

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

**Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na
região de Monte Bonito, sudeste do Cinturão Dom
Feliciano**

Paula de Oliveira Loureiro

ORIENTADOR – Prof. Dr. Edinei Koester

Porto Alegre – 2020

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

**Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na
região de Monte Bonito, sudeste do Cinturão Dom
Feliciano**

Paula de Oliveira Loureiro

ORIENTADOR – Prof. Dr. Edinei Koester

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Juliana Pertille da Silva
Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas

Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi
Instituto de Geociências, Universidade federal do Rio Grande do Sul

Profa. Dra. Luana Moreira Florisbal
Instituto de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina

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

Porto Alegre – 2020

CIP - Catalogação na Publicação

Loureiro, Paula de Oliveira
Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na
região de Monte Bonito, sudeste do Cinturão Dom
Feliciano / Paula de Oliveira Loureiro. -- 2020.
61 f.
Orientador: Edinei Koester.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2020.

1. Complexo Pinheiro Machado. 2. Cinturão Dom
Feliciano. 3. Heterogeneidade Magmática. 4. Reciclagem
magmática. 5. Geocronologia de granitoides. I.
Koester, Edinei, orient. II. Título.

RESUMO

Evidências de múltiplas intrusões, erosão magmática, processos de hibridação e refusão são relatadas nas rochas do complexo Pinheiro Machado da região de Monte Bonito. O Complexo Pinheiro Machado é de grande importância para a interpretação da evolução geológica do Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano, devido à sua extensão, mais de 10000 km², e ao longo tempo das múltiplas intrusões magmáticas. A erosão magmática é evidenciada por fragmentos de rochas anteriores, schlieren, truncamento e arraste de estruturas magmáticas. A hibridação é evidenciada pela presença de enclaves máficos próximos aos limites do granidiorito híbrido e dos granitos precoces híbridos com pulsos máficos precoces e pelos limites difusos e graduais entre essas rochas. A presença de antecristas sugere reciclagem magmática. As texturas de anatexia são principalmente manchas félsicas com minerais peritéticos bem desenvolvidos. As idades U-Pb SHRIMP foram obtidas para uma rocha precoce e para uma rocha tardia do complexo. A idade de 618 Ma representa, na área estudada, os pulsos mais antigos do sistema de composição diorítica. Em 610 Ma, os pulsos tardios foram alojados, gerando sienogranitos que não interagem mais com os pulsos iniciais para gerar rochas híbridas. Um evento de aquecimento em cerca de 600 Ma gerou bordas de alto Urânio nos zircões e nós o interpretamos como associado às estruturas de fusão parcial *in situ* facilitada pela presença de água.

Palavras-chave: Cinturão Dom Feliciano, Complexo Pinheiro Machado, reciclagem magmática, erosão magmática, mingling, assimilação, heterogeneidade magmática, fusão parcial em presença de água

ABSTRACT

Evidences of multiple intrusions, magmatic erosion, hybridization and re-melting processes are reported in Pinheiro Machado Complex rocks from the Monte Bonito region. The Pinheiro Machado Complex is of great importance for the interpretation of the geological evolution of the Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt, due to its extension, over 10000 km², and to the long time of magmatic multiple intrusions. Magmatic erosion is evidenced by fragments of earlier rocks, schlieren, truncation and dragging of magmatic structures. Hybridization is evidenced by the presence of mafic enclaves close to the limits of the hybrid granodiorite and the early hybrid granites with early mafic pulses and by the diffuse and gradual limits between these rocks. The presence of antecrysts suggests magmatic recycling. The anatexia textures are mostly felsic patches with peritectic well developed minerals. U-Pb SHRIMP ages were obtained in an early and late rock of the complex. The age of 618 Ma represents the earliest pulses in the dioritic composition system. In 610 Ma, the later pulses become lodged, generating syenogranites that no longer interact with the early pulses to generate hybrid rocks. A heating event in about 600 Ma generated high Uranium rims in the zircons and we interpreted it to be associated with the *in situ* partial melting structures facilitated with the presence of water.

Keywords: Dom Feliciano Belt, Pinheiro Machado Complex, magmatic recycling, magmatic erosion, mingling, assimilation, magma heterogeneity, water-fluxed partial melting

SUMÁRIO

PARTE I

1 INTRODUÇÃO	6
1.1 Objetivos	9
1.2 Localização e geologia regional	9
1.3 Geologia local	13
1.4 Materiais e métodos.....	16
1.5 Croquis realizados - Complexo Pinheiro Machado.....	18
REFERÊNCIAS	24

PARTE II

Artigo: “Recycling and hybridization of successive intrusions during calc-alkaline magmatism: 20 Ma of activity in the Pinheiro Machado Complex, South of the Dom Feliciano Belt, Brazil”. Submetido ao periódico <i>Journal of South American Earth Sciences</i>	30
--	-----------

PARTE III

Anexos	40
--------------	----

Estrutura da dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo “*Recycling and hybridization of successive intrusions during calc-alkaline magmatism: 20 Ma of activity in the Pinheiro Machado Complex, South of the Dom Feliciano Belt, Brazil*”, submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences*. Sua organização compreende as seguintes partes principais:

Parte I: Introdução sobre o tema e descrição do objeto de pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos e o estado da arte sobre o tema da pesquisa;

Parte II: Artigo submetido a periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento do mestrado;

Parte III: Anexos.

PARTE I

1 Introdução

Grandes batólitos sempre despertaram o interesse geológico, sendo que por muito tempo se imaginava que existissem câmaras magmáticas de dimensões de dezenas de km, com resfriamento e cristalização de todo o corpo simultaneamente. Pesquisas mais recentes revelaram que esses grandes batólitos podem ocorrer, mas são restritos e a situação geológica mais comum na formação de rochas granitoides são sistemas magmáticos formados por múltiplas injeções menores ao longo de um tempo específico (Clemens e Stevens, 2012; 2016, Glazner et al., 2004; Fiannacca et al., 2015; 2017; Paterson et al., 2016). Segundo estes autores, esse processo de múltiplas intrusões tem implicações na interação dos pulsos de magma entre eles e com as porções de rocha já cristalizadas, alterando a composição final dessas rochas graníticas.

Trabalhos recentes tem discutido o posicionamento de magmas derivados do manto no limite manto-crosta (descontinuidade de Mohorovicic), nas denominadas *Deep Hot Zones* (Annen et al., 2015), bem como os processos que envolvem a ascensão e interação desses magmas na crosta em sistemas de canalização (*“Plumbing System Processes”*) (Zellmer et al., 2014; Jerram et al., 2018). O processo de canalização magmática tem sido associado à tectônica de placas e, por exemplo, em zonas de margem continental convergentes, Vries e Vries (2018) discutem a conexão de migmatitos associados a zonas de canalização de magma granítico, sugerindo a conexão direta entre esses dois processos, envolvendo a fusão, assistida ou não por fluidos, como consequência do metamorfismo e metassomatismo produzido pela placa subductada.

A Figura 1 mostra um modelo esquemático de uma região onde ocorre a geração de diversos magmas basálticos derivados do manto sendo posicionados na *Deep Hot Zone*, a partir de onde fusões ascendem e são transportadas pelo sistema de canalização. Com a ascensão essas fusões podem ser modificadas ou diferenciadas por processos como mistura de magmas e assimilação, em algum ponto da trajetória (Jerram et al., 2018).

Com a hipótese de que diversas entradas de magmas em algumas regiões podem refletir o processo de colocação de magmas na crosta, a proposta de um sistema magmático e não uma câmara magmática tem sido apresentada como a mais realista em diversos estudos, por vezes, associada a estudos temporais desse sistema

(por exemplo, Paterson et al., 2016.) Leeman e Smith (2018) estudaram em detalhe o sistema magmático do Monte Santa Helena, sugerindo que a presença de sistemas de condutos grandes, complexos e de vida longa sob sistemas vulcânicos pode atuar como "armadilha de magma", nas quais magmas mantélicos são propensos a modificações em virtude da interação com magmas armazenados e seus produtos de diferenciação.

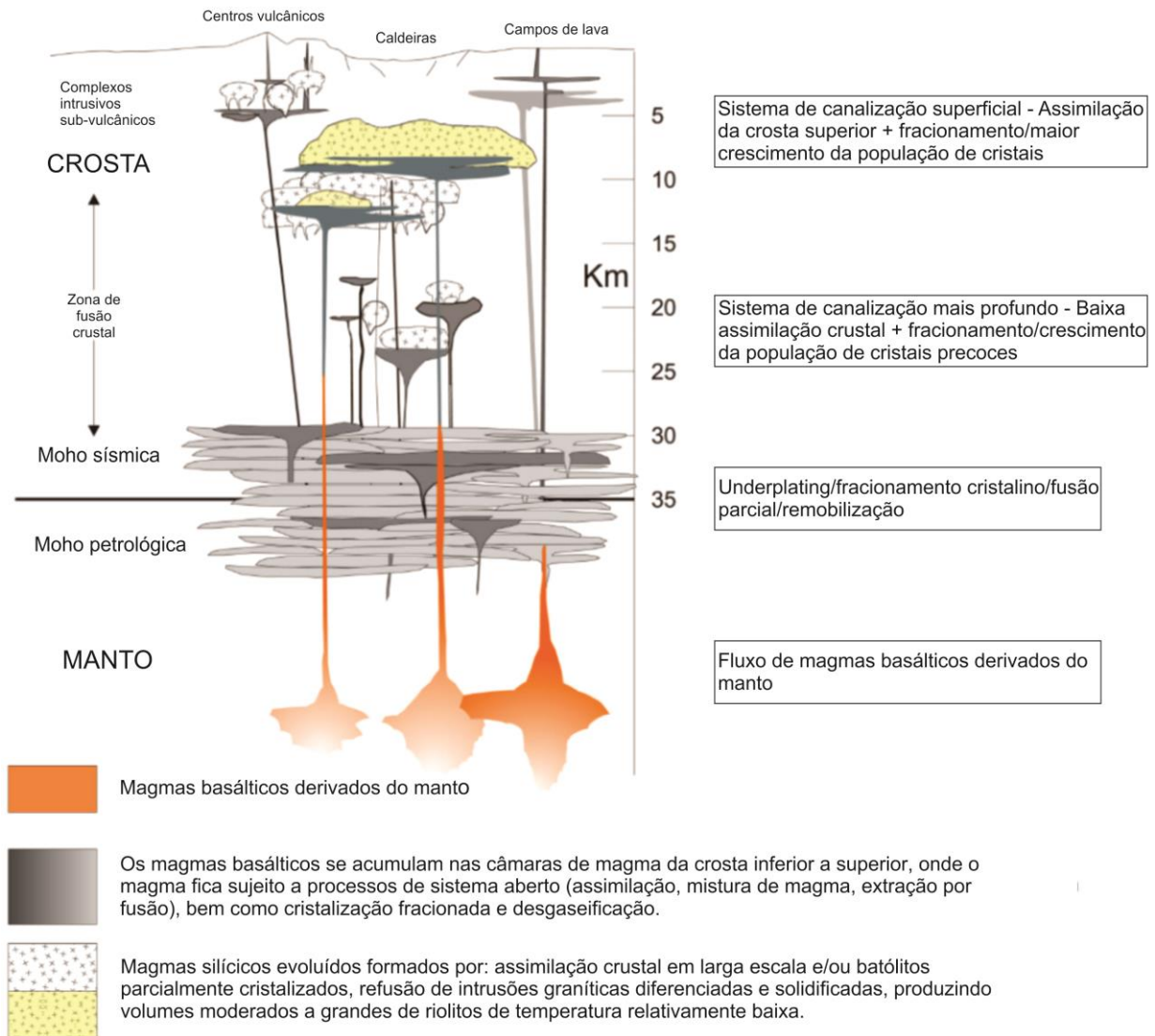


Figura 1. Seção esquemática de um sistema de canalização ígnea do manto até superfície terrestre (adaptado de Jerram et al., 2018).

A escala de tempo para a cristalização de sistemas intrusivos, em especial grandes batólitos, foi definido por diversos autores como da ordem de até 5 Ma (Paterson e Tobish, 1992). Coleman et al. (2004), entretanto, sugeriu um tempo de cristalização da ordem de 10 Ma para a Suíte Intrusiva Tuolumne em Sierra Nevada, sendo que uma das litologias dessa suíte, o granodiorito Half Dome, levou em torno de

4 Ma para cristalizar. O mesmo autor considera, entretanto, que esse tempo de cristalização somente é compatível com um processo de múltiplas injeções e caso a cristalização fosse de um único pulso o tempo estimado seria menos de um décimo. Assim, a geração de batólitos através de múltiplos pulsos e o tempo envolvido em sua formação tem sido uma importante área de estudo associada a rochas ígneas.

Na porção oriental do Cinturão Dom Feliciano predominam rochas ígneas de idade neoproterozoica, associadas ao final da orogenia Brasiliana. Uma das maiores unidades intrusivas da região é o Complexo Pinheiro Machado que apresenta uma composição expandida desde dioritos até granitos ricos em sílica (Fragoso-César et al., 1986). Estima-se que a área ocupada por essas rochas seja em torno de 10.000 km², podendo ser considerado um batólito de grandes dimensões. Philipp (1990), Philipp et al. (1993) e Loureiro (2013) detalham as feições de campo do complexo, onde podem ser observadas diversas rochas apresentando o predomínio de interações entre elas ainda em estado magmático, como processos de *mixing*, *mingling* e *schlieren* e, por vezes, em estado sólido com assimilação de rochas metamórficas encaixantes ou mesmo de rochas ígneas precoces do próprio sistema, promovendo erosão magmática, reciclagem e hibridização.

Estudos geocronológicos prévios (K-Ar e Rb-Sr) revelaram um amplo range de idades para esse complexo (850 a 550 Ma), mas somente no final da década de 90 foram publicados por Babinski et al. (1997) as idades de 623, 616 e 610 Ma através do U-Pb em população de zircão (TIMS), interpretadas como de cristalização. A idade de cristalização U-Pb SHRIMP em zircões de 609 Ma foi proposta por Silva et al. (1999), enquanto idades Pb-Pb em zircão (por evaporação) de 625 Ma foram obtidos por Philipp et al. (2000). O trabalho mais recente sobre a idade do complexo foi obtida por Cruz (2019) a partir do método U-Pb SHRIMP com uma idade de 633 Ma interpretada como de cristalização. Assim, as duas idades U-Pb SHRIMP mostram um intervalo temporal de 24 Ma (633 a 609 Ma), o que poderia ser um indicativo de que múltiplos pulsos magmáticos ocorreram na geração do Complexo Pinheiro Machado.

No Cinturão Dom Feliciano o Complexo Pinheiro Machado pode ser considerado uma área adequada para estudos envolvendo os processos de interação de co-magmática de múltiplos pulsos de magmas em tempos diferentes, sendo o foco de investigação na presente dissertação, em continuidade às pesquisas sobre o complexo desenvolvidas por diversos pesquisadores (Fragoso-César et al., 1986; Philipp et al., 1993; Philipp, 1998; Loureiro, 2013 e Cruz, 2019). Dessa forma, será apresentada uma

breve descrição do Complexo Pinheiro Machado e seu contexto geológico, além de considerações sobre sua importância do ponto de vista da evolução da porção leste do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul durante o Ciclo Orogênico Brasileiro. Após, é apresentado o artigo denominado “*Recycling and hybridization of successive intrusions during calc-alkaline magmatism: 20 Ma of activity in the Pinheiro Machado Complex, South of the Dom Feliciano Belt, Brazil*”, submetido para publicação no periódico *Journal of South American Earth Sciences*, onde são caracterizadas as rochas do complexo através de estudos de campo, microscopia óptica e idades U-Pb SHRIMP em zircão, que são integradas e interpretadas com os dados disponíveis na literatura.

1.1 Objetivos

O objetivo desta dissertação é apresentar uma visão da evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, RS, a partir do nosso entendimento atual, fruto da investigação realizada durante esta pesquisa. Como objetivos específicos temos:

- Descrever e analisar as texturas e estruturas em diferentes escala das rochas do complexo;
- Determinar idades de cristalização de rochas do complexo;
- Integrar e interpretar os dados obtidos com os disponíveis na literatura;
- Propor um modelo de evolução magmática das múltiplas intrusões para as rochas do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS.

1.2 Localização e geologia regional

A área de estudo localiza-se na região sul do estado do Rio Grande do Sul, distante aproximadamente 250 km da capital Porto Alegre, no município de Pelotas. O principal acesso à região se dá através da rodovia BR-116, sentido sul. Os afloramentos investigados encontram-se no distrito de Monte Bonito, mais especificamente três pedreiras - Silveira, Pelotense e Mac - com cavas de cerca de um quilômetro de largura, com diversos patamares que atingem alturas de até 50 metros. As estradas vicinais que cruzam o distrito dão acesso às pedreiras.

A região está situada no extremo sul da porção brasileira do Cinturão Dom Feliciano, cinturão orogênico neoproterozoico desenvolvido durante o ciclo orogênico Brasileiro, o qual resultou na amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental (Heilbron et al., 2004). O Cinturão Dom Feliciano se estende por aproximadamente 1200 km desde Punta del Este, no Uruguai, até o nordeste do estado de Santa Catarina no Brasil. No estado do Rio Grande do Sul o Cinturão Dom Feliciano configura quase a totalidade do Escudo Sul-rio-grandense (porções oriental, central e ocidental), excluindo-se o extremo oeste (Cráton Río de la Plata) (Fig. 2).

O Cráton Río de la Plata é uma área no oeste no escudo onde predominam rochas paleoproterozoicas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico interpretado como o registro de um arco magmático de 2,4 a 2,1 Ga (Nardi e Hartman, 1979, Gireli et al., 2019). As porções do Cinturão Dom Feliciano foram delimitadas a partir de descontinuidades geofísicas de escala continental (Fernandes et al., 1995; Costa, 1997). Sob o ponto de vista geotectônico, esses domínios no Cinturão Dom Feliciano podem ser simplificados como:

a) Domínio Ocidental, em limite a oeste com o cráton, tem o predomínio de rochas ígneas e metamórficas relacionadas a arco magmático e fragmentos de rochas de assoalho oceânico e bacias associadas (Silva-Filho e Soliani Jr., 1987; Kraemer, 1995; Leite et al., 1998);

b) Domínio Central, em limite com o Domínio Ocidental dado pela Sutura de Caçapava, onde dominam rochas metassedimentares vinculadas a bacias de *back-arc* e/ou *forearc*, bem como fragmentos de rochas paleoproterozoicas ortoderivadas (Porcher et al., 1999; Remus et al., 2000; Hartmann et al., 2004; Gregory et al., 2015);

c) Domínio Oriental, em limite com o Domínio Central, dado pela Sutura de Porto Alegre (e/ou Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu), formado predominantemente por rochas granitoides criogenianas (Complexo Pinheiro Machado) relacionadas a um arco magmático continental maduro, e/ou pós-colisionais e magmatismo vinculado a zonas de cisalhamento (Philipp, 1998; Koester et al., 2002; Bitencourt e Nardi, 2000). A porção sudeste do Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano foi subdividida no denominado Terreno Punta del Este, em limite dado pela Sutura Arroio Grande (ou Zona de Cisalhamento Arroio Grande), formado por rochas metassedimentares vinculadas a bacias de *back-arc* e/ou *forearc*, bem como fragmentos de rochas de assoalho oceânico e rochas neoproterozoicas tonianas orto- e

paraderivadas vinculadas a um arco magmático (Lenz et al., 2011; Peel et al., 2018; Ramos et al., 2018; Cruz, 2019).

No final do neoproterozoico (< 600 - 550 Ma) diversos corpos plutônicos intrudiram todo o Escudo Sul-rio-grandense (e.g. Granito Santo Afonso – Cráton Río de la Plata (Camozzato et al., 2016); Granito Caçapava do Sul – Domínio Ocidental (Bitencourt, 1999); Sienito Piquiri – Domínio Central (Pla Cid et al., 2003); Granito Capão do Leão – Domínio Oriental (Silva, 2016); Granito Bretanha, Terreno Punta Del Este (Cruz, 2019)). Ainda no final do neoproterozoico e início do Cambriano ocorre, acima das rochas do escudo, a formação da Bacia do Camaquã representada por expressiva sedimentação e vulcanismo na porção centro-oeste do escudo (Paim et al., 2000).

A porção oriental, onde se desenvolveu a presente pesquisa, corresponde (conforme Costa, 1997) ao Complexo Canguçu de Santos et al. (1989), ao Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado de Ramgrab et al. (1995) e à Associação de Arco Magmático I de Fernandes et al. (1995a,b), excluindo-se o Complexo Arroio dos Ratos. A porção leste do Cinturão Dom Feliciano também é conhecida na literatura como Batólito Pelotas (Fragoso-César et al., 1986).

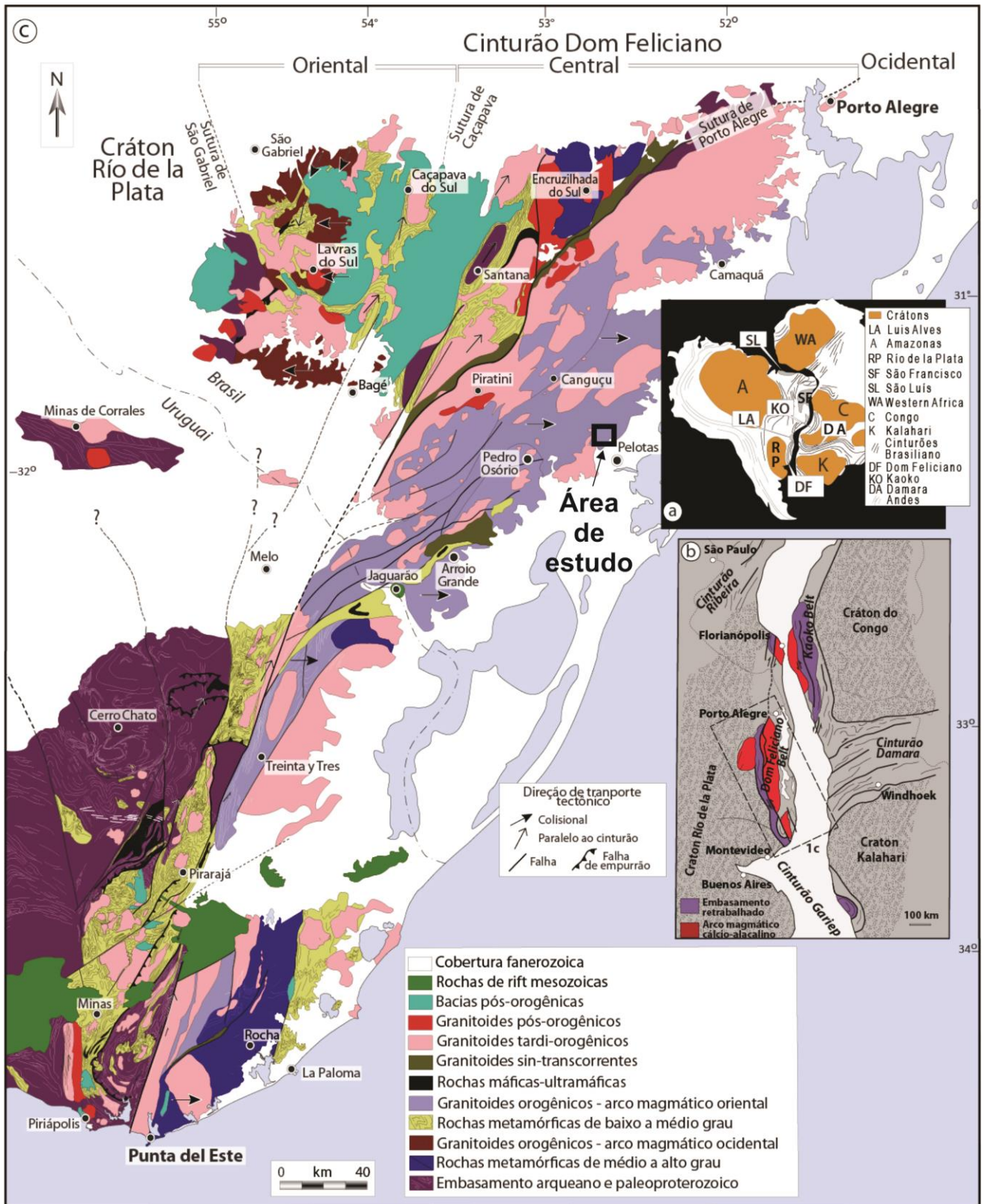


Figura 2. a) Configuração do Gondwana com as principais áreas cratônicas e cinturões relacionados ao Cinturão Dom Feliciano; b) Localização do Cinturão Dom Feliciano e cinturões africanos adjacentes na configuração do Gondwana; c) Mapa geológico do Cinturão Dom Feliciano e Cráton Río de la Plata no sul do Brasil e Uruguai (Modificado de Masquelin et al., 2012). O quadrado preto mostra a localização da área de estudo.

1.3 Geologia local

A Figura 3 apresenta o mapa geológico da região sudeste do Cinturão Dom Feliciano na região da cidade de Pelotas, modificado de Bastos (2020). Nesse mapa vemos o predomínio das rochas do Complexo Pinheiro Machado (e a localização das três pedreiras estudadas), subordinadamente, granitoides tardi-orogênicos (Granito Arroio Moinho, Granito Capão do Leão e Granito Serra do Herval), além de depósitos quaternários recentes.

Inicialmente reconhecido por Fragoso-César et al. (1986), Philipp (1998) define o Complexo Pinheiro Machado como um grande volume de granitoides com rochas máficas contemporâneas subordinadas, exposto com forma alongada na direção NE-SW. O Complexo Pinheiro Machado varia em composição de diorito a sienogranito e contém xenólitos de anfibolitos e rochas metamórficas calciossilicáticas e ortoderivadas, algumas delas reconhecidas como de idade de cristalização toniana relacionadas a um antigo arco magmático (789 Ma, Gnaisses Piratini, Tambara et al., 2019).

As rochas do complexo tem deformação representada por zonas de cisalhamento dúctil sub-horizontal (D1) e sub-vertical (D2) e rúptil sub-vertical (D3) que cortam a região (Philipp, 1990). A D1 tem orientação N45°-60°E, mergulhos de médio a baixo ângulo para NW com lineação de estiramento mineral orientada segundo E-W e indicadores cinemáticos (foliação SC, estiramento assimétrico de enclaves microgranulares) que mostram movimentos de topo para leste, a colocação do Complexo Pinheiro Machado é relacionado a esse evento, em regime transpressivo (Philipp e Machado 2001). Ao evento D2 é atribuída formação de zonas de cisalhamento dúcteis a dúctil-rúpteis de alto ângulo de mergulho com orientação N60°-85°E e lineação de estiramento subhorizontal, cujos indicadores cinemáticos (foliação S-C, porfiroclastos assimétricos e discretas bandas de milonitização) são compatíveis com movimentação sinistral. O evento deformacional D3, atribuído à reativação de zonas de cisalhamento do evento anterior, é de nível crustal mais raso e de condições extensionais. Estas zonas de cisalhamento, com largura métrica a decamétrica e subverticais, têm orientação N20°E a N50°-65°E e deslocam as estruturas D2 (Philipp et al., 2002).

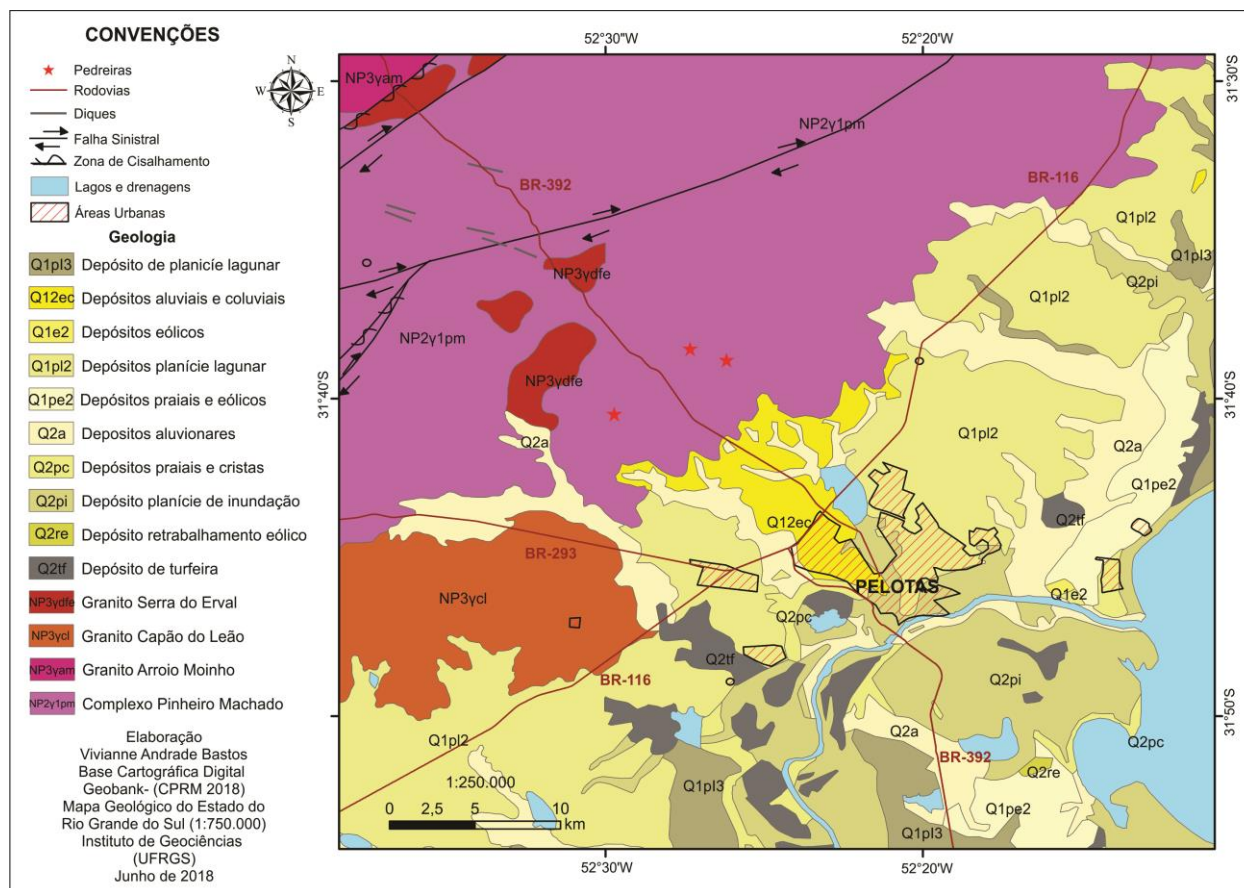


Figura 3. Mapa geológico da porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano na região de Pelotas, com a indicação da localização das pedreiras estudadas (estrelas vermelhas). Extraído de Bastos et al. (2020).

O posicionamento dos maciços graníticos das unidades neoproterozoicas do domínio ocidental do Cinturão Dom Feliciano subsequentes ao Complexo Pinheiro Machado estão intimamente relacionados com o desenvolvimento destas zonas. Os corpos graníticos das suítes Viamão e Cordilheira são alongados e concordantes com as zonas de cisalhamento transcorrentes, sendo comum a presença de estruturas magmáticas e tectônicas subparalelas as mesmas (Frantz e Remus 1986, Gomes 1990, Philipp 1990, Philipp et al., 1993, Fernandes et al., 1990; Koester, 1995).

Estudos de geoquímica das rochas do Complexo Pinheiro Machado indicam elevados valores de SiO_2 (> 60 % - 75 %), MgO entre 0,27 e 1,93 %, alta razão de LILE em relação aos HFSE, afinidade cálcio-alcálica alto K, caráter metaluminoso e, subordinadamente, fracamente peraluminoso para as rochas mais ricas em sílica, com elevadas razões de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (0.707 - 0.717) e $\square\text{Nd}$ negativos entre -4.4 e -6.7 (May, 1990; Babinski et al., 1997; Philipp et al., 2002; Loureiro, 2013; Loureiro et al., 2015; Cruz, 2019). A fonte e os processos magmáticos envolvidos na geração desse

complexo tem sido pouco estudadas, mas em geral sugerem a participação de magmas de derivação mantélicos que assimilaram crosta continental (Philipp et al., 2002; Loureiro, 2013; Basei et al., 2018; Cruz, 2019).

Estudos geocronológicos prévios revelaram um amplo range de idades para esse complexo, advindo de diferentes técnicas analíticas. As primeiras idades do complexo foram obtidas com isócronas Rb-Sr obtidos na década de 80 e 90 que resultaram em idades variando de 800, 775 e 750 Ma (Teixeira, 1982, Soliani Jr., 1986, May, 1990, Frantz e Botelho, 1997) interpretadas como de cristalização. Com a popularização dos dados de U-Pb, no final da década de 90 foram publicados por Babinski et al. (1997) as idades de 623, 616 e 610 Ma através do U-Pb em população de zircão (TIMS), também interpretadas como de cristalização. Dessa forma, a interpretação sobre o posicionamento desse complexo é reavaliada, uma vez que a idade U-Pb passa a ser considerada a mais realista cristalização, enquanto as idades Rb-Sr passaram a serem interpretadas como de herança de uma crosta mais antiga do complexo, não refletindo sua cristalização. A idade de cristalização foi reafirmada com os estudos de Silva et al. (1999) que estudou os zircões do complexo pela técnica de U-Pb SHRIMP e obteve uma idades de 609 Ma. Idades Pb-Pb em zircão de 625 Ma foram obtidos por Philipp et al. (2002) e o trabalho mais recente sobre a idade do complexo foi obtida por Cruz (2019) a partir do método U-Pb SHRIMP com uma idade de 633 Ma interpretada como de cristalização (Cruz, 2019).

Os resultados obtidos através dos diferentes métodos usados sugerem que a idade de cristalização do complexo ocorreu entre 633 e 609 Ma, e que as idades em torno de 800-750 Ma, estejam associadas aos xenólitos do embasamento (Gnaisses Piratini) descritos na região por Fragoso-César et al. (1986) e que foram datados em 784 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) e interpretados como uma crosta remanescente de idade Toniana presente na região (Tambara et al., 2019).

Apesar de estudos ainda incipientes, o complexo tem importância para o entendimento da evolução geológica da porção leste do Cinturão Dom Feliciano, uma vez que perfaz mais de 50 % da área dessa porção (ver Fig. 2). Essa importância ainda é destacada quando esse complexo é discutido em modelos geotectônicos, na qual tem interpretações diversas.

Os trabalhos de Fragoso-César et al. (1986) e Fragoso-César (1991) inserem as rochas do Complexo Pinheiro Machado como pertencentes a um de arco

magmático continental, sendo produtos da fusão de material mantélico com participação crustal. Esse entendimento tem sido discutido ao longo de outras publicações que corroboram essa interpretação (Fernandes et al., 1995a,b; Philipp, 1998; Basei et al., 2018), mesmo que com dúvidas, como por exemplo, sobre vergência da placa e material envolvido na fusão.

Outra interpretação foi apresentada por Hartman et al. (1999) onde as rochas do complexo foram geradas em um ambiente ensiálico, ou seja, sem presença de uma placa oceânica sendo subductada. Esse modelo foi proposto em função de estudos de petrologia experimental realizados em xenólitos de gnaisses tonalíticos do Complexo Pinheiro Machado, na qual sugerem que o produto de fusão desses xenólitos geraram as rochas do complexo (Hartman et al., 2004).

A partir da proposta do Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro (Bitencourt e Nardi, 2000), as rochas do Complexo Pinheiro Machado foram interpretadas como o produto de ascensão de magmas mantélicos interagindo com crosta continental a partir de um sistema de zonas de cisalhamento de escala litosféricas, ou seja, essa interpretação não envolve de forma direta a presença de uma placa oceânica subductada. Nesse modelo, o manto foi modificado por uma subducção prévia (> 650 Ma), a partir do qual é remobilizado gerando magmas com assinaturas similares a de arco (Hueck et al., 2018).

Assim, o Complexo Pinheiro Machado é uma unidade do Cinturão Dom Feliciano que tem potencial para novos estudos e que, integrados com os dados e interpretações prévias, possibilitarão criar um cenário cada vez mais realista para sua evolução geológica.

1.4 Materiais e métodos

As técnicas utilizadas para a resolução do problema de pesquisa foram trabalho de campo, análises de laboratório e interpretação e integração dos resultados, além da revisão bibliográfica, que permeia todas as etapas do trabalho.

O trabalho de campo teve o planejamento das saídas a campo sendo realizados a partir de mapas pré-existentes e imagens de satélite da região, além da utilização de carta topográfica desenvolvida pelo Ministério do Exército, Diretoria de Serviços Geográficos em escala 1:50.000, folha de Monte Bonito (SH-22-Y-D-IV-1). A metodologia adotada no trabalho de campo inclui a descrição de todos os litotipos,

suas texturas e estruturas, relações entre os mesmos, documentação através de fotografias e croquis dos afloramentos com a localização de cada amostra e amostragem.

Após as atividades de campo foram selecionadas as amostras para as análises de laboratório, realizada a compilação das informações de campo e a digitalização dos croquis. Após seleção das amostras, estas foram preparadas de acordo com a técnica que será empregada.

Para a petrografia, selecionamos 30 amostras para laminação, que foram preparadas no laboratório do Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), no Núcleo de Preparação de Amostras (NPA) do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq). As descrições petrográficas foram realizadas através de um microscópio polarizador de luz transmitida da marca Meiji Techno®, série ML9000, modelo ML9720 equipado com lentes binoculares reticuladas com aumento de 10 x e três opções de objetivas de 2,5 x, 10 x e 40 x.

Os estudos geocronológicos para determinar a idade de cristalização das rochas do Complexo Pinheiro Machado foram realizados em duas amostras selecionadas nas pedreiras Silveira e Pelotense (duas das três pedreiras estudadas), próximas ao Distrito de Monte Bonito, preparadas para análises isotópicas U-Pb (SHRIMP) em zircões. A amostra PMB-01 corresponde a um diorito típico da unidade, equigranular médio, com $M' \sim 15$, com segregações félsicas com horblenda e titanita bem desenvolvidas euédricas, coletada na Pedreira Siveira (coordenada UTM 362828mE; 6499113mS). A amostra PMB-05X corresponde a um magnetita sienogranito típico da unidade, maciço, equigranular médio com biotita como máfico e $M' \sim 5$, coletada na pedreira Pelotense (coordenada UTM 360715 mE; 6499804 mS). As amostras foram processadas no Núcleo de Preparação de Amostras (NPA) do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências (IGeo) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) seguindo os procedimentos convencionais, que incluem trituração, moagem e peneiramento em frações entre 63 e 500 *mesh*. A fração de 90 *mesh* foi usada para separação dos zircões, de onde cerca de 100 cristais de zircão foram selecionados e montados em resina epoxi (*mount*) e imageados com catodoluminescência no microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo JEOL 6610LV.

As análises dos dados isotópicos U-Pb em zircão foram realizadas na Australian National University (Australia), obtidos por SIMS (*secondary ion mass spectrometry*) usando o espectrômetro de massa SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*). Detalhes dos procedimentos analíticos e calibração do equipamento podem ser obtidos em Stern (1998), Williams (1998) e Sato et al. (2014). O conteúdo de Pb foi calibrado contra o cristal padrão BR 256 (Black et al., 2014). A constante de decaimento e a razão $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ atual usadas nos cálculos foram extraídas de Steiger e Jäger (1977). As idades calculadas nos diagramas concórdia foram realizada a partir de pontos analisados nos cristais de zircão que refletem uma mesma geração, relacionadas aos teores de Urânio e posição dos pontos nos cristais, tendo como base as interpretações realizadas nas imagens de catodoluminescência. As idades foram calculadas com o software Isoplot/EX (Ludwig, 2008).

A etapa final do trabalho consistiu na organização dos dados, análise, integração e interpretação dos mesmos e a elaboração da presente dissertação.

1.5 Croquis realizados - Complexo Pinheiro Machado

Devido à complexidade existente na descrição das rochas do Complexo Pinheiro Machado, a sistemática para o estudo do complexo foi baseado na descrição detalhada em meso-escala, na qual foram realizados diversos croquis das pedreiras. Na Pedreira do Silveira (à direita na Figura 4), mostramos como foi realizado o detalhamento (Fig. 5), com cada ponto descrito em detalhe com croquis, onde toda estrutura e/ou amostra era identificada (Figs. 6-8).



Figura 4. Imagem *Google Earth* (dezembro/2019) do Distrito de Monte Bonito, Pelotas. Observa-se à esquerda a área em branco da Pedreira Pelotense e à direita, a maior pedreira da região, a Pedreira do Silveira. A terceira pedreira estudada, a Pedreira Mac, está localizada a cerca de 5 km a oeste da Pedreira Pelotense. O Norte está posicionado paralelo à lateral da imagem.



Figura 5. Imagem *Google Earth* (dezembro/2019) de detalhe da Pedreira Silveira onde estão inseridos os pontos de descrição e amostragem. O Norte está posicionado paralelo a lateral da imagem.

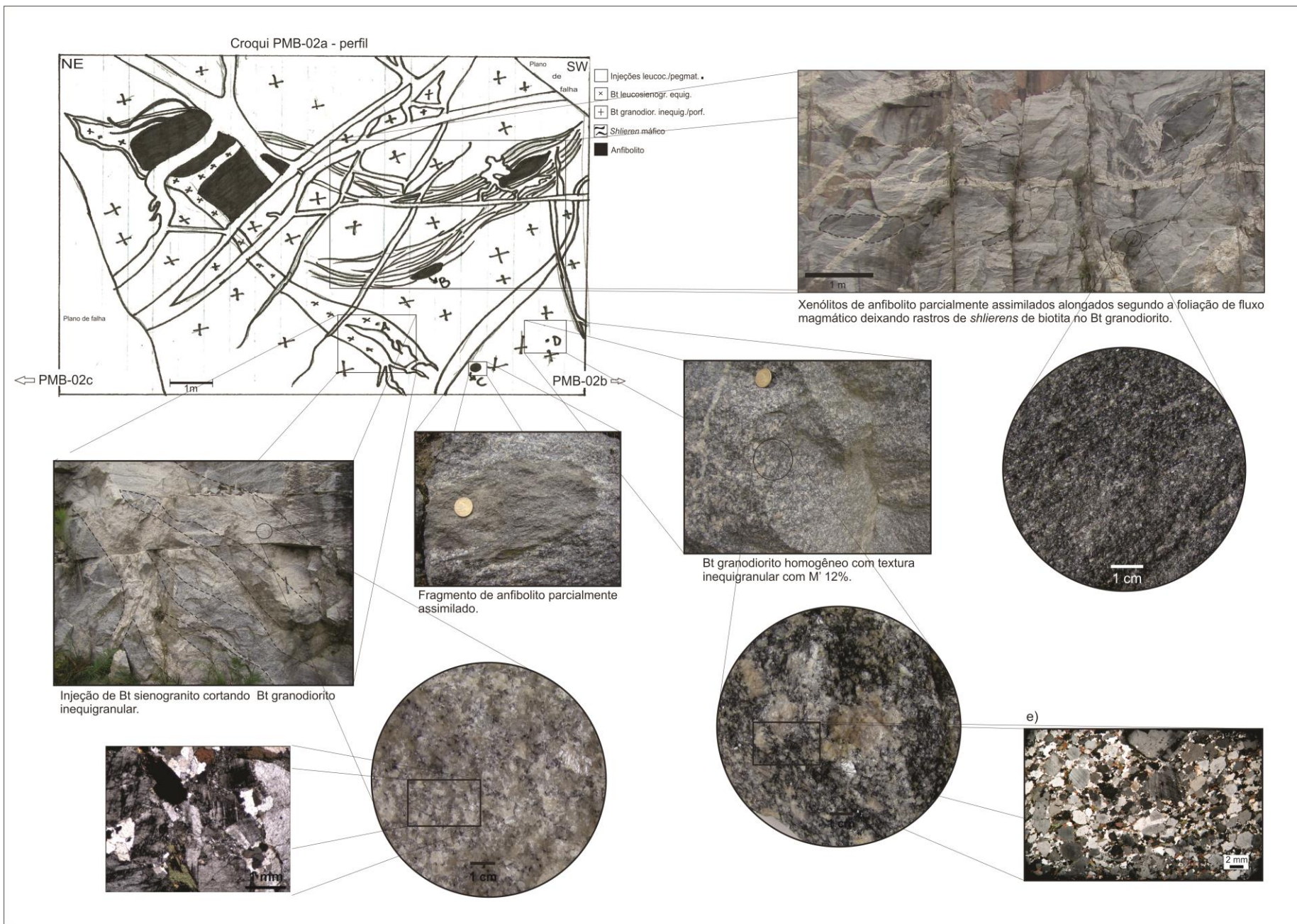


Figura 6. Relação entre granitoides e anfibolito no ponto PMB-02a.

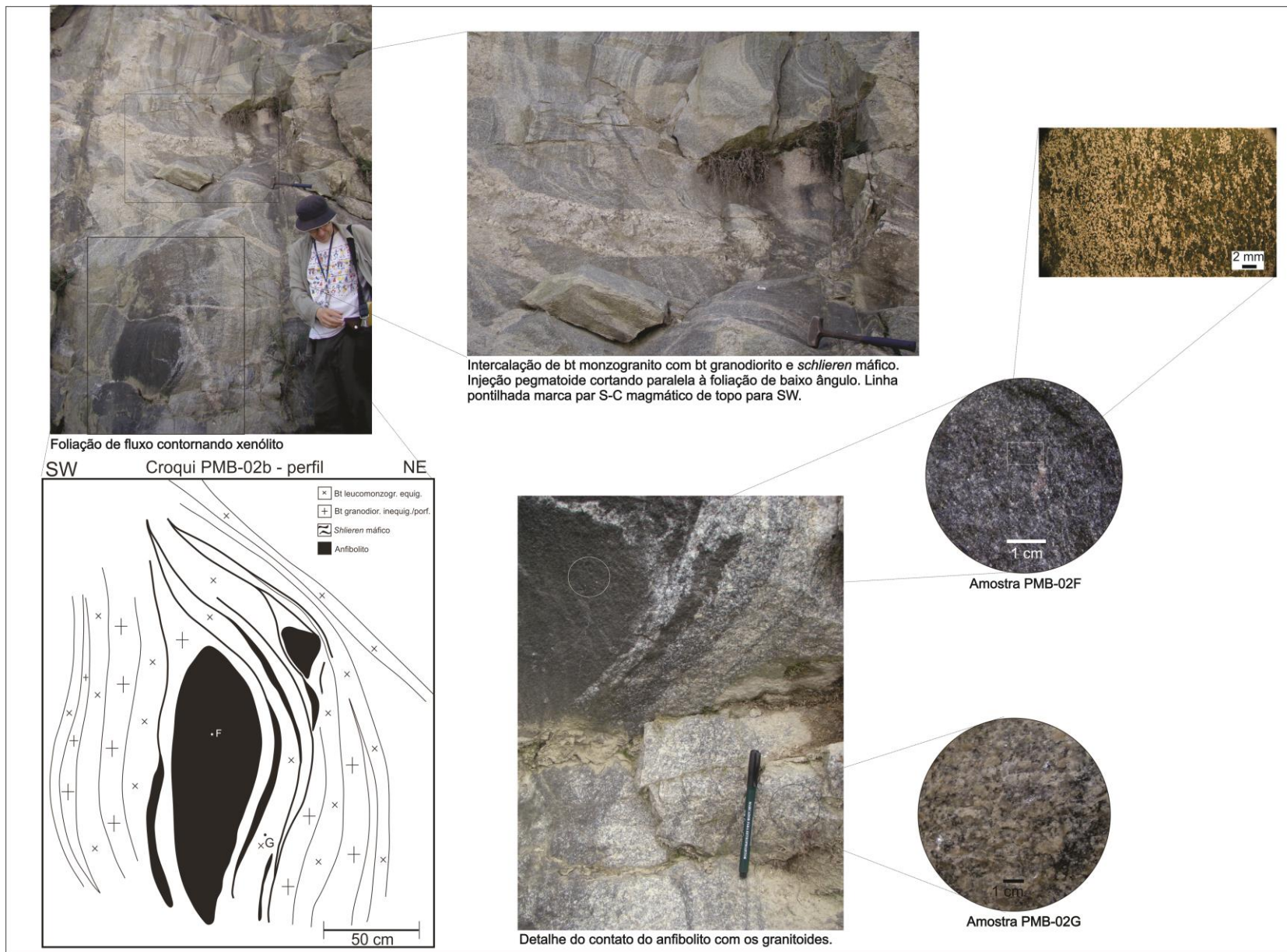


Figura 7. Relação entre granitoides e anfibolito no ponto PMB-02b.

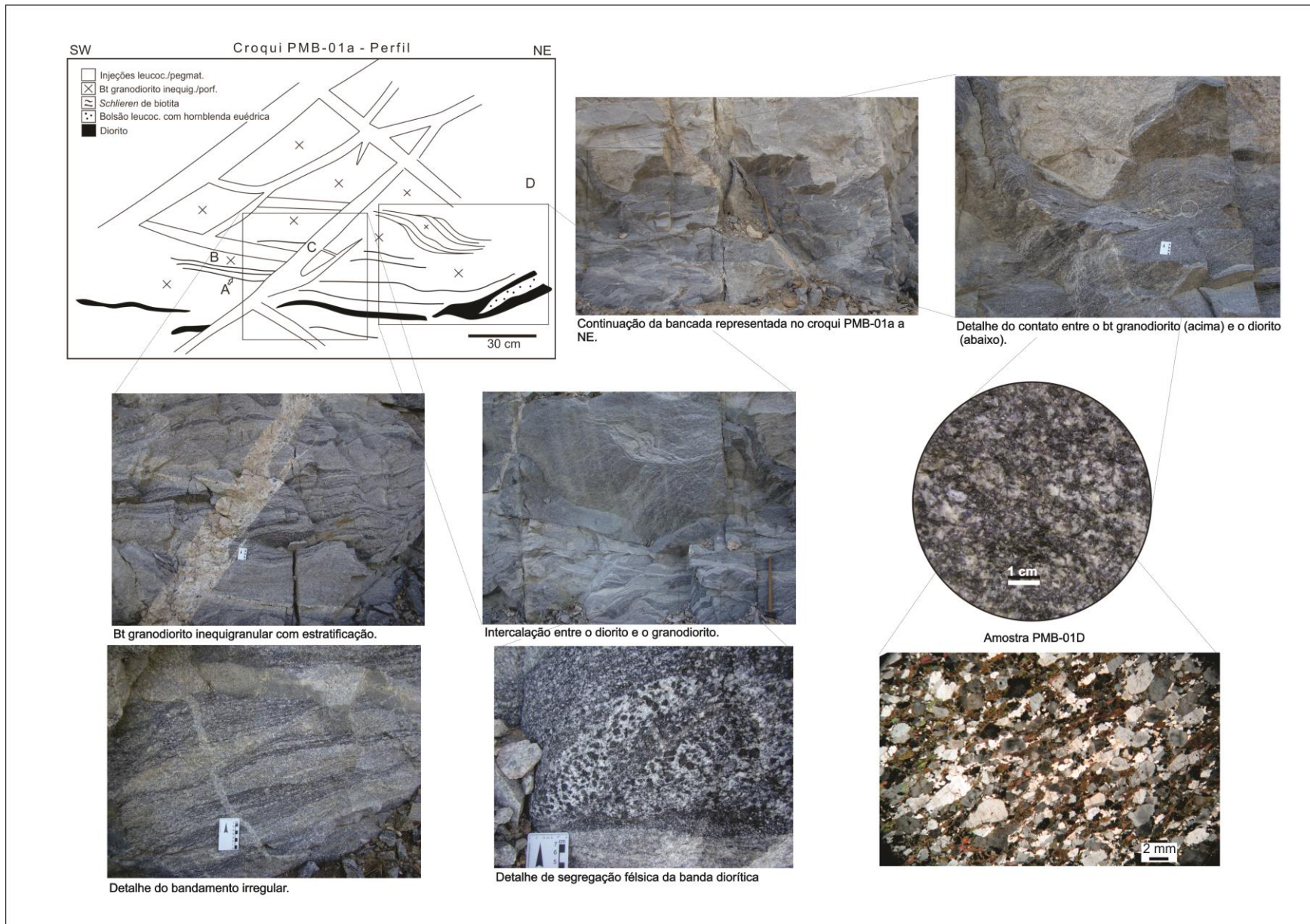


Figura 8. Relação entre granitoides e diorito no ponto PMB-01a

REFERÊNCIAS

- Annen, C., Blundy, J.D., Leuthold, J., Sparks, R., Stephen J. 2015. Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*, 230, 206-221.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L. A., Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10, (3-4), 263-274.
- Basei, M., Frimmel, H., Campos Neto, M., Araujo, C., Castro, N., Passarelli, C. 2018. The Tectonic History of the Southern Adamastor Ocean Based on a Correlation of the Kaoko and Dom Feliciano Belts. *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*. 63-85.
- Bastos, V.A., Koester, E., Lenz, C., Dal Olmo-Barbosa, L. 2020. Mineral chemistry and geothermobarometry of the SE Pinheiro Machado Complex: implications for the evolution of the eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Brazil. *International Geology Review* (sub).
- Bastos, V.A. 2020. Química mineral, geotermobarometria e suas implicações na evolução do Complexo Pinheiro Machado, região de Monte Bonito, RS. 82 f. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F. 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Rev Bras Geoc* 19: 153-169.
- 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(1), 186-189.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., Foudoulis, C., 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology* 205, 115–140.
- Camozzato, E., Philipp, R. P., Laux, J. H., Chemale Jr., F., Iglesias, C. M. da F., 2016. Batólito Torquato Severo e a colagem dos Terrenos Taquarembó e São Gabriel, RS. In 48° Congresso Brasileiro de Geologia (p. 846). Porto Alegre: Anais do 48° Congresso Brasileiro de Geologia.
- Clemens, J.D., Stevens, G. 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos*, 134-135, 317–329.
- Clemens, J.D., Stevens, G. 2016. Melt segregation and magma interactions during crustal melting: Breaking out of the matrix. *Earth-Science Reviews*, 160, 333–349.

- Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F. 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, 32, 433–436.
- Costa, A.F.U. (1997). Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. Porto Alegre, 291f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Cruz, R.F. (Org.) 2019. Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; estado do Rio Grande do Sul / Relatório do Programa geologia, mineração e transformação mineral. CPRM, Porto Alegre.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas-região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldênsis*, 30, 117-138.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Camozzato, E. (1995). Evolução Tectônica Do Cinturão Dom Feliciano No Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte L - Uma Contribuição A Partir Do Registro Geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 351–374.
- Fiannacca, P., Cirrincione, R., Bonanno, F., Carciotto, M. 2015. Source-inherited compositional diversity in granite batholiths: The geochemical message of Late Paleozoic intrusive magmatism in central Calabria (southern Italy). *Lithos*, 236, 123-140.
- Fiannacca, P., Williams, I.S., Cirrincione, R. 2017. Timescales and mechanisms of batholith construction: Constraints from zircon oxygen isotopes and geochronology of the late Variscan Serre Batholith (Calabria, southern Italy). *Lithos*, 277, 302-314.
- Fragoso-César, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliane Jr., E., Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Goiânia. Anais, SBG. v.3, p.1322-1342.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. (1991). Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, USP. 333 p.
- Frantz, J.C., Botelho, N.F. 1997. Os granitoides neoproterozóicos do Cinturão Dom Feliciano no extremo sul do Brasil - implicações geotectônicas para a faixa leste. In: Simpósio de Estudos Tectônicos, 6, 45-47.
- Frantz, J.C., Remus M.V.D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas. RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Goiânia. Anais, SBG, v.2, p. 931-947.
- Girelli, T.J., Chemale, F., Lavina, E.L.C., Laux, J.H., Bongiorno, E.M., Lana, C. (2018). Granulite accretion to Rio de la Plata Craton, based on zircon U-Pb-Hf isotopes: Tectonic

- implications for Columbia Supercontinent reconstruction. *Gondwana Research*, 56, 105–118.
- Glazner, A., Bartley, J., Coleman, D., Gray, W., Taylor, R. Z. 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today*, 14, 5-11.
- Gomes, M.E.B. 1990. *Petrologia do Granito Arroio Moinho, Canguçu (RS): geoquímica e deformação*. 199 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L. M., Chemale Jr, F. 2015. Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in Paleoproterozoic times. *Journal of South American Earth Sciences*, 57, 49-60.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z. 2004, Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex Quartzites, southern Brazilian Shield. *International Geology Review*. 46, Ed. 2, 127-157.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., Santos, J.O.S. (1999). Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. *Geology*, 27(10), 947–950.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J. 2004. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, A.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (Eds.). *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 203-234.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R. P., Basei, M. A. S., Siegesmund, S., 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. In *Geology of Southwest Gondwana* (p. 267–302).
- Jerram, D., Dobson, K., Morgan, D., Pankhurst, M. 2018. The Petrogenesis of Magmatic Systems: Using Igneous Textures to Understand Magmatic Processes. In: Burchardt, S. (ed): *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*. Elsevier, 192-224.
- Koester, E. 1995. *Petrologia e geocronologia dos granitoides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu*. 240 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Koester, E., Pawley, A.R., Fernandes, L.A.D., Porcher, C.C., Soliani Jr., E. 2002. Experimental Melting of Cordierite Gneiss and the Petrogenesis of Syntranscurrent Peraluminous Granites in Southern Brazil. *Journal of Petrology*, 43, 1595-1616.
- Kraemer, G. 1995. *Evolução Magmática e Tectônica da Suíte Ortometamórfica Imbicuí, Região de I Lavras do Sul (RS)*. Porto Alegre. 99p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Leeman, W.P., Smith, D.R. 2018. The role of magma mixing, identification of mafic magma inputs, and structure of the underlying magmatic system at Mount St. Helens. *Journal of Petrology*, 59, 1–15.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40, 688–705.
- 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.
- Loureiro, P.O. 2013. Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na Região de Monte Bonito, Pelotas, RS. 75 f. (Monografia) – Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.
- Loureiro, P.O., Koester, E., Weinberg, R., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., Knijnik, D. 2015. Magmatic Evolution of Pinheiro Machado Complex in Monte Bonito Region, Southern, Brazil. *in* The 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. p. 125.
- Ludwig K.R. 2001. User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 1.
- Ludwig, K.R. 2003. Using Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1. 43 pp.
- 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.
- May, G.E. 1990. Pan-African Magmatism and regional tectonics of South Brazil. Milton Keynes, 343 p. Tese de Doutorado, Open University.
- Nardi, L. V. S., Hartmann, L. A. (1979). O Complexo granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sulriograndense. *Acta Geologica Leopoldensia*. 3(6):45-75.
- Paim, P. S. G., Chemale, F., Lopes, R. C., 2000. Bacia do Camaquã. In M. Holz and L. F. De Ros (Orgs.), *Geologia do Rio Grande do Sul* (p. 231–274). Porto Alegre: CIGO/UFRGS.
- Paterson, S.R., Tobisch, O.T., 1992, Rates of processes in magmatic arcs— Implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation: *Journal of Structural Geology*, 14, 291–300.
- Paterson, S., Memeti, V., Mundil, R., Zák, J. 2016. Repeated, multiscale, magmatic erosion and recycling in an upper-crustal pluton: Implications for magma chamber dynamics and magma volume estimates. *American Mineralogist*, 101, 2176–2198.
- Peel, E., Sanchez-Bettucci, L., Basei, M. 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.

- Philipp, R.P. 1990. Geologia e Petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas. RS. Master thesis. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 231 p.
- Philipp, R.P., Mesquita, M.J., Gomes, M.E.B., Almeida, D. P. M. 1993. Reconhecimento estrutural e geoquímico dos Granitóides Brasileiros da região de Pelotas, RS. *Pesquisas*, 20 (1), 3-13.
- Philipp, R.P. 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Ph.D. thesis. São Paulo, Universidade de São Paulo.
- Philipp, R.P., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *Geologia do Rio Grande do Sul*, v. 1, p. 133-160.
- Philipp, R.P., Machado, R. 2001a. Suítes graníticas do batólito pelotas no rio grande do sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *Revista Brasileira de Geociências*, 31, 257–266.
- 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. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (2), 277-290.
- Philipp, R. P., Sacks, R., Campos, D., 2004. Geologia, Petrografia e Litogeoquímica dos Gnaisses Porto Alegre, RS, Brasil: Implicações Geotectônicas. *Revista Pesquisas em Geociências*, 31(2), 79–94.
- Porcher, C.C., Macnaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D. 1999. Idade SHRIMP do vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos, RS. In: 1º Simpósio de Vulcanismos e Ambientes Associados, 1999, Gramado, RS.
- Plá Cid, J., Nardi, L.V.S., Stabel, L.Z., Conceição, R.V., Balzaretto, N.M. (2003). High-pressure minerals in mafic microgranular enclaves: evidences for co-mingling between lamprophyric and syenitic magmas at mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 444-459.
- Ramgrab, G.E., Wildner, W., Camozzato, E., 1995. (Org.) Porto Alegre, folha SH.22-Y-B: estado do Rio Grande do Sul. Brasília: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Ramos, R., Koester, E., Vieira, D.T., Porcher, C.C., Gezatt, J., Silveira, 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 Brasileiro Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 191-216.

- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Onoe, A.T., de Souza, M.D. 2014. Microsonda Iônica de Alta Resolução e de Alta Sensibilidade (SHRIMP IIe/MC) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Brasil: método analítico e primeiros resultados. *Revista do Instituto de Geociências – USP* 14 (3), 3–18
- Silva, R. F., 2016. O granito Capão do Leão: Magmatismo Tipo-I altamente fracionado no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Santos, E.L.; Ramgrab, G.E.; Maciel, L.A.; Mosmann, R. 1989. Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul. 1º Distrito Regional, DNPM, escala 1:1.000.000.
- Schoene, B., Schaltegger, U., Brack, P., Latkoczy, C., Stracke, A., Günther, D. 2012. Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U–Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 15(355-356), 162-179.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 1999. SHRIMP U–Pb dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *International Geological Review*, 41, 531–551.
- Silva Filho, B.C., Soliani Jr., E. 1987. Origem e evolução dos Gnaisses Cambai: Exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. *Anais, III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba* 1, 127-145.
- Soliani Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo, 425 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Stern, R. A., 1998. The GSC Sensitive High-Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. In: *Radiogenic Age and Isotopic Studies: report 10; Geological Survey of Canada, Current Research 1997-F*, 1-3
- Steiger, R.H., Jäger, E. 1977. Sub commission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36 (3), 359-362.
- Tambara, G.B., Koester, E., Ramos, R., Porcher, C.C., Vieira, D.T., Fernandes, L.A.D., Lenz, C. 2019. Geoquímica e geocronologia dos Gnaisses Piratini: magmatismo cálcio-alcalino médio a alto-K de 784 Ma (U-Pb SHRIMP) no SE do Cinturão Dom Feliciano (RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 49, e0769.
- Teixeira, W. 1982. Folhas SH.22-Porto Alegre, SI.22-Lagoa Mirim e SH.21-Uruguaiana. Interpretação de dados radiométricos e evolução geocronológica, Florianópolis. Projeto RADAMBRASIL. Relatório Interno.

- Vries, B., Vries, M. 2018. Tectonics and Volcanic and Igneous Plumbing Systems. In: Burchardt, S. (ed): Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Elsevier, 167-189.
- Weinberg, R.F., Dunlap, W.J. 2000. Growth and Deformation of the Ladakh Batholith, Northwest Himalayas: Implications for Timing of Continental Collision and Origin of Calc-Alkaline Batholiths. *The Journal of Geology*, 108, 303-320.
- White, L.T., Ahmad, T., Ireland, T.R., Lister, G.S., Forster, M.A. 2011. Deconvolving episodic age spectra from zircons of the Ladakh Batholith, northwest Indian Himalaya. *Chemical Geology*, 289, 179–196.
- Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M. A., Shanks III, W. C., Ridley, W. I. (Eds.), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, 7, 1-35.
- Zellmer, G., Marie, E., Straub, S. 2014. Volatiles in subduction zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications. 410, 1-17.

PARTE II

Recycling and hybridization of successive intrusions during calc-alkaline magmatism: 20 Ma of activity in the Pinheiro Machado Complex, South of the Dom Feliciano Belt, Brazil

Paula O. Loureiro^{a,*}, Edinei Koester^b, Carla C. Porcher^b, Cristine Lenz^c, Daniel Knijnik^a, Rodrigo C. Ramos^a, Daniel T. Vieira^a, Vivianne A. Bastos^a, Márcio M. Pimentel[†]

^a Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Campus do Vale, prédio 43113, sala 201, CEP 91570-900, Porto Alegre, RS, Brasil.

^b Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Campus do Vale, prédio 43126, sala 202a, CEP 91570-900, Porto Alegre, RS, Brasil.

^c Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe. Cidade Universitária Prof. José Aloísio de Campos Av. Marechal Rondon, s/n, Jd. Rosa Elze, São Cristóvão, CEP 49100-000, Aracaju, SE, Brasil.

[†] *In memoriam*.

* Corresponding author: paulageoufrgs@gmail.com (P. Loureiro)

ABSTRACT

Evidences of multiple intrusions, magmatic erosion, hybridization and re-melting processes are reported in Pinheiro Machado Complex rocks from the Monte Bonito region. The Pinheiro Machado Complex is of great importance for the interpretation of the geological evolution of the Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt, due to its extension, over 10000 km², and to the long time of magmatic multiple intrusions. Magmatic erosion is evidenced by fragments of earlier rocks, schlieren, truncation and dragging of magmatic structures. Hybridization is evidenced by the presence of mafic enclaves close to the limits with mafic pulses and diffuse and gradual limits between rocks. The presence of antecrysts suggests co-magmatic recycling. The anatexia textures are mostly felsic patches with peritetic well developed minerals. U-Pb Shrimp ages were obtained in an early and late rock of the complex. The age of 618 Ma represents the earliest pulses in the dioritic composition system. In 610 Ma, the later pulses become lodged, generating syenogranites that no longer interact with the early pulses to generate hybrid rocks. A heating event in about 600 Ma generated high uranium rims in the zircons and we interpreted it to be associate with the *in situ* partial melting structures occurred with the presence of water.

Keywords: Dom Feliciano Belt, Pinheiro Machado Complex, magmatic recycling, erosion, mingling, assimilation, magma heterogeneity, water-fluxed partial melting

1. Introduction

Several processes control the evolution of magmas from the source to their final positioning at the top of the crust. During the growth of large magmatic bodies, commonly associated to magmatic arcs, fluctuations in temperature and fluid content are expected, since the tectonic setting remains active for a long time. This can lead to the erosion and magmatic recycling in the magma chamber due to the subsequent intrusions (Paterson et al., 2016), resulting in a wide range of rock composition. Weinberg and Dunlap (2000) and White et al. (2011) also found evidence, through zircon antecrysts, of internal

recycling processes in large magmatic bodies through recycling and remobilization within the same magmatic system.

The time scale of large igneous batholiths growth raised geological interest, and for a long time it was thought that there were magmatic chambers with tens of kilometers dimensions with fast and homogeneous cooling and crystallization. More recent research has revealed that these large batholiths are formed by multiple minor injections over a specific time (Clemens and Stevens, 2012, 2016; Glazner et al., 2004; Fiannacca et al., 2015, 2017, among others).

The crystallization time, especially for large batholiths, was suggested by several authors (e.g. Schoene et al., 2012) to last in the order of 10^5 to 10^6 years. Coleman et al. (2004), however, suggested a crystallization time of the order of 10 Ma for the Tuolumne Intrusive Suite in Sierra Nevada (a batholith with 1100 km² in area), and a 4 Ma crystallization time for one of the lithologies (the Half Dome granodiorite). The same authors emphasize, however, that this crystallization time is only compatible with a process of multiple injections and if the crystallization was from a single pulse, the estimated time would be less than one tenth of that value.

Evidence of multiple magmatic pulses with recharge, erosion of crystal mushes, assimilation and hybridization can be found in the Pinheiro Machado Complex rocks, a large granitic body (~10000 km²) which outcrops in the Eastern Domain of the Brasiliano/Pan-African Dom Feliciano Belt, south Brazil and Uruguay. Note that the term "hybridization" is used here in a generic sense, not with particular genetic connotation, refers to the mixture of two or more components, not necessarily melts.

In this work, we detail field description of magmatic rocks in the region of Monte Bonito, Pelotas, southern Brazil, with evidence for coeval multiple magmatic batches. We then investigate the time scale of these events by new U-Pb (SHRIMP) zircon ages, and propose a magmatic evolution of the Pinheiro Machado Complex rocks.

2. Geologic setting of the Pinheiro Machado Complex

The Pinheiro Machado Complex is one of the main units of the Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt (ED-DFB), formed during the Brasiliano/Pan-

African Orogeny that led to the amalgamation of the West Gondwana's Río de la Plata and Kalahari cratons (Fig. 1a,b). Besides the eastern part, the Dom Feliciano Belt includes central and western portion limited to the west with the Río de la Plata Craton (Fig. 1c).

In the Western Domain of the DFB igneous and metamorphic rocks dominate, these are related to early neoproterozoic magmatic arcs, fragments of ophiolites and associated basins metamorphosed in medium grade (Silva Filho and Soliani Jr., 1987; Kraemer, 1995; Leite et al., 1998), as well as syn to post-tectonic granitic rocks. In the Central Domain there are essentially neoproterozoic low grade metasedimentary rocks, interpreted as paleo back-arc and/or forearc basin sediments, as well as fragments of orthogneissic Paleoproterozoic rocks (Porcher et al., 1999; Remus et al., 2000; Hartmann et al., 2004; Gregory et al., 2015).

The limit between the Central and Eastern Domains is the Porto Alegre Suture (and/or Dorsal of Canguçu Transcurrent Shear Zone) and the main lithologies are neoproterozoic syn-, late- and post-tectonic granitic rocks interpreted to represent a mature magmatic arc (Philipp, 1998; Bitencourt and Nardi, 2000; Koester et al., 2002). The southeastern portion of the ED-DFB was subdivided into the so-called Punta del Este Terrane, limited by the Arroio Grande Suture (Ramos and Koester, 2014; Cruz, 2019). This terrane is constituted by metasedimentary rocks (possibly from a back-arc and/or forearc basins), fragments of ophiolites and an association of ortho- and paragneisses from an older ~780 Ma magmatic arc (Lenz et al., 2011; Peel et al., 2018; Ramos et al., 2018; Cruz, 2019; Tambara et al., 2019; Vieira et al., 2019, 2020).

The neoproterozoic Pinheiro Machado Complex, in the Eastern Domain, was defined as a large granitic body with subordinate contemporary mafic rocks, exposed with an elongated shape in the NE-SW direction (Fragoso-César et al., 1986; Philipp, 1998; Philipp et al., 2000). Along the 10000 km², the main lithologies recognized vary in composition from diorite to syenogranite with different xenoliths of amphibolites, marls and orthogneisses, the last one with a tonian crystallization age, related to an ancient magmatic arc (789 Ma, Piratini Gneisses, Tambara et al., 2019). There are sub-horizontal (D1), sub-vertical (D2) and sub-vertical (D3) ductile shear zones that cut through the PMC rocks

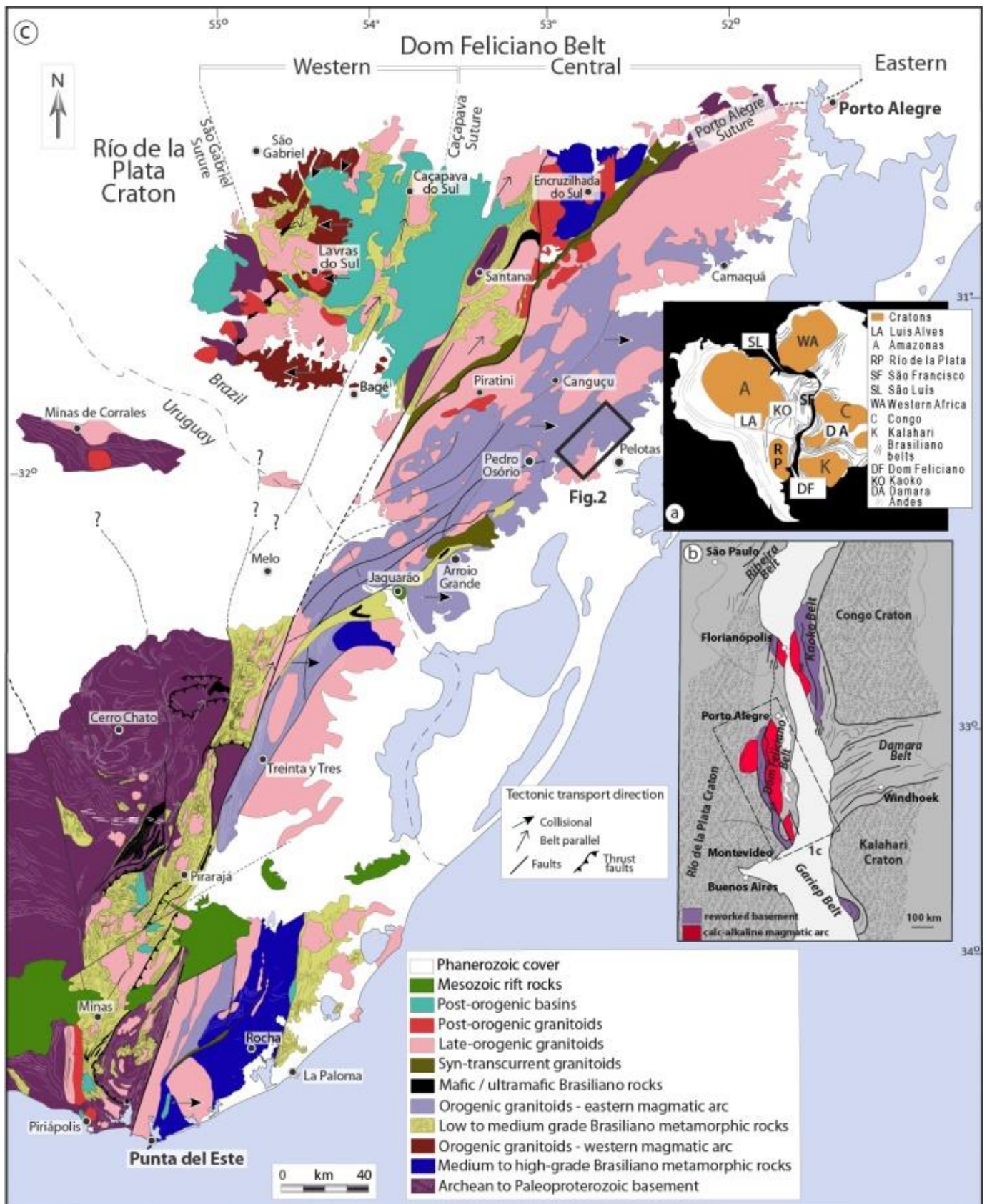


Figure 1 - a) West Gondwana configuration with the main cratonic areas and belts; b) Location of the Dom Feliciano Belt and adjacent African belts in the West Gondwana configuration; c) Simplified geological map of the Dom Feliciano Belt and Río de la Plata Craton in southern Brazil and Uruguay (Modified from Masquelin et al., 2012). The black rectangle marks the Figure 2 area.

(Philipp, 1990). According to the same author, the D1 has an sub-horizontal NE-SW orientation, medium to low angle to NW with stretching lineation subhorizontal to EW, and kinematic indicators (SC foliation, asymmetric stretching of microgranular enclaves) with top to east movement. The emplacement of the Pinheiro Machado Complex is related to this transpressive D1 event (Philipp and Machado, 2001a,b).

The D2 event is attributed to the nucleation of ductile to ductile-brittle shear zones with a high dip angle with ENE-WSW strike and sub-horizontal stretching lineation, whose kinematic indicators (SC foliation, asymmetric porphyroclasts and discrete shear bands) are compatible with sinistral shear (Philipp, 1990). The emplacement of granitic bodies younger than the PMC occur during the development of these shear zones (e.g. Viamão and Cordilheira suites). These granitic bodies are elongated parallel with the shear zones and have subparallel magmatic and tectonic structures (Frantz and Remus, 1986; Gomes, 1990; Philipp, 1990; Philipp et al., 1993; Fernandes et al., 1990; Koester, 1995). The deformational event D3 led to the reactivation of shear zones from the previous event, is of a shallower crustal level and of extensional conditions (Philipp et al., 2002).

Geochemistry studies of the Pinheiro Machado Complex rocks indicate high values of SiO₂ (> 60 % - 75 %), MgO between 0.27 and 1.93 %, high LILE in relation to HFSE ratio, calc-alkaline affinity, metaluminous character and subordinate weakly peraluminous. The rocks have high ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr (0.707 - 0.717) ratios and negative εNd₆₂₀ between -4.4 and -6.7 with Nd model ages TDM between 1.4 and 1.6 Ga (May, 1990; Babinski et al., 1997; Philipp et al., 2002; Loureiro, 2013; Loureiro et al., 2015; Cruz, 2019). The source and the magmatic processes involved in the generation of this magmatic complex have so far been little studied (Fragoso-César et al., 1986; Philipp, 1998), being suggested a mantle source with continental crust assimilation (Philipp et al., 2002; Loureiro, 2013; Basei et al., 2018; Cruz, 2019).

Geochronological studies yielded a wide range of data, due the complexity of the area and the application of different analytical techniques. Rb-Sr ages resulted in values of 800, 775, 750 and 572 Ma (Teixeira, 1982; Soliani Jr., 1986; May, 1990; Frantz and Botelho, 1997). U-Pb zircon ages (TIMS) published by Babinski et al. (1997) resulted in ages of 623 ± 2, 616 ± 2 and 610 ± 5 Ma. Pb-Pb zircon ages of 625 Ma were registered by Philipp et al. (2002).

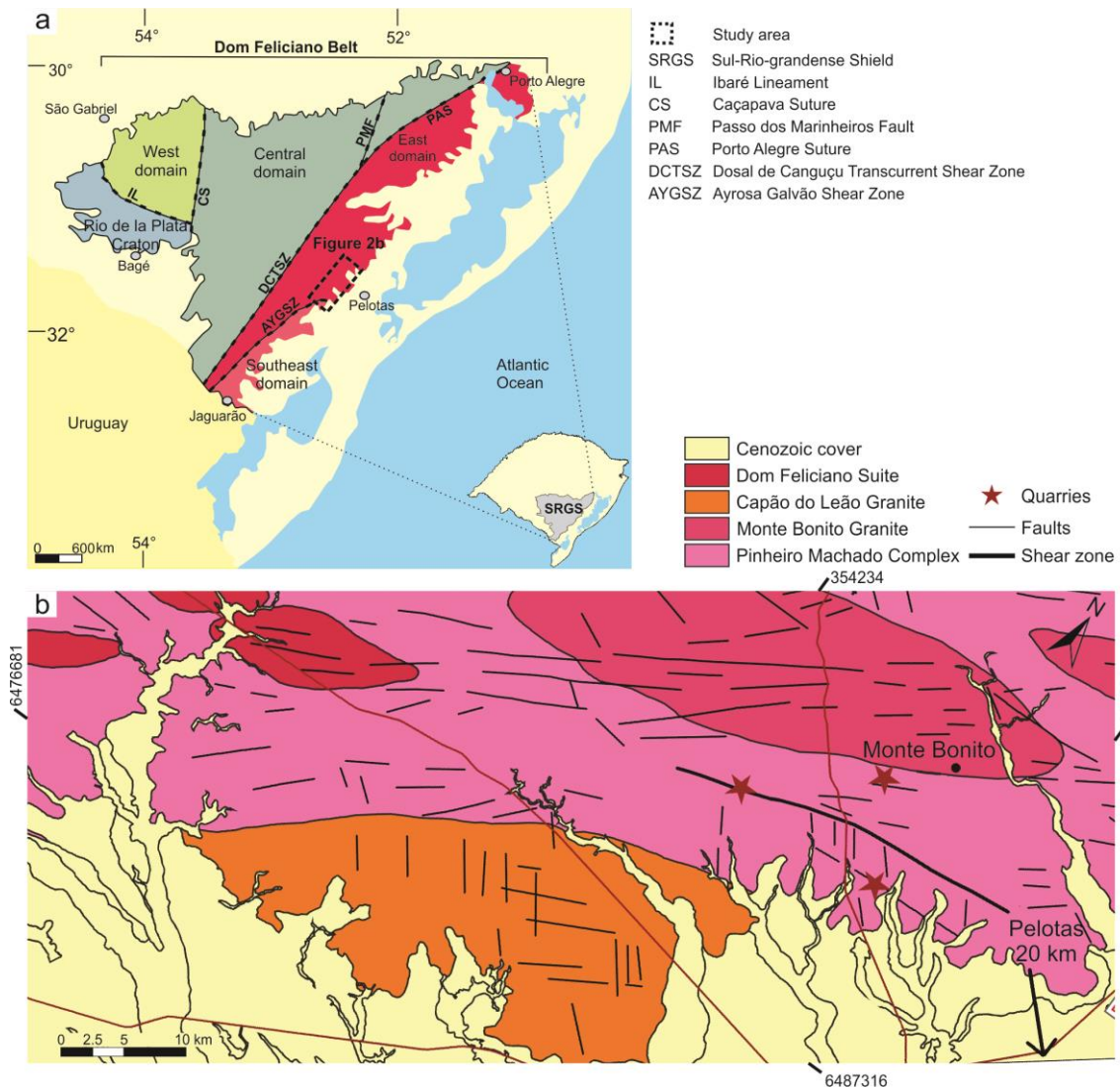


Figure 2 – a) Map of the Sul-río-grandense Shield with the main petro-tectonic units, their boundaries and location of the study area (Modified from Bastos, 2020); b) Map of the study area with local geology and the location of the studied quarries (red stars) (Modified from Cruz, 2019).

U-Pb zircon SHRIMP zircon age yielded an age of 609 ± 17 Ma for a sample of tonalites (Silva et al., 1999) outcropping around 50 km W from the Monte Bonito region. U-Pb zircon LA-ICP-MS age of 633 ± 4 Ma for a sample of monzogranitic porphyritic near of Pinheiro Machado city, 100 km NE from Monte Bonito region (Cruz, 2019). All these U-Pb ages have been interpreted as crystallization ages of the Pinheiro Machado Complex.

3. Analytical methods

Detailed descriptions were made in three quarries from Monte Bonito (Pelotas, RS) (Fig. 2) where contact relationship between the rocks are adequately exposed. Twenty-five samples were selected for petrographic analysis. Zircons from two samples were analyzed by SHRIMP II from the Australian National University (Australia) to obtain their ages. The zircon

crystals were separated using conventional dense and magnetic liquid techniques.

The zircon crystals were mounted, together with the BR 256 standard (559 Ma, 903 ppm U), in epoxy and polished to expose the interior of the grains. After coating with Au, the polished mounts were comprehensively examined with a Philips XL30. The most common conditions used in CL analysis were as follows: 60 μ A emission current, 15.0 kV accelerating voltage, 7 μ m beam diameter, 200 μ s acquisition time, and a resolution of 1024 \times 884. The same mounts were used afterwards analyzed for U-Pb isotopic analyzes using a SHRIMP-IIe, following the analytical procedures presented by Williams (1998) using an O_2^- primary beam of 1.8 nA. Correction for common Pb was made on the basis of the ^{204}Pb measured, and the typical error for the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio is less than 2 %; uranium abundance and U-Pb ratios were calibrated against the BR 256 standard, and the ages were calculated using Squid and Isoplot (version 3.0) software application (Ludwig, 2001, 2003). Errors are reported as one standard deviation and ages have been calculated at the 95 % confidence level.

4. Field relations and petrography

Two temporal stages were identified in the studied rocks, distinguishable due rheological contrast between the different intrusive rocks. In the first stage (Fig. 3a) diorites to syenogranites occur with gradual contacts, sometimes diffuse, with granodiorite being the most abundant rock. In this stage we report erosion and recycling evidences and hybridization due subsequent pulses. The second stage (Fig. 3b) is represented by late granites and is characterized by

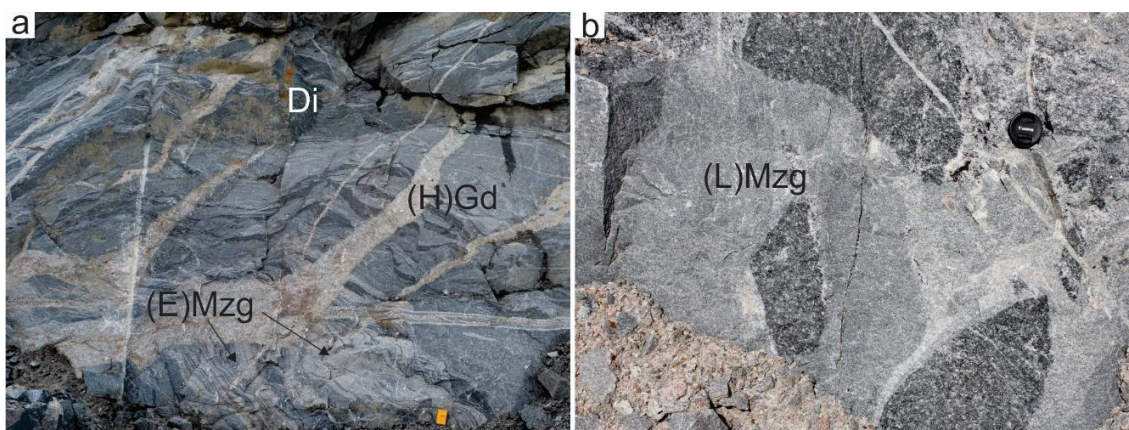


Figure 3 - a) Stage 1 rocks. Transition between diorite (Di), hybrid granodiorite ((H)Gd) and early monzogranite ((E)Mzg); b) Stage 2. Late monzogranite ((L)Mzg) cutting diorite.

dikes, stocks and sills, intruding the rocks of the first stage and even the rocks of the second stage with clear contacts limits and composition varying from monzo to syenogranite. Amphibolite xenolith can be found around all the studied area. The main rocks and evidence of the two temporal stages will be described below.

4.1 Amphibolite xenoliths.

Amphibolite xenoliths are common in the area, with centimetric to metric size, angular to rounded shapes, clear contacts and varying degrees of assimilation by the granodiorite and early granite hosts (Fig. 4a). The amphibolite has millimetric foliation with preferred orientation of hornblende and biotite, granoblastic fine-grained texture and an incipient compositional banding formed by alternating mafic bands (from 15 to 20 cm). The amphibolite mineralogy is green hornblende, plagioclase and brown biotite, titanite, zircon and apatite as accessory minerals. Some plagioclase crystals still preserve lamellar twinning. Biotite schlieren are widely associated with these xenoliths, forming narrow bands parallel to the magmatic flow foliation of the host rock.

4.2 Stage 1- Early magmatic batches

4.2.1 Diorite

The earliest magmatic pulse in the PMC is of dioritic composition (Fig. 4b), and occurs with medium to coarse crystal size, with plagioclase, green hornblende, biotite, quartz (< 5 %) and abundant and well-formed titanite (reaching more than 5 mm), as well as epidote and zircon. This rock has foliation defined by the preferential orientation of mafic minerals and trails of fine-grained plagioclase and quartz aggregates involving large corroded plagioclase crystals. These, define an incipient, millimeter banding, becoming continuous and regular in some cases, with high rake mineral lineation. Plagioclase has deformed twinning, sometimes discontinuous or absent, is rarely euhedral and occasionally recrystallized at the edges. Some fractured grains occur with intense sericitization and, sometimes, filled with very fine crystals from the magma itself. Hornblende is partially to almost completely replaced by green biotite and epidote and occurs in association with titanite. The most notable characteristics of the diorite are the leucocratic segregations

forming millimetric to centimetric spots with poikilitic euhedral hornblende and titanite "eyes" (Fig. 4c).

4.2.2 Hybrid granodiorite

The most abundant lithotype exposed in the three studied quarries is the granodiorite (Fig. 4d), with a heterogeneous fabric defined by schlieren, irregular, millimetric to decametric mafic layers (banding) and biotite-rich mafic enclaves, as well as partially assimilated diorite and amphibolite fragments (Fig. 4a). The granodiorite is part of a gradational contact between diorite and

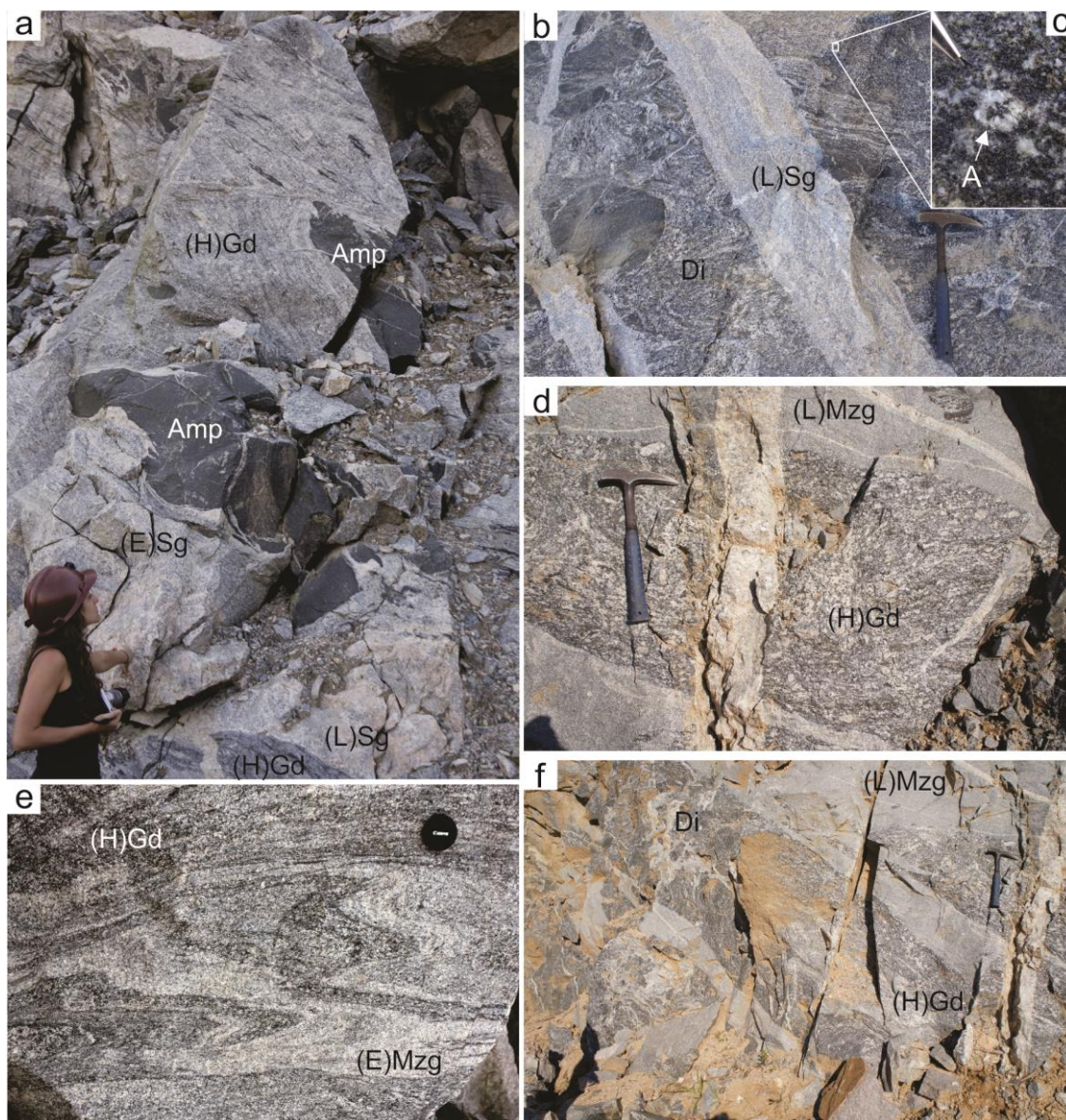


Figure 4 - a) Amphibolite xenoliths assimilated by the hybrid granodiorite (H)Gd, which at the bottom of the image appears in a more mafic way and in the top of the image transitions gradually to an early syenogranite (E)Sg. Late syenogranite (L)Sg pulse cuts the early pulses in the right bottom part; b) Diorite (Di) with folded leucocratic bands, fine-grained dioritic enclave and late discordant syenogranite ((L)Sg) injection cutting the banding; c) Detail of "eyes" with hornblende (A) in the diorite; d) Hybrid granodiorite ((H)Gd) in its most mafic porphyritic version cut by late monzogranite (L)Mg; e) Early monzogranite (E)Mg with folded layers structure in gradual transition to hybrid granodiorite ((H)Gd); f) Late monzogranite ((L)Mz) cutting rocks from stage 1.

granite. It generally has medium-grain size, ranging from inequigranular to porphyritic, with ~10 % phenocrysts of K-feldspar. It is composed of quartz, plagioclase, biotite and K-feldspar, with titanite (reaching more than 3 mm), allanite, zircon and epidote as accessories.

Plagioclase is subhedral to anhedral and often has a diffuse, discontinuous or absent twinning and zoning and its contacts with quartz and other plagioclase crystals are serrated and interdigitated. Quartz is interstitial, anhedral, with straight to serrated boundaries and undulose extinction or even chessboard pattern recrystallization, which is indicative of high temperature solid-state deformation (Passchier and Trouw, 2005). The K-feldspar varies from 2 to 3 mm in the matrix, with phenocrystals up to 10 mm, is anhedral to subhedral, with serrated and lobate boundaries and sub-grains indicating solid-state deformation. Phenocrysts have thin perthites or, more rarely, flame perthites and tartan twinning. In contrast, matrix K-feldspar has well-developed these twinning. Greenish-brown biotite is subhedral, commonly as elongated aggregates parallel to the foliation and is frequently associated with titanite, zircon, allanite and epidote. We observed a concentration of minerals (trails) with deformation and recrystallization textures (about 5 to 10 %) with abundant recrystallization of quartz, and grain boundary recrystallization of alkaline feldspar and plagioclase. Minerals in these trails are characterized by straight contacts at 120° and thin crystal size (less than 1 mm) to very thin (less than 0.1 mm) besides mirmekites.

4.2.3 Early hybrid granites

Early granitic pulses are intercalated with the granodiorite on a centimetric to decametric scale, gradually varying between a dark gray rock (granodiorite) and light gray (monzogranite, reaching subordinate syenogranites), sometimes occurring as a stratification in a range of grayscale variations. Early granites have the same mineralogy as the granodiorites, varying only in the modal proportion between plagioclase and K-feldspar and in mafic content. The later the magma pulse, the more felsic they are with less interaction with the more mafic rocks. In these rocks, magmatic flow structures such as schlieren, mineral preferred orientation and flow deformation including folds of layered structures (Fig. 4e) are commonly more intense around solid obstacles (Fig. 4a), such as amphibolite fragments, being heterogeneously concentrated (Fig. 6c).

4.3 Stage 2 - Late granitic batches

The late granites intrude the first stage rocks described above, and differ by their more abrupt contacts, and consequently, they lack an obvious interaction with the first stage rocks (no evidence for erosion or hybridization) (Fig. 4f). Deformation features in these rocks are rare or absent. They occur as metric to decametric injections with monzo- to syenogranitic mineral composition, medium to coarse grain size and straight to curved contacts. They are biotite granites with subhedral K-feldspar with corroded and serrated contacts. Rare marginal recrystallization and myrmekite trails can be found and some feldspar grains are fractured, with tartan twinning and perthite, often sericitized. Plagioclase is subhedral to anhedral, also frequently sericitized with straight, serrated contacts and discontinuous, diffuse or absent twinning. Quartz is interstitial, anhedral, and sometimes elongated, with serrated and interdigitated contacts, often with undulose extinction, in some cases in a chessboard pattern, with sub-grains and, subordinately, with 120° contacts. The biotite is greenish-brown, dispersed and in aggregates, associated with titanite, well-developed allanite, and secondary white mica.

It is common to find portions of several meters with a spotted texture defined by circular leucocratic spots with poikilitic titanite in the center and lacking biotite (Fig. 7e). Spotted magnetite granites occur as well, in which the magnetite can measure up to ca 10 mm and is often surrounded by circular leucocratic segregations forming an ocellar texture (Fig. 7f), similar to those with titanite and those described for the diorite, with hornblende (with or without associated titanite) in the center.

4.4 Evidence of magmatic erosion and hybridization

Several fragments of partially assimilated diorites can be found in the quarries (Figs. 5a, c and e). They are often angular and with evidence of remelting in the form of diffuse, irregular leucosomes. The gradual transition to hybrid added to the system, which truncates the pre-existing foliation and in turn causes drag structures, indicating magmatic erosion (Fig. 5b). Different degrees of hybridization are found among these rocks, suggesting that the input of new pulses was a progressive event, so that some of early pulses were already crystallized.

We infer that the recharge of felsic magma occurred by pulses in a relatively continuous manner, but because the system was in its final stage, it was less susceptible to interaction. Figures 6a-c show the variable nature of the granodiorite forms a very heterogeneous rock, as a result of granitic pulses interaction between granitic magma pulses and the diorite, giving rise to this hybrid rock. In contrast Figure 6e shows this interaction leading to a physical break-up of the solid enclave and less of a chemical hybridization. Figure 6c shows an example of the heterogeneity formed by the interaction of a granitic pulse (light gray) with a more mafic portion, very close to a region where the

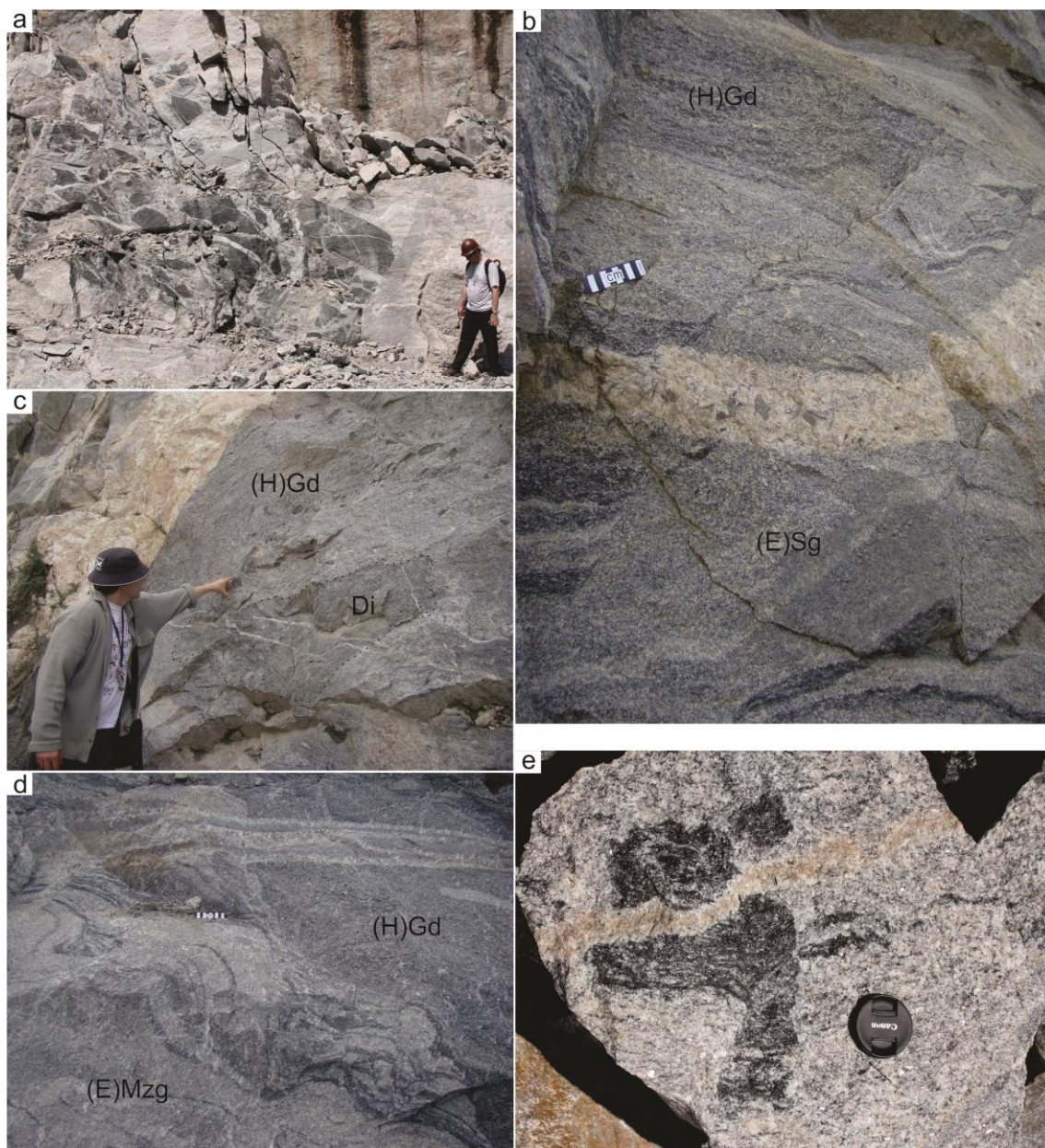


Figure 5 – Stage 1 magmatic erosion structures. a) Early granite with partially assimilated dioritic fragments cut by late granite (right side); b) Early syenogranite ((E)Sg) truncating and displacing foliation of the hybrid granodiorite ((H)Gd) and cut by a late leucocratic granite dyke; c) Hybrid granodiorite ((H)Gd) with a larger dioritic fragment (Di) and a trail of smaller mafic fragments oriented parallel to the granodiorite foliation; d) Gradual contact between hybrid granodiorite ((H)Gd) and early granite ((E)Mzg) characterized by thin, folded sheets of mafic (H)Gd; e) An angular dioritic fragment in the hybrid granodiorite.

hybrid granodiorite dominates.

4.5 *In situ* partial melting textures

A common feature in the studied lithotypes is the presence of isolated or interconnected felsic patches of a few millimeter to centimeters of diameter, always related to one or two well developed mafic minerals, which can be at the center of the structure or sparse. The diorite (Fig. 7a) has portions where these structures are pervasive, forming a millimeter banding, sometimes regular, being always present in this rock to a greater or lesser degree. In these rocks, hornblende is always associated with titanite in the felsic parts, both minerals are euhedral and accentuated size (Fig. 7b), larger than in the other parts of the

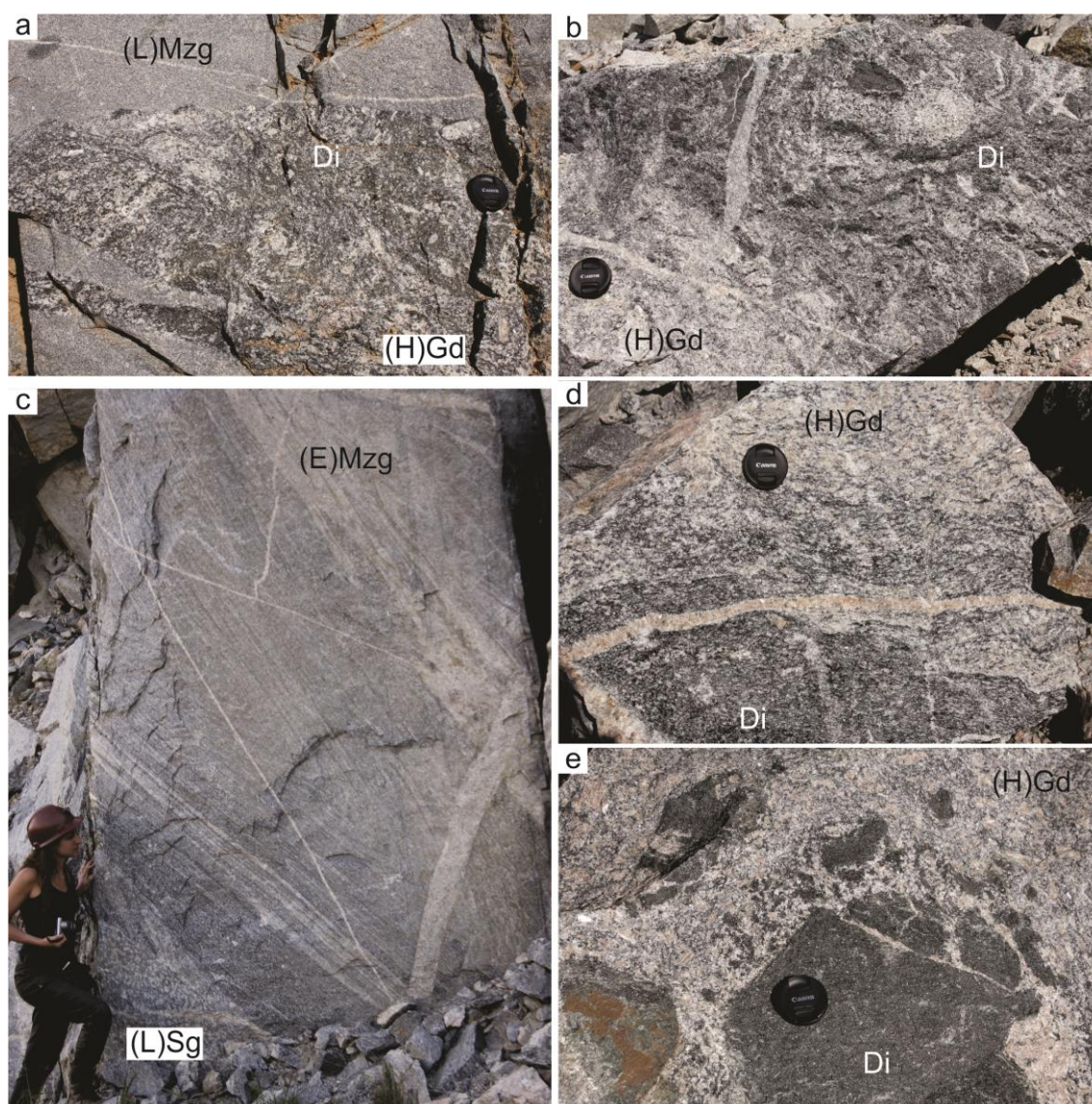


Figure 6 – Stage 1 magmatic hybridization structures. a) Heterogeneous mixture between diorite (Di) and granodiorite ((H)Gd); b) Transition between diorite (Di) and granodiorite ((H)Gd); c) Mafic and felsic bands in folded magmatic stratification enhancing diffusion between the two layered magma types. Stage 2 late syenogranite ((L)Sg) cuts structure at the bottom right; d) Transition between diorite (Di) and hybrid granodiorite ((H)Gd); e) Dioritic (Di) enclave broken up into small pieces partially assimilated in the hybrid granodiorite ((H)Gd).

diorites. The hybrid granodiorite occurs, in a smaller proportion, with hornblende eyes enveloped by felsic minerals resulting in trails concordant with foliation (Fig. 7c).

Mafic fragments, in different degrees of assimilation, sometimes rich in biotite, involved by granitic magma, sometimes preserve thin felsic bands and often occur close to the diorite (Fig. 7d), suggesting that the felsic material could come from the diorite. The felsic spots are found in late rocks, like the syenogranite that we called "chicken pox" in the field (Fig. 7e), due to the peculiar white balls. These spots have the same composition as the rest of the rock, but without biotite, being in the center always a poikilitic titanite. Finally,

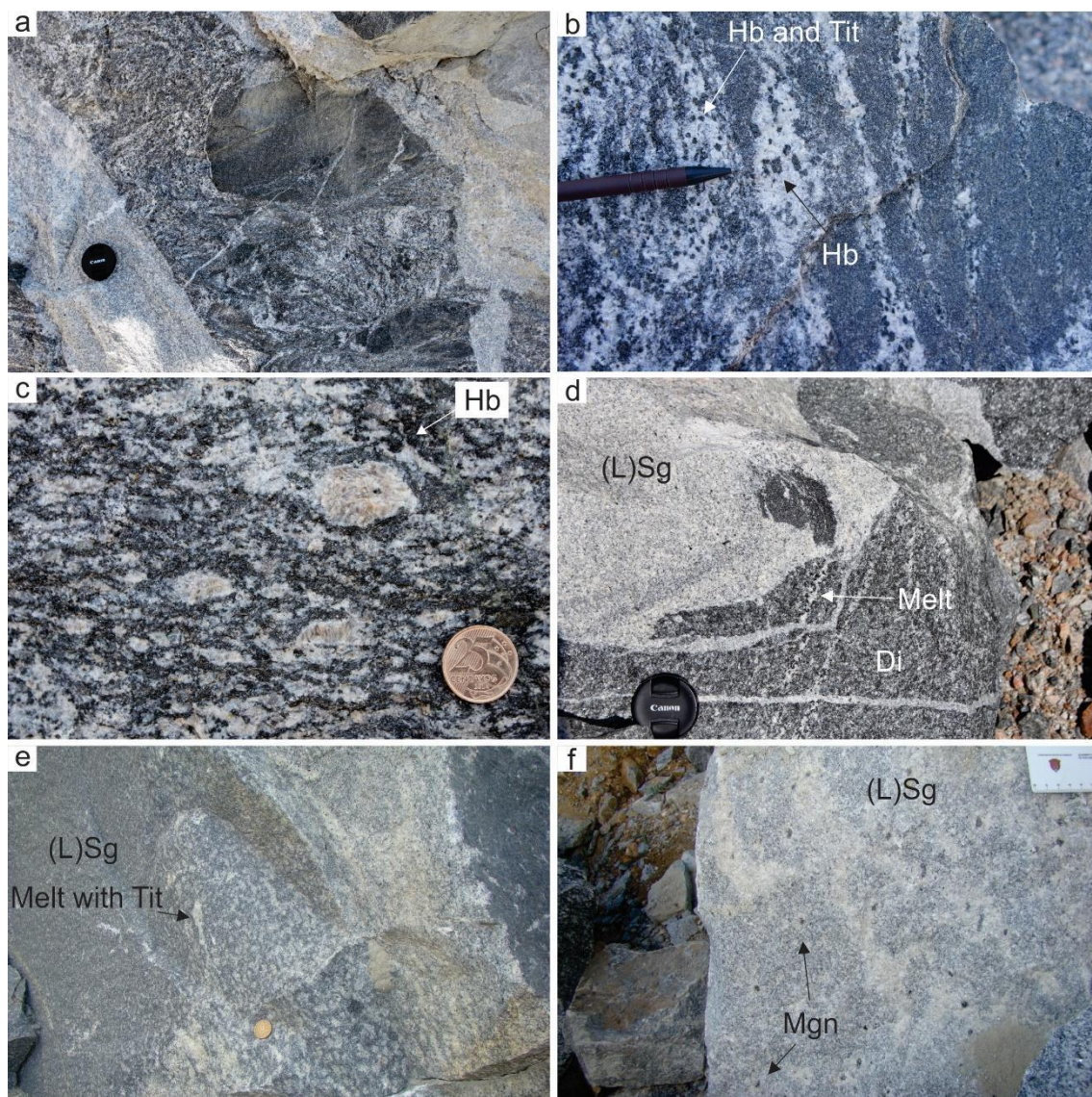


Figure 7 - Partial melting textures. a) Diorite (stage 1) with thin classical bands and a fragment of homogeneous fine diorite; b) Detail of the well-developed euhedral hornblende and titanium bands interpreted as of peritetic origin; c) Hybrid granodiorite with hornblende "eye" surrounded by felsic minerals; d) Diorite with band cut by late syenogranite (L)Sg that includes a dioritic fragment; e) Late syenogranite (L)Sg with felsic spots with poikilitic titanite in the center ("chicken pox"), which, in our hypothesis, from the context, could be interpreted as fusion; f) Late syenogranite (L)Sg with well-developed magnetite in ocellar texture. Hb = Hornblende, Tit = Titanite, Mgn = Magnetite

the magnetite syenogranite (Fig. 7f) has the same texture, with well-developed magnetite in the center, considered one of the system's later pulses.

5. U-Pb SHRIMP zircon ages

Zircon crystals from fresh diorite (stage 1) and magnetite granite (Late Sienogranite, (L)Sg – stage 2) samples were analyzed. The analytical results are shown in Table 1 and cathodoluminescence images with the location of the analytical points are shown in Figure 8.

In the diorite sample (PMB-01G, collected at Silveira Quarry, City of Pelotas, UTM 362828mE; 6499113mS), the zircon crystals are 120 - 300 μm long. Some crystals are fragments of larger grains and some show corroded edges and embayments. Most crystals show growth zoning, bright nuclei and dark edges in CL images and some show disturbance of the primary magmatic

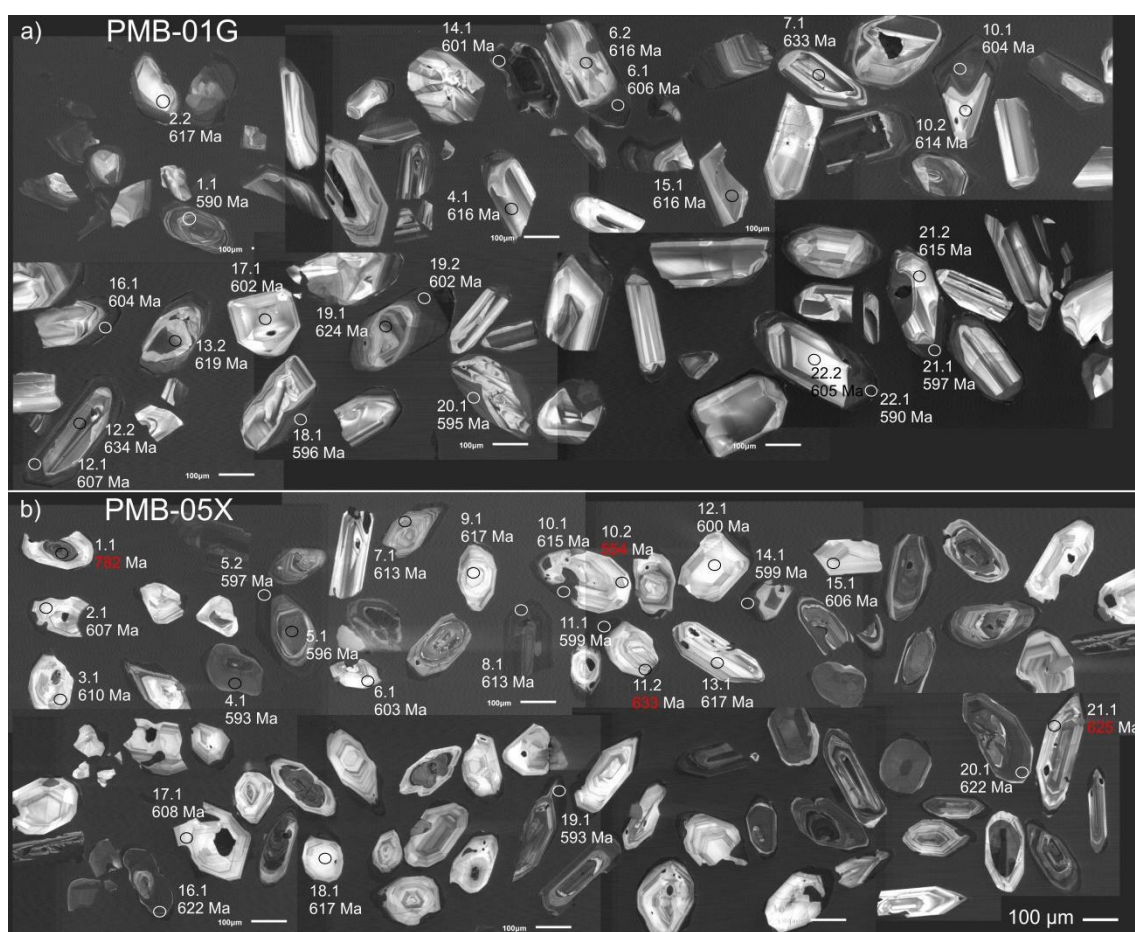


Figure 8 - Cathodoluminescence images of the zircons analyzed with the corresponding analytical spots and the respective ages considered in the calculation of the age of the rocks. a) Diorite sample PMB-01G zircons (Stage 1). b) Magnetite granite (Late syenogranite) sample PMB-05X zircons (stage 2). In red discarded ages.

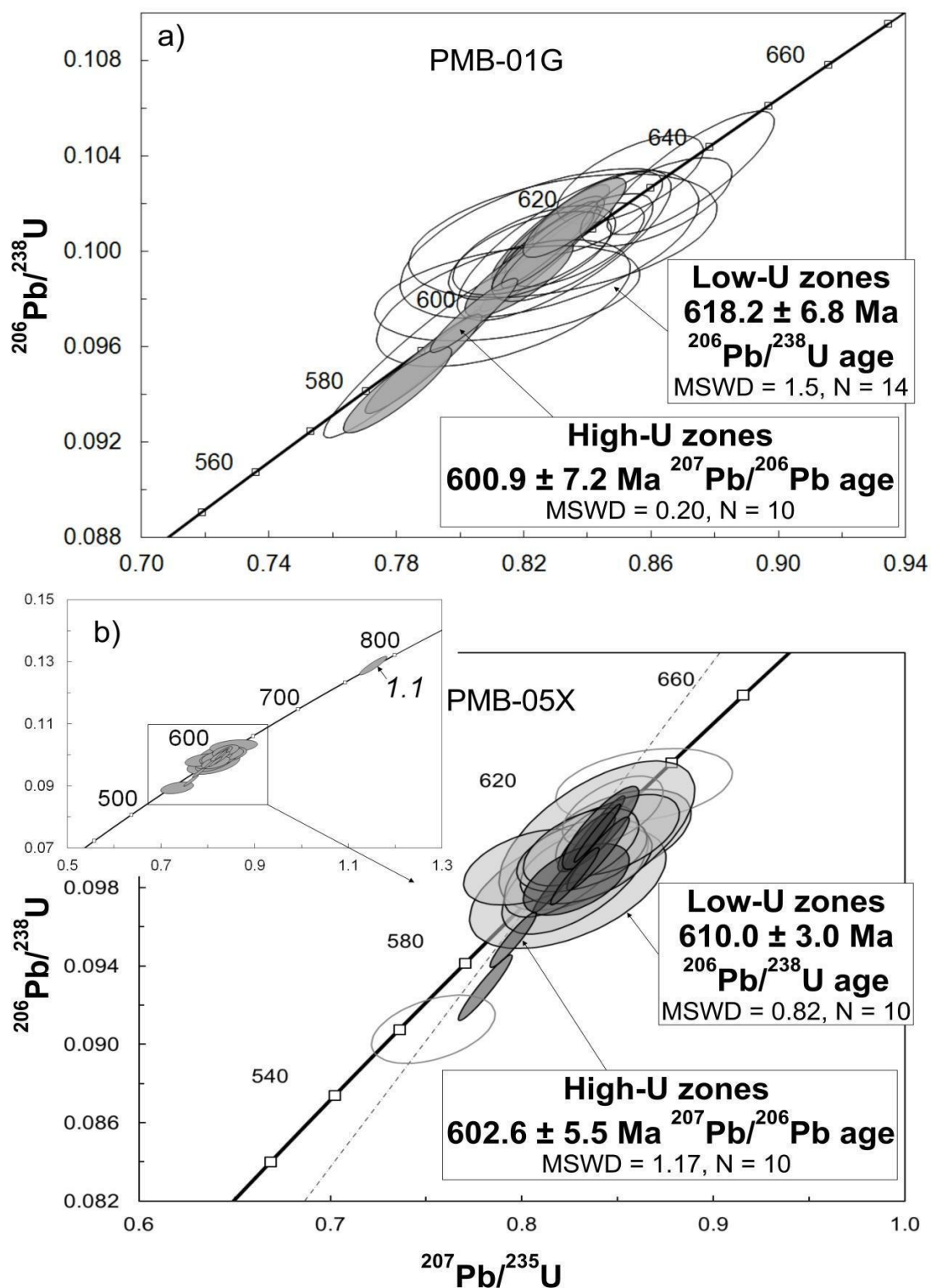


Figure 9 - Concordia diagrams of samples analyzed by U-Pb SHRIMP. a) Diorite (Stage 1). Gray ellipses correspond to the ages of the high-U zones and the transparent ellipses to the low-U zones. b) Magnetite granite (Late syenogranite – Stage 2). Dark gray ellipses correspond to the ages of the high-U zones, the light gray ellipses to the low-U zones and transparent ellipses to the discarded ages.

structure (Fig. 8a). The analyzes show a wide range of U contents (26–1024 ppm) and moderate to high Th/U ratios (0.2–1.6) (Table 1). All results were plotted on a concordance diagram (Fig. 9). Fourteen analytical spots, located in the crystal cores and characterized by their low U content (26–328 ppm), produced a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordance of 618.2 ± 6.8 Ma (MSWD = 1.5)

interpreted as the age of magmatic crystallization (Fig. 9a). Another group of 10 points with high U zones, mainly located at the crystal rims, which suffered Pb-loss, but shows high precision $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 600.9 ± 7.2 Ma (MSWD = 0.2).

In the magnetite granite sample (PMB-05X collected at quarry Pelotense, city of Pelotas, UTM 360715 mE; 6499804 mS), related to one of the later pulses of the CPM, the crystals are 100 μm to 300 μm long, generally euhedral with growth zoning, many have brownish colour, and often overgrowths, and their low luminescence in CL coincides with high levels of uranium in the analyzes (Fig. 8b). The analyzes are characterized by a wide range of U contents (21-2481 ppm) and Th/U ratios (0.01 - 1.60) (Table 1). According to the content of U in the zircons, two distinct groups were defined, high U (above 374 ppm) and low U (below 119 ppm). From the 13 points analyzed with low U, 10 were used for calculation and yielded a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordance age of 610.6 ± 3 Ma (MSWD = 0.82) (Fig 9b).

One of the discarded ages of this group (point 10.2 = 554 Ma) was considered anomalous, the age becomes incoherent when considering its positioning, texture and U content, becoming an outlier compared to the dominant pattern. The other two ages discarded from this group (633 and 625 Ma, 11.2 and 21.1 respectively) were considered to date antecrysts because this rock is the latest stratigraphically, cuts rocks related to the dioritic sample, so it cannot be older than the diorite. Ten other spots were analyzed in the high U zones mainly located at the crystal rims, which suffered Pb-loss, but shows high precision and provided an age of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ of 602.6 ± 5.5 Ma (MSWD = 1.17). Only spot 1.1 in this group produced a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ greater age of 782 ± 11 Ma, interpreted to date a xenocryst.

Table 1

Summary of U-Pb SHRIMP zircon data for samples PMB-01G and PMB-05X, from Silveira and Pelotense quarries (respectively), in the Monte Bonito region.

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	±%	(1) ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age (Ma)	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	% Dis- cord	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb* ±%	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±%	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±%	Error correl.			
PMB-01G (UTM 362828mE; 6499113mS)																
1.1	0.07	304	410	1.39	1.13	25	590 ±14	593 ±17	+1	0.05971	0.8	0.789	2.6	0.0958	2.4	0.9
2.2	0.18	26	15	0.60	0.60	2	617 ±12	599 ±67	-3	0.05987	3.1	0.829	3.7	0.1004	2.1	0.6
4.1	0.05	130	198	1.57	3.92	11	616 ±7	620 ±28	+1	0.06047	1.3	0.837	1.7	0.1004	1.1	0.7
6.2	0.19	96	95	1.02	0.94	8	616 ±12	613 ±36	-1	0.06027	1.7	0.834	2.7	0.1003	2.1	0.8
7.1	0.02	104	95	0.95	1.45	9	633 ±7	607 ±29	-5	0.06008	1.3	0.854	1.8	0.1031	1.2	0.7
10.2	0.15	97	114	1.22	0.75	8	614 ±7	594 ±36	-4	0.05972	1.7	0.823	2.1	0.0999	1.2	0.6
11.1	0.04	94	145	1.59	1.58	8	627 ±7	647 ±30	+3	0.06121	1.4	0.862	1.8	0.1022	1.2	0.6
12.2	0.06	162	224	1.43	0.25	14	634 ±10	648 ±24	+2	0.06125	1.1	0.873	2.0	0.1034	1.6	0.8
13.2	--	328	345	1.08	0.65	28	619 ±10	603 ±75	-3	0.05997	3.5	0.833	3.8	0.1007	1.7	0.4
15.1	0.10	133	93	0.73	0.60	11	616 ±9	621 ±28	+1	0.06049	1.3	0.836	2.0	0.1002	1.5	0.7
17.1	0.29	45	55	1.27	0.40	4	602 ±10	614 ±58	+2	0.06030	2.7	0.814	3.2	0.0979	1.8	0.6
19.1	--	144	51	0.37	0.65	13	624 ±7	611 ±24	-2	0.06020	1.1	0.844	1.6	0.1017	1.1	0.7
21.2	0.00	73	69	0.97	0.98	6	615 ±7	592 ±35	-4	0.05969	1.6	0.824	2.1	0.1001	1.2	0.6
22.2	0.47	44	28	0.67	0.48	4	605 ±8	609 ±67	+1	0.06015	3.1	0.816	3.4	0.0983	1.4	0.4
6.1	--	949	280	0.31	0.20	81	613 ±8	606 ±9	-1	0.06007	0.4	0.826	1.5	0.0997	1.4	1.0
10.1	0.11	355	74	0.21	0.30	30	609 ±6	604 ±18	-1	0.06002	0.8	0.819	1.4	0.0990	1.1	0.8
12.1	0.06	473	135	0.30	0.47	38	581 ±7	607 ±14	+5	0.06009	0.6	0.781	1.4	0.0943	1.3	0.9
14.1	0.03	1024	799	0.81	0.18	86	599 ±6	601 ±9	+0	0.05994	0.4	0.805	1.1	0.0974	1.1	0.9
16.1	0.02	786	172	0.23	0.23	64	587 ±8	604 ±11	+3	0.06002	0.5	0.789	1.5	0.0954	1.4	0.9
18.1	0.03	401	83	0.21	0.29	35	623 ±6	596 ±16	-5	0.05978	0.7	0.837	1.3	0.1015	1.1	0.8
19.2	0.03	859	235	0.28	0.36	74	615 ±6	602 ±10	-2	0.05996	0.5	0.828	1.2	0.1002	1.1	0.9
20.1	0.04	425	97	0.23	0.98	37	619 ±6	595 ±15	-4	0.05976	0.7	0.830	1.3	0.1007	1.1	0.8
21.1	0.05	808	216	0.28	0.22	70	616 ±7	597 ±11	-3	0.05981	0.5	0.827	1.3	0.1003	1.2	0.9
22.1	0.01	493	99	0.21	0.27	43	619 ±8	590 ±14	-5	0.05962	0.6	0.829	1.5	0.1009	1.3	0.9
PMB-05X (UTM 360715 mE; 6499804 mS)																
2.1	0.08	30	30	1.03	0.48	3	607 ±8	618 ±57	+2	0.06040	2.6	0.823	3.0	0.0988	1.4	0.5
3.1	0.24	40	48	1.23	1.18	3	610 ±8	600 ±58	-2	0.05990	2.7	0.820	3.0	0.0993	1.3	0.4
6.1	--	41	44	1.10	0.42	3	603 ±12	617 ±58	+2	0.06036	2.7	0.817	3.4	0.0981	2.1	0.6
7.1	0.02	119	81	0.70	1.17	10	613 ±8	589 ±48	-4	0.05959	2.2	0.820	2.6	0.0998	1.4	0.5
9.1	0.00	30	30	1.03	0.78	3	617 ±8	630 ±51	+2	0.06073	2.4	0.841	2.8	0.1004	1.4	0.5
12.1	0.30	21	22	1.09	0.55	2	600 ±13	620 ±84	+3	0.06045	3.9	0.813	4.5	0.0975	2.3	0.5
13.1	0.29	25	18	0.76	0.57	2	617 ±16	599 ±76	-3	0.05988	3.5	0.829	4.4	0.1004	2.7	0.6
15.1	0.26	33	39	1.21	0.47	3	606 ±8	535 ±64	-14	0.05815	2.9	0.791	3.2	0.0986	1.4	0.4
17.1	0.11	42	45	1.10	0.41	4	608 ±12	591 ±49	-3	0.05965	2.3	0.814	3.0	0.0990	2.0	0.7
18.1	0.00	18	19	1.09	0.65	2	617 ±10	627 ±64	+2	0.06065	3.0	0.840	3.4	0.1004	1.6	0.5
10.2 ⁽³⁾	0.21	37	59	1.64	0.39	3	554 ±7	584 ±62	+5	0.05947	2.8	0.736	3.1	0.0898	1.4	0.4
11.2 ⁽³⁾	0.37	52	47	0.95	0.39	5	633 ±8	610 ±79	-4	0.06019	3.7	0.856	3.9	0.1031	1.3	0.3
21.1 ⁽³⁾	0.17	66	38	0.59	0.40	6	625 ±7	594 ±41	-5	0.05974	1.9	0.838	2.2	0.1017	1.2	0.5
4.1	0.01	319	16	0.05	0.51	27	615 ±6	593 ±16	-4	0.05969	0.7	0.823	1.3	0.1000	1.1	0.8
5.1	0.10	264	340	1.33	0.22	23	619 ±9	596 ±19	-4	0.05980	0.9	0.831	1.7	0.1008	1.5	0.9
5.2	0.00	2481	58	0.02	0.48	214	617 ±6	597 ±5	-4	0.05983	0.2	0.829	1.1	0.1005	1.0	1.0
8.1	0.03	1122	251	0.23	0.81	89	568 ±7	613 ±9	+8	0.06027	0.4	0.765	1.3	0.0921	1.3	1.0
10.1	0.01	1541	13	0.01	0.56	130	604 ±6	615 ±8	+2	0.06032	0.4	0.816	1.1	0.0981	1.1	0.9
11.1	0.03	1615	23	0.01	9.55	136	603 ±7	599 ±7	-1	0.05986	0.3	0.809	1.3	0.0980	1.3	1.0
14.1	0.03	1288	16	0.01	2.93	105	583 ±6	599 ±8	+3	0.05986	0.4	0.782	1.1	0.0947	1.1	0.9
16.1	--	654	19	0.03	0.47	56	611 ±8	622 ±11	+2	0.06051	0.5	0.829	1.4	0.0994	1.3	0.9
19.1	0.01	1081	11	0.01	0.59	93	617 ±8	593 ±9	-4	0.05972	0.4	0.827	1.4	0.1005	1.4	1.0
20.1	0.45	374	36	0.10	9.07	31	602 ±8	622 ±44	+3	0.06052	2.0	0.817	2.4	0.0980	1.3	0.5
1.7 ⁽³⁾	0.02	258	73	0.29	0.28	29	782 ±11	769 ±14	-2	0.06483	0.7	1.152	1.7	0.1289	1.5	0.9

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively. Error in Standard calibration was 0.27 % (not included in above errors but required when comparing data from different mounts). (1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb. (2) Common Pb corrected by assuming ²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U age-concordance. (3) Ages not used in the calculation. In italics, samples with high U content. In bold, the ages used in the calculations.

6. Discussion

The Pinheiro Machado Complex challenges our understanding due to the great diversity of compositions, textures and magmatic structures as a result of multiple injections along several million years. The earliest magmatic phase is represented by the dioritic composition rocks, which represents pulses of mafic magma being found as angular fragments, besides with erosion and reworking textures. This denote that they were already solid when successive granitic pulses lodged, giving rise to the hybrid granodiorite in larger-scale and early stratified granites.

The wide range of composition, mingling and assimilation textures denote an intense interaction between magmas and fragments with or without partial melting, arising compositions from dioritic, granodioritic and granitic at last. It is hard to say which is the exact original composition of the magma that entered the system and interacted with the early mafic pulses. This resulted in a hybrid rock, rich in enclaves and very heterogeneous, which in turn followed interacting with further recharges, resulting in magmatic erosion and progressively less intense mixture with felsic magmas, with the increasing of rheologic contracts. In the final stages, more differentiated pulses, mostly of syenogranitic composition, intruded the system almost without magmatic interactions, without mixing or hybridization structures, giving rise to the late granites and suggesting that the system was already colder and in a final state of crystallization, or even though it's totally solid.

In situ partial melting textures occur in a localized way in all lithologies, being more expressive in the dioritic rocks, with occurrence of peritetic hornblende and titanite. Similar geological situation was described in Reichardt and Weinberg (2012) in the Karakoram Shear Zone, Ladakh, northwest India, where a complex network of leucogranitic bodies forming a swarm of dykes that connect an exposed anatetic area to the Karakoram batholith. In the anatetic area, according to the authors, granodiorites and calc-alkaline diorites present leucosomes with diffuse limits with their surroundings, interpreted as melanosome (Weinberg and Mark, 2008). These leucosomes are of leucogranite composition with euhedral hornblende megacrystals and do not have anhydrous peritetic minerals such as silimanite, garnet and orthopyroxene, which indicates melting in the presence of water (Gardien et al., 2000). If external water is conducted into the system, the beginning of melting can

occur below the solidus curve, under the required melting temperature by dehydrating muscovite, biotite and hornblende. According to Weinberg and Mark (2008) the hornblende present in the leucosome is the solid phase of an incongruous melting in the presence of water, which they call as peritectic hornblende.

With the field criteria it was not clear whether the melts are prior, concomitant or later than the emplacement of the subsequent pulses and the diorite assimilation, which may have occurred at various times. The origin of the heat that produces the partial melting is a doubt too. It could come from the recharge pulses, but felsic magmas do not have temperature enough to achieve the melting temperature of diorites, unless they have addition of external fluids in the magma system.

In the late granitic rocks, analogous textures, with titanite and magnetite, are also pointing to the existence of re-melting. Thus, we raised the hypothesis that the temperature and fluid content in the entire system fluctuated during the time that the system remained active, receiving new pulses of magma, episodically and in small discrete pulses, which according to Clemens and Stevens (2016), can be a mechanism of formation of large granitic plutons. According to these authors, the composition of a granitic magma reflects the composition of the source, varying according to the degree of melting and the amount of carried peritectic minerals and that the fractionation and magma mixing processes are inexpressive or even non-existent near the source. Clemens and Stevens (2016), also brings the idea that the assembly of granitic magma bodies involves the agglomeration of numerous magma pulses and that, in many cases, these pulses separated from their partially melted sources in very low melt fractions. Associating this to the depth that Bastos et al. (2020) calculated for the PMC of about 20 to 30 km, we can suggest that the heterogeneity found reflects the addition of multiple pulses with mantle and crustal sources with different melting rates in an environment that allowed partial mixing between these pulses, generating mainly a granodioritic magma with host rocks assimilation in different degrees.

The ages obtained indicate that dioritic magma entered the system at 618 Ma, age of the magmatic zircon nuclei with low U. The age of the late magnetite granite, points out that at 610 Ma magma pulses were still being emplaced. In both rocks we have zircon rims and new zircons grains with a high U content, giving ages around 600 Ma. In the magnetite granite occur inherited zircons, one xenocryst of 782 Ma and two antecrysts with an age close to that of the diorite. The zircons of the diorite

come from a sample with extensive partial melting zones, so the age of 600 Ma corroborates the hypothesis that a re-melting process affecting this rock. The same occurs for the magnetite granite, which had a selected sample without the expressive presence of the melting texture, but which has also registered the same late heating event in its zircons.

The age of the xenocryst points to the assimilation of host rocks, along with the field evidence of amphibolite xenoliths, confirming the presence of a crustal source (associated with the mantle contribution) widely described in the regional literature and bringing yet another evidence of the existence of an old arc generated in 780 Ma (Tambara et al., 2019; Vieira et al., 2020).

The presence of antecrysts in the magnetite granite confirms that the PMC was generated by reworking, re-melting and recycling due successive pulses. Similar structures than the here studied once, where described by Paterson et al. (2016) which observed in the rocks of the Tuolumne Intrusive Suite in Sierra Nevada, structures like clusters of enclaves and truncated structures interpreted as related to erosion and recycling.

This evidence, associated with the late 600 Ma re-melting event, suggests an activity of about 20 Ma in an environment that remained warm, close to the solidus curve during a long time. This made it possible that fluctuations in temperature and fluid content causes new partial melting and interactions over this time. The re-melting structures may have been a factor that facilitated the hybridization between pre-existing rocks and new magmatic pulses, although, it is not yet clear the extent of its participation as a source of the PMC, or only in a localized and inexpressive way. Figure 10 expresses in a schematic model the synthesis of the temporal evolution of the PMC in the studied region.

The first pulses of PMC magmatism occurred in 633 Ma, as dated by Cruz (2019), adding new pulses and keeping warm up to around 600 Ma. The time scale for the crystallization of intrusive rocks, especially large batholiths or magmatic systems, was defined by several authors as a period in the order of up to 5 Ma (e.g. Paterson and Tobish, 1992). Coleman et al. (2004), however, suggested a crystallization time of the order of 10 Ma for the Tuolumne Intrusive Suite in Sierra Nevada, and one of the lithologies of this suite, the Half Dome granodiorite, took around 4 Ma to crystallize. Coleman et al. (2004), however, suggested a crystallization time of the order of 10 Ma for the Tuolumne Intrusive Suite in Sierra

Nevada, and one of the lithologies of this suite, the Half Dome granodiorite, took around 4 Ma to crystallize. The same author considers, however, that this crystallization time is only compatible with a process of multiple injections and if the crystallization was from a single pulse, the estimated time would be less than one tenth.

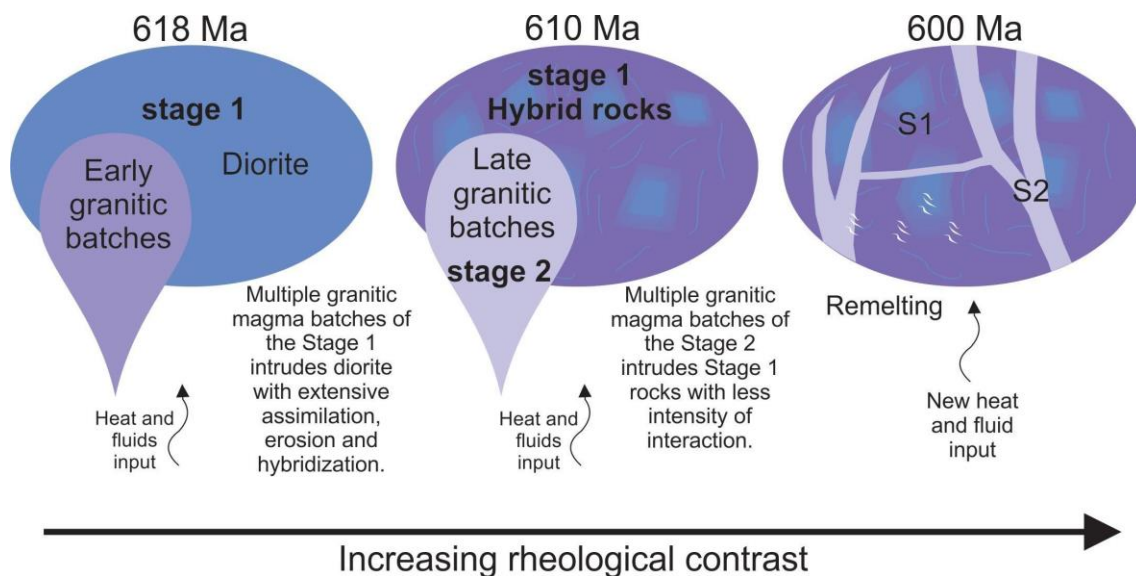


Figure 10 - Schematic model of the temporal evolution of the magmatic system of the Pinheiro Machado Complex in the Monte Bonito region.

Recent work has discussed the positioning of magmas derived from the mantle at the mantle crust limit, the so-called Deep Hot Zones (Annen et al., 2015) as well as the rise and interaction of these magmas in the crust, the Plumbing System Processes (Zellmer et al., 2014; Jerram et al., 2018). The plumbing process has been associated with plate tectonics and, for example, in converging continental margin zones. Vries and Vries (2018) discuss the connection of migmatites associated with granite plumbing zones, suggesting the direct connection between these two processes, involving melting, assisted or not by fluids, as a consequence of metamorphism and metasomatism produced by the subducted plate.

In Figure 11, the schematic model represents the multiple pulses of the Pinheiro Machado Complex, where the mantle contribution keeps the environment warm, generating magmatism at different depths throughout the evolution of the system over time. Basalt magmas derived from the mantle are "stored" at the mantle-crust limit (Mohorovicic discontinuity), the deep hot zone, and from where magmas ascend and are transported by a plumbing system, often represented by dikes, and which with the ascension, are modified by processes such as magmas mixing and

assimilation (Jerram et al., 2018). The abundant presence of fluids in the PMC is proposed to be due to the melting of oceanic crust in an evolved continental arc setting as already suggested by Philipp (1998).

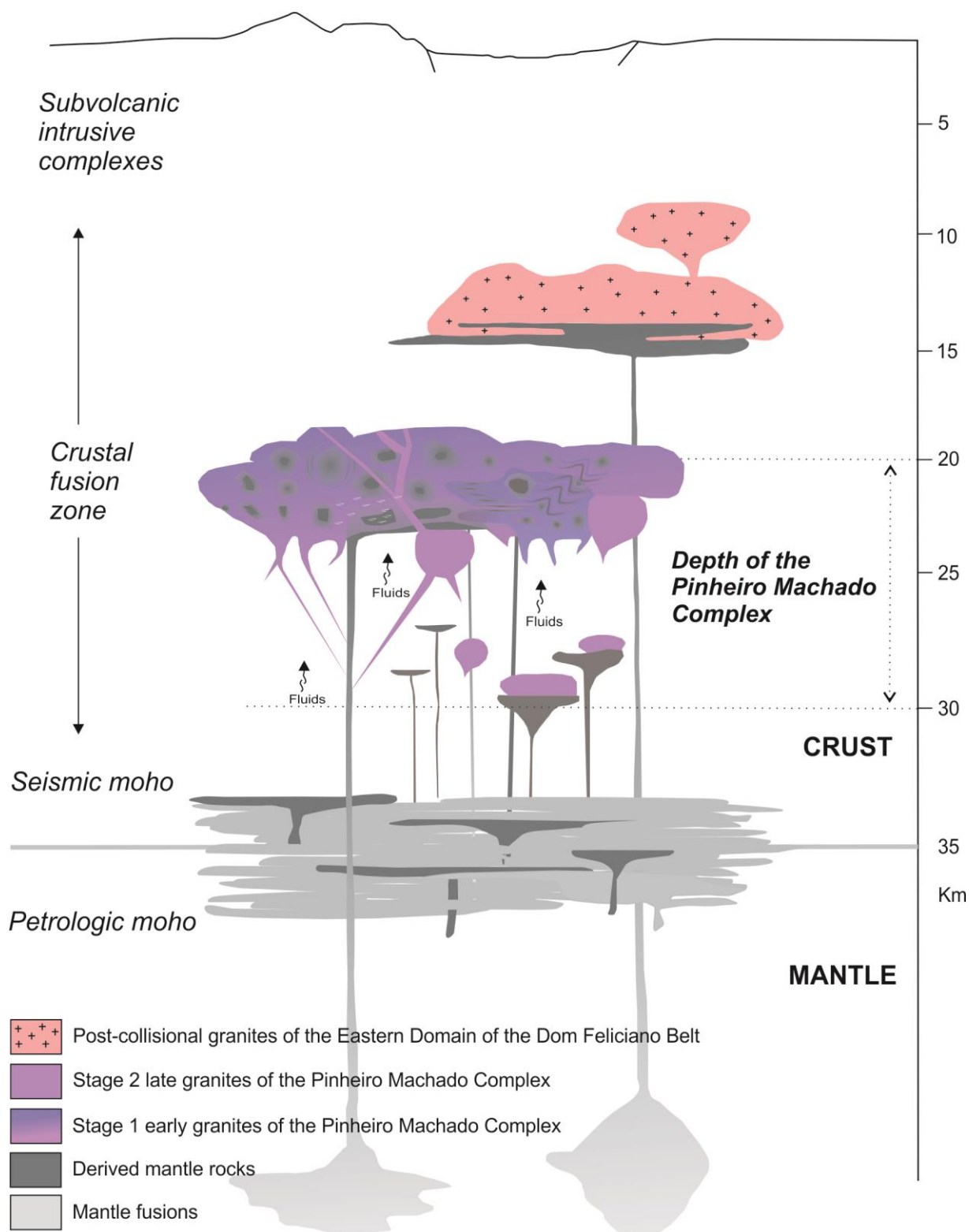


Figure 11 – Placement model for the plumbing system of the Pinheiro Machado Complex with different associated sources and the estimated crust region. Modified by Jerram et al. (2018).

7. Conclusion

The Pinheiro Machado Complex is of great importance for the interpretation of the geological evolution of the Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt, due to it being the largest unit of the domain, which in turn, also occupies most of the Sul-rio-grandense Shield. We propose a new evolution model for this complex linking petrological and geochronological data.

Multiple magma injections lasting ~20 Ma, generated magmatic erosion, hybridization and re-melting structures leading to complex physical relationships between magma pulses. Magmatic erosion is evidenced by fragments of earlier rocks, schlieren, truncation and dragging of magmatic structures. Hybridization is evidenced by the presence of mafic enclaves close to the contacts with mafic pulses, and diffuse and gradual limits between rock types. The presence of antecrysts suggests co-magmatic recycling. The anatectic features, the nature of interactions between magmatic pulses and the ages obtained, point to an environment that has remained warm for a long-time receiving input from magmatic pulses and fluids.

The crust hosting the igneous system described here, was of amphibolitic composition, generated at about 780 Ma. The earliest pulses, comprising diorites, were dated at 618.2 ± 6.8 Ma. Later pulses of syenogranites were emplaced at 610.6 ± 3 Ma. These late pulses did no longer interact with the early pulses to generate hybrid rocks, because the environment was colder at that time. The zircons record another heating event at ~ 600 Ma that generated high uranium rims in the zircons that we associate with the *in situ* partial melting structures, occurred in the presence of water-rich fluid.

In summary, in the Monte Bonito region, the exposed rocks of the PMC registered at least 20 Ma of magmatic activity, leaving a geological record of complex igneous processes in middle crust depth that provide a basis for the understanding of how igneous systems behave and evolve in space and time.

References

Annen, C., Blundy, J.D., Leuthold, J., Sparks, R., Stephen J. 2015. Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*, 230, 206-221.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L. A., Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10, (3-4), 263-274.

- Basei, M., Frimmel, H., Campos Neto, M., Araujo, C., Castro, N., Passarelli, C. 2018. The Tectonic History of the Southern Adamastor Ocean Based on a Correlation of the Kaoko and Dom Feliciano Belts. *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*. 63-85.
- Bastos, V.A., Koester, E., Lenz, C., Dal Olmo-Barbosa, L. 2020. Mineral chemistry and geothermobarometry of the SE Pinheiro Machado Complex: implications for the evolution of the eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Brazil. *International Geology Review* (sub).
- Bastos, V.A. 2020. Química mineral, geotermobarometria e suas implicações na evolução do Complexo Pinheiro Machado, região de Monte Bonito, RS. 82 f. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- 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(1), 186-189.
- Clemens, J.D., Stevens, G. 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos*, 134-135, 317–329.
- Clemens, J.D., Stevens, G. 2016. Melt segregation and magma interactions during crustal melting: Breaking out of the matrix. *Earth-Science Reviews*, 160, 333–349.
- Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F. 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, 32, 433–436.
- Cruz, R.F. (Org.) 2019. Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; estado do Rio Grande do Sul / Relatório do Programa geologia, mineração e transformação mineral. CPRM, Porto Alegre.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas-região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldênsis*, 30, 117-138.
- Fiannacca, P., Cirrincione, R., Bonanno, F., Carciotto, M. 2015. Source-inherited compositional diversity in granite batholiths: The geochemical message of Late Paleozoic intrusive magmatism in central Calabria (southern Italy). *Lithos*, 236, 123-140.
- Fiannacca, P., Williams, I.S., Cirrincione, R. 2017. Timescales and mechanisms of batholith construction: Constraints from zircon oxygen isotopes and geochronology of the late Variscan Serre Batholith (Calabria, southern Italy). *Lithos*, 277, 302-314.
- Fragoso-César, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliane Jr., E., Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Goiânia. Anais, SBG. v.3, p.1322-1342.
- Frantz, J.C., Botelho, N.F. 1997. Os granitoides neoproterozóicos do Cinturão Dom Feliciano no extremo sul do Brasil - implicações geotectônicas para a faixa leste. In: Simpósio de Estudos Tectônicos, 6, 45-47.
- Frantz, J.C., Remus M.V.D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas. RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Goiânia. Anais, SBG, v.2, p. 931-947.
- Gardien, V., Thompson, A.B., Ulmer, P. 2000. Melting of biotite + plagioclase + quartz gneisses; the role of H₂O in the stability of amphibole. *Journal of Petrology*, 41, 651–666.

Glazner, A., Bartley, J., Coleman, D., Gray, W., Taylor, R. Z. 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today*, 14, 5-11.

Gomes, M.E.B. 1990. Petrologia do Granito Arroio Moinho, Canguçu (RS): geoquímica e deformação. 199 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L. M., Chemale Jr, F. 2015. Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in Paleoproterozoic times. *Journal of South American Earth Sciences*, 57, 49-60.

Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z. 2004. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex Quartzites, southern Brazilian Shield. *International Geology Review*. 46, Ed. 2, 127-157.

Jerram, D., Dobson, K., Morgan, D., Pankhurst, M. 2018. The Petrogenesis of Magmatic Systems: Using Igneous Textures to Understand Magmatic Processes. In: Burchardt, S. (ed): *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*. Elsevier, 192-224.

Koester, E. 1995. Petrologia e geocronologia dos granitoides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. 240 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Koester, E., Pawley, A.R., Fernandes, L.A.D., Porcher, C.C., Soliani Jr., E. 2002. Experimental Melting of Cordierite Gneiss and the Petrogenesis of Syntranscurrent Peraluminous Granites in Southern Brazil. *Journal of Petrology*, 43, 1595-1616.

Kraemer, G. 1995. Evolução Magmática e Tectônica da Suíte Ortometamórfica Imbicuí, Região de I Lavras do Sul (RS). Porto Alegre. 99p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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

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.

Loureiro, P.O. 2013. Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na Região de Monte Bonito, Pelotas, RS. 75 f. (Monografia) – Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.

Loureiro, P.O., Koester, E., Weinberg, R., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., Knijnik, D. 2015. Magmatic Evolution of Pinheiro Machado Complex in Monte Bonito Region, Southern, Brazil. *in The 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*. p. 125.

Ludwig K.R. 2001. User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 1.

Ludwig, K.R. 2003. Using Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Micro- soft Excel, Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1. 43 pp.

- 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.
- May, G.E. 1990. Pan-African Magmatism and regional tectonics of South Brazil. Milton Keynes, 343 p. Tese de Doutorado, Open University.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 245 p.
- Paterson, S.R., Tobisch, O.T., 1992, Rates of processes in magmatic arcs— Implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation: *Journal of Structural Geology*, 14, 291–300.
- Paterson, S., Memeti, V., Mundil, R., Zák, J. 2016. Repeated, multiscale, magmatic erosion and recycling in an upper-crustal pluton: Implications for magma chamber dynamics and magma volume estimates. *American Mineralogist*, 101, 2176–2198.
- Peel, E., Sanchez-Bettucci, L., Basei, M. 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.
- Philipp, R.P. 1990. Geologia e Petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas. RS. Master thesis. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 231 p.
- Philipp, R.P., Mesquita, M.J., Gomes, M.E.B., Almeida, D. P. M. 1993. Reconhecimento estrutural e geoquímico dos Granitóides Brasileiros da região de Pelotas, RS. *Pesquisas*, 20 (1), 3-13.
- Philipp, R.P. 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Ph.D. thesis. São Paulo, Universidade de São Paulo.
- Philipp, R.P., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *Geologia do Rio Grande do Sul*, v. 1, p. 133-160.
- Philipp, R.P., Machado, R. 2001a. Suítes graníticas do batólito pelotas no rio grande do sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *Revista Brasileira de Geociências*, 31, 257–266.
- Philipp, R.P., Machado, R. 2001b. Estratigrafia e Significado Tectônico das Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3), 257-266.
- 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. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (2), 277-290.
- Porcher, C.C., Macnaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D. 1999. Idade SHRIMP do vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos, RS. In: 1º Simpósio de Vulcanismos e Ambientes Associados, 1999, Gramado, RS.
- Ramos R.C., Koester E. 2014. Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Pesquisas em Geociências*, 41(1), 25-38.
- Ramos, R., Koester, E., Vieira, D.T., Porcher, C.C., Gezatt, J., Silveira, 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.
- Reichardt, H., Weinberg, R.F. 2012. The dike swarm of the Karakoram Shear Zone, Ladakh, NW India: linking granite source to batholith. *Geological Society of America Bulletin*, 124, 89-103.

- 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 Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 191-216.
- Schoene, B., Schaltegger, U., Brack, P., Latkoczy, C., Stracke, A., Günther, D. 2012. Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U–Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 15(355-356), 162-179.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 1999. SHRIMP U–Pb dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *International Geological Review*, 41, 531–551.
- Silva Filho, B.C., Soliani Jr., E. 1987. Origem e evolução dos Gnaisses Cambai: Exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. *Anais, III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba 1*, 127-145.
- Soliani Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo, 425 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Tambara, G.B., Koester, E., Ramos, R., Porcher, C.C., Vieira, D.T., Fernandes, L.A.D., Lenz, C. 2019. Geoquímica e geocronologia dos Gnaisses Piratini: magmatismo cálcio-alcálico médio a alto-K de 784 Ma (U-Pb SHRIMP) no SE do Cinturão Dom Feliciano (RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 49, e0769.
- Teixeira, W. 1982. Folhas SH.22-Porto Alegre, SI.22-Lagoa Mirim e SH.21-Uruguaiana. Interpretação de dados radiométricos e evolução geocronológica, Florianópolis. Projeto RADAMBRASIL. Relatório Interno.
- Vieira, D.T., Koester, E., Ramos, R.C., Porcher, C.C. 2019. Sr-Nd-Hf isotopic constraints and U-Pb geochronology of the Arroio Pedrado Gneisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: a 680 Ma shoshonitic event in the final stages of the Piratini Arc evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102294.
- Vieira, D.T., Koester, E., Ramos, R.C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. 2020. New zircon SHRIMP U-Pb ages for the synkinematic magmatism in the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, Dom Feliciano Belt (Brazil): tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. Submetido.
- Vries, B., Vries, M. 2018. Tectonics and Volcanic and Igneous Plumbing Systems. In: Burchardt, S. (ed): *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*. Elsevier, 167-189.
- Weinberg, R.F., Dunlap, W.J. 2000. Growth and Deformation of the Ladakh Batholith, Northwest Himalayas: Implications for Timing of Continental Collision and Origin of Calc-Alkaline Batholiths. *The Journal of Geology*, 108, 303-320.
- Weinberg, R.F., Mark, G. 2008. Magma migration, folding, and disaggregation of migmatites in the Karakoram Shear Zone, Ladakh, NW India. *Geological Society of America Bulletin*, 120, 994–1009.
- White, L.T., Ahmad, T., Ireland, T.R., Lister, G.S., Forster, M.A. 2011. Deconvolving episodic age spectra from zircons of the Ladakh Batholith, northwest Indian Himalaya. *Chemical Geology*, 289, 179–196.
- Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M. A., Shanks III, W. C., Ridley, W. I. (Eds.), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Reviews in Economic Geology*, 7, 1-35.

Zellmer, G., Marie, E., Straub, S. 2014. Volatiles in subduction zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications. 410, 1-17.

PARTE III

Carta de Aceitação

02/03/2020

Gmail - Confirming submission to Journal of South American Earth Sciences



Paula Loureiro <paulageoufrgs@gmail.com>

Confirming submission to Journal of South American Earth Sciences

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

28 de fevereiro de 2020 18:04

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

Para: Paula de Oliveira Loureiro <paulageoufrgs@gmail.com>

This is an automated message.

Recycling and hybridization of successive intrusions during calc-alkaline magmatism: 20 Ma of activity in the Pinheiro Machado Complex, South of the Dom Feliciano Belt, Brazil

Dear Mrs Loureiro,

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/kw/editorial+manager/

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.

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese: Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, sudeste do Cinturão Dom Feliciano
Área de Concentração: Geoquímica
Autora: Paula de Oliveira Loureiro
Orientador: Prof. Edinei Koester
Examinador: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi
Data: 25/03/2020
Conceito: A
PARECER:
<p>Meus comentários a respeito desta dissertação concentram-se no manuscrito submetido: Loureiro et al. submetido ao JSAES, em Março de 2020: <i>Recycling and hybridization of successive intrusions during calc-alkaline magmatism: 20 Ma of activity in the Pinheiro Machado Complex, South of the Dom Feliciano Belt, Brazil.</i></p> <p>O manuscrito submetido é uma contribuição relevante ao conhecimento da evolução geológica do sul do Brasil, com descrições consistentes de estruturas, texturas e rochas componentes do complexo magmático Pinheiro Machado (CPM), na porção leste do Cinturão Dom Feliciano. Apresenta ainda novas datações U-Pb de zircão de duas amostras, uma diorítica e outra granítica do CPM, que contribuem para a geocronologia do magmatismo neoproterozóico no sul do Brasil.</p> <p>Como pontos a serem reconsiderados no artigo submetido, e assim, na própria dissertação, destaco a falta de uma discussão ou proposições a respeito do ambiente tectônico durante o magmatismo do CPM, de 618-600Ma. Os autores ora parecem enquadrar o CPM em magmatismo de arco, com subducção ativa, ora parecem admitir que a subducção marcada na região foi a de 780-750Ma descrita por vários autores. Mesmo na revisão de geologia regional nada consta da possibilidade, discutida por vários autores, do ambiente ser pós-colisional.</p> <p>Creio que também ficou faltando uma correlação com o magmatismo sin a tardi tectônico do Cinturão Sul-brasileiro de Cisalhamento, o qual tem no Rio Grande do Sul e Santa Catarina, e Uruguai idades próximas das determinadas no CPM.</p> <p>Os autores afirmam que o CPM ocupa área de 10.000Km², deveria então estar representado no mapa da figura 1.</p> <p>Pequenas correções no artigo submetido ao JSAES serão enviadas em cópia PDF diretamente à autora da dissertação e a seu orientador.</p> <p>A dissertação como um todo é redigida de modo satisfatório, com ilustrações de boa qualidade e referência bibliográficas suficientes. Os erros por mim constatados na escrita, são poucos, mesmo no manuscrito em inglês. Considero assim esta dissertação aprovada atribuindo-lhe conceito A, principalmente por ter trazido à discussão o CPM, um conjunto litológico sobre o qual se dispõe de pouca informação e que tem sido tomado por alguns autores como representando um arco magmático com subducção ativa no Neoproterozóico.</p>

Artigo científico submetido:

"Recycling and hybridization of successive intrusions during calc-alkaline magmatism: 20 Ma of activity in the Pinheiro Machado Complex, South of the Dom Feliciano Belt, Brazil". Submetido ao *Journal of South American Earth Sciences*

Considero a dissertação aprovada.

Assinatura:

Data: 25/03/2020

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'Paulo', written in a cursive style.

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, sudeste do Cinturão Dom Feliciano”	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autora: PAULA DE OLIVEIRA LOUREIRO	
Orientador: Prof. Dr. Edinei Koester	
Examinador: Profa. Dra. Juliana Pertille da Silva	
Data: 06/04/2020	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A dissertação com o título “Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, sudeste do Cinturão Dom Feliciano” representa uma importante contribuição para a geologia do Rio Grande do Sul. O trabalho apresenta uma detalhada descrição de aspectos de campo e de novas idades ígneas U-Pb SHRIMP para as rochas estudadas. Com base nos resultados, a autora propõe uma evolução episódica para o Complexo Pinheiro Machado. A evolução ocorreu através de múltiplas injeções graníticas durante um intervalo de ao menos 20 Ma.</p> <p>De forma geral o texto está muito bem organizado, apresentando de maneira clara o problema estudado, os objetivos do estudo e a metodologia aplicada. Considero que o principal destaque desse trabalho consiste na excelente descrição e apresentação dos aspectos de campo. Esse conjunto de dados ilustra as complexas relações de contato, bem como evidências texturais dos distintos processos ígneos registrados no Complexo Pinheiro Machado. A apresentação das figuras é de excelente qualidade, porém o texto não apresenta imagens das lâminas petrográficas. A ilustração da análise petrográfica poderia ser uma importante contribuição do trabalho.</p> <p>A utilização da datação U-Pb SHRIMP em zircão para a determinação das idades ígneas é um ponto relevante, pois mostrou acurácia adequada a escala de tempo avaliada.</p> <p>O capítulo de discussões apresenta considerações pertinentes ao tema de estudo e alta qualidade argumentativa. Apesar disso, é necessária uma revisão mais ampla do referencial teórico, principalmente no que diz respeito aos processos e modelos evolutivos para sistemas ígneos.</p>	
De acordo com o exposto, considero que o trabalho atende aos requisitos de uma dissertação nota A, excelente.	
Assinatura:	Data: 09/04/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, sudeste do Cinturão Dom Feliciano”
Área de Concentração: Geoquímica
Autora: PAULA DE OLIVEIRA LOUREIRO
Orientador: Prof. Dr. Edinei Koester
Examinador: Profa. Dra. Luana Moreira Florisbal
Data: 31/03/2020
Conceito: C
PARECER:
<p>O presente parecer é referente à dissertação de mestrado de Paula de Oliveira Loureiro, que apresenta dados inéditos e discute dados da bibliografia referentes ao Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, RS. Este Complexo, embora ainda pouco estudado, sobretudo em estudos de detalhe, constitui uma área chave para a compreensão da evolução da porção leste do Cinturão Dom Feliciano.</p> <p>A dissertação embora rica em dados de campo e com dados de qualidade U-Pb em zircão, que constituem uma relevante contribuição para a compreensão da evolução de uma parte do Complexo Pinheiro Machado, está mal redigida e estruturada. O descaso com a redação e com uma revisão adequada e compatível com os dados levantados é notado de várias formas, tanto na parte redigida em português quanto no artigo apresentado em inglês: há muitas frases que são iniciadas, mas não acabadas e logo, ficam sem sentido; uso excessivo de adjetivações; nomenclaturas que não são homogeneizadas (ex. <i>pulses</i> e <i>batches</i>); além de raros erros ortográficos e/ou de digitação. Outro ponto que muito desmerece a qualidade do trabalho é o uso de bibliografia equivocada, como citar autores para argumentar algo que eles não se referem nos textos originais ou mesmo utilizar bibliografia para argumentar processos de evolução que não se aplicam ao contexto apresentado. Todas estas observações estão indicadas no PDF com anotações, pois não haveria como enumerar ou mesmo discutir cada uma delas aqui neste parecer.</p> <p><u>Com relação ao corpo da dissertação:</u></p> <p>O resumo não reflete o trabalho que foi apresentado, está repleto de frases incompletas e deve, ser integralmente refeito. A introdução temática é rasa, embora aborde vários dos temas relativos à dissertação e cite bibliografia adequada, não integra e tampouco desenvolve a temática, incorrendo em uma redação circular e pouco informativa. Ainda, passa direto de uma introdução temática (estado da arte) para uma rápida apresentação de dados geocronológicos obtidos no Complexo Pinheiro Machado, sem ao menos informar em qual rocha ou em qual parte do Complexo estes dados foram obtidos. Sendo um complexo,</p>

depreende-se que seja muito heterogêneo em vários aspectos (litologias, estruturas, geocronologia, geoquímica, etc) e esta complexidade não é apresentada de forma clara, o que torna dificultosa a compreensão do panorama de litologias, idades e relações estruturais na unidade. Nos **objetivos específicos**, consta "Propor um modelo de evolução magmática das múltiplas intrusões para as rochas do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS", objetivo que não foi alcançado pois faltam dados de geoquímica para sustentar tal objetivo, talvez o objetivo fosse uma proposta de evolução espacial e temporal das rochas estudadas, dado que se baseia em dados estruturais, relações de corte entre unidades verificadas em campo e dados geocronológicos das fases magmáticas limítrofes (*early and late phase*). No item **Localização e geologia regional** seria desejável desmembrar em um item de localização da área de estudos e outro de Geologia Regional ou Contexto Geológico, já que são coisas absolutamente distintas. Ainda, o item de **geologia regional** não apresenta dados suficientes para embasar discussões no cenário geológico mais amplo, mas apenas a subdivisão do Cinturão Dom Feliciano em aspectos bem amplos, sem a contextualização do Complexo Pinheiro Machado neste cenário. E na **figura 2**, mapa apresentando a compartimentação do Cinturão Dom Feliciano, os setores ocidental e oriental estão trocados. No item **Geologia Local**, há ainda muita informação que deveria constar na geologia regional. O Complexo Pinheiro Machado é mal descrito, o texto é confuso e circular, nada é dito sobre as diferentes litologias do complexo e todos os dados geocronológicos apresentados sequer são relacionados às rochas onde foram obtidos, o que dificulta muito a qualquer leitor a compreensão do significado dos dados. Este item poderia fazer um apanhado geral das litologias que compõem o Complexo Pinheiro Machado, suas relações estruturais e temporais, o que ajuda a situar o leitor e de fato seria utilizado para embasar discussões e interpretações resultantes do presente trabalho. No item **materiais e métodos** faltam algumas informações como, por exemplo, qual o laboratório onde foram obtidas as imagens de CL e a descrição dos métodos de separação de zircão está incompleto. Há também o uso de referências como Sato et al. (2014) que não se aplicam. No último item do corpo da dissertação, denominado **Croquis realizados - Complexo Pinheiro Machado**, os croquis apresentados para ilustrar a geologia das pedreiras são bem elaborados, mas são apresentados sem nenhuma ordem; sem a descrição de texturas, estruturas, tipos de rochas; e as relações de contato entre as rochas é pobremente explorada. Este item deveria ser o item de geologia da área e deveria ser bem explorado para dar suporte às discussões e interpretações e modelos propostos. Além disso, não existem legendas em grande parte das figuras apresentadas, o que dificulta a compreensão do que a autora pretendia mostrar ou ilustrar. As **referências bibliográficas** devem ser revisadas e homogêneas. Muitas referências citadas estão ausentes das referências como, por exemplo, Sato et al. (2014), entre outras.

Com relação ao artigo submetido:

No artigo "***Recycling and hybridization of successive intrusions during calc-alkaline magmatism: 20 Ma of activity in the Pinheiro Machado Complex, South of the Dom Feliciano Belt, Brazil***", submetido à revista ***Journal of South American Earth Science***, os dados geológicos e geocronológicos são apresentados de maneira adequada. Contudo, os mesmos problemas observados no corpo da dissertação são aqui repetidos, como frases incompletas e sem

sentido, falta de homogeneidade em nomenclaturas. O Complexo Pinheiro Machado é denominado como "large granitic body, batholith", as várias fases magmáticas são referidas como "pulses, batches, etc", o termo *hybrid* é usado de forma equivocada. São apresentados dados geoquímicos e geocronológicos do Complexo Pinheiro Machado sem que exista nenhuma menção a qual parte do Complexo isso se refere. No item ***Field relations and petrography*** nenhuma fotomicrografia é apresentada e apenas são descritos aspectos petrográficos e mineralógicos. No item ***Analytical procedures*** existem problemas e/ou erros na descrição do método de separação de zircão, como por exemplo o uso do termo *magnetic liquids*. Este item deve ser revisado e integralmente refeito. Os dados geocronológicos são apresentados de forma clara e constituem um conjunto de alta qualidade e que certamente contribui para a compreensão da cronologia dos eventos magmáticos do Complexo Pinheiro Machado na área estudada. No item de discussões, onde constam os modelos evolutivos, existe uma série de uso equivocado de conceitos de petrologia, todo apontados em detalhe no PDF com anotações. Da mesma forma, sugiro uma extensa e cuidadosa revisão do uso dos termos *antecryst* e *xenocryst* nas referencias e interpretações sobre o uso do zircão, pois o uso de cada termo acarreta uma interpretação que entra em conflito com o modelo proposto. Considerando isso, após esta revisão, os *timings* dos eventos magmáticos interpretados e colocados no modelo devem também ser revistos. Sugiro também extremo cuidado na citação de trabalhos que versam sobre reciclagem e fusão de crosta em terrenos migmatíticos para argumentar eventos de refusão ocasionados por recarga magmática constante na câmara, afinal são cenários geológicos absolutamente distintos. Comentários detalhados se encontram no PDF anotado e colocar todos aqui extrapola o objetivo deste parecer. Uma revisão criteriosa do inglês do artigo é também sugerida.

Por fim, as observações, sugestões e críticas apresentadas acima tem como objetivo ampliar e acrescentar discussões, bem como idéias referentes ao entendimento da evolução espacial e temporal dos eventos magmáticos da área de estudo. Certamente o trabalho traz uma série de boas contribuições não só para o entendimento da área, mas também sua contextualização na construção do Cinturão Dom Feliciano. Contudo, melhorias substanciais de redação e apresentação tanto da geologia, como das idéias aqui expostas é ainda bastante demandada. Portanto, diante do exposto, embora a dissertação tenha mérito e relevância, ela fica aprovada com conceito C.



Assinatura:

Data: 01/04/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: