

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

**QUÍMICA MINERAL, GEOTERMOBAROMETRIA E SUAS IMPLICAÇÕES NA
EVOLUÇÃO DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO, REGIÃO DE MONTE
BONITO, RS**

VIVIANNE ANDRADE BASTOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Edinei Koester

COORIENTADORA- Prof^ª. Dr^ª. Cristine Lenz

Porto Alegre – 2020

Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS

Av. Bento Gonçalves 9500 - Agronomia - Cx. P. 15.001 - Prédio 43.113 S-207B -

91509-900 - Porto Alegre - RS Tel.: (051) 3316-6340 Ramais 6340/6332 FAX:

(051) 3316-6340

E-mail: ppggeo@ufrgs.br

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

**QUÍMICA MINERAL, GEOTERMOBAROMETRIA E SUAS IMPLICAÇÕES NA
EVOLUÇÃO DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO, REGIÃO DE MONTE
BONITO, RS**

VIVIANNE ANDRADE BASTOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Edinei Koester

COORIENTADORA- Prof^ª. Dr^ª. Cristine Lenz

BANCA EXAMINADORA:

Dr^ª Andreia Oliveira Monteiro da Silva Gross

Dr^ª Aracy Sousa Senra

Dr^ª Márcia Elisa Boscato Gomes

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

Porto Alegre – 2020

Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS

Av. Bento Gonçalves 9500 - Agronomia - Cx. P. 15.001 - Prédio 43.113 S-207B -
91509-900 - Porto Alegre – RS Tel.: (051) 3316-6340 Ramais 6340/6332 FAX:

(051) 3316-6340

E-mail: ppggeo@ufrgs.br

AGRADECIMENTOS

A gratidão pela oportunidade que me foi concedida é imensa, obrigada Divino Pai Eterno. O mestrado sempre foi um sonho e tenho a alegria de compartilhar com muitas pessoas especiais. Sendo assim, começo agradecendo à minha família por sempre sonhar comigo em todos os momentos, obrigada por todo apoio de sempre. Essa vitória é nossa! Lembro aqui com carinho dos meus filhinhos de quatro patas Mike e Xandy (*in memoriam*), eles tornaram a rotina de estudos mais leve. Agradeço sempre a minha família gaúcha, àquela que ganhei com a vinda para Porto Alegre, Dona Clara, Laila e as nossas gatinhas. Aos colegas do pós-graduação da UFRGS, especialmente aos amigos do grupo estrelas vip, ao Lauro, à Mônica, ao Laércio e ao Paulo Henrique. Ao Pietro e sua família por todo companheirismo e carinho comigo nesta caminhada. Aos amigos da geologia que estão espalhados em vários cantinhos do país e do mundo, em especial, aos amigos da geologia da UFS, minha eterna casa. Agradeço ao Programa de Pós Graduação da UFRGS por todo apoio institucional e ao LGI pelos colegas, técnicos, colaboradores e professores. Agradeço à CAPES pela concessão da bolsa de mestrado e aos educadores inspiradores, tenho belos exemplos de professores. Agradeço com muito carinho ao meu orientador, Edinei Koester, e à minha coorientadora, Cristine Lenz, por todas as conversas, conselhos e ensinamentos, para além dos conhecimentos técnicos e científicos. Aos meus professores do mestrado na UFRGS, em especial à professora Carla Porcher. A todos os meus professores da graduação em geologia na UFS, especialmente às professoras Aracy Senra e Adriane Machado. Agradeço àqueles amigos e colegas que contribuíram com conselhos e dicas, ou simplesmente por dividir as suas jornadas comigo durante a realização deste trabalho. Por fim, agradeço à banca examinadora composta por grandes profissionais, as quais admiro, obrigada pelas contribuições.

RESUMO

Este trabalho apresenta dados de petrologia, química mineral e de geotermobarometria das rochas do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, domínio oriental do Cinturão Dom Feliciano. Os dados foram obtidos a partir de estudos petrográficos e análises químicas em minerais das rochas de composição expandida do Complexo Pinheiro Machado: quartzo dioritos, granodioritos, tonalitos e sienitos, além dos xenólitos de composição anfibolítica. A interpretação dos dados mostra uma similaridade de composição química das fases em diferentes rochas, sugerindo uma associação de intrusões co-magmáticas. Os demais dados e aspectos petrográficos mostram evidências de fusão parcial das rochas co-magmáticas, as quais foram colocadas através de multi-intrusões, causando fusão e reequilíbrio das fases minerais precoces. Nesta dissertação é apresentada uma breve descrição sobre as técnicas analíticas utilizadas, além de revisões teóricas sobre a utilização do par Hb-Plg na geotermobarometria e as principais feições em microescala. Por fim, as interpretações e considerações realizadas foram compiladas no artigo denominado “*Mineral chemistry and geothermobarometry of the SE Pinheiro Machado Complex: implications for the evolution of the eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Brazil*”, no qual são interpretados os dados obtidos e são realizadas ponderações sobre os processos e condições de cristalização do Complexo Pinheiro Machado, e consequente evolução do domínio leste do Cinturão Dom Feliciano.

Palavras-chave: Química mineral; Geotermobarometria; Microtexturas, Cinturão Dom Feliciano; Batólito Pelotas; Complexo Pinheiro Machado.

ABSTRACT

This paper presents petrology, mineral chemistry and geothermobarometry data of the Pinheiro Machado Complex rocks in the region of Monte Bonito, eastern domain of Dom Feliciano Belt. The data were obtained from petrographic studies and chemical analysis of minerals from the Pinheiro Machado Complex expanded rocks: quartz diorites, granodiorites, tonalites and syenites, as well as amphibolite xenolites. Interpretation of the data shows a similarity in the chemical composition of the phases in different rocks, suggesting an association of co-magmatic intrusions. The other data and petrographic aspects show evidence of partial melting of the co-magmatic rocks, which were placed through multi-intrusions, causing melting and rebalancing of the early mineral phases. This dissertation presents brief description of the analytical techniques used, as well as theoretical reviews on the use of the Hb-Plg pair in geothermobarometry and the main features in microscale. Finally, the interpretations and considerations were compiled in the article entitled “Mineral chemistry and geothermobarometry of the SE Pinheiro Machado Complex: implications for the evolution of the eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Brazil”, which the data obtained are interpreted and weightings are carried out on the processes and conditions of crystallization of the Pinheiro Machado Complex, and consequent evolution of the eastern domain of the Dom Feliciano Belt.

Keywords: Mineral chemistry; Geothermobarometry; Microtextures; Dom Feliciano Belt; Pelotas Batholith; Pinheiro Machado Complex.

SUMÁRIO

PARTE I

1 INTRODUÇÃO	7
1.1 Objetivos.....	8
1.2 Localização e Acesso.....	8
2 MATERIAIS E MÉTODOS	10
2.1 Revisão Bibliográfica	10
2.2 Etapa de Campo	10
2.3 Etapa Pós Campo	10
3 EMBASAMENTO TEÓRICO	13
3.1 Geotermobarometria	13
3.2 Feições em Microescala	17
4 CONTEXTO GEOLÓGICO	24
4.1 Cinturão Dom Feliciano	24
4.2 Batólito Pelotas	24
4.3 Complexo Pinheiro Machado	27
5 REFERÊNCIAS	30

PARTE II

<i>Artigo: Mineral chemistry and geotermobarometry of the SE Pinheiro Machado Complex: implications for the evolution of the eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Brazil</i>	<i>36</i>
---	-----------

PARTE III

Anexos.....	79
-------------	----

Estrutura da dissertação:

Esta dissertação de mestrado foi desenvolvida em torno do artigo “*Mineral chemistry and geothermobarometry of the SE Pinheiro Machado Complex: implications for the evolution of the eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Brazil*” submetido ao periódico “*International Geology Review*”. Portanto, o presente trabalho seguirá a divisão abaixo:

- I) Introdução sobre o tema e descrição do objeto de pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos da pesquisa desenvolvida, além do embasamento teórico sobre o tema da pesquisa e a metodologia adotada deste trabalho.
- II) Artigo submetido em periódico pela autora durante o desenvolvimento da dissertação de mestrado.
- III) Anexos.

PARTE I

1 INTRODUÇÃO

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) se estende desde o leste do Uruguai até o sul do Brasil. Este é resultado de uma importante orogênese formada pela colagem de domínios oceânicos e fragmentos continentais entre os crátons Rio de La Plata, Congo e Kalahari no Neoproterozoico, durante uma longa e complexa evolução (Philipp *et al.*, 2016), sendo dividido em domínios petrotectônicos (ocidental, central e oriental).

A parte oriental do CDF foi definida por Fragoso César *et al.* (1986) como Batólito Pelotas, excluindo-se o Complexo Arroio dos Ratos. Este Batólito tem dimensão de cerca de 40.000km², podendo ser subdividido em Complexo Pinheiro Machado e Suíte Dom Feliciano, suas unidades mais expressivas.

O Complexo Pinheiro Machado (CPM) possui composição expansiva e morfológicamente ocorrem em uma faixa alongada de direção NE-SW. Sua extensão percorre 10.000 km² em área aflorante no estado do Rio Grande do Sul (Philipp, 1998; Philipp & Machado, 2001).

A pesquisa desenvolvida durante esta dissertação se encaixa no contexto geológico do CPM, na região de Monte Bonito. Estudos petrográficos, de química mineral e geotermobarométricos norteiam as discussões apresentadas durante o presente trabalho. Estas técnicas são fundamentais para o entendimento das condições de cristalização do CPM, bem como suas implicações para a compreensão evolutiva do domínio oriental do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul.

1.1 Objetivos

O objetivo desta dissertação é estudar a evolução petrológica do Complexo Pinheiro Machado a partir da integração de estudos de microtexturas, química mineral e geotermobarometria.

Os objetivos específicos são:

- 1) Estudo das feições microestruturais;
- 2) Obtenção de dados de química mineral e cálculos geotermobarométricos;
- 3) Integração dos dados obtidos para determinação da profundidade;
- 4) Modelo de colocação do magma, dentro do contexto geotectônico da região.

1.2 Localização e Acesso

Este trabalho foi desenvolvido com amostras coletadas em três afloramentos do tipo pedreiras (Figura 1). As cavas estudadas estão localizadas no Município de Pelotas, distrito de Monte Bonito, região sudeste do Estado do Rio Grande do Sul.

A distância da capital, Porto Alegre, até o município é de 261 km. O acesso pode ser realizado através da Rodovia Federal BR-116 até a sede municipal de Pelotas. As três pedreiras estudadas (Pedreira Pelotense, Pedreira Silveira e Pedreira Mack) estão localizadas seguindo a BR-392 no sentido do município de Canguçu, próximas ao distrito de Monte Bonito.

O contexto geológico da região das pedreiras está atrelado ao Leste do Escudo Sul-Rio-Grandense, Batólito Pelotas. Nas pedreiras estudadas afloram apenas as rochas do Complexo Pinheiro Machado, as quais serão descritas com mais detalhe no item 1.2 deste documento. A área corresponde às folhas cartográficas SH-22-Y-C-V e SH-22-Y-D-IV e está situada na porção leste do Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano, designado por Fernandes *et al.*, (1995).

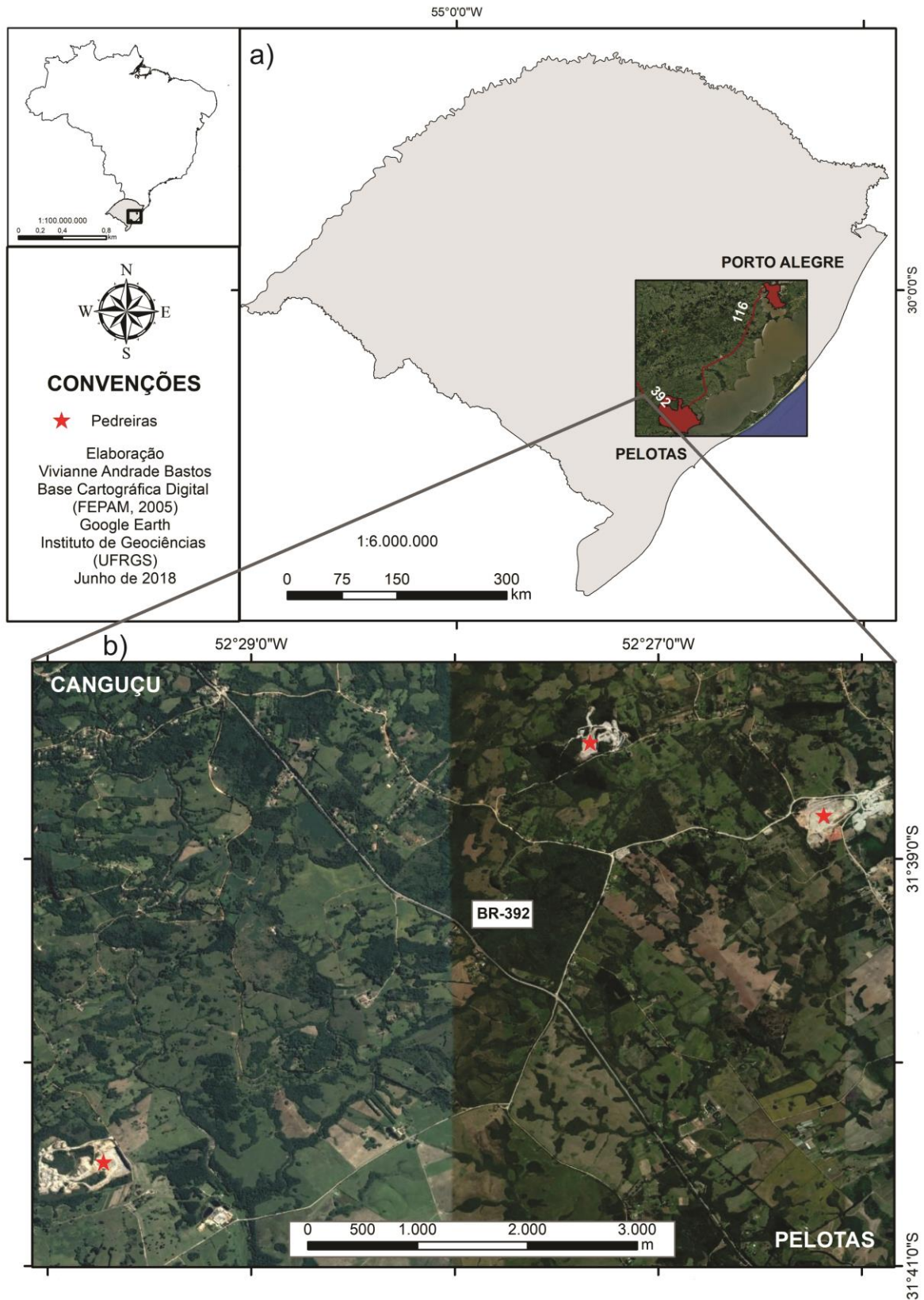


Figura 1 - Mapa de localização e acesso das pedreiras estudadas do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, Rio Grande do Sul. a) Mapa com acesso pela rodovia BR-116 de Porto Alegre até Pelotas; b) Foto aérea das pedreiras estudadas na região de Monte Bonito, acesso através da BR-392.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste item são apresentadas as técnicas e materiais utilizados no desenvolvimento do trabalho, de acordo com as etapas do projeto.

2.1 Revisão Bibliográfica

Esta etapa consistiu na pesquisa, leitura e discussão baseada nos artigos científicos e publicações acerca dos temas investigados. As principais linhas de pesquisa envolveram tópicos como classificações através de química mineral; cálculos geotermobarométricos com assembleia mineral presente nas rochas estudadas, mecanismos de geração e colocação de batólitos, entre outros.

2.2 Etapa de Campo

A etapa de campo foi realizada nas três pedreiras da região do município Pinheiro Machado, distrito de Monte Bonito. Nesta oportunidade foram realizadas observações e descrições de texturas e estruturas em meso e macro-escala, bem como a amostragem dos litotipos encontrados nas pedreiras de estudo.

2.3 Etapa Pós Campo

Nesta foram realizadas as análises necessárias para o desenvolvimento da pesquisa. As técnicas empregadas visaram à obtenção de lâminas petrográficas utilizadas para descrição petrográfica e para a obtenção de dados de química mineral, os quais foram posteriormente aplicados em termobarômetros.

A preparação das amostras correspondeu à confecção de 30 lâminas delgadas no Núcleo de Preparação de Amostras do CPGq (Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica) do IGEO/UFRGS. O polimento das lâminas foi feito através da politriz, com a utilização de base de alumina (0,3 μm). Posteriormente, as lâminas foram descritas no microscópio petrográfico de luz transmitida da marca Leica, modelo DC 300F, objetivas com 5x a 10x, com boa resolução focal. As imagens de microescala foram obtidas pela câmera acoplada ao microscópio petrográfico de luz transmitida da marca Leica, no Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGEO/UFRGS.

As análises no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do CPGq, o qual é equipado com Sistema de Energia Dispersiva (EDS). Este equipamento é vastamente empregado em estudos na área de geociências com a finalidade de destinação, reconhecimento e correlações de microtexturas e

estruturas. O MEV-EDS foi calibrado com voltagem de aceleração de 15 kV e corrente de 10 nA. Em análises sem padrão (*standardless*) a técnica mostra-se confiável, com erros em torno de 3 a 5 %. Estas análises visam principalmente os minerais acessórios mais abundantes, epídoto, titanita e magnetita. O modelo do microscópio eletrônico é JEOL JSM-6610LV, com detector EDS *Bruker Nano X Flash Detector 5030*.

Com o auxílio da Microsonda Eletrônica do CPGq, foram obtidos dados de química mineral. A Microsonda Eletrônica utilizada neste trabalho é do modelo *CAMECA-SX-Five*. As condições operacionais utilizadas foram: voltagem de aceleração de 15 kV; corrente elétrica de 15 nA para os feldspatos, biotitas e anfibólios, e feixe eletrônico de 5 µm. As fórmulas estruturais e catiônicas foram calculadas na base de 32 ânions de oxigênios para o plagioclásio, 23 para o anfibólio, 22 para biotita, 25 para o epídoto e 20 para a titanita. Estas análises demonstram erros analíticos geralmente abaixo de 0,1 %.

A microsonda eletrônica é muito utilizada em análises de química mineral, uma vez que fornece dados quantitativos. A técnica utilizada nesta análise é a *Wavelength Dispersive Spectrometry* (WDS), obtida através da emissão de raios X, que interagem com feixes de elétrons.

Quanto à comparação das duas técnicas, estas são utilizadas complementarmente, auxiliando na identificação e aprimoramento dos estudos de química mineral. Enquanto o MEV gera o imageamento em elétrons retro-espalhados, pela técnica *backscattered electrons* (BSE), além da análise química pontual em óxido *Energy Dispersive Spectrometry* (EDS), a microsonda eletrônica consiste na análise química quantitativa por *Wavelength Dispersive Spectrometry* (WDS), que opera com mais precisão ao analisar minerais em porcentagem em óxido de uma amostra, sobretudo quando estes são hidratados. A vantagem do MEV é principalmente a geração de imagem de contraste químico (em tons de cinza) (Figura 2), as quais realçam as texturas e contatos entre as fases minerais estudadas.

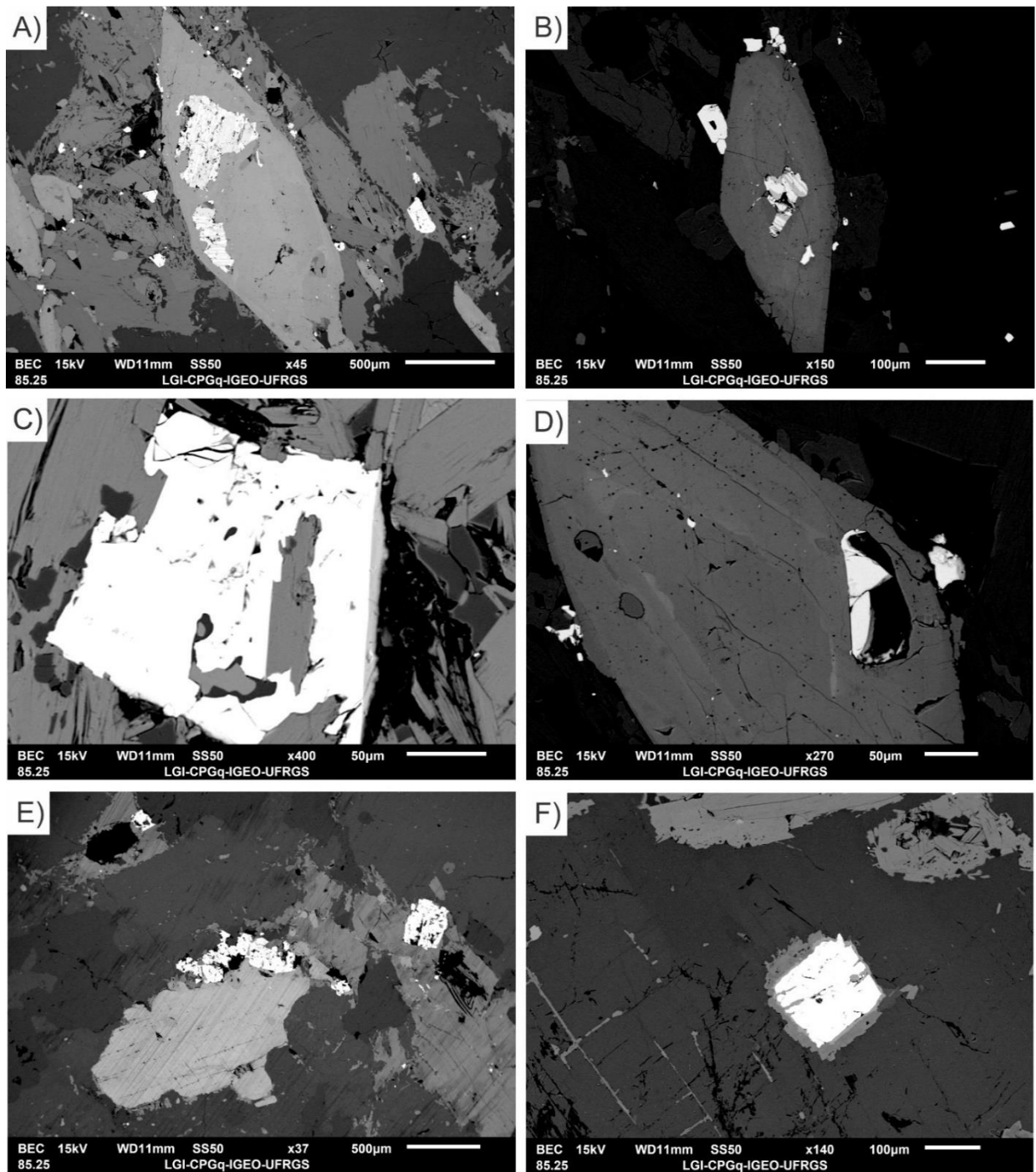


Figura 2 - Fotomicrografias de minerais do Complexo Pinheiro Machado analisados em Microscópio Eletrônico de Varredura no Laboratório de Geologia Isotópica, CPGq, IGEO, UFRGS. A) Titanita euédrica com inclusões envolta por biotita; B) Titanita euédrica com inclusões, localizada em bolsão leucocrático; C) Magnetita subédrica em agregado máfico; D) Titanita euédrica zonada; E) Titanita anédrica em agregado máfico; F) Magnetita euédrica em agregado máfico.

3 EMBASAMENTO TEÓRICO

3.1 Geotermobarometria

O par geotermobarométrico utilizado neste trabalho foi primeiramente observado por Leake (1965), através de análises químicas em pares de anfibólios e plagioclásios, nos quais pode-se concluir que há equilíbrio destes pares minerais. Apesar dessas assembleias minerais variarem a composição sistematicamente, alguns fatores influenciam neste equilíbrio, como a composição das rochas e natureza dos minerais associados. Spear (1980) recomenda que sempre que possível, as análises devem ser feitas em minerais que estejam em contato físico (Figura 3).

As rochas do Complexo Pinheiro Machado possuem composição expandida: anfibólitos (xenólitos), quartzo dioritos, granodioritos, tonalitos e sienogranitos. Além da composição favorável à aplicação do par Hbl-Plg, este é amplamente utilizado na literatura, possibilitando a comparação de diversos métodos.

O geotermobarômetro Hbl- Plg foi calculado por diferentes autores (Otten, 1984; Hammarstrom & Zen, 1986; Blundy & Holland, 1990; Holland & Blundy, 1994, Anderson & Smith, 1995; Ridolfi *et al.* 2009 e Ridolfi & Renzulli, 2011).

O cálculo de Otten (1984), Blundy & Holland (1990), Holland & Blundy (1994), e Anderson & Smith (1995) (Tabela 1), para cada par mineral (hornblenda-plagioclásio), baseou-se na interação do geobarômetro (Al em hornblenda) e do termômetro (Ti em hornblenda). A reação de referência para a calibração de cada autor é descrita na tabela 1. A temperatura de cristalização também pode ser calculada, baseando-se no conteúdo de titânio nos cristais de anfibólio (Otten, 1984).

Hammarstrom & Zen (1986) calculam a pressão, a partir do conteúdo de Al no sítio tetraédrico da hornblenda. Embora Al^{IV} seja dependente direto da temperatura, somente a temperatura não pode explicar as diferenças observadas em composições de Al^T entre baixa e alta pressões. A relação entre Al^T na hornblenda e pressão (em kilobars) para dados de plútons cálcio alcalinos com assembleia mineral comum, é dada por: $P = -3,92 + 5,03Al^T$ (Tabela 1). O teor de Al^T de hornblenda é sugerido como um indicador de pressão para dados acima de 3 kbar em cristalização de rochas plutônicas. Johnson & Rutherford (1989) utilizam outra equação: $P (\pm 0,5 \text{ kbar}) = 3 - 3,46 (\pm 0,24) + 4,23 (\pm 0,13) (Al^T)$, que igualmente se aplica aos pares de hornblenda-plagioclásio.

Tabela 1 - Autores e equações que utilizam o geotermobarômetro hornblenda-plagioclásio.

Autor	Equação	Método
Hammarstrom & Zen (1986)	$P \text{ (kbar)} = -3,92 + 5,03Al^T$	Al- Hornblenda
Johnson & Rutherford (1989)	$P \text{ (kbar)} = -3,46 + 4,23Al^T$	Al- Hornblenda
Holland & Blundy(1994)	edenita + 4 quartzo = tremolita + albita	Interação do par
Otten (1984)	$T \text{ (}^\circ\text{C)} = 545 + 1204(Ti)$	Ti- Hornblenda
Anderson & Smith (1995)	$P \text{ (kbar)} = 4.76Al - 3,01 - (T^\circ\text{C}) - [675/85] \times 0,530Al + 0,005294 (T^\circ\text{C}) - 675$	Al- Hornblenda

Os parâmetros de Ridolfi *et al.* (2009) permitem calcular as condições de P-T-H₂O melt-fO₂, a partir da composição de anfibólitos cálcicos e plotá-las em diagramas de curvas de estabilidade. Segundo os autores, os resultados fornecidos são confiáveis nas faixas de 1064-766 ° C, 73-1000 MPa, 0,3 <ΔNNO <2,5 e H₂O melt 3,4-10,6% em peso. Outros cálculos utilizando a atualização de Ridolfi & Renzulli, 2011, também fornecem condições P-T-H₂O melt-fO₂ para anfibólitos cálcicos. Ambos os cálculos fornecem temperaturas e principalmente pressões irreais. Uma vez que os dados de anfibólito naturais são comparados a dados de anfibólito empírico, sendo o confronto de dados utilizado para a determinação de P-T. Ridolf & Renzulli, 2011 sugerem que há uma redução da temperatura para P baixas (ou seja, profundidades rasas), esta imprecisão ocorre principalmente em magmas cálcio-alcálicos contendo anfibólitos. Os mesmos autores mostram que os erros médios são de 33–94 °C, 285–369 MPa e 0,8–1,0 unidades logfO₂, os quais são inadequados para restringir as condições físico-químicas de cristalização de magmas contendo anfibólitos. De forma complementar, os autores constataram ainda que em média, os termômetros de Holland & Blundy (1994) parecem dar incertezas menores (por volta de 40°C). Entretanto os dados irrealistas calculados para o CPM pelo método de Ridolf & Renzulli (2011) foram utilizados para a comparação dos métodos, a fim de se empregar o mais adequado geotermobarômetro para as rochas estudadas.

A geotermometria também pode ser obtida através de amostras que possuam pares de feldspato (potássico e plagioclásio) em equilíbrio. Wen & Nekvasil (1994) calculam a T por meio de isotermas de equilíbrio das fases minerais, baseando-se no modelo experimental de

Fuhrman & Lindsley (1988). Os dados de plagioclásio-K-feldspato são então plotados no diagrama Or-Ab-An utilizando o *software SOLV CALC 2.0*. O modelo utiliza as composições de plagioclásio e feldspatos potássicos em contato, determinando a temperatura em que o equilíbrio ocorre nas duas fases, com incerteza de 40°C.

A geotermobarometria das rochas do CPM foi realizada através dos dados de microsonda eletrônica, utilizando os pares de anfibólio e plagioclásio em equilíbrio (Figura 3). Estes totalizam cinquenta e quatro cristais analisados em quatro amostras, onde o anfibólio foi identificado. Além disso, utilizou-se o geotermômetro plagioclásio-K-feldspato em oito pares minerais. Os resultados obtidos foram discutidos no artigo *Mineral chemistry and geothermobarometry of the SE Pinheiro Machado Complex: implications for the evolution of the eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Brazil*.

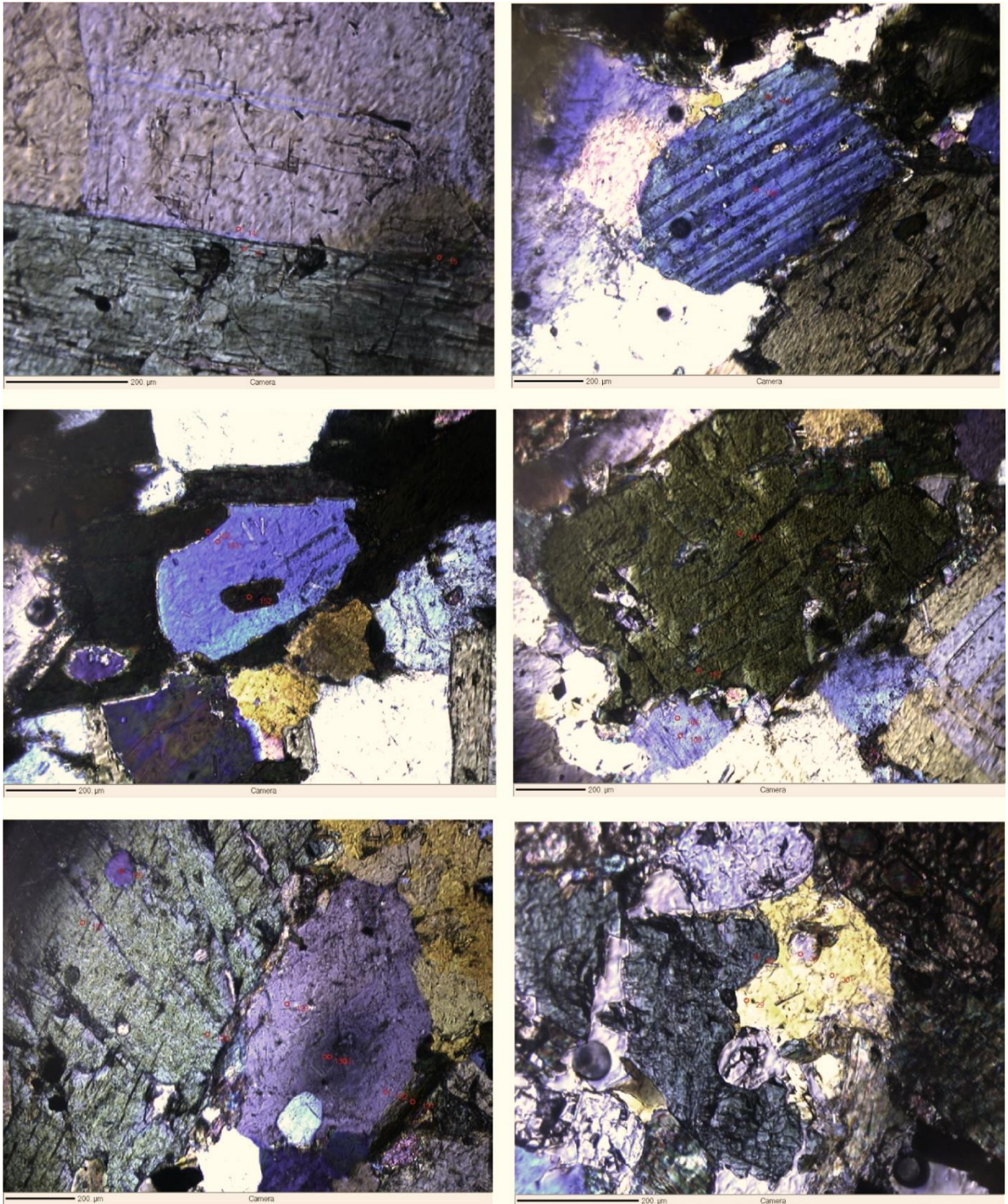


Figura 3 – Fotomicrografia de rochas do Complexo Pinheiro Machado com posicionamento de análises de microsonda eletrônica indicadas em vermelho e utilizados para os cálculos de geotermobarometria com pares anfibólio-plagioclásio em equilíbrio.

3.2 Feições em Microescala

Nas rochas do Complexo Pinheiro Machado são observadas, principalmente, microestruturas relacionadas à cristalização magmática, mas feições deformacionais podem ser encontradas, já que foram reportadas evidências de eventos deformacionais localizadas sobre tais rochas (Philipp, 1998). Nos afloramentos estudados observou-se somente feições magmáticas (*submagmatic flow*), uma vez que as zonas de cisalhamento não interceptam as pedreiras analisadas.

À medida que o magma resfria e as fases minerais se cristalizam, aumentando a quantidade de cristais, o comportamento do fluido newtoniano progride para o comportamento de sólido. Assim, o magma em resfriamento passa a se deformar como sólido, mesmo contendo porções consideráveis de líquido entre os cristais, o chamado fluxo submagmático.

Segundo Hutton (1988) o fluxo sub-magmático pode ser definido como deformação envolvendo fluxo de *melt* e cristais com deformação.

O estudo da microtrama é bastante utilizado para o entendimento da história evolutiva das rochas. Aliado a outras técnicas, esse estudo é determinante para compreensão dos processos e condições de formação de terrenos. Com base nisso, observou-se as microestruturas de fases minerais distintas. O resultado do *strain* no sistema magmático resulta em novos limites e novos pequenos grãos substituindo os grãos antigos. Esta reorganização do material com uma mudança no tamanho do grão, forma e orientação dentro do mesmo mineral é conhecida como recristalização (Poirier & Guillopé, 1979; Urai *et al.*, 1986; Hirth & Tullis, 1992). Há três mecanismos diferentes de recristalização parcial que podem operar durante a deformação, dependendo da temperatura e/ou estresse de fluxo. Com o aumento da temperatura e a diminuição da tensão de fluxo, são: *Bulging* (BLG), *Subgrain Rotation* (SGR) e *High Temperature Grain Boundary Migration* (SGR). O mecanismo de recristalização total é conhecido como *Grain Boundary Area Reduction* (GBAR), no qual tem-se a mudança completa de fase e textura metamórfica associada (Passchier & Trouw, 2005).

O BLG ocorre em baixa temperatura e altas taxas de *strain* com deslocamentos no limite dos grãos. Neste tipo de deformação há mudança nos limites de grão e preservação dos núcleos (Figura 4). De acordo com Passchier & Trouw (2005) à baixa temperatura, a mobilidade dos limites de grãos pode ser local, e o limite do grão pode inchar no cristal com alta densidade de deslocamento e forma cristais menores, novos e independentes. Esse processo é conhecido como migração ou abaulamento dos limites de grão a baixa temperatura, recristalização (BLG) (Bailey & Hirsch, 1962; Drury *et al.*, 1985; Shigematsu, 1999; Stipp *et al.*, 2002). A recristalização BLG corresponde ao regime 1 de Hirth & Tullis (1992). As protuberâncias

podem se separar do grão hospedeiro para formar pequenos grãos independentes pela formação de limites de sub-grãos, que evoluem para novos limites de grãos (Urai *et al.*, 1986), ou pela migração dos limites (Tungatt & Humphreys, 1984; Stipp *et al.*, 2002). A recristalização de BLG ocorre principalmente ao longo dos limites de grãos velhos e em junções triplas (Drury & Urai, 1990).

O mecanismo SRG segundo Passchier & Trouw (2005), ocorre quando os deslocamentos são adicionados aos limites de subgrãos. Isto acontece somente se os deslocamentos forem “livres” para subir de um plano para outro, sendo conhecido como deslocamento acomodado. Nesses casos, o ângulo entre a estrutura de cristal em ambos os lados do limite de subgrão aumenta até que gradualmente se separa do grão, formando progressivamente um novo grão, desenvolvendo desorientação de subgrãos ou rompimento dos mesmos. Estes processos são designados como recristalização de rotação de subgrão (SGR) e geralmente ocorre em temperaturas mais altas do que a recristalização BLG. Recristalização SGR corresponde ao regime 2 de Hirth & Tullis (1992).

Em temperaturas relativamente altas, a mobilidade dos limites dos grãos aumenta a tal ponto que os limites dos grãos podem acontecer ao longo de cristais inteiros, em um processo chamado alta temperatura de recristalização ou migração de limite de grãos (GBM) (Urai *et al.*, 1986). No GBM a formação e rotação do subgrão são normalmente ativas, porém os limites de grãos se tornam mais móveis. Normalmente os limites se apresentam de forma lobada ou ameboide, contudo normalmente estão “livres da tensão”, ou seja, não apresentam extinção ondulante (Lloyd & Freeman, 1991;1994).

Os mecanismos descritos neste item são ilustrados na Figura 4, com os aspectos de limites de grãos observados em cada estágio de deformação.

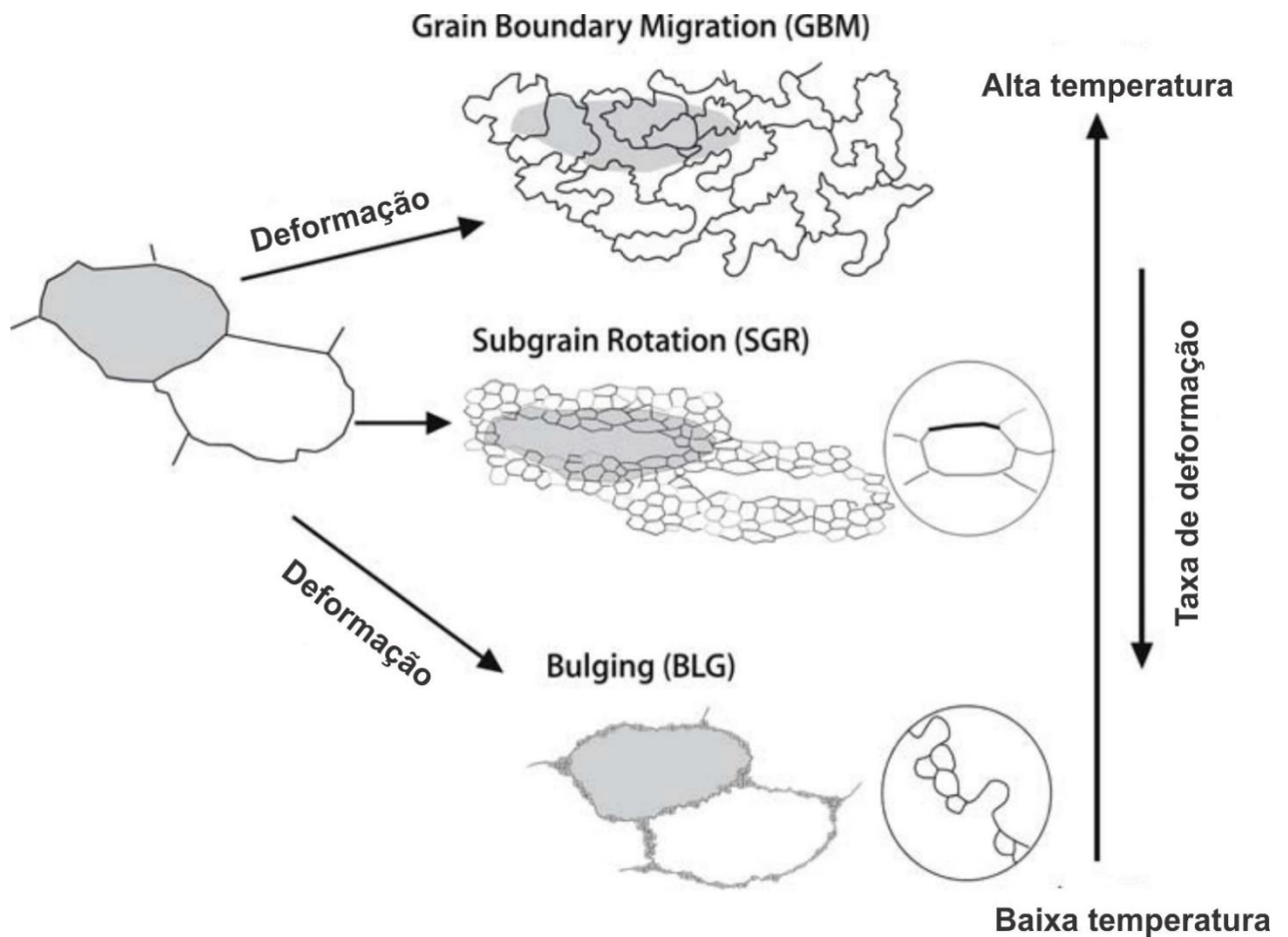


Figura 4 - Os três principais tipos de recristalização em um agregado policristalino. A trama de um grão grande que recristalizou é indicada por sombreamento, antes e durante recristalização (Modificado de Passchier & Trouw, 2005).

Por fim as temperaturas podem ser tão altas que ocasionam a recristalização total das fases minerais. Deste modo há diminuição na área total da superfície dos limites de grão na rocha, reduzindo a energia livre interna (Marshall *et al.*, 1976; Poirier, 1985; Humphreys & Hatherly, 1995; Humphreys, 1997; Kruhl, 2001; Evans *et al.*, 2001). Como consequência os limites de grãos são retos e poligonais (com ângulos de aproximadamente 120°). A esse processo dá-se o nome de migração de limites de grãos (GBAR), resultando em crescimento de grãos e alinhamento de limites de grão, além da redução de área de limite de grão. O GBAR ocorre durante a deformação e seu efeito pode ser óbvio, quando se torna dominante após a deformação que cessou (Bons & Urai, 1992). No entanto uma trama completamente recristalizada pode ser difícil de distinguir de uma trama equigranular não recristalizada. A microscopia é fundamental para sanar as principais dúvidas, na deformação completa os grãos mostrarão evidência de deformação interna, uma orientação preferencial da rede e o tamanho de grão será relativamente uniforme (Figura 5).



Redução da área de contorno de grãos (GBAR)

Figura 5 - Ilustração do processo de redução da área limite de grãos (GBAR) através do ajuste de limite de grãos e crescimento de grãos, resultando em uma diminuição na energia de contorno de grão. Limites irregulares de grãos formados durante a deformação e recristalização dinâmica se tornam retos para gerar uma forma poligonal, e alguns grãos pequenos são eliminados (Modificado de Passchier & Trouw, 2005).

Em minerais como quartzo, olivina, feldspato os efeitos anisotrópicos são fracos, então o alongamento é dificilmente visível em seção delgada, todavia ângulos interfaciais entre grãos limites em uma trama de equilíbrio geralmente se desviam de 120° (Passchier & Trouw, 2005). Já minerais como hornblenda e piroxênio são moderadamente anisotrópicos e muitos dos limites dos grãos são paralelos aos planos [110]. As micas, por sua vez, são fortemente anisotrópicas e mostram uma forte dominância dos processos de redução da área de contorno de grãos (GBAR) (Figura 6).

Recristalização (GBAR)

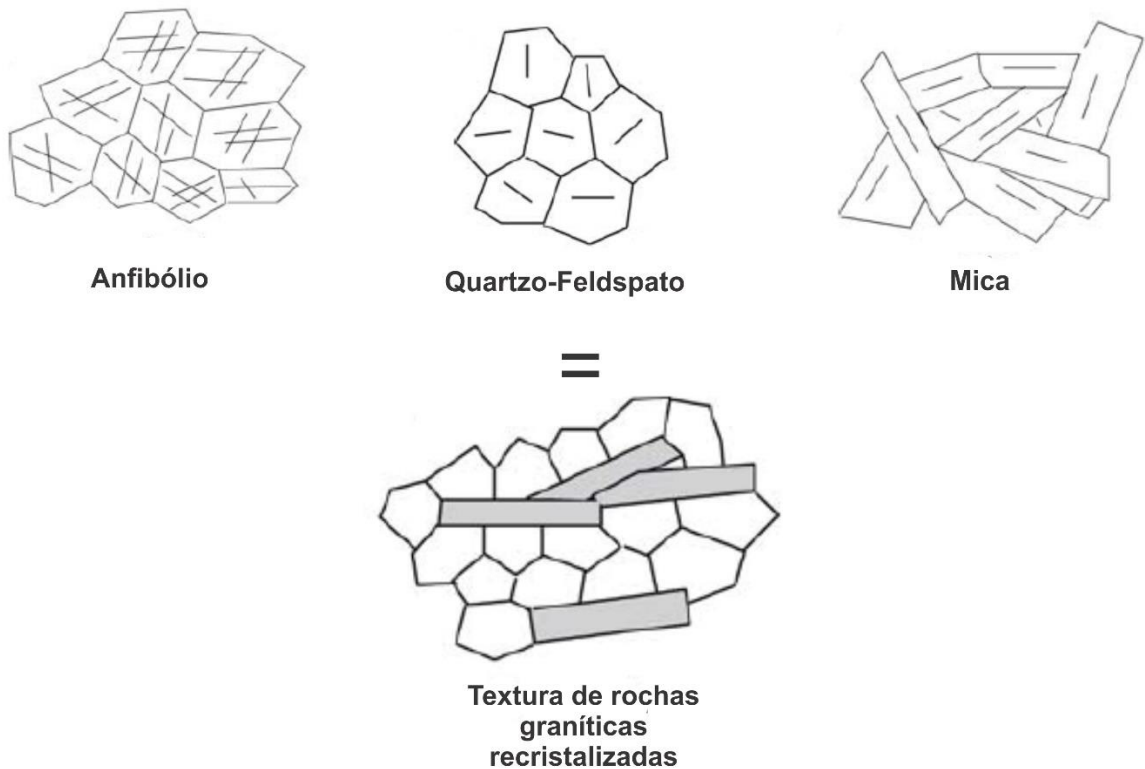


Figura 6 - Efeitos da anisotropia de minerais no contorno de grãos e na orientação destes. A figura exhibe a diferença nos contatos, de acordo com o mineral vizinho em condições de recristalização GBAR (modificado de Passchier & Trouw, 2005).

Além do fator condicionante da estrutura cristalina dos minerais, a temperatura de reequilíbrio (ou fusão) destes é importante no resultado final das texturas em micro-escala, bem como nos processos e estágios de deformação que serão registrados nas fases minerais.

O anfibólio, por exemplo, possui temperatura de recristalização superior a 750°C, com predominância do comportamento rúptil em temperaturas inferiores. Passchier & Trouw (2005) mostram que o anfibólio tem comportamento rúptil em temperaturas por volta de 750°C.

Os feldspatos são dúcteis em temperaturas entre 500 e 700 °C, sendo a presença de subgrãos e recristalização dinâmica um marcador destas temperaturas. Tullis (1982) afirma que os movimentos de deslocamentos são difíceis nestes minerais, devido a grande célula unitária e aos baixos coeficientes de difusão, o que requer temperaturas acima de 500 °C. A textura mimerquítica observada nas rochas também se desenvolve a partir de 600°C, sendo bastante observada em condições de resfriamento magmático de composição granítica (Passchier & Trouw, 2005). Outra textura comum nesse tipo de rocha são as pertitas, que ocorrem em temperaturas entre 300 e 500°C. Em contrapartida, quando a pertita não está presente nas

amostras, *micro-kink bands* nos cristais de feldspato são observados para o mesmo intervalo de temperatura (Pryer, 1993).

A extinção setorizada ou em xadrez do quartzo, segundo Passchier & Trouw (2005) é comumente encontrada em recristalizações GBM, com temperatura em volta de 700°C. Já a extinção ondulante, mais comumente encontrada, ocorre entre 250 a 400 °C. No quartzo, as estruturas em abaulamento podem indicar recristalização das fases minerais, atingindo temperaturas da ordem de 400° a 500° C (Passchier & Trouw, 2005).

A biotita se comporta de forma dúctil em temperaturas acima de 250°C, sendo facilmente recristalizadas ductilmente.

Com a observação da microtrama pode-se determinar feições predominantes do tipo SGR e subordinadamente BLG em condições de cristalização sub-magmática no CPM (figura 7). As discussões das texturas e suas implicações na interpretação das condições de temperatura e profundidade de cristalização do magma do Complexo Pinheiro Machado estão no artigo *Mineral chemistry and geothermobarometry of the SE Pinheiro Machado Complex: implications for the evolution of the eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Brazil* (Parte II) desta dissertação.

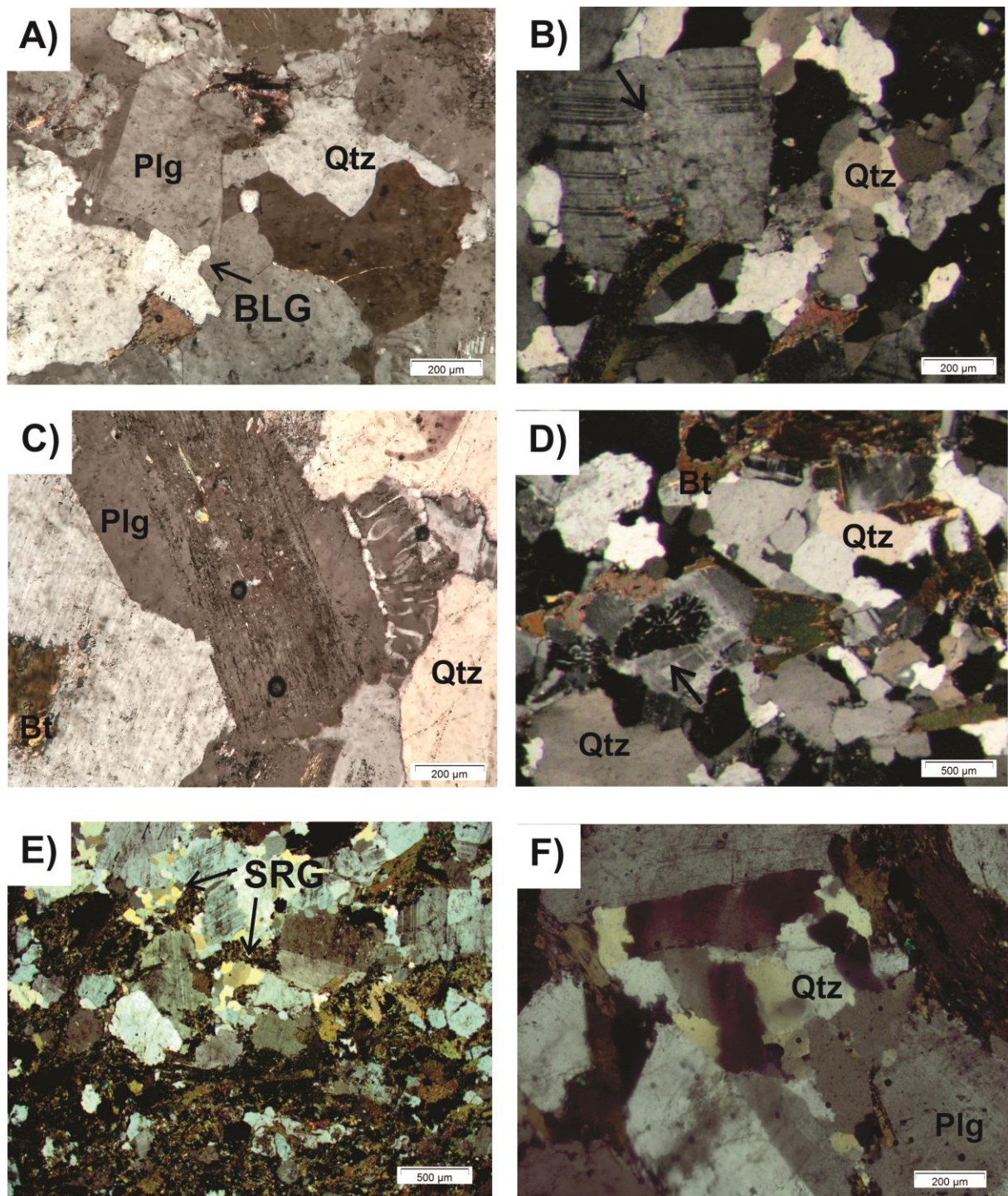


Figura 7 – Fotomicrografias de rochas do Complexo Pinheiro Machado com microtexturas. A) Quartzo e plagioclásio com recrystalização BLG; B) Feldspato com micro-estrutura *kink band* (indicado pela seta); C) Plagioclásio em contato com quartzo, formando a textura perítica; D) Textura de intercrescimento mineral mimerquítica (indicado pela seta); E) Recrystalização do tipo SRG em quartzo e F) Recrystalização por limite de grão em quartzo com extinção setorizada.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 Cinturão Dom Feliciano

O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano constituem o Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) (Figura 8). A região a leste do Cráton sofreu ação orogênica expressiva no Neoproterozoico, sendo denominada como Cinturão Dom Feliciano (CDF). Este Cinturão se originou através da colagem de domínios oceânicos e fragmentos continentais entre os crátons Rio de La Plata, Congo e Kalahari, durante uma longa e complexa evolução (Philipp *et al.*, 2016). Nessa evolução o Cinturão Dom Feliciano foi condicionado por três eventos orogênicos: Passinho (890 - 860 Ma), São Gabriel (770– 680 Ma) e Dom Feliciano (650-540 Ma).

A partir de discontinuidades geofísicas de escala continental Fernandes *et al.* (1995) e Costa (1997) dividiram o CDF em três porções (oriental, central e ocidental). De acordo com os mesmos autores, o Domínio Oriental possui associações de rochas plutônicas cálcio-alcalinas neoproterozóicas de margem continental ativa, estabelecidas sobre crosta eoproterozoica retrabalhada. O Domínio Central por sua vez é mais diversificado litologicamente (Terrenos São Gabriel, Tijucas, Encruzilhada e outras associações menores), tendo como limites as Sutura de Caçapava e de Porto Alegre, a oeste e leste respectivamente. Por fim, o Domínio Ocidental corresponde a rochas do embasamento neoproterozoico tectonicamente retrabalhado, limitando-se a sudoeste pelo Cráton Rio De La Plata (Lineamento de Ibaré).

A região de estudo se concentra na porção leste do CDF (Domínio oriental do ESRG), que segundo Fernandes *et al.* (1995); Chemale Jr. (2000); Hueck *et al.* (2018) é predominantemente composto por granitoides orogênicos a tardi-orogênicos, os quais apresentam importante contribuição crustal. Fragozo César *et al.* (1986) definem a porção leste do Cinturão Dom Feliciano como Batólito Pelotas, excluindo-se o Complexo Arroio dos Ratos.

4.2 Batólito Pelotas

O Batólito Pelotas (BP) é a maior unidade geológica do leste do CDF, constituindo uma faixa alongada na direção NE-SW, com área de aproximadamente 40.000km² (Philipp & Machado, 2001). No contexto dos eventos formadores do CDF, o Batólito Pelotas se encaixa no evento Dom Feliciano (650-540 Ma). O BP é definido como um complexo plutônico, multintrusivo e polifásico, porém há divergências na determinação dos seus limites tectônicos. Neste trabalho adota-se a divisão similar a de Fragozo César *et al.* (1986), com a ressalva do

limite geotectônico, utilizando a Sutura de Porto Alegre (figura 8) como limite. Fernandes *et al.* (1995) percorreram sobre o reconhecimento de três blocos geofísicos no Escudo Sul-Rio-Grandense, a partir de técnicas gravimétricas e aeromagnetométricas, permitindo a reavaliação dos modelos de compartimentação geotectônica anteriormente propostos. A Sutura de Porto Alegre é uma anomalia gravimétrica e magnetométrica descrita para limitar o bloco central de duas associações de rochas plutônicas cálcio-alcálicas neoproterozoicas, de margem continental ativa, estabelecidas sobre crosta oriental retrabalhada. Esta Sutura representa a bifurcação da Dorsal de Canguçu, que se ramifica adquirindo um *tend* NE-SW (Sutura de Porto Alegre) ou NW-SE (Falha Passo dos Marinheiros). Entre as duas estruturas, encontra-se o Bloco Encruzilhada. O limite sudeste do BP no Rio Grande do Sul é dado pela Zona de Cisalhamento Arroio Grande, a qual separa o batólito a norte do Terreno Punta Del Este (TPE), extremo sudeste do CDF (Ramos, 2014 e Cruz, 2019). O TPE é considerado um terreno exótico, constituído por metaultramafitos e metamafitos da paleobacia de retroarco (Frimmel *et al.*, 2011 e Ramos *et al.*, 2017).

Embora a definição do BP seja divergente em relação aos limites geotectônicos que demarcam este domínio, Fragozo César *et al.* (1986) o dividiu em duas suítes denominadas Dom Feliciano e Pinheiro Machado. A divisão subsequente para as suítes do batólito foi designada por Philipp (1998), Philipp & Machado (2001), sendo elas: Pinheiro Machado; Erval; Viamão; Encruzilhada do Sul; Cordilheira e Dom Feliciano; e Piquiri.

Destas suítes apenas a Suíte Pinheiro Machado possui composição expandida, as demais são de composição não-expandida, com sieno a monzogranitos e álcali-feldspato granitos predominantes, além de granodioritos subordinados. Enclaves microgranulares máficos, dioríticos e quartzodioríticos são comuns. As feições de mistura entre magmas mais básicos e mais intermediários são facilmente observadas. Há também corpos básicos mapeáveis de carácter extensional (Diorito Alto Alegre e Gabro Passo da Fabiana) nas regiões de Pinheiro Machado, Canguçu e Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1991; Wildner & Ramgrab, 1994; Barbosa *et al.*, 2018).

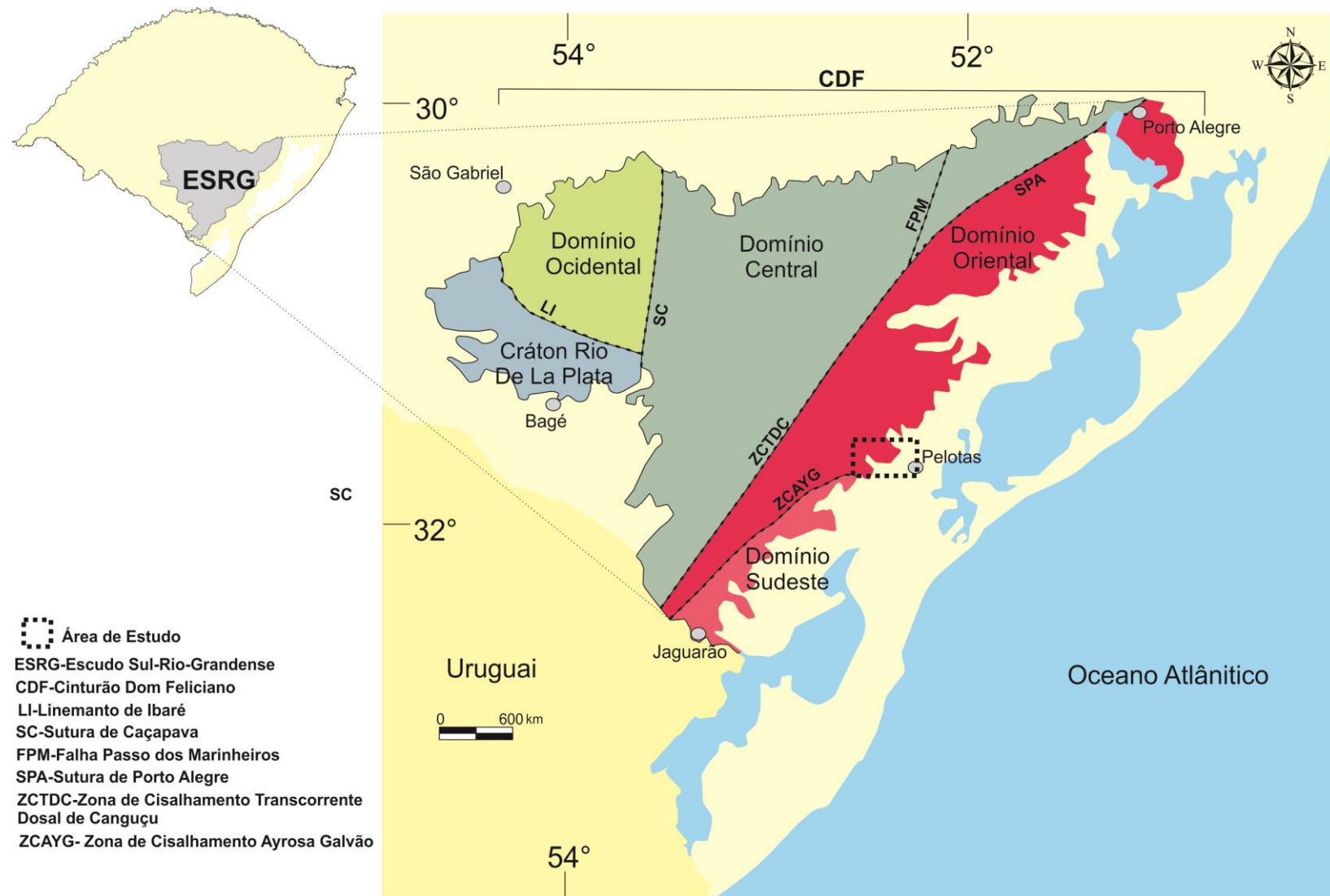


Figura 8 - Mapa do Escudo Sul-Rio-Grandense com as principais divisões petrotectônicas, seus limites e a localização da área de estudo no contexto geológico.

4.3 Complexo Pinheiro Machado

O Complexo Pinheiro Machado (CPM) ocorre morfológicamente como uma faixa alongada de direção NE-SW (Fig. 9), com cerca de 10.000 km² em área, aflorantes no Rio Grande do Sul (Philipp, 1998; Philipp & Machado, 2001). Dentre as suítes descritas por estes autores, o CPM é considerado como a unidade mais antiga. Isso se deve a presença de uma foliação de baixo ângulo localizada, a qual foi atribuída ao evento de deformação D1, não observado nas demais unidades do BP.

O termo complexo foi empregado para a região de estudo, a qual corresponde geologicamente à Suíte Pinheiro Machado de Philipp (1998) e Philipp & Machado (2001). A nomenclatura se justifica, pois a unidade de estudo possui composição expandida com termos intrusivos e metamórficos de extensão mapeável. Outros autores (Philipp, 1990; Serviço Geológico Brasileiro-CPRM, 2007) também utilizam a mesma nomenclatura, uma vez que o CPM diz respeito a toda associação rochosa com extensão mapeável encontrada nos limites anteriormente definidos.

Quanto à composição e geoquímica do CPM, Philipp *et al.* (2003) definiram como biotita granodioritos a biotita monzogranitos de afinidade cálcio-alcalina alto-K, com ocorrência subordinada de tonalitos, dioritos e quartzo-dioritos. Cruz (2019), na carta geológica de detalhe da folha Pinheiro Machado desenvolvida pela CPRM, descreveu o CPM como granitoides de composição monzogranítica e granodiorítica, a biotita: predominantemente inequigranulares médios a grossos, com coloração acinzentada a roséa e, localmente, aspecto gnáissico. Minerais de titanita, magnetita e hornblenda são comuns, apatita e allanita são eventuais. Comumente estas associações rochosas são interceptadas por enxames de diques, os quais ocorrem principalmente nas regiões de Porto Alegre, Mariana Pimentel, Piratini e Pinheiro Machado. Estes diques possuem caráter básico, e por vezes, apresentam relações de mistura com as rochas hospedeiras do CPM (Philipp & Viero, 1995).

Em afloramento há outras evidências de misturas de magmas, tais como enclaves microgranulares dioríticos a tonalíticos, centimétricos a métricos, arredondados a subarredondados, em contatos curvilíneos e lobados com a rocha hospedeira. Ocorrem ainda xenólitos de gnaisses graníticos e granitóides com texturas miloníticas, rochas cálcico-silicáticas, anfibolitos e paragnaisses (Loureiro, 2015). Nas rochas do CPM destacam-se a presença de zonas de concentração da deformação, além de bandamento de fluxo ígneo irregular e descontínuo, marcado por schlierens de biotita. Na presença de xenólitos de ortognaisses, anfibolitos e paragnaisses, pode ocorrer o desenvolvimento de foliação

magmática, evidenciando os diferentes estágios de assimilação dos xenólitos (Philipp & Machado, 2001). Localmente, ocorrem enclaves microgranulares dioríticos decimétricos; foliação ígnea preservada, marcada pela orientação dimensional de pórfiros de K-feldspato ou schlieren de biotita. Ocorrem ainda evidências de deformação proto a ultramilonítica com desenvolvimento localizado de filonitos, além de intrusões tabulares decimétricas de sienogranitos róseo-avermelhados (Cruz, 2019).

Quanto à idade de cristalização do CPM, a Tabela 2 apresenta as idades registradas entre 633 a 609Ma, as quais são interpretadas como evento de cristalização de pulsos distintos de magmas no complexo.

Tabela 2 - Idades U-Pb e Pb-Pb dos granitóides do Complexo Pinheiro Machado.

	Cruz (2019)	Philipp <i>et al.</i> (2002a)	Silva <i>et al.</i> (1999)	Babinski <i>et al.</i> (1997)
Idades de cristalização dos granitos PMC	U-Pb SHRIMP (zircon)	Pb-Pb TIMS (zircon)	U-Pb SHRIMP (zircon)	U-Pb TIMS (zircon)
	633 ± 4 Ma	625 ± 4 Ma	609 ± 15 Ma	623 ± 2 Ma 616 ± 2 Ma 610 ± 5 Ma

A região de estudo se concentra no Complexo Pinheiro Machado, onde também afloram outras unidades do BP, como mostra a Figura 9. Em ordem estratigráfica da unidade mais antiga para a mais recente aflorante no mapa regional, têm-se o Complexo Pinheiro Machado, os granitos Arroio Moinho, Capão do Leão e Serra do Herval (da Suíte Dom Feliciano) e as coberturas cenozoicas recentes (Figura 9). A principal zona de cisalhamento da região está localizada a nordeste dos afloramentos, sem interceptá-los. Alguns falhamentos sinistrais também ocorrem a norte da região de estudo. Localmente, observam-se zonas de cisalhamento a oeste e noroeste da área de estudo.

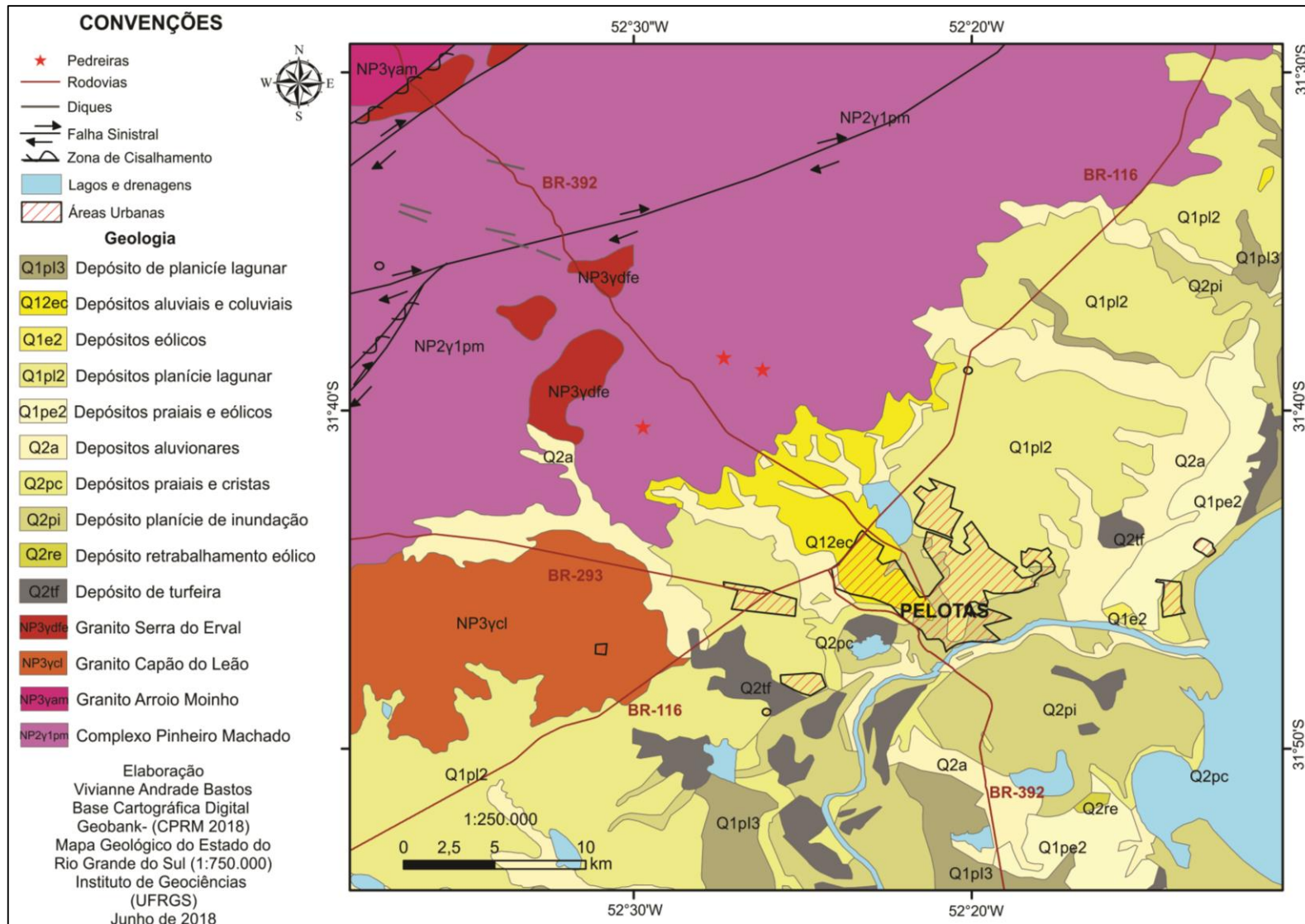


Figura 9 - Mapa regional com os pontos estudados no Complexo Pinheiro Machado, em detalhe a área de estudo e os pontos das pedreiras estudadas (Modificado de Cruz, 2019).

5 REFERÊNCIAS

- Anderson, J.L., and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* v. 80, p. 549–559.
- Babinski, M., Chemale, F.Jr., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., da 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*, v. 10, p. 263–274.
- Bailey, J.E., Hirsch, P.B., 1962. The recrystallization process in some polycrystalline metals. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, v. 267, n. 1328, p. 11-30.
- Barbosa, L.D.O., Koester, E., Gastal, M.C.P., 2018. Rochas intrusivas básicas no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS: petrografia e geoquímica das associações I e II. *Geologia USP. Série Científica*, v. 18, n. 2, p. 149-170.
- Blundy, J.D., and Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, p. 208–224.
- Bons, P. D. and Urai, J.L., 1992. Syndeformational grain growth: microstructures and kinetics. *Journal of Structural Geology*, v. 14, n. 8-9, p. 1101-1109.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *Geologia do Rio Grande do Sul*, p. 13-52.
- Costa A.F.U. 1997. Modelagem geofísica da estruturação das associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 274 p.
- CPRM. Companhia de Recursos e Pesquisa Mineral. 2007. Mapa geológico do Rio Grande do Sul. Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Brasil. CD-Room, escala 1:750.000.
- Cruz, R.F, 2019. Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- Drury, M.R., Humphreys, FJ, White, S.H., 1985. Large strain deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue. Part II: dynamic recrystallisation mechanisms at high temperatures. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 40, n. 3, p. 208-222.
- Drury, M.R., Urai, J.L., 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, v. 172, n. 3-4, p. 235-253.
- Evans, B., Renner, J., Hirth, G., 2001. A few remarks on the kinetics of static grain growth in rocks. *International Journal of Earth Sciences*, v. 90, n. 1, p. 88-103.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A.,

- Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - Uma Contribuição A Partir das Assinaturas Geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 375–384.
- 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. Ph.D. thesis. São Paulo, Universidade de São Paulo.
- Fragoso-César, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr., E., Faccini, U.F., 1986. O Batólito Pelotas (proterozóico superior/eo-paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Annals, v. 3, p. 1322–1343.
- Frimmel, H.E., Basei, M.S., Gaucher, C., 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *International Journal of Earth Sciences*, v. 100, n. 2-3, p. 323-3541.
- Fuhrman, M.L., and Lindsley, D.H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American mineralogist*, v. 73, n. 3-4, p. 201-215.
- Hammarstrom, J.M., and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American mineralogist*, v. 71, n. 11-12, p. 1297-1313.
- Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of structural geology*, v. 14, n. 2, p. 145-159.
- Holland, T., and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 116, p. 433–447.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R.P., Basei, M.A.S., Siegesmund, S., 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay, in *Regional Geology Reviews*. Springer International Publishing, p. 267–302.
- Humphreys, F. J., Hatherly, M., 1995. Grain growth following recrystallization. *Recrystallization and Related Annealing Phenomena*, v. 1, p. 281325.
- Humphreys, F.J., 1997. A unified theory of recovery, recrystallization and grain growth, based on the stability and growth of cellular microstructures—I. The basic model. *Acta Materialia*, v. 45, n. 10, p. 4231-4240.
- Hutton, D.H.W., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 79, n. 2-3, p. 245-255.
- Johnson, M.C., and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks.

Geology, v. 17, p. 837-841.

Kruhl, J.H., 2001. Crystallographic control on the development of foam textures in quartz, plagioclase and analogue material. *International Journal of Earth Sciences*, v. 90, n. 1, p. 104-117.

Leake, B.E., 1965. The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *American Mineralogist in Journal of Earth and Planetary Materials*, v. 50, n. 7-8, p. 843-851.

Lloyd, G.E., Freeman, B., 1991. SEM electron channelling analysis of dynamic recrystallization in a quartz grain. *Journal of Structural Geology*, v. 13, n. 8, p. 945-953.

Lloyd, G.E.; Freeman, B., 1994. Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions. *Journal of Structural Geology*, v. 16, n. 6, p. 867-881.

Loureiro, P. 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.

Marshall, D.B., Vernon, R.H., Hobbs, B.E., 1976. Experimental deformation and recrystallization of a peristerite. *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 57, n. 1, p. 49-54.

Otten, M.T., 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p. 189-199.

Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 245 p.

Philipp, R. P., 1990. *Geologia e Petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas. RS. Master dissertation. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 231 p.*

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. and Viero, A.P., 1995. Interação entre o magmatismo ácido/básico nas rochas vulcânicas associadas aos granitóides da região de Porto Alegre, RS. *SBG, Simp. Sul-Bras. Geol*, v. 6, p. 70-71.

Philipp, R.P., and Machado, R., 2001. Suítes graníticas do batólito pelotas no rio grande do sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, p. 257-266.

Philipp, R.P., Bom, F.M., Pimentel, M.M., Junges, S.L., Zvirtes, G., 2016. SHRIMP U-Pb age and high temperature conditions of the collisional metamorphism in the Várzea do Capivarita Complex: Implications for the origin of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil.

- Journal of South American Earth Sciences, v. 66, p. 196–207.
- Philipp, R.P., Machado, R., Chemale Jr., F., 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: implicações petrogenéticas e idade de reativação das zonas de cisalhamento. *Geologia USP. in Série Científica*, v. 3, p. 71–84.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M., 2002a. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, n. 2, p. 277-290.
- Philipp, R.P., Mesquita, M.J.M., Gomes, M.E.B., Almeida, D.D.P., 1993. Reconhecimento Estrutural e Geoquímico dos Granitóides Brasileiros da Região de Pelotas, RS. *Pesquisas em Geociências*, v. 20, p. 3-13.
- Poirier, J.P., 1985. *Creep of crystals: high-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*. Cambridge University Press.
- Poirier, J.P., Guillopé, M., 1979. Deformation induced recrystallization of minerals. *Bulletin de Mineralogie*, v. 102, n. 2, p. 67-74.
- Pryer, L.L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: The Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 21–36.
- R. Geol. Soc. Edinburgh: *Earth Sci.* 79, 245–255.
- Ramos, R. C., Koester, E., Porcher, C.C. 2017. Chemistry of chromites from Arroio Grande ophiolite (Dom Feliciano belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 80, p. 192-206.
- Ramos, R.C., 2014. *Complexo ofiolítico Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense: caracterização e discussões das unidades ortoderivadas*. [Master dissertation]: Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Ridolfi, F., and Renzulli, A., 2011. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 163, p. 877–895.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2009. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 160, p. 45–66.
- Shigematsu, N., 1999. Dynamic recrystallization in deformed plagioclase during progressive shear deformation. *Tectonophysics*, v. 305, n. 4, p. 437-452.
- Silva, da L.C., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb Zircon Dating of Neoproterozoic Granitic Magmatism and Collision in the Pelotas Batholith,

- Southernmost Brazil. *International Geology Review*, v. 41, p. 531–551.
- Spear, F.S., 1980. NaSi \rightleftharpoons CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 72, p. 33–41.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M., 2002. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 200(1), p. 171-190.
- Tullis, J., and Yund, R.A. 1982. Grain growth kinetics of quartz and calcite aggregates. *The Journal of Geology*, v. 90, n. 3, p. 301-318.
- Tungatt, P.D. and Humphreys, F.J., 1984. The plastic deformation and dynamic recrystallization of polycrystalline sodium nitrate. *Acta Metallurgica*, v. 32, n. 10, p. 1625-1635.
- Urai, J. L., Means, W.D., Lister, G.S., 1986. Dynamic recrystallization of minerals. In: *Mineral and rock deformation: laboratory studies*. Washington, DC: AGU, 1986. p. 161-199.
- Wen, S., and Nekvasil, H., 1994. SOLVALC: An interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry. *Computers & Geosciences*, v. 20, p. 1025–1040.
- Wildner, W., & Ramgrab, G. E., 1994. O Diorito Capim Branco. In *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*. v. 38, p. 61-62.

PARTE II



**Mineral chemistry and geothermobarometry of the SE
Pinheiro Machado Complex: implications for the evolution of
the eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Brazil**

Journal:	<i>International Geology Review</i>
Manuscript ID:	TIGR-2020-0012
Manuscript Type:	Data Article
Date Submitted by the Author:	06-Jan-2020
Complete List of Authors:	Bastos, Vivianne; Federal University of Rio Grande do Sul, Geology Koester, Edinei; Federal University of Rio Grande do Sul, Department of Geology, Geosciences Institute Lenz, Cristine; Federal University of Sergipe, Department of Geology Barbosa, Laercio; Federal University of Rio Grande do Sul, Geology
Keywords:	Pinheiro Machado Complex, geothermobarometry, mineral chemistry, magmatic arc, microtexture

SCHOLARONE™
Manuscripts

URL: <https://mc.manuscriptcentral.com/tigr> E-mail: rjstem@utdallas.edu

Mineral chemistry and geothermobarometry of the SE Pinheiro Machado Complex: implications for the evolution of the eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Brazil

Vivianne Andrade Bastos¹, Edinei Koester², Cristine Lenz³,
Laércio Dal Olmo-Barbosa¹

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, PO Box 15001, Zip code 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil.

² Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Bento Gonçalves Avenue, 9500, Zip code 91540-000, Porto Alegre, RS, Brazil.

³ Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe, Marechal Rondon Avenue, S/N, Zip code 49100-000, São Cristóvão, SE, Brazil.

* *Corresponding author. E-mail address: vivianneab@hotmail.com (V.A. Bastos)*

1- vivianneab@hotmail.com; 2- koester@ufrgs.br; 1- laerciodb@hotmail.com. 3- crislenz@yahoo.com.br;

Funding Information

This work was supported by the [Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES)] under Grant [n° 88882345526/2019-1]; and [Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)] under Grant [n° 141335/2017-3].

Abstract

This article presents new mineral chemistry and geothermobarometry data for the southeastern Pinheiro Machado Complex (PMC), eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. The PMC is composed by comagmatic intrusions of quartz-diorite, tonalite and granodiorite with medium to fine-grained equigranular and medium-grained inequigranular textures with subordinate alkali-feldspar macrocrysts. Partial melting features of the comagmatic intrusions are observed through the occurrence of melt pools and melt films. Amphibolite xenoliths also occur, presenting sharp-angled to rounded contacts with intrusions and evidences of partial assimilation, marked by mafic schlierens. EMPA-WDS punctual analyses were used to classify amphibole, plagioclase, biotite, epidote and titanite, as well as for the calculations of the crystallization P-T conditions. Amphiboles consist of pargasite for the comagmatic intrusions, and Mg-hornblende for the amphibolite. Plagioclase ranges from oligoclase to andesine (An_{15-40}) in both units. Biotite corresponds to annite, with $Fe/(Fe + Mg) > 0.3$. The epidote is mostly magmatic in the comagmatic intrusions, with pistacite content 25-30%. Titanite has two distinct textures, titanite I is well formed, subhedral to euhedral, with up to 3 mm; while titanite II is anhedral with size > 1 mm and rounded shapes, being both chemically homogeneous. The P-T conditions estimated from plagioclase-hornblende geothermometry resulted in 650-850 °C and 3.62-4.95 kbar for amphibolite; and 714-871 °C and 4.44-6.10 kbar for the comagmatic intrusions. These new data indicate that possibly at the end of PMC crystallization, late magmatic fluids caused mineral phase's re-equilibrium, mainly in biotite and feldspars. Finally, we suggest that the PMC is the result of continuous and repeated comagmatic intrusions in a continental magmatic arc setting at a depth of 20 to 30 km in an amphibolitic continental crust.

Keywords: Pinheiro Machado Complex; Geothermobarometry; Mineral Chemistry; Magmatic Arc; Microtextures.

1. INTRODUCTION

The physical and chemical conditions to which a magma is exposed determine the coexisting mineral phases in the rocks as a result of the conditions faced during its formation and emplacement (Abbott and Clarke, 1979). Given this aspect, in the petrologic study of granitoids, it is necessary to investigate the mineral phases, determining their chemical and

physical characteristics, as well as pressure and temperature parameters, which can be inferred through the study of mineral chemistry (Hammarstrom and Zen, 1986, Hossain and Tsunogae, 2014, Vilalva and Vlach, 2014).

In addition, the P-T conditions may contribute to the understanding of the mineral phase's behavior in magmatic chambers. Paterson *et al.* (2016) describes the main crystallization conditions and the emplacement, erosion and mixing/recycling mechanisms that occur in magmatic chambers. These authors bring new aspects and concepts related to the study of large magmatic volumes. Although diverse, the mechanisms almost always include the intrusion of younger, buoyancy driven intrusion of younger batches into older crystal clusters, “avalanches” along solidification fronts within active magmatic chambers, among others. The observation of such features and mechanisms is essential to understand the emplacement of large igneous bodies, such as the Pinheiro Machado Complex (PMC), a multi-intrusive neoproterozoic magmatic system emplaced along 400 x 100 km in eastern Dom Feliciano Belt, Brazil (Philipp *et al.*, 2016a, Hueck *et al.*, 2018).

This paper presents results and interpretations of chemical analyses on amphibole, plagioclase, biotite, epidote and titanite of the Pinheiro Machado Complex (CPM), as well as geothermobarometric calculations, in order to analyze the crystallization conditions of the rocks that compose this unit.

2. REGIONAL GEOLOGY

The eastern part of the Sul-Rio-Grandense Shield (SRGS, Fig. 1a) was mapped in detail by Philipp (1998) and Cruz (2019), which pointed the predominance of magmatic rocks into a metamorphic rock's basement (para and orthogneisses) as a result of a complex geological evolution. These magmatic rocks are mostly orogenic to late-orogenic granitoids with significant crustal contribution (Fernandes *et al.*, 1995a,b; Chemale Jr., 2000; Hueck *et al.*, 2018). The prevalent rocks in the eastern domain were formed during the Brasiliano/Pan-African Orogeny due the convergence of the Rio de la Plata, Congo and Kalahari cratons during the neoproterozoic (Philipp *et al.*, 2016), forming the Dom Feliciano Belt.

The Pelotas Batolith (PB) is the main unit of the eastern SRGS, and is defined as a plutonic, multi-intrusive and polyphasic complex (Fig. 1b). It is approximately 400 km long with a width of 70 to 110 km, which their limits are associated with the shear zones of the D1, D2 and D3 deformational events (Philipp, 1990; Almeida *et al.* 1990; Mesquita, 1991; Fragoso Cesar, 1991; Fernandes *et al.*, 1990, 1992; Philipp *et al.*, 1993; Philipp, 1998, Philipp and Machado, 2001). In this paper we adopt a similar division of Fragoso César *et al.* (1986), but,

using the gravimetric and magnetometric anomaly called Porto Alegre Suture, as the eastern limit (Fernandes *et al.*, 1995a). Thus, the Porto Alegre Suture limit the central block of the SRGS from two neoproterozoic active continental margin associations established over a reworked eastern crust. Although the definition of PB is controversial regarding the geotectonic boundaries, Fragozo César *et al.* (1986) divided it into two suites named Dom Feliciano and Pinheiro Machado. Later division suggested by Philipp (1998) and Philipp and Machado (2001) divided the PB in seven suites, named Pinheiro Machado, Herval, Viamão; Encruzilhada do Sul; Cordilheira, Dom Feliciano and Piquiri.

The studied area (Fig. 1b) corresponds to the Pinheiro Machado Suite, although it is called here as a complex due to the mappable extension of metamorphic rocks found in the area (Philipp, 1990; CPRM, 2007).

The Pinheiro Machado Complex is one of the biggest granitic body of the Pelotas Batholith and occurs in an elongated NE-SW direction (Fig. 1a), with approximately 10,000 km² in area (Philipp, 1998; Philipp and Machado, 2001). Philipp *et al.* (2003) defined the PMC composition as biotite granodiorites to biotite monzogranites, with subordinate occurrence of tonalites and diorites, with alkaline, high-K and metaluminous affinity. The main outcrops of this research are quarries located in the southeastern PB, in the Monte Bonito region (Figs. 1a,b).

According to Philipp and Machado (2001), Loureiro (2015) and Cruz (2019) several evidences of magma mixtures such as microgranular enclaves of dioritic to tonalitic composition are described. They have centimetric to metric size, are mostly rounded with curvilinear and lobated contacts with the host rock. There are also xenoliths of granitic gneisses, granitic milonites, calc-silicate rocks, amphibolites and paragneisses. The same authors describe areas of concentration of irregular and discontinuous igneous flow banding, marked by biotite schlierens, which were developed due to the assimilation process of the xenoliths. Cruz (2019) also report proto- to ultra-mylonitic deformation with localized development of phyllonites.

The ages obtained for the PMC crystallization are presented in Table 1, where ages constrained between 633 to 609Ma are interpreted as crystallization event of distinct pulses of magmas in the complex.

Table 1 - U-Pb and Pb-Pb ages of granitoids from Pinheiro Machado Complex.

	Cruz (2019)	Philipp <i>et al.</i> (2002a)	Silva <i>et al.</i> (1999)	Babinski <i>et al.</i> (1997)
Crystallization ages of the PMC granites	U-Pb SHRIMP (zircon)	Pb-Pb TIMS (zircon)	U-Pb SHRIMP (zircon)	U-Pb TIMS (zircon)
	633 ± 4 Ma	625 ± 4 Ma	609 ± 15 Ma	623 ± 2 Ma 616 ± 2 Ma 610 ± 5 Ma

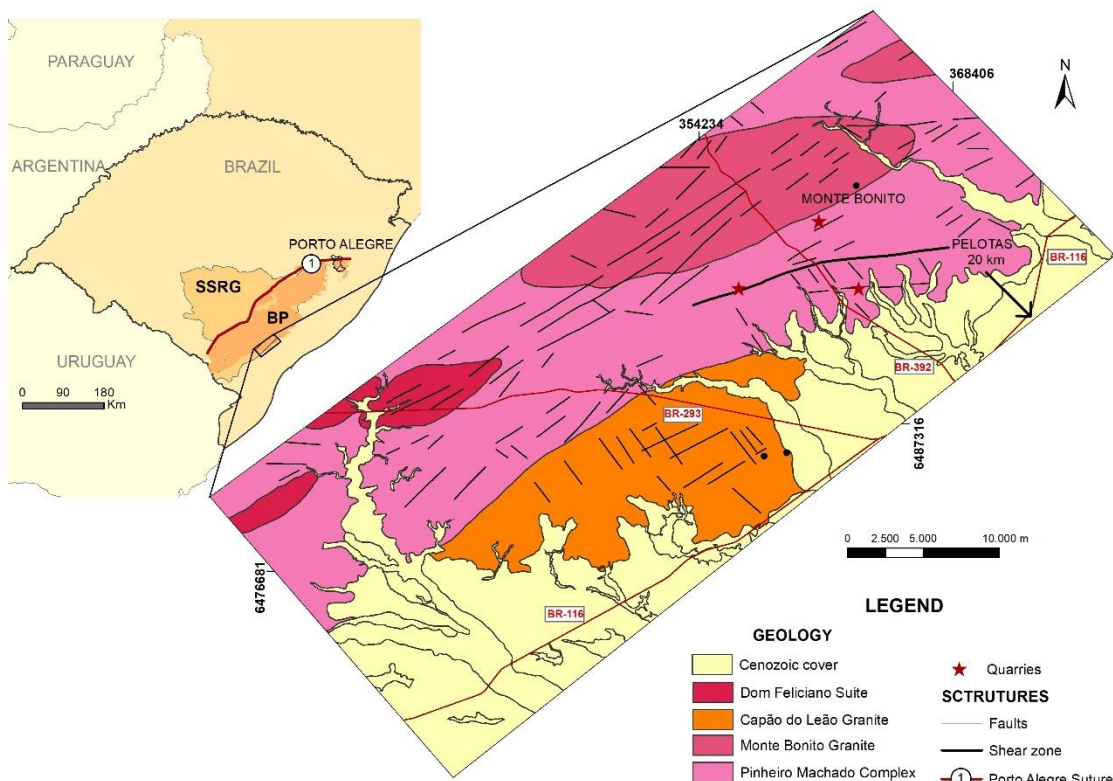


Figure 1- Geological map of the study area: a) Image of the Sul-Rio-Grandense shield (SRGS) location within the Rio Grande do Sul state, southernmost Brazil. Detail of the Pelotas Batholith (BP), limited by the Porto Alegre Suture (1); b) Map of the study area with local geology and the location of the studied quarries (red stars).

3. MATERIALS AND METHODS

For petrographic studies, 30 thin sections were analyzed in a Leica DMLP petrographic microscope. The mineral chemistry was obtained on six thin sections at the Electron Microprobe Laboratory, using an electron microprobe (EMPA-WDS), model CAMECA-SX-

Five. The operating conditions were: acceleration voltage of 15 kV; electric current of 15 nA for feldspar, biotite, amphibole, epidote and titanite, beam size of 5 μm . The structural and cationic formulas were calculated on the basis of 32 oxygen anions for plagioclase, 23 for amphibole, 22 for biotite, 25 for epidote and 20 for titanite. These analyzes are accurate to concentrations around 100 ppm and errors generally fall below 0.1%.

Standardless EDS analyses were performed in a scanning electron microscope, model JEOL JSM-6610LV, equipped with a Bruker XFLASH 5030 EDS detector. The operating conditions were acceleration voltage of 15 kV and 10 nA current, with analytical error are around 3 to 5%.

Geothermobarometry studies were performed through mineral chemistry data obtained in plagioclase-amphibole pairs in equilibrium. For geothermometric results the concentration of Al in amphibole and feldspar equilibrium was used.

All the equipments and laboratories belong to the Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências (IGeo), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

4. RESULTS

4.1. Lithologies and field relationships of the Pinheiro Machado Complex in the study area

Two main groups of rocks are observed in the studied outcrops. Here, they are described following the stratigraphic order observed through field relationships and macroscopic features.

4.1.1. Amphibolite

Amphibolite occurs as xenoliths in the PMC rocks. Although other xenoliths compositions are reported by Phillip (1998), only amphibolites occur in the studied area. The amphibolites are fine-grained, equigranular and present granoblastic texture, occurring with centimetric to metric sizes with sharp to rounded contacts with the host rocks. Structural and textural evidence of partial assimilation can be observed, marked by mafic schlierens around the xenoliths, aligned according to the magmatic flow (Fig. 2A).

4.1.2. Comagmatic Intrusions

The igneous rocks of the PMC are mostly comagmatic intrusions, with the following characteristics presented below.

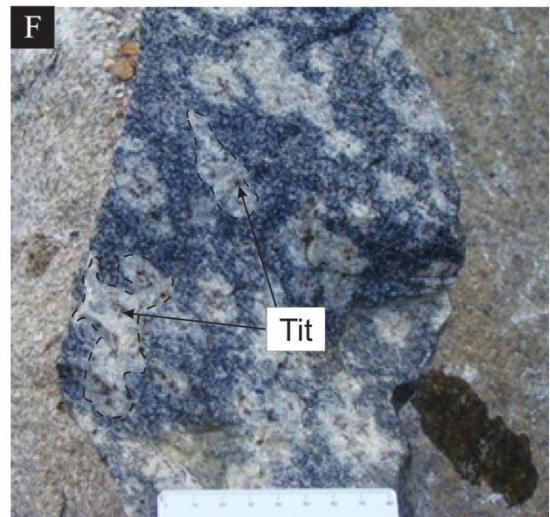
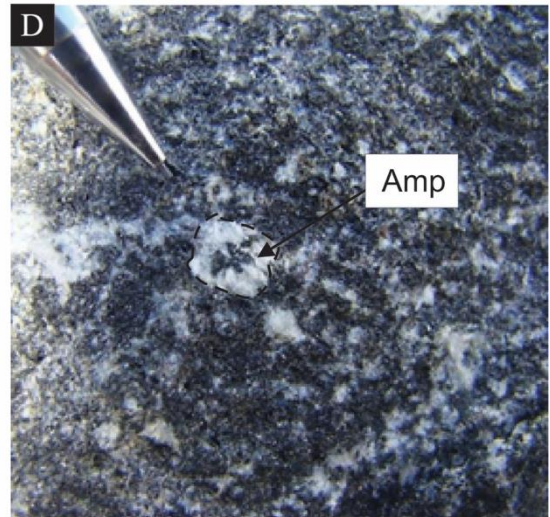
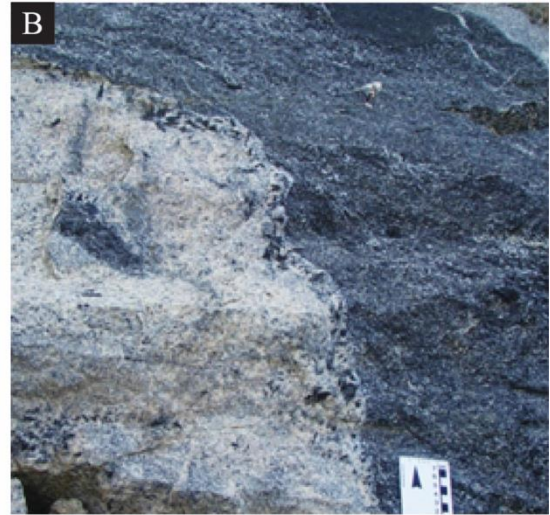
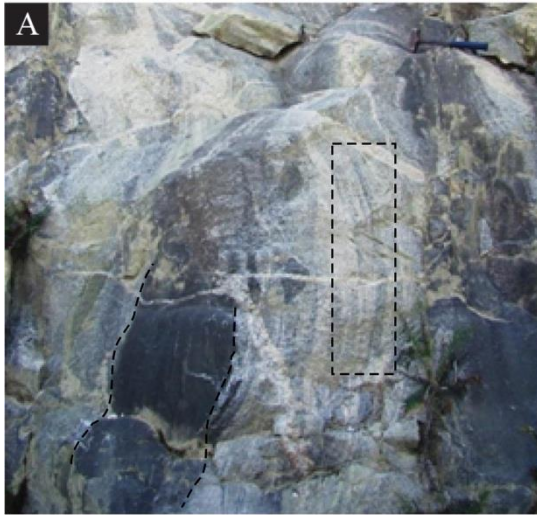
The most abundant lithology is a medium-grained equigranular quartz diorite, with sharp and curved or gradual contacts with other intrusions (Fig. 2B). Several rounded and angular enclaves of centimeter and decimeter size (Fig. 2C) occur close to the xenoliths and dioritic rocks, as a probable result of different degrees of assimilation. These enclaves are composed essentially by medium to coarse-grained biotite. Fragments of quartz diorite (without melt pockets) also occur included and/or intercalated with granodiorites (Fig. 2D). Quartz diorite commonly occurs with in-situ melting, along concentric pockets with mafic minerals, mainly amphibole (Fig. 2E).

Syenogranites have fine-grained, equigranular and occur as injections and pockets, in some more leucocratic areas of millimeter to centimeter size, spherical or shapeless similar to leucosomes. These leucocratic areas generally have titanite in the center (Fig. 2F) recognized as melt patches. Variations of syenogranite with biotite or with magnetite-biotite can be observed in the area.

In the comagmatic intrusions a hybrid lithology occurs. It is a grayish inequigranular granodiorite, with irregular and discontinuously centimetric banding, being regular and continuous only close to the xenoliths. The granodiorite has a significant variation in the alkali-feldspar content, size and shapes, occurring predominantly as phenocrysts in an inequigranular porphyritic texture.

Leuco and mesocratic tonalites are also present in the studied area, as the result of hybridization between the previously mentioned terms, differing only in the content of mafic minerals. They are medium-grained equigranular rocks and occur with lobated contacts or as injections in the other rocks.

The final stages of the plutonism are represented by centimetric-to-metric pegmatitic and aplitic injections with alkali-feldspar, fluorite, biotite and quartz. In pegmatites the crystals can measure about 10 cm. These injections are compositionally distinct from the previously mentioned rocks and are not contemporaneous with them.



*Amp-Amphibole and Tit- Titanite.

Figure 2 - Main macroscopic features of the Pinheiro Machado Complex in the studied quarries. A) Amphibolite xenolith and schlierens formation and magmatic banding (dashed rectangle); B) Quartz diorite with curved contact, showing the assimilation of these magmas; C) Angular mafic enclave; D) Concentric melting pockets with amphibole E) Diorite fragment included in granodiorite; F) In- situ patches with titanite melt.

4.2. PETROGRAPHY

According to the modal composition and additional features, we classified the PMC rocks into: amphibolitic xenoliths, quartz diorite, quartz diorite with melt, syenogranitic leucosome, hybrid granodiorite, along with leucocratic and mesocratic tonalite (Table 2, Fig. 3).

4.2.1. Amphibolite

Amphibolite has granoblastic to nematoblastic texture and fine-grained (< 1 mm) amphibole, plagioclase, biotite and quartz. The amphibole has a subhedral, sometimes euhedral shape, with polygonal to interlobate granoblastic texture. Biotite coronas occur locally surrounding amphibole. Plagioclase is elongated and has *synneusi* texture (sericite in the center of the grain), euhedral to subhedral, and some crystals preserve the polysynthetic twinning. Contacts are regular with other minerals. The most common accessory minerals are titanite and epidote. Titanite is anhedral with anastomosed contacts with the other minerals. The epidote is euhedral to subhedral and has regular contact with the other minerals. Approximately 77% of the rock is composed of mafic minerals. Thus, it can be defined as amphibolite, a granular metamorphic rock consisting mainly of hornblende and plagioclase.

4.2.2. PMC Comagmatic Intrusions

The **Quartz diorite** has medium-grained inequigranular (1-5mm) and predominant glomeroporphyritic texture, mainly developed by mafic mineral aggregates (hornblende, biotite and magnetite). The mineralogy is composed by plagioclase, quartz, hornblende, biotite, and the main accessories are epidote, titanite and magnetite. Plagioclase is euhedral to subhedral with polysynthetic twinning. Quartz occurs mostly with lobated and rounded contacts and with evidences of subgrain rotation (SGR) and quartz bulging (BLG) (Fig. 4A). Hornblende is subhedral to anhedral and in some areas occurs with skeletal texture (disequilibrium) and in other areas as a homogeneous crystal without compositional zoning. Contact with biotite is diffuse and with other minerals regular. Biotite can occur as coronas around hornblende and also as well-formed euhedral to subhedral crystals. The epidote is well developed, with euhedral to subhedral faces and has clear contacts (Fig. 4B). Titanite occurs poorly developed, subhedral to anhedral, with size < 1mm, always associated with mafic aggregate. The magnetite has medium size (0.3 mm), and euhedral or subhedral shapes, showing irregular contacts sometimes as inclusions in hornblende.

The **quartz diorite with melt** evidences has a medium-grained inequigranular texture. Melt is observed in the form of well-defined patches, where it is possible to individualize segregated portions with quartz and plagioclase (leucosome) and others composed by mafic minerals (biotite, amphibole, titanite and magnetite). The melt is also observed in mineral disequilibrium microtextures, melt films, melt pockets and peritectic minerals (Fig. 4C). The mineralogy of the partially melted quartz diorite is plagioclase, biotite, quartz and hornblende. The accessory minerals are titanite, epidote, magnetite, apatite and zircon. Plagioclase is anhedral to subhedral with preserved microcline twinning presenting some features of intergrowth with vermicular quartz. Contacts with other minerals are clear and regular. Biotite can occur as well-developed, euhedral, as well as anhedral with irregular shapes and contacts, replacing amphibole in mafic aggregates. The quartz is subhedral with lobated contours, featuring undulose extinction and chessboard subgrains. Amphibole is subhedral to anhedral with pleochroism ranging from light green to dark green. They are associated with mafic aggregates and have clear contacts with other minerals, except with biotite. Titanite occurs with two textures types. The first is euhedral to subhedral, well-developed, with up to 3 mm, and the second is anhedral with size > 1 mm and rounded shapes. The epidote is euhedral to subhedral, associated with biotite and plagioclase. These crystals are well-developed with pale yellow to very light green pleochroism. The magnetite is subhedral to anhedral, > 1 mm in size and occurs near the mafic aggregates.

The melt-predominant zones are called here as **syenogranitic leucosome**. This rock is hololeucocratic (Fig. 2B), fine-grained equigranular with phaneritic and felsitic texture. Intergrowth textures occur locally: graphic, myrmekitic (Fig. 4D), and peritectic. The main minerals are alkali-feldspar, quartz, plagioclase and biotite. Accessory minerals are titanite, apatite and magnetite. alkali-feldspar is euhedral to subhedral, mostly with microcline twinning. Contacts with other minerals are straight, sometimes irregular with recrystallizing features on the edges. Quartz occurs anhedral with amoeboid contact and formation of subgrains, sometimes with chessboard pattern. Plagioclase is subhedral with *synneusi* texture, and regular contacts. Biotite is euhedral to subhedral, slightly oriented according to the magmatic flow. Titanite has two textures, one is euhedral to subhedral with well-formed faces, sharp and regular contacts with other minerals and inclusions of magnetite and apatite (Fig. 4E). The other titanite is anhedral with rounded and interstitial shapes.

The **hybrid granodiorite** is leucocratic, porphyritic, with medium to fine-grained inequigranular matrix. The plagioclase in this sample is well-developed, euhedral to subhedral, with up to 5 mm in size. Recrystallization features can be found in its edges (Fig. 4F), besides

the occurrence of vermicular quartz inclusions and kink band deformation. Quartz occurs mainly in aggregates with anhedral and rounded shapes along with serrated and diffuse contacts. Chessboard subgrain patterns also can be found in quartz. Alkali-feldspar is a macrocrystal, with euhedral to subhedral shapes, ~ 1 cm in size and sharp and regular contacts. The most common mafic mineral is biotite, which has irregular shapes and occurs in aggregates. They occur with well-defined contacts and euhedral forms. The predominant opaque mineral is magnetite, occurring near biotite aggregates. Titanite occurs locally, exhibiting well-developed euhedral forms.

The **leucocratic tonalite** has a medium inequigranular matrix and alkali-feldspar phenocrysts. The mineralogy is plagioclase, biotite, alkali-feldspar, quartz and amphibole. As accessories occur epidote, titanite and magnetite. Plagioclase is euhedral to subhedral with up to 5 mm in size. *Synneusi* texture and microstructures such as kink bands (Fig. 4G) are present in some crystals. There are features of quartz intergrowth forming myrmekitic texture, subgrain and grain formation besides undulose and sectorized extinction (Fig. H). Contacts with other minerals are lobated and sharp. In quartz there is besides features of dynamic recrystallization. Biotite is euhedral and subhedral and commonly occurs around more developed plagioclase crystals. Small corona textures (< 1 mm) occur around amphibole and the contact with the other minerals are clear and regular. alkali-feldspar macrocrystals have a euhedral shape and size up to 3 cm (average 1 cm). Quartz crystals are commonly anhedral with lobate contact with other minerals. Amphibole are subhedral to anhedral with sharp and regular contacts. Epidote is the most common accessory, being euhedral to subhedral. Titanite is euhedral to subhedral, well-developed, including minerals such as magnetite, plagioclase and apatite. The magnetite has small grains < 1 mm, with subhedral crystals and is always associated with amphibole and biotite.

The **mesocratic tonalite** is hypocrystalline, thin inequigranular, and has $M' = 44\%$. It is essentially composed of biotite, plagioclase and quartz. Epidote and titanite may occur as accessories. The most abundant mineral is biotite which occurs as aggregates of subhedral and irregular crystals, often associated to well-developed plagioclase crystals (> 5 mm). The plagioclase in this sample has a subhedral form with *synneusi* texture, with sericitization and deformation features as kink bands. The contacts with biotite are mostly irregular or sharp. Quartz is fine-grained (< 1 mm) and commonly occur in recrystallized aggregates with lobate contacts with other crystals. Titanite occurs as anhedral, undeveloped, with rounded shapes, while the epidote exhibits well-developed euhedral to subhedral forms. The magnetite is anhedral and is always associated with biotite aggregates.

Table 2 - Modal composition of the rocks of the comagmatic intrusions of the Pinheiro Machado Complex.

LITHOLOGY	Amphibolite	Quartz diorite	Quartz Diorite with melt	Hybrid Tonalite	Tonalite	Granodiorite	Leucosome Syenogranite
Quartz	3,9	10,3	13,7	13,1	9,9	21,4	26,8
K-Feldspar	-	0,3	-	0,3	-	14,9	56,8
Plagioclase	18,4	55,3	57,2	50,9	36,2	47,7	10,8
Biotite	29,7	13,3	19,6	19,7	39,6	14,0	4,3
Amphibole	46,7	15,0	5,5	7,4	-	-	-
Titanite	0,5	0,5	1,8	3,1	2,4	-	0,3
Epidote	0,5	3,1	1,8	3,5	6,8	-	0,2
Secondary minerals	0,2	2,0	-	0,9	2,7	-	0,6
Magnetite	0,1	0,2	0,4	1,1	2,4	2,0	0,2
Total	100	100	100	100	100	100	100
Q	-	15,6	19,3	20,4	21,5	25,5	28,4
A	-	0,5	-	0,6	-	17,7	60,2
P	-	83,9	80,7	79,0	78,5	56,8	11,4
Mafic	77,0	29,0	27,3	31,3	44,4	16,0	4,8
A+P	-	55,6	57,2	53,9	36,2	62,6	67,6

*Secondary minerals: sericite and muscovite.

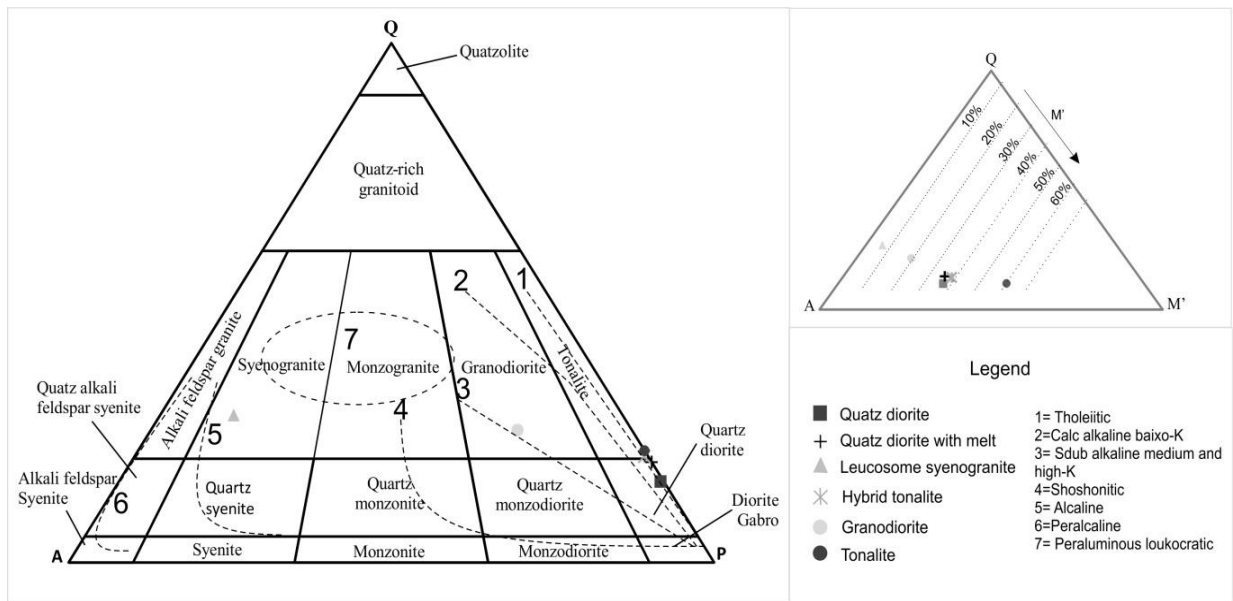
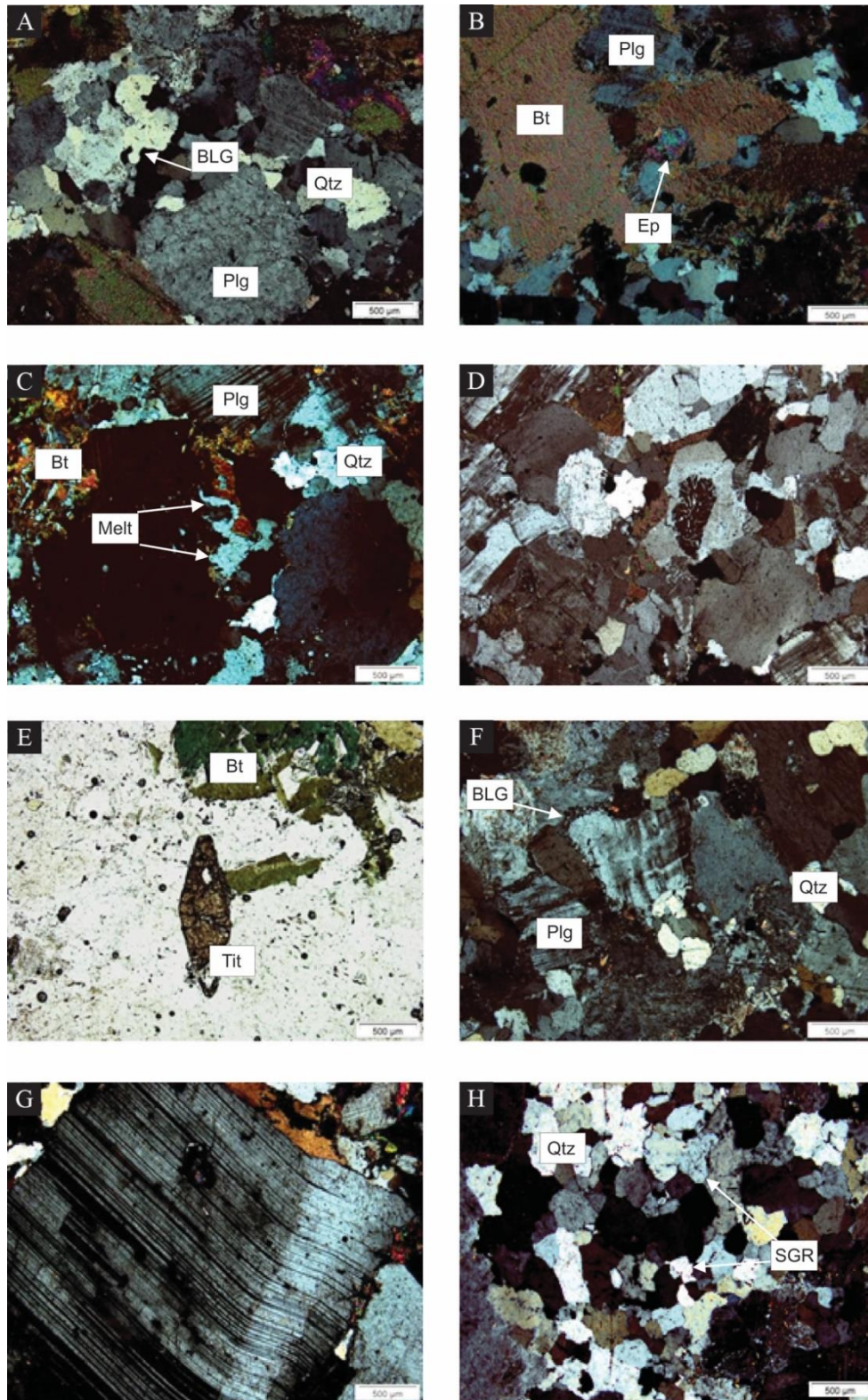


Figure 3 - A) Classification of granitic rocks of the Pinheiro Machado Complex in the QAP diagram, according to their modal mineral constituents (after Streckeisen, 1976). Numbers 1 to 7 are the evolutionary trends of magmatic series (Lameyre and Bowden, 1982; Bowden *et al.*, 1984).; B) Percentage of mafic minerals.



*Bt-biotite; Ep-Epidote; Plg- Plagioclase; Qtz- Quartz and Tit-titanite.

Figure 4 - Microtextural features of the Pinheiro Machado Complex comagmatic intrusion, including temperature indicative textures according to Passchier and Trouw (2005). A) Quartz bulging recrystallization, showing grain boundary migration (BLG) in quartz diorite; B) Epidote with magmatic texture in basal section in quartz diorite; C) Formation of melt pool encompassing biotite in quartz diorite with melt ; D) Mimerquitic texture with simplectitic intergrowth of vermicular quartz in syenogranitic leucosome; E) Peritetic titanite in the sienogranitic leucosome (plane-polarized light); F) Recrystallization bulging of plagioclase at the edges in granodiorite; G) Plagioclase with folded kink-bands in leucocratic tonalite; H) Undulose extinction in quartz and subgrain rotation (SGR) in leucocratic tonalite.

4.3. MINERAL CHEMISTRY

4.3.1. Amphibole

Thirty amphibole analyzes were performed in each one of the PMC samples. Representative chemical analysis are shown in Table 3. The chemical classification was based according to Hawthorne *et al.* (2012).

The amphibolite amphiboles' are compositionally classified as magnesium-hornblende, with minor dispersion to pargasite and tremolite. In the PMC comagmatic intrusions the composition is pargasite, with reduced dispersion (Fig. 5a).

Using the Fleet and Barnett (1978) classification, both groups fall into the calcium, igneous and unchanged amphiboles field (Fig. 5b).

4.3.2. Plagioclase

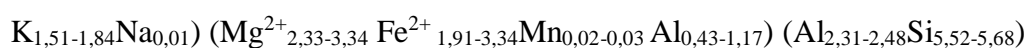
Plagioclase analyzes were obtained in fifty points with some center and border points (Table 3). Structural formulas were calculated for 32 oxygen (Deer *et al.*, 2013). The compositions vary mostly between oligoclase and andesine (Fig. 5c). The variation in composition, in general, has a regular behavior, presenting slightly An-enriched cores (An₁₅₋₄₀), compared to the borders (An₁₅₋₃₀). Alkali-feldspar was found in the leucosome sample, and corresponds to orthoclase (Or₈₁₋₉₅).

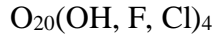
4.3.3. Biotite

Fifteen point of biotite were analyzed. The cationic formulas were calculated based on 22 oxygen, assuming that all Fe is Fe²⁺ (Table 4). These biotite contents range from FeO(16.31-18.51 wt. %), MgO(10.15-14.72 wt.%), Al₂O₃(15.37-20.15 wt.%) and TiO₂(0.96-2.62 wt. %). Biotite from the two groups of rocks were classified according to Speer (1984), and the results show an enrichment in the biotite molecule (Fig. 5d), with Fe/(Fe+Mg) ratios greater than 0.36 and mean Al^{IV} value around 2.4, which corresponds to annite.

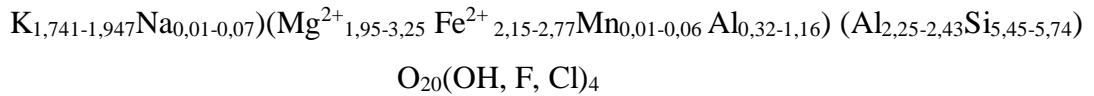
In the other hand, the discriminating diagram of Nachit *et al.* (2005) show a trend of the analyses (from both groups) from the re-equilibrated primary biotites field to the primary biotites field. The amphibolite biotites fall more distant of the primary biotites field, showing the less differentiated character of this rock's protolith. The syenogranitic leucosome biotites fall close to the primary biotites field (Fig 4e).

The formula for the amphibolite biotites is:





The cationic formula calculated for the comagmatic intrusion biotites is:



4.3.4. Epidote

Eight crystals were analyzed in the four samples (Table 5). The percentage of Pistacite (% Ps) components of the PMC epidotes were used to distinguish primary (magmatic) to secondary crystals. Tulloch (1979) considers magmatic crystals those with pistacite content between (24-29 %), while Sial *et al.* (2008) reported typically magmatic epidotes with pistacite percentage between 19-30 %. In the amphibolite sample, the epidote seems to come from biotite alteration (Ps > 40 %). Otherwise, the comagmatic rocks crystals were classified as magmatic crystals (Ps 25-30 %), except for two crystal analysis in the quartz diorite, where one analysis fits into the plagioclase alteration epidotes field (Ps 0-24 %) and the other fits with biotite alteration epidotes (Ps > 40 %; Fig. 5f).

4.3.1. Titanite

Twenty crystals were analyzed in the four samples. Two textural different titanite crystals are observed in the PMC comagmatic rocks. The oxide percentage values of both do not vary significantly CaO (28.15-30.38 wt %), TiO₂ (34.87-38.27 wt%), SiO₄ (29.39-31.28 wt%), Al₂O₃ (1.64-2.47 wt%) and FeO (0.74-1.57 wt%) are also considered chemically homogeneous (Table 5).

In the Al versus Fe content diagram (Kowallis *et al.*, 1997) the syenogranitic leucosome and the leucocratic tonalite titanites fall predominantly into the metamorphic field (titanite I). The titanites of the other PMC rocks, including the amphibolites, fall into the igneous titanites field (titanite II) (Fig. 5g).

Table 3 - Representative chemical analysis from the Pinheiro Machado Complex rocks. The calculations were performed for amphiboles and plagioclase, the crystals were used in geothermobarometry with the amphibole-plagioclase pairs (Hawthorne *et al.*, 2012).

PAIRS	1		2		3		4	
SAMPLE	Amphibolite		Quartz diorite		Quartz diorite with melt		Hybrid tonalite	
Mineral Point	Amp 20 182/1	Plg 20 183/1	Amp 22 02/1	Plg 22 03/1	Amp 3 32/1	Plg 3 34/1	Amp 6 94/1	Plg 6 95/1
wt %								
SiO ₂	45,06	61,14	42,49	61,61	43,03	60,85	42,88	60,15
TiO ₂	1,07	0,02	1,09	0,00	1,24	0,00	1,16	0,00
Al ₂ O ₃	9,42	24,66	10,41	24,39	9,96	24,66	10,87	25,57
FeO	15,45	0,2	19,89	0,08	19,19	0,11	19,96	0,00
MnO	0,29	0,01	0,66	0,01	0,54	0,00	0,48	0,01
MgO	12,26	0,00	8,86	0,01	9,58	0,00	9,30	0,01
CaO	11,59	5,96	11,23	5,79	11,46	6,14	11,38	7,08
Na ₂ O	1,15	8,22	1,32	8,48	1,38	8,13	1,26	7,63
K ₂ O	1,12	0,07	1,34	0,07	1,39	0,23	1,33	0,06
Total	97,41	100,28	97,29	100,44	97,77	100,12	98,62	100,51
Si (apfu)	6,41	10,84	6,42	10,90	6,47	10,82	6,37	10,66
Ti	0,20	0,00	0,12	0,00	0,14	0,00	0,13	0,00
Al	2,04	5,15	1,85	5,09	1,76	5,17	1,90	5,34
Fe(iii)	0,31	-	0,76	-	0,66	-	0,86	-
Fe(ii)	1,56	0,03	1,75	0,01	1,75	0,02	1,62	0,00
Mn	0,00	-	0,08	-	0,07	-	0,06	-
Mg	2,48	-	2,00	-	2,15	-	2,06	-
Ca	1,84	1,13	1,82	1,10	1,85	1,17	1,81	1,34
Na	0,54	2,83	0,39	2,91	0,40	2,80	0,36	2,62
K	0,20	0,02	0,26	0,02	0,27	0,05	0,25	0,01
TOTAL	15,58	20,00	15,46	20,02	15,51	20,03	15,43	19,98
Species	Magnesio -ferri- ornblende	Oligoclas e	Hastingsit e	Oligoclas e	Magnesio - hastingsit e	Oligoclas e	Magnesio - hastingsit e	Andesin e
Formula	1*	An ₍₂₉₎	2*	An ₍₂₇₎	3*	An ₍₂₉₎	4*	An ₍₃₄₎
1*	$(\text{Na}_{0,241}\text{K}_{0,211})\Sigma_{0,452} (\text{Ca}_{1,835}\text{Na}_{0,088}\text{Fe}_{0,041}\text{Mn}_{0,036})\Sigma_{2}$ $(\text{Mg}_{2,7}\text{Fe}^{\text{II}}_{1,441}\text{Fe}^{\text{III}}_{0,427}\text{Al}_{0,298}\text{Ti}_{0,119}\text{Cr}_{0,014})\Sigma_{4,999} (\text{Si}_{6,658}\text{Al}_{1,342})\Sigma_{8} \text{O}_{22} ((\text{OH})_2)\Sigma_{2}$							
2*	$(\text{Na}_{0,299}\text{K}_{0,26})\Sigma_{0,559} (\text{Ca}_{1,83}\text{Na}_{0,09}\text{Mn}_{0,079})\Sigma_{1,999}$ $(\text{Fe}^{\text{II}}_{2,042}\text{Mg}_{2,009}\text{Fe}^{\text{III}}_{0,488}\text{Al}_{0,33}\text{Ti}_{0,125}\text{Mn}^{\text{II}}_{0,006})\Sigma_{5} (\text{Si}_{6,464}\text{Al}_{1,536})\Sigma_{8} \text{O}_{22} ((\text{OH})_2)\Sigma_{2}$							
3*	$(\text{Na}_{0,326}\text{K}_{0,268})\Sigma_{0,594} (\text{Ca}_{1,854}\text{Na}_{0,078}\text{Mn}_{0,068})\Sigma_{2}$ $(\text{Mg}_{2,156}\text{Fe}^{\text{II}}_{1,997}\text{Fe}^{\text{III}}_{0,426}\text{Al}_{0,27}\text{Ti}_{0,141}\text{Cr}_{0,008}\text{Mn}^{\text{II}}_{0,001})\Sigma_{4,999} (\text{Si}_{6,497}\text{Al}_{1,503})\Sigma_{8} \text{O}_{22} ((\text{OH})_2)\Sigma_{2}$							
4*	$(\text{Na}_{0,271}\text{K}_{0,254})\Sigma_{0,525} (\text{Ca}_{1,823}\text{Na}_{0,095}\text{Mn}_{0,061}\text{Fe}_{0,022})\Sigma_{2,001}$ $(\text{Mg}_{2,072}\text{Fe}^{\text{II}}_{1,897}\text{Fe}^{\text{III}}_{0,576}\text{Al}_{0,324}\text{Ti}_{0,13})\Sigma_{4,999} (\text{Si}_{6,409}\text{Al}_{1,591})\Sigma_{8} \text{O}_{22} ((\text{OH})_2)\Sigma_{2}$							

*Amp - amphibole; Plg - plagioclase.

Table 4 - Representative chemical analysis of biotites from the Pinheiro Machado Complex rocks.

CRYSTAL	Bt1	Bt2	Bt3	Bt4	Bt5	Bt6
SAMPLE	Amphibolite	Quartz diorite	Quartz diorite with melt	Leucosome syenogranite	Hybrid tonalite	Granodiorite
SiO ₂	38,07	38,43	37,83	36,60	36,76	37,73
TiO ₂	1,34	1,12	1,55	2,35	1,66	1,31
Al ₂ O ₃	15,76	15,64	15,92	15,97	15,30	15,50
FeO	15,77	17,27	17,73	21,16	19,13	17,36
MnO	0,16	0,53	0,45	0,56	0,42	0,39
MgO	14,57	13,84	12,76	8,82	12,39	12,41
CaO	0,00	0,14	0,03	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,07	0,06	0,16	0,03	0,05	0,05
K ₂ O	9,58	9,27	9,77	9,53	9,94	9,62
Total	95,32	96,30	96,20	95,03	95,65	94,36
Si	5,69	5,72	5,57	5,65	5,60	5,75
Al ^{iv}	2,31	2,28	2,43	2,35	2,40	2,25
Sum Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{vi}	0,46	0,46	0,33	0,56	0,36	0,53
Ti	0,15	0,13	0,17	0,27	0,19	0,15
Fe ²⁺	1,97	2,15	2,18	2,73	2,44	2,21
Mn	0,02	0,07	0,06	0,07	0,05	0,05
Mg	3,24	3,07	2,80	2,03	2,81	2,82
Sum Y	5,85	5,87	5,54	5,67	5,86	5,77
Ca	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,05	0,01	0,01	0,02
K	1,83	1,76	1,83	1,88	1,93	1,87
Sum X	1,85	1,80	1,89	1,89	1,94	1,89
Sum of cations	15,69	15,67	15,43	15,56	15,80	15,65
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,38	0,41	0,44	0,57	0,46	0,44

Table 5 - Representative composition of the analyzed epidote and titanite. Pistacite (Ps) content of the epidote in % = $100 * [Fe^{+3} / Fe^{+3} + Al]$ (molar) from Pinheiro Machado Complex. Abbreviation: n.a. = not applicable.

Mineral	Ep1	Ep2	Ep3	Ep4	Tit1	Tit2	Tit3	Tit4
Rock	Amphibolite	Quartz Diorite	Quartz diorite with melt	Tonalite	Amphibolite	Leucosome syenogranite	Hybrid tonalite	Tonalite
SiO ₂	37,77	36,40	37,47	38,01	29,62	30,40	30,34	30,81
TiO ₂	1,67	0,00	0,03	0,01	35,69	37,15	37,08	36,38
Al ₂ O ₃	15,51	25,10	22,30	22,57	1,55	2,12	1,46	2,47
FeO	17,50	12,00	12,76	12,19	1,14	1,22	1,28	1,10
MnO	0,48	0,00	0,31	0,28	0,00	0,00	0,06	0,00
MgO	12,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
CaO	0,00	24,40	22,76	22,73	27,14	29,09	27,75	29,24
Na ₂ O	12,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	97,09	99,00	95,69	95,81	95,14	100	98	100,00
Si	5,99	5,67	6,03	6,09	1,01	0,99	1,01	1,01
Ti	0,20	0,00	0,00	0,00	0,92	0,91	0,92	0,89
Al	2,90	4,61	4,23	4,26	0,06	0,08	0,05	0,10
Fe ³⁺	2,32	1,56	1,72	1,63	0,03	0,03	0,03	0,03
Mn	0,06	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	4,40	3,92	3,90	0,99	1,02	0,99	1,02
Na	3,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ps	44,46	25,3	28,87	27,71	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

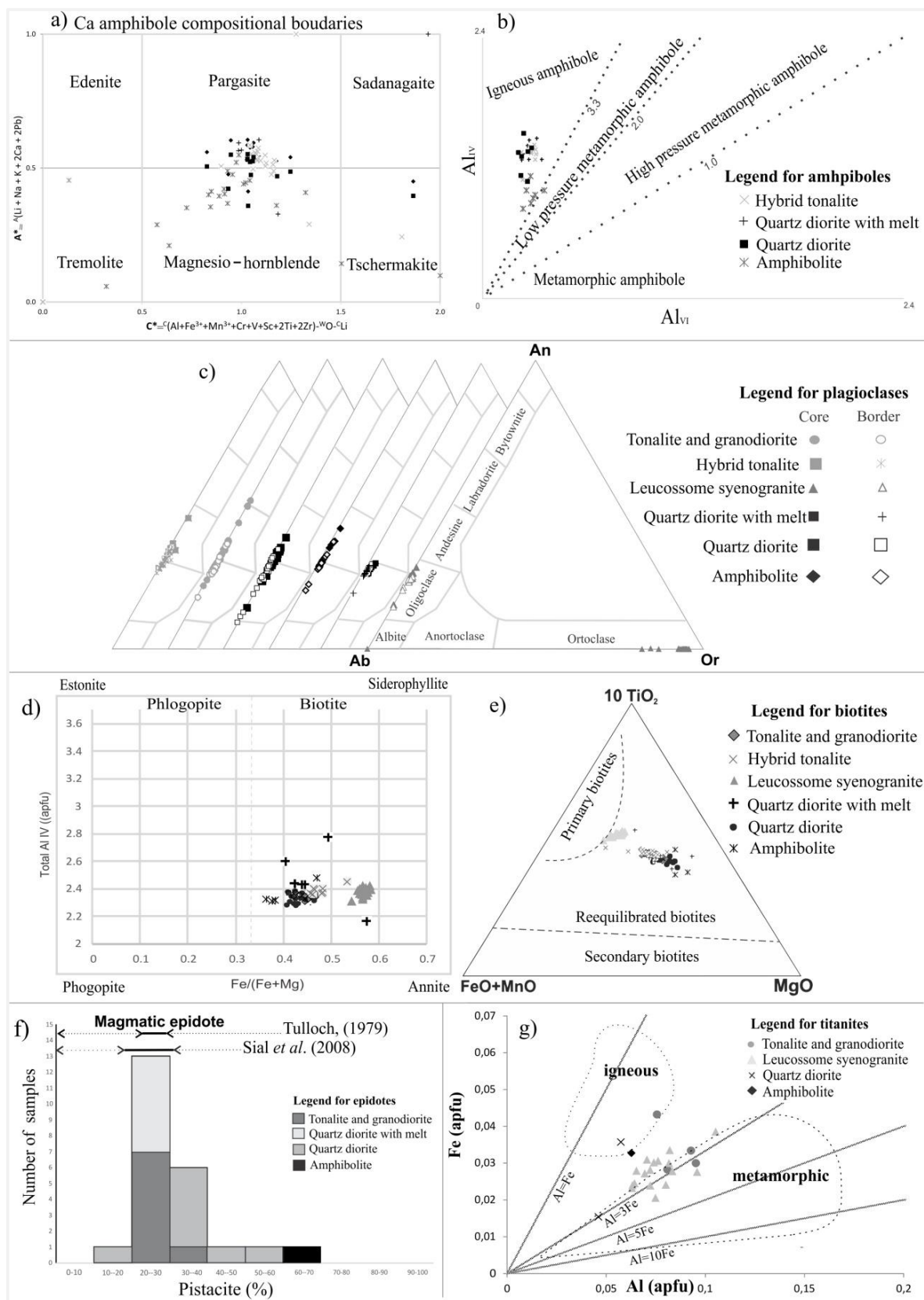


Figure 5 - Classification diagrams of mineral chemistry of the Pinheiro Machado Complex lithologies; a) Diagram for amphibole classification by Hawthorne *et al.* (2012); b) Al_{IV} vs. Al_{VI} diagram for amphiboles (Fleet and Barnett, (1978); c) Ternary diagrams for plagioclase classification (Deer *et al.*, 2013); d) Chemical composition of biotite crystals (Speer, 1984); e) Ternary diagram for biotite classification (Nachit *et al.*, 2005); f) Histogram of pistacite (% Ps) in magmatic epidotes. The compositional ranges of magmatic epidote are from Tulloch (1979) and Sial *et al.* (2008); g) Discrimination diagram for the titanites (after Kowallis *et al.*, 1997).

4.4. GEOTHERMOBAROMETRY

The geothermobarometry of the Pinheiro Machado Complex rocks was performed using mineral chemistry data on amphibole and plagioclase pairs in equilibrium (Table 3). A total of fifty-four crystals were analyzed in four samples where amphibole was identified. The calculations were performed with the hornblende-plagioclase geothermometer, for each mineral pair based on the interaction of the pressure, calibrated by Anderson and Smith (1995), with the calibration of Holland and Blundy (1994) thermometers.

The application of the described parameters resulted in the average temperature of 728 °C for the PMC comagmatic intrusive rocks and the approximate average pressure of 5 kbar, with uncertainty of 40 °C and 0.6 kbar, respectively (Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994). The reference reaction for the Holland and Blundy (1994) geothermometer calibration was: edenite + 4 quartz = tremolite + albite. Sample calculations using Schmidt (1992) and Anderson and Smith (1995) resulted in an average pressure of 5.98 kbar for the intrusions. In parallel, the Pinheiro Machado Complex crystallization temperature was calculated based on the titanium content of amphibole crystals (Otten, 1984). The result was an average of 651 °C with an uncertainty of 25 °C. The same calculations were applied to amphibolite geothermometry, resulting in an average pressure of 4.8 kbar by Schmidt (1992) and an average temperature of 692 °C by Holland and Blundy (1994).

Subsequently, the parameters of Ridolfi *et al.* (2009) were used, which allow the calculation of T-P-H₂O-melt-fO₂ conditions from the composition of calcium amphiboles and plot them on stability curve diagrams. The results provided are reliable in the ranges of 1064-766 °C, 73-1000 MPa, 0.3 < ΔNNO < 2.5 and H₂O melt 3.4-10.6 wt. %. Using the parameters mentioned, the average temperature of the PMC comagmatic intrusions was 871 °C with 22 °C uncertainty, the pressure was 2.73 kbar with 66 MPa uncertainty, the ΔNNO value was below the reliable rates, on average 0.09, with some negative values, and the fO₂ obtained value was of -12.36 with uncertainty of 0.40. Finally, the calculated percentage of H₂O was 6.25 % with uncertainty of 0.86 %. The continental crust depth estimated by this geothermobarometer was 8.7 to 12.5 km.

Other calculations using the parameters of Ridolfi and Renzulli (2011) show average temperature and pressure values of 811 °C and 2.43 kbar, respectively. For the Otten (1984) geothermometer the average temperature obtained for amphibolites was 650 °C. The calculations using Ridolfi *et al.* (2009) resulted in a temperature of 850 °C and a pressure of

2.1 kbar. On the other hand, the calculations using Ridolfi *et al.* (2011) resulted in a temperature of 761 °C and a pressure of 2.54 kbar for the PMC comagmatic intrusions (Table 5).

Several geobarometers were applied to improve analysis (Table 6). Hammarstrom and Zen (1986) discuss the pressure calculated from the Al content in the tetrahedron. Although Al^{IV} is directly temperature dependent, temperature alone cannot explain the differences observed in Al^T compositions between low and high pressures. The relationship between Al^T in hornblende and pressure (in kilobars) for calc-alkaline plutons with common mineral assemblage is given by: $P = -3.92 + 5.03 \text{ Al}^{\text{T}}$. Hornblende Al^T content is suggested as an indicator pressure for data above 3 kbar in plutonic rock crystallization. Applying the equation for the PMC intrusion samples, the average value obtained was 5.98 kbar. For the same purpose, but using another equation: $P (\pm 0.5 \text{ kbar}) = 3-3.46 (\pm 0.24) + 4.23 (\pm 0.13) (\text{Al}^{\text{T}})$ by Johnson and Rutherford (1989), the mean pressure results were 4.54 kbar for the crystallization of the PMC comagmatic intrusions. Amphibolites resulted in an average pressure of 3.62 kbar by the same method.

Geothermometry data were obtained from the syenogranitic leucosome using the samples plotted on the Or-Ab-An ternary diagram using Wen and Nekvasil's (1994) SOLV CALC 2.0 software, with isotherms calculated based on the experimental model of Fuhrman and Lindsley (1988). The model uses the compositions of plagioclase and potassium feldspars in contact, determining the temperature at which equilibrium occurs in both phases. For this analysis the calculated temperature was approximately 450 °C with uncertainty of 40 °C (Fig. 6).

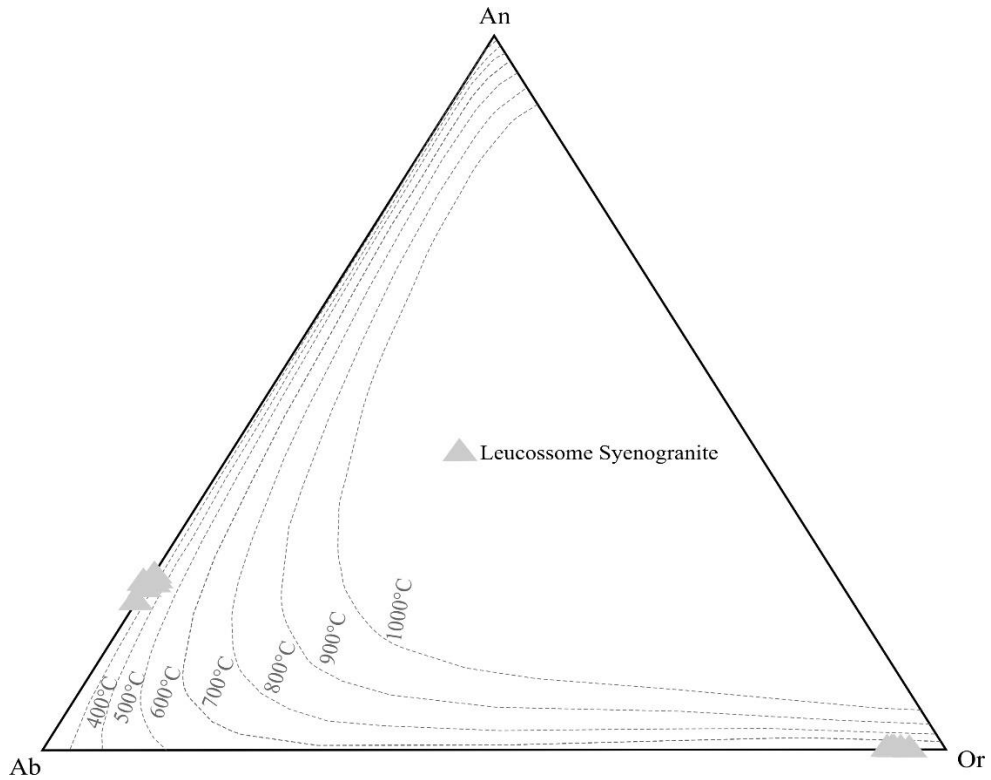


Figure 6 - Feldspar composition of the PMC leucosome syenogranite, Or-Ab-An diagram compared to isotherms calculated in the SOLVCALC software (Wen and Nekvasil, 1994), based on the equilibrium model of Fuhrman and Lindsley (1988).

Table 6 - Synthesis of P-T conditions calculated for the Pinheiro Machado Complex according to geothermometric and geobarometric parameters used by several authors.

AUTHORS*	P-T	XENOLITH	PMC COMAGMATIC INTRUSIONS			
		Amphibolite	Quartz diorite	Quartz Diorite with melt	Hybrid tonalite	Leucosome syenogranite
(1)	T (°C)	692 ± 35-40	723 ± 35-40	714 ± 35-40	747 ± 35-40	-
(2)	T (°C)	850 ± 22	872 ± 22	871 ± 22	871 ± 22	-
(3)	T (°C)	761 ± 23,5	835 ± 23,5	806 ± 23,5	794 ± 23,5	-
(4)	T (°C)	650 ± 25	671 ± 25	670 ± 25	612 ± 25	-
(5)	T (°C)	-	-	-	-	450 ± 40
(6)	P (kbar)	4,95 ± 0,6	6,10 ± 0,6	5,88 ± 0,6	5,98 ± 0,6	-
(1)	P (kbar)	4,66 ± 0,6	5,28 ± 0,6	5,19 ± 0,6	4,85 ± 0,6	-
(2)	P (kbar)	2,1 ± 0,5	2,89 ± 0,7	2,71 ± 0,7	2,59 ± 0,6	-
(3)	P (kbar)	2,54 ± 0,3	3,13 ± 0,4	2,36 ± 0,3	1,80 ± 0,2	-
(7)	P (kbar)	4,90 ± 0,3	6,10 ± 0,3	5,86 ± 0,3	5,97 ± 0,3	-
(8)	P (kbar)	3,62 ± 0,5	4,68 ± 0,5	4,44 ± 0,5	4,52 ± 0,5	-

*⁽¹⁾Holland and Blundy (1994); ⁽²⁾Ridolfi *et al.* (2009); ⁽³⁾Ridolfi and Renzulli (2011); ⁽⁴⁾Otten (1984); ⁽⁵⁾Wen and Nekvasil (1994); ⁽⁶⁾Schmidt (1992); ⁽⁷⁾Hammarstrom and Zen (1986); ⁽⁸⁾Johnson and Rutherford (1989).

5. DISCUSSIONS

5.1. Magmatic flow recrystallization

The textures observed in the rocks reaffirms the temperatures obtained by the amphibole-plagioclase pair geothermobarometer and strongly suggest the multiple injection model for this system, observed by the mineral phases re-equilibrium.

The integrated study of petrography and mineral chemistry provides information's for the PMC evolution, allowing the observation of some mineral phases re-equilibrium, which those described by Passchier and Trouw (2005), allowing the determination of the temperature range in which the minerals become re-equilibrated, as illustrated in figure 7.

Mineral chemistry results indicated unchanged amphibole crystals for all the studied lithotypes. This fact can be explained by the high recrystallization temperatures of this mineral. Passchier and Trouw (2005) explain that in temperatures between 650-700 °C amphibole deforms by brittle deformation and dilution-precipitation. In addition, when hornblende dilutes commonly recrystallizes in amphiboles of different compositions (Imom *et al.*, 2004), or in other mineral phases such as epidote, albite and biotite (Berger and Stunitz, 1996). Therefore, in this range of temperature, diagnostic deformation features are not easily recorded by amphiboles.

Feldspars behaves ductile at temperatures between 500 and 700 °C, and the presence of subgrains and dynamic recrystallization is a marker of these temperatures. Tullis and Yund (1982) shows that displacement movements are difficult in these minerals due to their large unit cell and low diffusion coefficients, which require temperatures above 500 °C. Feldspar crystals deformation myrmekitic texture become important in temperatures above 600 °C (Passchier and Trouw, 2005).

The feldspars compositions calculated with SOLV CALC indicate a re-equilibration at 450 °C. This temperature records the re-equilibrium of the mineral exsolution, which is in line with the literature described by Passchier and Trouw (2005) (Fig.7). At the end of the PMC crystallization, possibly under subsolidus conditions, there was the action of late fluids and vapors containing essentially H₂O and CO₂, which favored previous phase alteration processes (biotite and feldspars).

According to Pryer (1993) the pertite formation occurs at temperatures between 300 and 500 °C. Passchier and Trouw (2005) report the presence of sub-grains in feldspars at temperatures above 500 °C. The presence of the flame pertites in is also an indicator of temperatures between 300 and 530 °C (Pryer, 1993).

Other evidences can be found to reinforce the re-equilibrium temperature values. According to Passchier and Trouw's (2005) sectored quartz extinction is commonly found in *grain boundary migration* (GBM- 700 °C) recrystallization. In quartz, the bulging structures indicate that the re-equilibrium of these mineral phases has reached temperatures in the range of 400° to 500 °C (Passchier and Trouw, 2005). According to the same authors, undulose extinction in crystals occurs between 250 and 400 °C. At this temperature recrystallization relict grains nuclei's are preserved and a typical recrystallization occurs in the border with formation of *subgrain rotation* recrystallization.

Biotite behaves ductile at temperatures above 250 °C, being classified as re-equilibrate biotites by the classification diagram of Nachit *et al.* (2005). This is a result of their total re-equilibrium as they have been conditioned at temperatures above their dynamic recrystallization limit (Fig. 7).

From the data discussed, it can be inferred that the re-equilibrium phases occurred around the temperature of 600 °C, where the main microtextural features (mymerkites, pertites, kink-bands and undulose extinction) found in the intrusion samples are observed, in addition to mineral chemistry data that reaffirm the re-equilibrium of biotite and feldspar. In the mineral phases there is a prevalence in the recrystallization field between SGR (*Subgrain Rotation*) and GBM (*Grain Boundary Migration*), as observed in figure 7, which corroborates the estimated temperature for the re-equilibrium of the mineral phases in these rocks. Moreover, these data are consistent with the crystallization temperature calculated by geothermobarometry (see item 4.4), since the amphibole has a typically igneous texture, demonstrating that the re-equilibrium did not reach temperatures above 750-800 °C. At this temperature amphibole would exhibit disequilibrium textures and mineral chemistry would reflect the metamorphic condition.

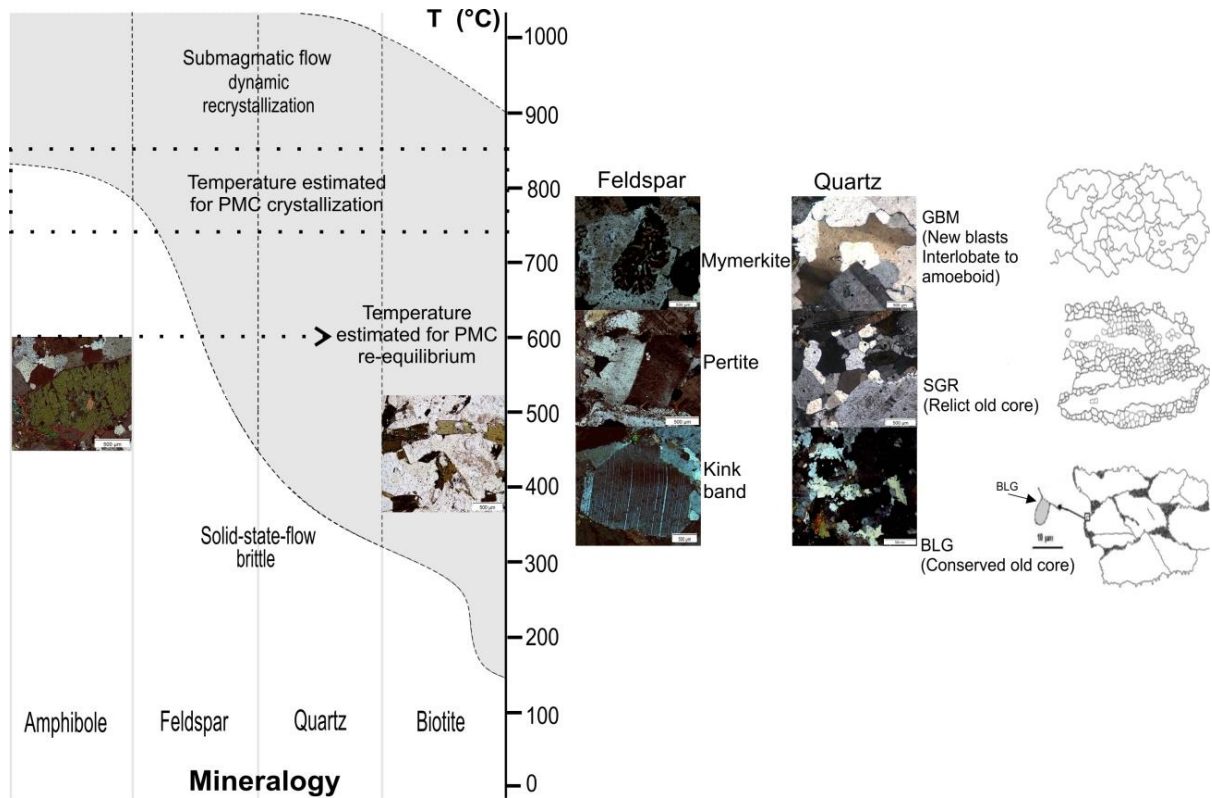
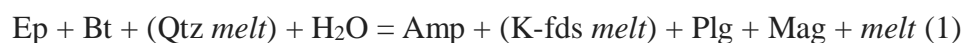


Figure 7 - Illustrative diagram of the relationship between strain temperature and dynamic recrystallization regimes for amphibole, feldspar, quartz and biotite (modified from Passchier and Trouw, 2005). The gray field is the temperature range for dynamic recrystallization to occur in each mineral. Legend: BLG (*Grain Bulging*); SGR (*Subgrain Rotation*); GBM (*Grain Boundary Migration*). The dashed line is the estimated re-equilibrium temperature line for the Pinheiro Machado Complex (PMC) rocks by observing the microtexture temperatures.

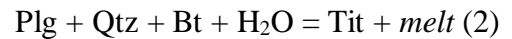
Accessory minerals can also display information about the crystallization conditions, like the presence of magmatic epidote, as an indicative of pressure. According to Zen and Hammarstrom (1984), it is formed from intermediate magmas above a certain pressure (which can range from 3 to 7 kbar mainly due volumetric composition and oxygen fugacity).

At pressures below 9 kbar, biotite crystallizes before epidote. Hornblende is consumed, and its modal reduction is proportional to the epidote and biotite increased frequency. However, local resorption of the hornblende through the growth of epidote and biotite does not imply a general hornblende destabilization in the molten rock, but rather a decrease in the modal abundance of this mineral, as described in the PMC petrographic aspects, when partial melted (1).

The reaction presented below by Schmidt and Poli (2004) shows a mineral assemblage identified in the PMC comagmatic intrusions:



The two titanite textures found in the studied rocks indicates crystallization under different conditions. Euhedral titanite I is commonly associated with peritectic reactions, mostly observed in the leucosomes or in the quartz diorite with melt. The crystallization of this titanite follows the reaction described by Weinberg and Hasalová (2015) (2). This is a hydration reaction, as shown below:



The anhedral to subhedral titanite II is related to the sphenitization process. This titanite probably has late-magmatic origin, being the result of opaque alteration by the action of deuteritic fluids as described by Galindo *et al.* (2012) and Cavalcante *et al.* (2018). According to Dall'Agnol *et al.* (1999) titanite can be formed by two processes: associated with peritectic reactions involving pyroxene hydration and its replacement by hornblende during the magmatic or subsolidus stage; and oxidation during post-magmatic re-equilibrium in calc-alkaline rocks, initially following a cooling trend under reduced conditions with ilmenite/magnetite formation. The same author considers that in oxidized granites, the formation of titanite is associated with a late magmatic reaction, leading to the replacement of hornblende by biotite. The association of petrographic and mineralogical evidence suggests that titanite was crystallized during the PMC magmatic stage, but its original composition would have been re-equilibrated, possibly during the recharge events of the PMC magmatic chamber. This fact explains the titanite compositions plotted near the field of metamorphic conditions in the classification diagram of Kowalis *et al.* (1997).

5.2. PMC crystallization and emplacement conditions

Crystallization conditions of the PMC intrusions were analyzed by empirical and semi-empirical pressure and temperature calculations using the equations established by several authors (Otten, 1984; Hammarstrom and Zen, 1986; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Holland and Blundy, 1994; Anderson and Smith, 1995; Ridolfi *et al.*, 2009; Ridolfi and Renzulli, 2011). The comparative analysis of the results is necessary, since each result brings different parameters and equations that are used for the P-T calculations and must be framed according to the specificities of the studied rocks.

The equations of Ridolfi *et al.* (2009) and Ridolfi and Renzulli (2011) have provided very low unrealistic pressures for the PMC rock crystallization depth (between 2.1 and 2.54 ± 0.3 kbar for amphibolite and between 1.80 and 2.89 kbar for the cognamatic intrusions) and therefore will not be used in this study. These pressures would indicate the crystallization of

diorites and tonalites at 12 km depth, shallow for the crystallization of this rock type (Fig. 8).

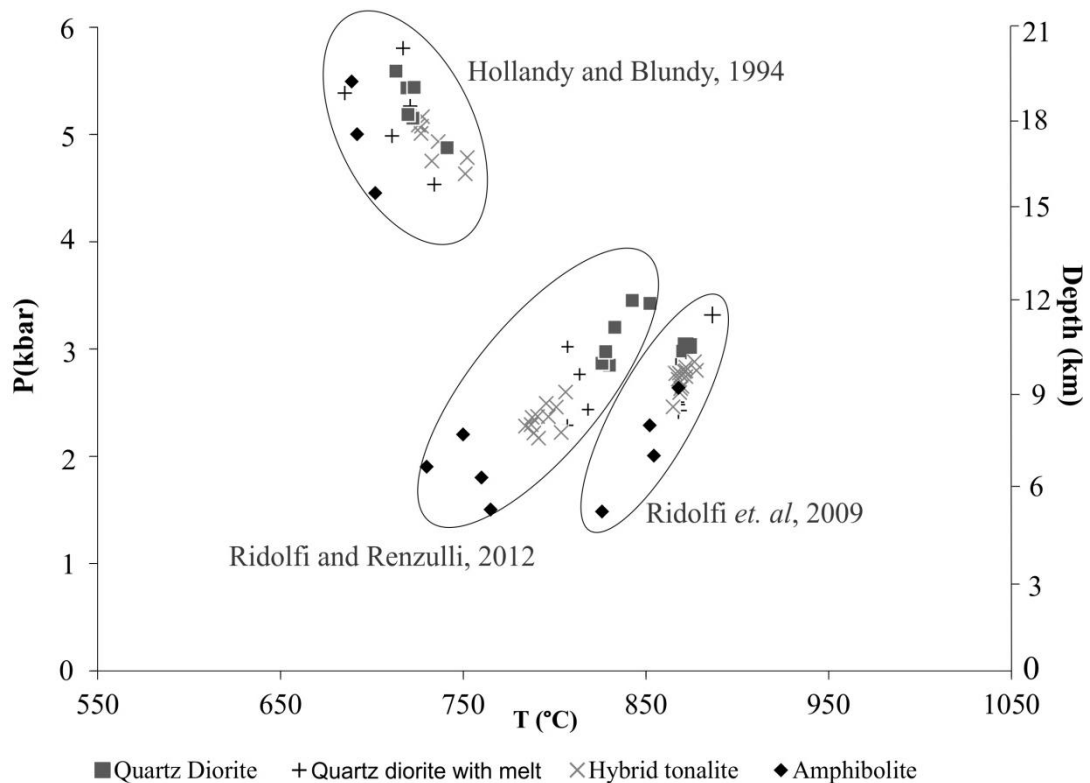


Figure 8 - Temperature versus pressure diagram calculated by the authors cited for the Pinheiro Machado comagmatic intrusion rocks.

The comparative geothermobarometry results from the other authors provided crystallization temperature and pressure results from 650 to 850 ° C and 3.62 to 4.95 kbar for amphibolites, besides 714 to 871 ° C and 4.44 to 6.10 kbar for the comagmatic intrusions of Pinheiro Machado Complex. These results are consistent with the proposed positioning model, based on Ducea *et al.* (2015), for high-volume magmatic events in subduction systems.

Geothermobarometric data for Pinheiro Machado Complex suppose an subduction system, however, in the Pelotas Batolith magmatism, three main tectonic models were proposed in the literature: subduction of the oceanic lithosphere (Philipp, 1990; Fragoso-Cesar, 1991; Philipp *et al.*, 1993; Philipp, 1998; Chemale Jr., 2000), continental collision (Hartmann *et al.*, 2000; Philipp and Machado, 2001) and late to post-collisional reactivation (Bitencourt and Nardi, 1993 and 2000; Philipp *et al.*, 2000). The present pressure-temperature work ratifies the proposal of oceanic lithosphere subduction resulting in the PMC magmatic arc. Silva *et al.* (1999) classified the PMC as a syn-collisional medium to high-K calc-alkaline suite with crystallization ages between 630 and 610 Ma and xenoliths of approximately 780 Ma. The subduction model is reaffirmed in the present work by the PMC biotite mineral chemistry data.

These data were plotted on Abdel Rahman's (1994) diagram, showing a calc-alkaline tendency (Fig. 9). Wyllie *et al.* (1976) and Wyllie (1977) point to subduction as the main mechanism for the formation of calc-alkaline magmatism and generation of large volumes of plutonic rock, as observed in PMC.

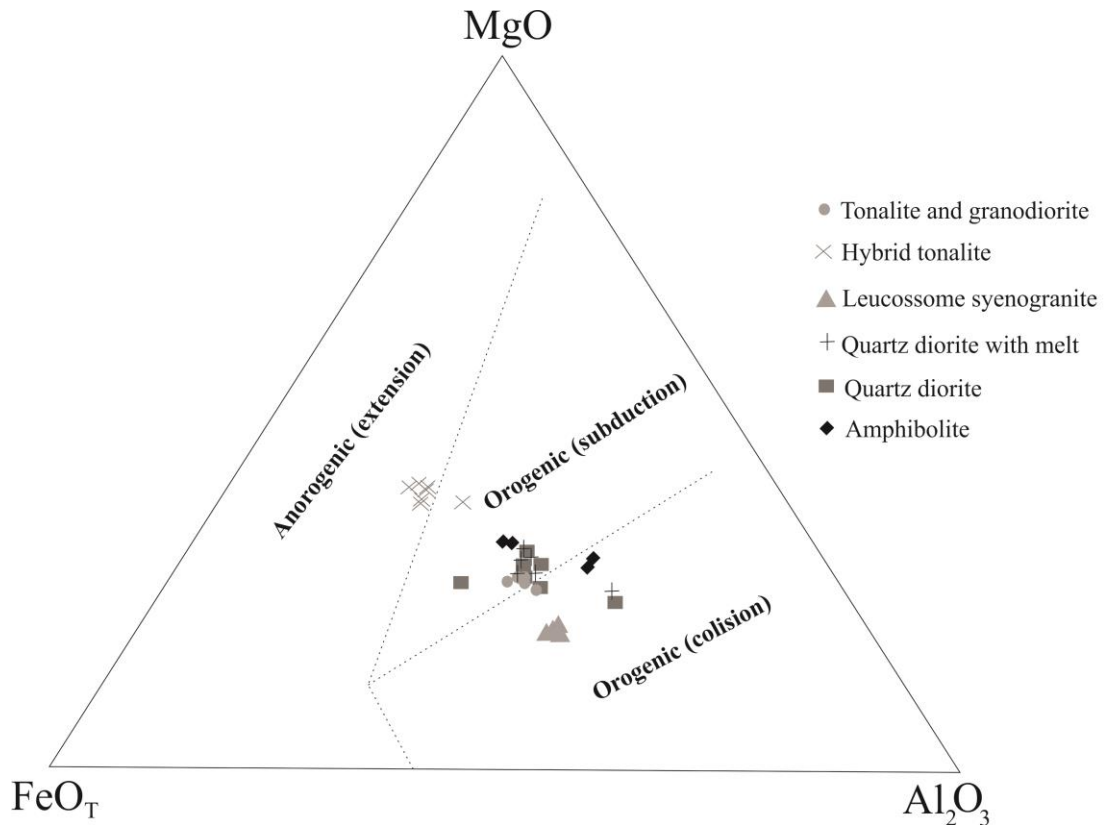


Figure 9- Tectonic environment discrimination diagram using biotite mineral chemistry of Abdel-Rahman (1994).

According to mineral chemistry data, the amphibolite hornblende-plagioclase pairs suggest equilibrium conditions at between 651-850 °C and 3.9-4.95 kbar. The estimated depth of 20-30 km was obtained by the adapted model of Ducea *et al.* (2015), using data from the PMC comagmatic intrusions (Figure 10).

These results, together with the regional geological and geotectonic context, allow the construction of the PMC intrusive rocks emplacement model. The determination of this model obeys the depth premises found in the work of Ducea *et al.* (2015). In addition, the fact discussed above (item 5.1) suggests that magmatism occurred by multiple repeated injections of similar compositions, which commonly occurs in magmatic arc zones, by the consumption of the underlying plate, inducing mineral phase re-equilibrium. A recent example of this type of magmatism is found in the Andes. Rodriguez *et al.* (2016) in their study of the Flamenco

Pluton, Coastal Batholith, Central Andes, reveal some characteristics of magmatism in successive intrusions. This emplacement process of these magma explains several textural features of mineral phases re-equilibrium, mixing and melting of the first pulses, similar to what is observed in the PMC comagmatic intrusions. Petrologists rethink the classic balloon-like pattern of large batolith emplacement (Huppert and Sparks, 1998; Bohrson, 2001). Although the shape of the batolith is now a controversial issue among the petrology community, many authors propose that incremental growth of compound lithotypes is accomplished through discrete or batch magmatic pulses (Annen, 2011; Michaut and Jaupart, 2011). Processes such as magma differentiation, fractionation, metamorphism, mixing, and host rock assimilation can occur at the time of the emplacement, not just in the source area, and are closely related to the magma chamber style and emplacement rate (Annen, 2011). Thus, variations in magma fluxes and rates and the recrystallization period of the mineral phases that are required to establish instability conditions, which are responsible for the simultaneous presence of mineral phases re-equilibrium in the magmatic arcs and mixing and mingling features during the main intrusive and auto-metamorphism processes, recrystallization caused by temperature increase by addition of one more comagmatic pulse (Annen and Sparks, 2002).

Paterson and Ducea (2015) state that long continental arc segments with simultaneous magmatic activity who act during 30-60 Ma and are followed by lull where little magma volume is added to the arc. However, the volume and spatial distribution of magmatic increments, rather than the shape of individual pulses, are responsible for the sequential growth of large batoliths (Paterson *et al.*, 2011).

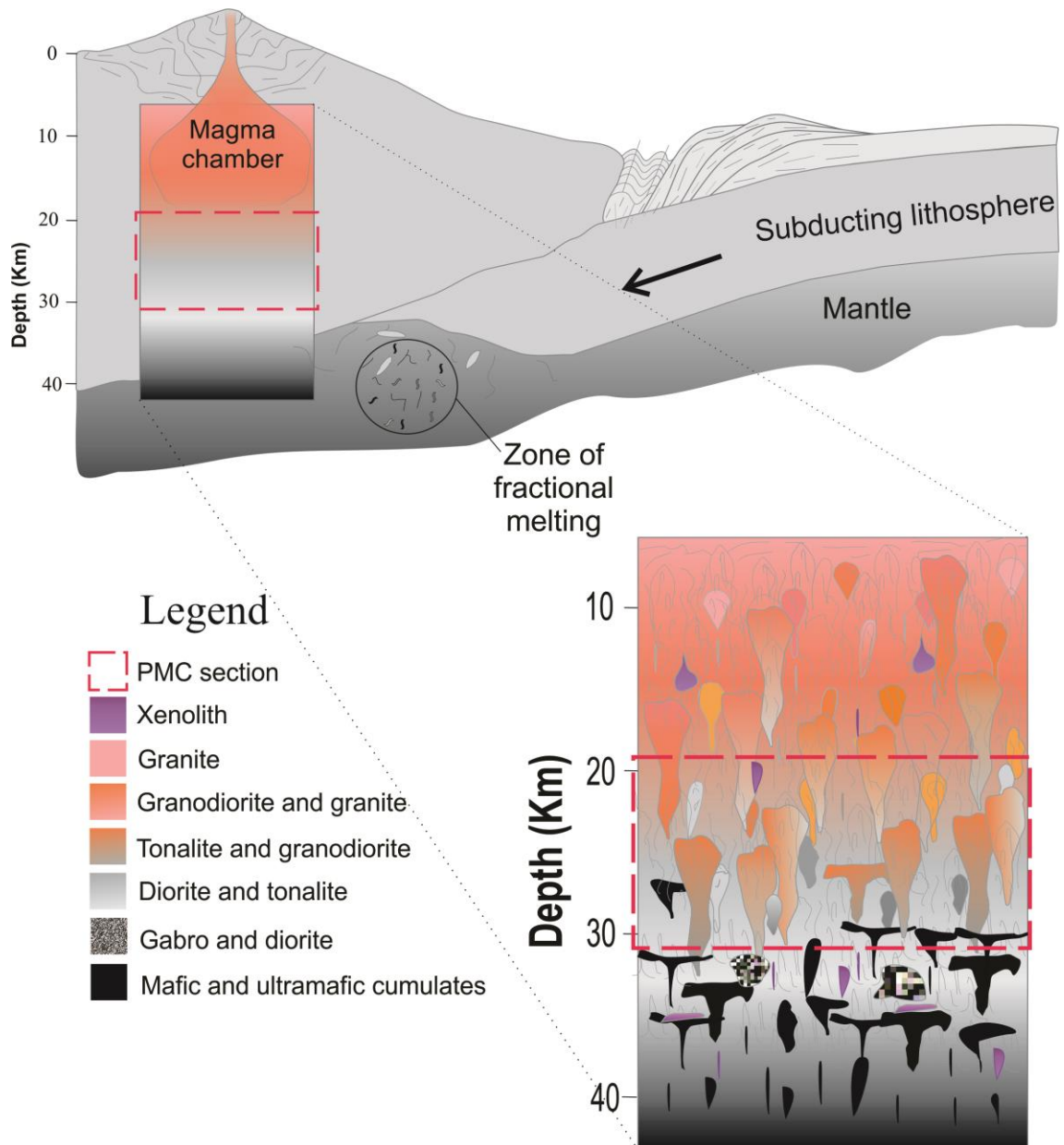


Figure 10- Schematic crustal column illustrating the rock assemblages that dominate at different depths. The critical depths Proterozoic exposed in the paleo-arc, generating the Pinheiro Machado Complex (PMC), segment are shown within a dashed rectangle. Modified from Ducea *et al.* (2015).

Paterson *et al.* (2016) point out that observations similar to those made in the PMC support models in which convection, mixing/recycling, and varying chemical and physical characteristics form significant compositional diversity at upper crustal levels. Intense mixing and magmatic recycling present challenges in evaluate the magnitude of fractionation and melting compositions. Important aspects such as erosion in magmatic chambers, according to the same authors, are common in large magma batches. Early crystallized crystals are recycled and/or re-equilibrated by younger buoyancy-driven pulses of magma from the same chamber. The following mechanism was defined by Parterson *et al.* (2016) as magma mush avalanche (Figure 11).

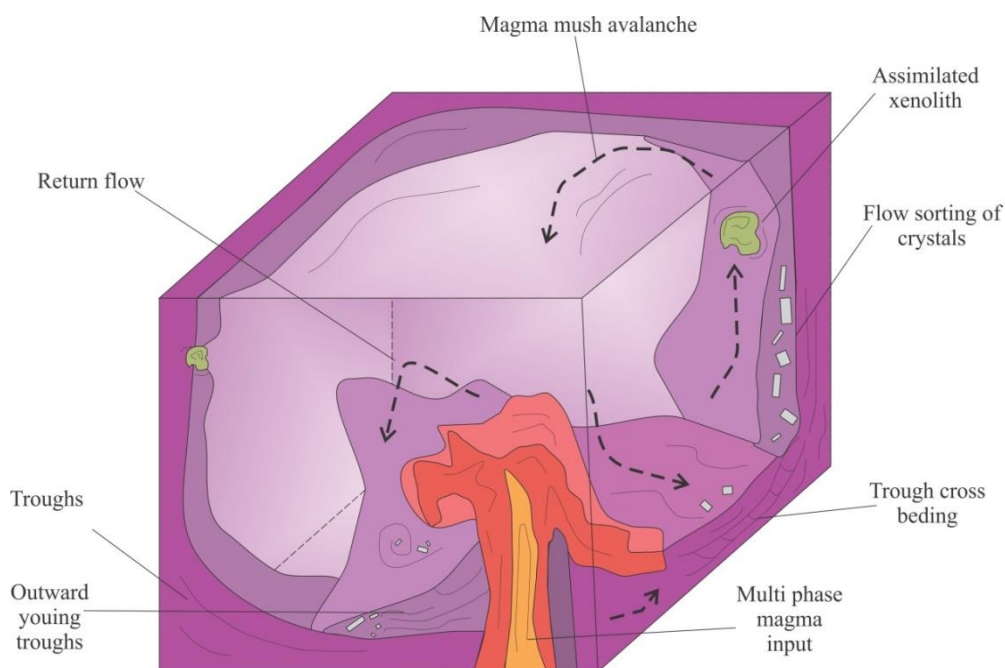


Figure 11 - Modified illustration by Paterson *et al.* (2016) of a magma chamber showing different potential processes that would lead to the erosion of old units, mixing older and younger crystal mushes, recycling of older materials, younger magma input and formation of local magmatic structures.

In some cases, such as in the PMC, there is also the accumulation of intrusive pulses in the crust generating higher thermal maturity in the host rocks, which is denoted by the emplacement rate, which increases the interaction processes between granitic melts and host xenoliths (Rodríguez *et al.*, 2016). Assimilation and mixing features of the amphibolite, PMC's host rock, show that the predominant process in these rocks increased the degree of mixing and assimilation. Another aspect considered for this type of magmatism is the “scraping off” of the former continental crust, which during subducting of the oceanic lithosphere (Stern, 1991). This scraping off, according to Wörner (2018), is an important process to explain the lithological variety of magmatic arc regions, as it reveals how happens the main contamination mechanism of the subarc magma source in the mantle.

6. CONCLUSIONS

The Pinheiro Machado Complex in the studied quarries varies from quartz dioritic to granodioritic compositions, with minor tonalitic to syenogranitic terms.

The mineralogy is composed by Mg-hornblende in the amphibolites and pargasites in the comagmatic intrusions. The chemical composition of plagioclase varies from oligoclase to andesine. Biotite crystals show enrichment in the annite molecule, common in calc-alkaline magmas. Epidote was crystallized in the early stages of the magmatism, as well as in the later alteration processes. Titanite exhibits two distinct populations, titanite I is a peritectic product of

partial melting reaction, and titanite II is a tardi-magmatic mineral.

In addition to these aspects, the chemical composition data of the amphibole-plagioclase pair in the amphibolite allowed the determination of the metamorphic P-T conditions, ranging between 650 and 850 °C and 3.62 to 4.95 kbar. In turn, the chemical composition of the amphibole-plagioclase pair for the PMC comagmatic intrusions allowed us to determine the temperature and pressure of crystallization between 714 to 871 °C and 4.44 to 6.10 kbar, respectively.

Through textural and compositional aspects of the intrusions, the minimum temperature of the PMC solidus is estimated at around 450 °C, relating the plagioclase composition with the Fuhrman and Lindsley (1988) isotherms. The re-equilibrium of the early crystallized phases reached 600 °C, affecting biotite, feldspar and quartz. The amphibole was not re-equilibrated because its recrystallization temperature was above 750 °C. Late fluids in the end of PMC crystallization, possibly favored the early phase disequilibrium processes (biotite and feldspars).

Isotherms, petrographic features, and observation of re-equilibrium in mineral chemistry data indicate emplacement in continuous and repeated magmatic pulses for this system at a depth of 20 to 30 km. The data presented here coupled with classic examples described in the literature, allowed us to suggest the emplacement model of the Pinheiro Machado comagmatic intrusions in a continental magmatic arc setting, intruding an amphibolitic crust. We infer the mode of emplacement involving magma mush avalanche and recycling of early mineral phases, through the use of mineral chemistry and geothermobarometry.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the Institute of Geosciences of UFRGS for technical and infrastructure support. We thank Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) and Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for financial support, and the reviewers for the improvement in the text.

8. REFERENCES

- Abbott, R. N., and Clarke, D. B., 1979. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO}$ projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a $(\text{H}_2\text{O}) \leq 1$. *The Canadian Mineralogist*, v. 17, n. 3, p. 549-560.
- Abdel-Rahman, A.F.M., 1994. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. *Journal of Petrology*, v. 35, p. 525–541.
- Almeida, D.P.M., Gomes, M.E.B., Philipp, R.P., Robaina, L.E.S., and Pintaúde, D.A., 1990. Contribuição ao conhecimento dos granitóides alcalinos da Suíte Dom Feliciano do Batólito Pelotas, região de Torrinhas, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, v. 13, p. 59-72.
- Anderson, J.L., and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and $f\text{O}_2$ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* v. 80, p. 549–559.
- Annen, C., 2011. Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism–volcanism relationships. *Tectonophysics*, v. 500, p. 3–10.
- Annen, C., and Sparks, R.S.J., 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, p. 937–955.
- Babinski, M., Chemale, F.Jr., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., and da 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*, v. 10, p. 263–274.
- Berger, A., and Stunitz, H., 1996. Deformation mechanisms and reaction of hornblende: examples from the Bergell tonalite (Central Alps). *Tectonophysics*, v. 257, p. 149–174.
- Bitencourt, F.M. de, and Nardi, L.S.V., 1993. Late-to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65, n. 1, p. 3-6.
- Blundy, J.D., and Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, p. 208–224.
- Bohrson, W.A., 2001. Energy-Constrained Open-System Magmatic Processes II: Application of Energy-Constrained Assimilation-Fractional Crystallization (EC-AFC) Model to Magmatic Systems. *Journal of Petrology*, v. 42, p. 1019–1041.
- Bowden, P., Batchelor, R.A., Chappell, B.W., Didier, J., and Lameyre, J., 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 35, p. 1–11.
- Cavalcante, R., Galindo, A.C., Alves da Silva, F.C., and Souza, R.F. de, 2018. Química mineral

- e condições de cristalização do Plúton Granítico Barcelona, extremo nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Pesquisas em Geociências*, v. 41, p. 257-272.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *Geologia do Rio Grande do Sul*, p. 13-52.
- CPRM. Companhia de Recursos e Pesquisa Mineral. 2007. Mapa geológico do Rio Grande do Sul. Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Brasil. CD-Room, escala 1:750.000.
- Cruz, R.F., 2019. Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- Dall'agnol, R., Scaillet, B., and Pichavant, M., 1999. An Experimental Study of a Lower Proterozoic A-type Granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, v. 40, p. 1673–1698.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 2013. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.
- Ducea, M.N., Paterson, S.R., and DeCelles, P.G., 2015. High-Volume Magmatic Events in Subduction Systems. *Elements*, v. 11, p. 99–104.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - Uma Contribuição A Partir das Assinaturas Geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 375–384.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C., Koester, E., Kraemer, G., Scherer, C.M.S., Menegat, R., 1992. Granitóides Brasileiros Precoces do Cinturão Dom Feliciano: Caracterização Geoquímica e Discussão Estratigráfica. *Pesquisas em Geociências*, v. 19, p. 195-215.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. and Porcher, C.C., 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas-região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldensis*, v. 30, p. 117-138.
- Fleet, M.E., and Barnett, R.L., 1978. Al iv/Al vi partitioning in calciferous amphiboles from the Froid Mine, Sudbury, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, v. 16, n. 4, p. 527-532.
- 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. Ph.D. thesis. São Paulo, Universidade de São Paulo.
- Fragoso-César, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr., E., and Faccini, U.F., 1986. O Batólito Pelotas (proterozóico superior/eo-paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Annals*, v. 3, p. 1322–1343.
- Fuhrman, M.L., and Lindsley, D.H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry.

- American mineralogist, v. 73, n. 3-4, p. 201-215.
- Galindo, A.C., Silva, F.C.A. and Souza, Z.S. 2012. Química Mineral de leucomicrogranitos Neoproterozoicos do Domínio Rio Grande do Norte. *Geochimica Brasiliensis*, v. 26, p. 19-28.
- Hammarstrom, J.M., and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American mineralogist*, v. 71, n. 11-12, p. 1297-1313.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Da Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., and Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences* v. 47, p. 829–844.
- Hawthorne, J., 2012. II—John Hawthorne: Some Comments on Fricker’s “Stating and Insinuating.” *Aristotelian Society Supplementary Volume*, v. 86, p. 95–108.
- Holland, T., and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 116, p. 433–447.
- Hossain, I., and Tsunogae, T., 2014. Crystallization conditions and petrogenesis of the paleoproterozoic basement rocks in Bangladesh: An evaluation of biotite and coexisting amphibole mineral chemistry. *Journal of Earth Science*, v. 25, p. 87–97.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R.P., Basei, M.A.S., and Siegesmund, S., 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay, *in Regional Geology Reviews*. Springer International Publishing, p. 267–302.
- Huppert, H.E., Sparks, S.J., 1988. The generation of granitic magma by intrusion of basalt
- Imon, R., Okudaira, T., Kanagawa, K., 2004. Development of shape-and lattice-preferred orientations of amphibole grains during initial cataclastic deformation and subsequent deformation by dissolution–precipitation creep in amphibolites from the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, v. 26, n. 5, p. 793-805.
- into continental crust. *J. Petrol.* 29, 599–624.
- Johnson, M.C., and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, v. 17, p. 837-841.
- Kowallis, B.J., Christiansen, E.H., and Griffen, D.T., 1997. Compositional variations in titanite. *in Geological Society of America Abstracts with Programs*, p. 402.
- Lameyre, J., and Bowden, P., 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 14, p. 169–186.

- Loureiro, P. Koester, E., Weinberg, R., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., and 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.
- Mesquita, M.J.M.D., 1991. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS) [Master dissertation]: Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Michaut, C., and Jaupart, C., 2011. Two models for the formation of magma reservoirs by small increments. *Tectonophysics* v. 500, p. 34–49.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., and Ben Ohoud, M., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, v. 337, p. 1415–1420.
- Otten, M.T., 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p. 189–199.
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 245 p.
- Paterson, S., Memeti, V., Mundil, R., and 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*, v. 101, p. 2176–2198.
- Paterson, S.R., and Ducea, M.N., 2015. *Arc Magmatic Tempos: Gathering the Evidence*. *Elements*, v. 11, p. 91–98.
- Paterson, S.R., Okaya, D., Memeti, V., Economos, R., and Miller, R.B., 2011. Magma addition and flux calculations of incrementally constructed magma chambers in continental margin arcs: Combined field, geochronologic, and thermal modeling studies. *Geosphere*, v. 7, p. 1439–1468.
- Philipp, R. P., 1990. *Geologia e Petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas. RS. Master dissertation. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 231 p.*
- 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., and 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., and Machado, R., 2001. Suítes graníticas do batólito pelotas no rio grande do sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, p. 257–266.
- Philipp, R.P., and Machado, R., 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, p. 461–

478.

Philipp, R.P., Bom, F.M., Pimentel, M.M., Junges, S.L., Zvirtes, and G., 2016. SHRIMP U-Pb age and high temperature conditions of the collisional metamorphism in the Várzea do Capivarita Complex: Implications for the origin of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 66, p. 196–207.

Philipp, R.P., Machado, R., and Chemale Jr., F., 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: implicações petrogenéticas e idade de reativação das zonas de cisalhamento. *Geologia USP. in Série Científica*, v. 3, p. 71–84.

Philipp, R.P., Mesquita, M.J.M., Gomes, M.E.B., and Almeida, D.D.P., 1993. Reconhecimento Estrutural e Geoquímico dos Granitóides Brasileiros da Região de Pelotas, RS. *Pesquisas em Geociências*, v. 20, p. 3-13.

Pryer, L.L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: The Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 21–36.

Ridolfi, F., and Renzulli, A., 2011. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 163, p. 877–895.

Ridolfi, F., Renzulli, A., and Puerini, M., 2009. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 160, p. 45–66.

Rodríguez, N., Díaz-Alvarado, J., Rodríguez, C., Riveros, K., and Fuentes, P., 2016. Petrology, geochemistry and thermobarometry of the northern area of the Flamenco pluton, Coastal Range batholith, northern Chile. A thermal approach to the emplacement processes in the Jurassic andean batholiths. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 67, p. 122–139.

Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 304–310.

Schmidt, M.W., and Poli, S., 2004. Magmatic Epidote. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 56, p. 399–430.

Sial, A.N., Vasconcelos, P.M., Ferreira, V.P., Pessoa, R.R., Brasilino, R.G., and Morais Neto, J.M., 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos*, v. 105, p. 225–238.

- Silva, da L.C., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N.J., and Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb Zircon Dating of Neoproterozoic Granitic Magmatism and Collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. *International Geology Review*, v. 41, p. 531–551.
- Spear, F.S., 1980. $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$ exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 72, p. 33–41.
- Speer, J.A., 1984. Micas in igneous rocks. *in* S. W. Bailey. *Reviews in Mineralogy*. Blacksburg, Mineralogical Society of America, v. 13, p. 299-356.
- Stern, C.R., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, v. 19, p. 78.
- Streckeisen, A. L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner.*, v. 107, p. 144-240.
- Tullis, J., and Yund, R.A. 1982. Grain growth kinetics of quartz and calcite aggregates. *The Journal of Geology*, v. 90, n. 3, p. 301-318.
- Tulloch, A.J., 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 105–117.
- Vilalva, F.C.J., and Vlach, S.R.F., 2014. Geology, petrography and geochemistry of the A-type granites from the Morro Redondo Complex (PR-SC), southern Brazil, Graciosa Province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 86, p. 85–116.
- Weinberg, R.F., and Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos* v. 212–215, p. 158–188.
- Wen, S., and Nekvasil, H., 1994. SOLVALC: An interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry. *Computers & Geosciences*, v. 20, p. 1025–1040.
- Wörner, G., Mamani, M., and Blum-Oeste, M., 2018. Magmatism in the Central Andes. *Elements*, v. 14, p. 237–244.
- Wyllie, P.J., 1977. Crustal anatexis: An experimental review. *Tectonophysics*, v. 43, p. 41–71.
- Wyllie, P.J., Huang, W.L., Stern, C.R., and Maaloe, S., 1976. Granitic magmas: Possible and Impossible Sources, Water Contents, and Crystallization Sequences. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 13, p. 1007–1019.
- Zen, E., and Hammarstrom, J.M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, v. 12, p. 515-518.

PARTE III

ANEXOS

Carta de Submissão

International Geology Review - Manuscript ID TIGR-2020-0012 has been submitted online



Traduzir a mensagem para: Português | Nunca traduzir do: Inglês

IR

International Geology Review <onbehalfof@manuscriptcentral.com>



Seg, 06/01/2020 11:50

vivianneab@hotmail.com; vivianneab@hotmail.com; koester@ufrgs.br; crislenz@yahoo.com.br; laercio

06-Jan-2020

Dear Miss Bastos:

Your manuscript entitled "Mineral chemistry and geothermobarometry of the SE Pinheiro Machado Complex: implications for the evolution of the eastern domain of the Dom Feliciano Belt, Brazil" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in the International Geology Review.

Your manuscript ID is TIGR-2020-0012.

Please mention the above manuscript ID in all future correspondence or when calling the office for questions. Please log in to Manuscript Central at <https://mc.manuscriptcentral.com/tigr> to add your ORCID to this submission and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Centre after logging in to <https://mc.manuscriptcentral.com/tigr>.

Thank you for submitting your manuscript to the International Geology Review.

Sincerely,
International Geology Review Editorial Office

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“QUÍMICA MINERAL, GEOTERMOBAROMETRIA E SUAS IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO, REGIÃO DE MONTE BONITO, RS”
Área de Concentração: Geoquímica
Autora: Vivianne Andrade Bastos
Orientador: Prof. Dr. Edinei Koester
Examinadora: Profa. Dra. Márcia Elisa Boscato Gomes
Data: 06/01/2010
Conceito: A
PARECER:
<p>O estudo “QUÍMICA MINERAL, GEOTERMOBAROMETRIA E SUAS IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO, REGIÃO DE MONTE BONITO, RS” aborda uma temática de interesse científico e pertinente à área de Geoquímica do PPGGEO/UFRGS.</p> <p>Este estudo foi bem concebido, tendo objetivos claros a desenvolver: caracterizar as feições microestruturais das rochas que compõem o Complexo Pinheiro Machado, determinar a composição química dos minerais, aplicar cálculos geotermobarométricos e, através da integração destes dados, propor um modelo de colocação dos magmas e assim contribuir para o entendimento da evolução petrológica destas rochas.</p> <p>Os resultados são plenamente condizentes com uma dissertação de mestrado. Muitos dados foram obtidos e estes constituem uma importante contribuição ao entendimento dos processos envolvidos na formação e evolução do Batólito Pelotas.</p> <p>A monografia está bem redigida, sendo apresentados capítulos introdutórios de metodologia e de revisão teórica e um artigo submetido.</p> <p>A autora apresenta uma boa revisão teórica, com bibliografia relevante sobre o contexto geológico/geotectônico da área e também aborda tanto os aspectos conceituais sobre as feições microestruturais e seus significados petrológicos, quanto sobre os métodos geotermobarométricos aplicados neste estudo.</p> <p>O trabalho se baseia no mapeamento geológico de detalhe e na análise petrográfica e de química mineral. Muitos dados foram produzidos para este conjunto de rochas, especialmente dados da química mineral das diferentes fases presentes. A análise e a interpretação das microestruturas permitiu à autora</p>

estabelecer domínios de temperatura e de pressão bem como a cronologia para a evolução das rochas do complexo e com isso, avaliar e utilizar de forma crítica os resultados dos cálculos geotermométricos. A autora demonstrou domínio sobre as metodologias utilizadas.

O conjunto de dados obtidos representa um forte avanço na utilização da microanálise integrada à análise da química mineral, dando subsídios para o entendimento dos processos de evolução do Complexo Pinheiro Machado e permitindo à autora a proposição de um modelo de colocação dos corpos, sendo uma importante contribuição para o entendimento da geologia da porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense.

Por todos estes aspectos o conceito atribuído a este trabalho é A.

Assinatura:



Data: 06/02/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“QUÍMICA MINERAL, GEOTERMOBAROMETRIA E SUAS IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO, REGIÃO DE MONTE BONITO, RS”	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autora: Vivianne Andrade Bastos	
Orientador: Prof. Dr. Edinei Koester	
Examinadora: Profa. Dra. Aracy Sousa Senra	
Data: 26 de janeiro de 2020	
Conceito: A (Excelente)	
PARECER:	
<p>A dissertação ora apresentada apresenta significativa contribuição para uma melhor compreensão do Cinturão Dom Feliciano, em particular com dados de petrologia, química mineral e geotermobarometria das rochas do Complexo Pinheiro Machado, no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil.</p> <p>O material é apresentado em 3 partes, a primeira contendo uma breve introdução, objetivo do trabalho, embasamento teórico e descrição das metodologias abordadas. Na segunda parte é apresentado o Artigo submetido ao periódico <i>Internacional Geology Review</i> em 06 de janeiro de 2020 e por fim a terceira parte contendo anexos tais como histórico da mestrandia e carta de submissão, com considerável intenção de aceite para publicação por parte do periódico.</p> <p>De maneira geral a dissertação está bem escrita, de maneira sucinta e objetiva, apresenta um estado atual de informações sobre a área de estudo, apresenta os dados claramente e suas interpretações são coerentes tanto com os dados como com propostas já existentes, o que corrobora o trabalho sobremaneira.</p> <p>É claro no trabalho que a região possui um contexto geológico bastante complexo e que esses dados obtidos ajudam num melhor entendimento da evolução das condições de cristalização do Complexo Pinheiro Machado e conseqüentemente para a contextualização do Cinturão Dom Feliciano.</p> <p>Apesar da qualidade e da importância do trabalho realizado tenho algumas considerações a comentar sobre o mesmo mas que visam somente a melhorar o mesmo.</p> <p>Na primeira parte ocorrem alguns erros de digitação, formatação e trocas de nomes que gera certa confusão em primeira leitura. Há também algumas bibliografias faltando.</p> <p>Na segunda parte também ocorrem poucos erros de digitação e trocas de siglas do Complexo, letras maiúsculas e formatação das referências bibliográficas (verificar).</p> <p>Todas essas considerações não alteram a qualidade do trabalho realizado. O mesmo sintetiza a pesquisa de maneira ordenada e compreensiva.</p> <p>Para a segunda parte (Artigo submetido) tenho algumas considerações que poderiam ser úteis em um segundo momento para reflexão.</p>	

Apesar de no resumo estar claro os objetivos da pesquisa e apresentação dos dados e a conclusão, aparece na lista de *keywords* a palavra Microestruturas. Mas não há menção no texto sobre a observação das mesmas nem como elas contribuíram com a interpretação. No decorrer da apresentação dos dados e principalmente da descrição petrográficas das unidades, as microestruturas são apresentadas e possuem participação importante na compreensão das fases de re-equilíbrio mineral. Seria interessante que as mesmas estivessem citadas no resumo.

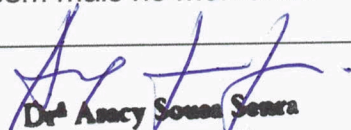
As figuras e gráficos do artigo precisam melhorar na resolução e no dimensionamento das mesmas, algumas foram de difícil leitura, outras estavam por demais afastadas das referências no texto, complicando a interpretação das mesmas no momento da leitura. A figura 7, deveria ser ampliada, talvez retirando os desenhos esquemáticos (GBM, SGR e BGL), pois as fotomicrografias são perfeitamente esclarecedoras. Um aumento das fotos poderia mostrar melhor as estruturas sem necessidade dos desenhos. Rever a Figura 5.

Rever as construções de algumas frases e/ou a utilização de alguns termos (lull, batches) no intuito de facilitar a compreensão dos mecanismos.

Por último sugiro uma uniformização da nomenclatura adotada, seja em campo ou petrograficamente, a fim de facilitar a leitura e a compreensão dos mesmos.

Por fim parabênizo a discente pelo excelente trabalho realizado e pela significativa contribuição na contextualização do Cinturão Dom Feliciano, com a proposta apresentada para o Complexo Pinheiro Machado. Agradeço a oportunidade a mim concedida e espero ter contribuído de alguma maneira, encerro minhas considerações colocando-me a disposição para quaisquer esclarecimentos adicionais, sem mais no momento.

Assinatura:


Dr^a Anacy Sousa Sousa
DGEOL/UFES
SHAPE 25782534

Data: 26/01/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: