O item “Estado da Arte” contém o “Contexto Geológico Regional” e a geologia do “Complexo Metamórfico Passo Feio”. O primeiro poderia ser simplificado de forma a dar mais ênfase ao tema da dissertação, enquanto o segundo consiste em uma ótima revisão do entendimento prévio sobre o CMPF desenvolvido em trabalhos anteriores. Os métodos de investigação utilizados são descritos de forma completa e compreensível. O leitor sente falta de figuras para acompanhamento do texto, sendo estas providas posteriormente no capítulo contendo o artigo submetido.</p> <p>O capítulo 2 contém um artigo científico submetido ao periódico <i>Journal of South American Earth Sciences</i>. Pequenas correções serão certamente feitas pelos revisores, e não comprometem o conteúdo científico. Os aspectos estruturais de campo e petrográficos/microestruturais são bem apresentados e ilustrados. O modelamento termodinâmico foi bem apresentado e desenvolvido, representando uma ótima contribuição ao trabalho.</p> <p>As discussões, interpretações e conclusões são coerentes com os dados obtidos. A integração de dados estruturais, petrográficos, geoquímicos e de modelamento termodinâmico possibilitaram a determinação de condições metamórficas-deformacionais, e suas correlações na evolução geológica da área de estudo em escala regional.</p> <p>Finalmente, parabeno o grupo de pesquisa e em especial a candidata pelo excelente trabalho apresentado.</p>	
Assinatura:	 Data: 06/03/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“Evolução metamórfico-deformacional da porção sudeste do Complexo Metamórfico Passo Feio e interpretação do Lineamento de Caçapava, RS”	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: Elisa Oliveira da Costa	
Orientador: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt	
Examinador: Prof. Dr. Fabricio de Andrade Caxito	
Data: 01/03/2021	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A dissertação de mestrado está muito bem escrita, tanto no texto integrador em português como no artigo em inglês. O artigo é conciso, bem ilustrado, e apresenta dados inéditos. No contexto de uma dissertação de mestrado, a candidata demonstrou ter aprendido e dominado uma técnica específica e a interpretação dos dados gerados, a saber, a modelagem geotermobarométrica. Por isto, considero a mesma apta para o recebimento do título de mestre. No PDF em anexo, encontram-se alguns comentários e sugestões, a serem ou não adotados, principalmente no artigo, por decisão da candidata e co-autores.</p>	
Assinatura: <i>Fabricio de A. Caxito</i>	Data: 01/03/2021
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“Evolução metamórfico-deformacional da porção sudeste do Complexo Metamórfico Passo Feio e interpretação do Lineamento de Caçapava, RS”

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Elisa Oliveira da Costa**

Orientador: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt

Examinador: Prof. Dr. **Roberto Sacks de Campos**

Data: 10/03

Conceito: A

PARECER:

A dissertação de mestrado da aluna Elisa Oliveira da Costa é uma importante contribuição para o conhecimento a respeito da estruturação e evolução metamórfica do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul, trazendo dados e interpretações relevantes sobre as estruturas geradas durante a evolução metamórfica do Complexo Passo Feio. Contudo alguns problemas de redação, detectados no texto integrador da dissertação, devem ser corrigidos. Sendo assim encaminho arquivo em pdf contendo meus comentários.

No mais, coloco-me a disposição para qualquer esclarecimento.

Assinatura:

Data: 10/03/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: