



**EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO NA REGIÃO
DE MONTE BONITO, PELOTAS, RS**

Porto Alegre, 26 de novembro de 2013

Paula de Oliveira Loureiro

**EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO NA REGIÃO DE
MONTE BONITO, PELOTAS, RS**

Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia junto à disciplina Projeto Temático III, como requisito parcial para a obtenção do grau de bacharel em geologia.

Orientadores: Prof. Dr. Edinei Koester
Prof. Dr. André S. Mexias

Porto Alegre, 26 de novembro de 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Loureiro, Paula de Oliveira

Evolução magmática do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, Pelotas, RS . / Paula de Oliveira Loureiro. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2013.

[75 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientador: Edinei Koester

Coorientador: André Sampaio Mexias

1. Cinturão Dom Feliciano. 2. Monte Bonito. 3. Complexo Pinheiro Machado. 4. Petrologia. I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Veleida Ana Blank CRB 10/571

Dedico este trabalho à vó Síría,
cráton na orogênese da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Agradeço antes de tudo à minha querida vó Ila, que meu deu apoio irrestrito em todos os momentos da minha vida, foi a maior incentivadora dos meus estudos e incansável nos cuidados com minhas duas pedrinhas mais preciosas, à ela agradecimentos são pouco, simplesmente não teria conseguido sem ela.

Ao Carlito, companheiro de uma vida, melhor pai que meus filhos poderiam ter, que me ensinou tanto da vida e do amor, meu porto seguro.

Aos filhos amados Gabriel e Francisco que a vida me trouxe para me ensinarem a ser melhor, sempre e conhecer o amor incondicional. À Raíza, filhota emprestada, nosso raio de sol, que ilumina nossas vidas.

À minha mãe Marilda, que me ensinou a confiança e a cumplicidade. E que é preciso ter força, é preciso ter raça, é preciso ter gana sempre! Que mulher é um ser forte.

Ao meu pai Paulo, que sempre lutou para nos proporcionar educação, mesmo de longe soube estar presente com seus conselhos, preocupado em me mostrar que o mundo não é brincadeira e que é preciso ter os pés no chão. Parceiro de trago e de jogo do Colorado.

Ao meu irmão Jerônimo, que compartilha comigo o amor pelas ciências naturais, que busca não apenas observar o mundo, mas também enxerga-lo.

Às minhas amigas, parceiras, lindas mulheres fortes, geólogas Manoela e Thamy, pela amizade de vocês, por me incentivarem a não desistir da geologia, mesmo com as reviravoltas da vida e a levantar a cabeça e lembrar do meu valor. Pelos palheiros filados com tanto carinho e pelas cervejas compartilhadas quando eu estava dura. Amo vocês.

A todos os professores que de alguma maneira me ajudaram, ao longo destes nove anos de estudante de geologia, a descobrir os códigos para ler nas rochas a história da Terra e ver como somos pequenos diante dela.

Ao professor André Mexias, orientador e amigo, com quem pude sempre contar nos momentos mais turbulentos do curso e que continuou me apoiando quando resolvi alçar novos vôos.

Ao professor Edinei Koester, que me recebeu de braços abertos, me proporcionou a oportunidade de estudar o que realmente gosto, apostou no meu potencial e esteve sempre disponível quando precisei das suas orientações. Mais do que orientador, professor dedicado, ser humano com um coração sem tamanho.

Ao professor Rualdo Menegat, com toda a sua sabedoria, acolhimento e dedicação aos alunos, me ensinou a pensar no como se constrói o conhecimento científico.

Aos queridos colegas de difração de raios x, Jorge, Edgar, Elisa e todos que por lá passaram e acrescentaram.

Aos colegas de Cicag, Rodrigo R., Fernando, Daniel, Pâmela, Laércio, Nicoli, Karen e Ariel. Pelas parcerias de campo e de trago.

Aos tantos colegas e amigos que acrescentaram tanto neste longo período de graduação, Rodrigo F., Leandro, Carla.. ao CAEG e todos que compartilham suas vivências enriquecedoras, que são um oásis no turbilhão da vida acadêmica.

À UFRGS e todos que proporcionam a existência e manutenção da universidade pública e gratuita com seus impostos.

Ao CNPq, pela bolsa de iniciação científica, que me ajudou financeiramente durante boa parte do curso.

À geologia, ciência tão linda e complexa como a Terra, por existir e me proporcionar fazer algo que amo, estar nos lugares mais lindos, em contato com a natureza, viajar e ainda chamar isso de trabalho.

E gracias a la vida que me ha dado tanto...

Gratidão imensa a todos!

RESUMO

O Complexo Pinheiro Machado compõe uma expressiva área na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense sendo um dos registros mais antigos da evolução geológica nesta região do Cinturão Dom Feliciano. Esse complexo, caracterizado pela presença de granitoides e enclaves de rochas metamórficas, foi gerado por processos magmáticos há cerca de 600 Ma e sofreu uma complexa evolução, marcada por três fases de deformação, materializadas por zonas de cisalhamento sub-horizontais e subverticais. Na região de Monte Bonito (Pelotas, RS) foram caracterizadas as relações entre os principais litotipos do complexo, separando-se, em ordem estratigráfica, em xenólitos anfibolíticos, diorito, bt-granodiorito e bt granitos. A partir de levantamento em escala de detalhe em pedreiras, petrografia e geoquímica foi estabelecida uma relação de assimilação e possível refusão das rochas mais primitivas do sistema magmático, o que explica a composição expandida deste complexo e sua heterogeneidade textural e composicional. Foram reconhecidas relações de contemporaneidade de magmas com sucessivos pulsos interagindo com progressivo aumento de contraste reológico e diminuição do grau de contaminação pelas rochas assimiladas. O estudo propõe um ambiente de arco continental evoluído em que, as próprias rochas cálcico-alcálicas primitivas do arco estão sendo assimiladas e refundidas numa contínua refusão e reciclagem dessas rochas, passando para um ambiente colisional onde fusões de rochas cada vez mais diferenciadas geram magmas no mesmo *trend* de diferenciação. Assim, é corroborada a hipótese de se tratar de uma zona de transferência de magma com concomitante fusão parcial *in situ*.

Palavras-Chave: Cinturão Dom Feliciano, Monte Bonito, Complexo Pinheiro Machado, petrologia, geoquímica.

ABSTRACT

The Pinheiro Machado Complex makes up a significant area in the eastern portion of Southern Shield Riograndense being one of the oldest records of the geological evolution of the Dom Feliciano Belt in this area. This complex, characterized by the presence of granitoids and enclaves of metamorphic rocks, was generated by magmatic processes around 600 Ma and underwent a complex magmatic evolution, marked by three phases of deformation, materialized by shear zones sub-horizontal and sub-vertical. In the region of Monte Bonito (Pelotas, Brazil) were characterized relations between the main rock types of the complex, in stratigraphic order: amphibolitic xenoliths, diorite, biotite granodiorite and biotite granite. From the description of quarries, petrography and geochemistry a relationship of assimilation and possible remelting of the most primitive rocks of the magmatic system, which explains the composition of this complex and expanded its compositional and textural heterogeneity was established. Contemporaneous relations with successive magma pulses interacting with a progressive increase of rheological contrast and decrease the degree of contamination by assimilated rocks were recognized. The study proposes a continental arc environment evolved in the very primitive calc-alkaline arc related rocks assimilating old crust, remelting and recycling of these rocks and arc related, moving to a collisional environment where increasingly differentiated rocks are generated. Thus, the hypothesis assumed is that rocks from the complex represent a transfer zone magma which arc related rocks were submitted to events of in situ partial melting.

Key words: Dom Feliciano Belt, Monte Bonito, Pinheiro Machado Complex, petrology, geochemistry.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** a)Foto panorâmica de enxame de diques em pedreira de Monte Bonito representando uma possível zona de transferência de magma. b) Enxame de diques anastomosado em zona de transferência de magma para o Batólito Karakoram, Himalaia (retirado de Reichardt & Weinberg, 2012). 15
- Figura 2.** Localização e acesso a área de estudo, mostrando o Rio Grande do Sul, e a localização da área de estudo no sudeste do estado. Imagem do Google Earth com a localização da área de estudo (retângulo vermelho) e o detalhe na imagem Google Earth das duas pedreiras estudadas..... 16
- Figura 3.** Esquema geral de um espectrômetro de massa, com as três principais partes, a fonte de ionização, o analisador magnético e o detector (Extraído de Sato, 2002). 21
- Figura 4.** Fusão in situ de anfíbolitos formando manchas difusas de rocha leucocráticas. Observe o aumento do tamanho de hornblenda (grãos pretos) em leucossomas (Foto R. Weinberg website). 23
- Figura 5.** Bloco diagrama que ilustra zona de transferência de magma para Batólito Karakoram, Índia. (Adaptado de Reichardt & Weinberg, 2012). 24
- Figura 6.** Mapa esquemático da Província Mantiqueira, com a inserção do Escudo Sul-Rio-Grandense na sua porção setentrional (modificado de Silva et al., 2005). No canto superior esquerdo, a posição provável da Província Mantiqueira, durante a montagem do Gondwana. SW, em ca. 560 Ma (Topografia digital da América do Sul a partir do USGS). 26
- Figura 7.** a) Mapa geodinâmico do supercontinente Gondwana. b) Mapa geotectônico do Pré-Cambriano do Uruguai e Rio Grande do Sul (Adaptado de Fernandes et al., 1995a,b) com as nomenclaturas correspondentes de Chemale Jr. (2000) e Hartmann *et al.* (2007). 28
- Figura 8.** Mapa esquemático do Batólito Pelotas, com a divisão das principais unidades segundo Philipp (1998). As suítes descritas para o Batólito, bem como as zonas de cisalhamento estão demarcadas. O retângulo vermelho delimita a área de estudo. 32
- Figura 9.** Imagem Google Earth da pedreira Silveira com a distribuição de pontos de descrição/coleta e geoquímica. 35
- Figura 10.** Relação entre granitoides e anfíbolito no ponto PMB-02a. 37
- Figura 11.** a) e b) Contato do diorito com biotita monzogranito, detalhe da borda félsica formada no contato; c) Diorito parcialmente assimilado por magma já hibridizado pela assimilação e injeções mais tardias cortando ambos litotipos; d) Granitoide assimilando diorito; e) Trilha de enclaves máficos residuais da assimilação do diorito; f) Enclave anguloso biotítico (resíduo de assimilação). 38
- Figura 12.** Relação entre o bt granodiorito e o diorito no ponto PMB-01a. . 40
- Figura 13.** a) Diorito com bandas félsicas irregulares descontínuas com hornblenda euédrica e com continuidade com canais de migração do material félsico; b) Detalhe de canal de migração da fusão, com e sem hornblenda. 41
- Figura 14.** Biotita granodiorito. a) Transição gradual termo bandado para sem bandamento (ponto PMB-01a); b) Termo bandado próximo à xenólito de anfíbolito, com porções quartzo dioríticas (ponto PMB-03a); c) Bandamento irregular e descontínuo cortado por injeção p. egmatóide (ponto PMB-02b);

d) Detalhe do bandamento no contato do biotita granodiorito com o diorito (ponto PMB-02b); e) Termo inequigranular (ponto PMB-02a); f) Termo porfírico (ponto PMB-02b).....	41
Figura 15. Fenocristais de K-feldspato orientados e estirados (ponto PMB-03a).....	42
Figura 16. Biotita granodiorito/quartzo diorito com xenólitos parcialmente assimilados de anfibolito. No detalhe note o truncamento da foliação acima do xenólito (ponto PMB-03a).	42
Figura 17. Relação entre bt monzogranito, bt granodiorito e anfibolito no ponto PMB-02b.	44
Figura 18. Relações dos bt granitos com o bt granodiorito. a) Contatos interlobados, evidenciando pouco contraste de viscosidade e mistura heterogênea; b) Monzogranito cortando o bandamento do granodiorito em contato que grada de nítido e reto para difuso e lobado; c) Injeção de leucosienogranito em granodiorito com contato irregular; d) Intercalações centimétricas de rochas com diferentes graus de diferenciação e contaminação cortadas por pegmatoides, por sua vez cortado por pulso tardio de leucomonzogranito.....	45
Figura 19. Bolsão do sienogranito tardio enriquecido em fluido.....	46
Figura 20. Magnetita biotita sienogranito, feições circulares leucocráticas com magnetita no centro, no detalhe ocorrendo na forma de veio.	46
Figura 21. Amostra de mão de xenólito de anfibolito (PMB-02B).....	47
Figura 22. Foto de lâmina delgada do anfibolito (amostra PMB-02F) em lupa com luz transmitida. a) Em luz natural é evidente o bandamento centimétrico e a textura nematoblástica; b) À luz polarizada observa-se textura granoblástica.....	47
Figura 23. Fotomicrografia em (a) LN e (b) LP do anfibolito (amostra PMB-02F). A base de cada imagem mede 5 mm.	48
Figura 24. Amostra de mão do diorito (PMB-01D).	49
Figura 25. Foto de lâmina delgada do anfibolito (amostra PMB-02F) em lupa com luz transmitida, (a) LN e (b) LP.	50
Figura 26. Detalhe da foliação com deformação do quartzo (amostra PMB-01D, LP). A base de cada imagem mede 5 mm.	50
Figura 27. Fotomicrografia em (a) LN e (b) LP do diorito (amostra PMB-01D) onde é visível a foliação truncando o plagioclásio. O diâmetro do círculo mede 15 mm.	51
Figura 28. Amostra de mão do biotita granodiorito (PMB-02D).....	52
Figura 29. Fotomicrografia à LP do biotita granodiorito inequigranular (amostra PMB-02D). a) Pertita em chama em K-feldspato (base = 5 mm); b) Macla tartan nas bordas do K-feldspato (base = 5 mm); c) Recristalização de borda em K-feldspato (base = 5 mm); d) Contatos a 120° em quartzo (base = 5 mm); e) Plagioclásio com mirmequita e formação de subgrãos, à esquerda é visível recristalização no contato entre dois plagioclásios (base = 5 mm); f) Detalhe do contato entre plagioclásios com recristalização (base = 2,5 mm).	54
Figura 30. Amostra de mão do quartzo diorito (PMB-03E).	55
Figura 31. Fotomicrografia à LP do quartzo diorito (amostra PMB-03E). a) Plagioclásio com macla de deformação e mica branca no centro (base = 5 mm); b) Biotita associada a fina trilha de subgrãos (base = 5 mm); c)	

Plagioclásio fraturado com maclas de deformação e intensa sericitização nas fraturas (base = 5 mm); d) Plagioclásio deformado (diâmetro = 1 cm).	55
Figura 32. Amostra de mão do biotita monzogranito (PMB-03A) com schlieren de biotita.	56
Figura 33. Fotomicrografia à LP do biotita monzogranito (amostra PMB-03A). a) K-feldspato com macla tartan e fraturas com finos grãos recristalizados; b) Quartzo com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez. Base = 5 mm.	57
Figura 34. Diagrama TAS de classificação química para as amostras de biotita granitos (PMB-02A, PMB-02G e PMB-03A), biotita granodiorito (PMB-02D), quartzo diorito (PMB-03E) e xenólitos de anfibolito (PMB-02E, PMB-02F e PMB-02I). Diagrama de Cox et al. (1979) adaptado por Wilson (1989).	58
Figura 35. Diagramas de Harker que apresentam a variação SiO ₂ versus principais óxidos das amostras de granitos (PMB-02A, PMB-02G e PMB-03A), granodiorito (PMB-02D), quartzo diorito (PMB-03E) e xenólitos de anfibolito (PMB-02E, PMB-02F e PMB-02I). As linhas tracejadas delimitam os campos das análises de Philipp (1990).	59
Figura 36. Diagrama sílica versus elementos traço para amostras de granitos (PMB-02A, PMB-02G e PMB-03A), granodiorito (PMB-02D), quartzo diorito (PMB-03E) e xenólitos de anfibolito (PMB-02E, PMB-02F e PMB-02I).	60
Figura 37. Diagrama spider multielementar normalizado para condrito. Amostras de diorito (PMB-01D), granodiorito (PMB-02D), monzogranito (PMB-02G), sienogranito (PMB-02A) e xenólito de anfibolito (PMB-02I).	61
Figura 38. Diagrama de elementos Terras Raras normalizado para condrito. Amostras de diorito (PMB-01D), granodiorito (PMB-02D), monzogranito (PMB-02G), sienogranito (PMB-02A) e xenólito de anfibolito (PMB-02I).	62
Figura 39. Diagramas de afinidade geoquímica. a) Relação alumina - álcalis para os granitoides do CPM, em que A = Al ₂ O ₃ , N = Na ₂ O, C = CaO e K = K ₂ O; b) Diagrama ternário em que A = K ₂ O + Na ₂ O, F = FeO + Fe ₂ O ₃ e M = MgO.	63
Figura 40. Diagrama de para subdivisão da série cálcio-alcálica de acordo com o teor e potássio versus sílica.	63
Figura 41. Diagramas de discriminação de ambiente tectônico com amostras nos principais litotipos da área de estudo. Tendência geral no conjunto de diagramas ao campo dos granitos de arco vulcânico. Syn-COLG = Granitos sin-colisionais, WPG = Granitos intra-placa, VAG = Granitos de arco vulcânico, ORG = Granitos de Dorsal Mesoceânica.	64
Figura 42. Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de Harris et al. (1986) com amostras dos litotipos da área de estudo mostrando uma tendência compatível com ambiente de arco vulcânico.	65

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	13
1.1	ÁREA DE ESTUDO.....	16
1.2	PROBLEMA, PREMISSAS E HIPÓTESES.....	17
1.3	OBJETIVOS.....	17
2	METODOLOGIA.....	18
2.1	TRABALHO DE CAMPO	18
2.2	LABORATÓRIO	19
2.2.1	PETROGRAFIA.....	19
2.2.2	GEOQUÍMICA.....	20
3	BREVE REVISÃO SOBRE GERAÇÃO E TRANSPORTE DE MAGMA EM AMBIENTES COLISIONAIS - O EXEMPLO DOS BATÓLITOS KARAKORAM E LADAKH, INDIA.....	22
4	GEOLOGIA DA ÁREA	25
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	35
5.1	RELAÇÕES DE CAMPO	35
5.2	PETROGRAFIA	46
5.3	GEOQUÍMICA.....	58
6	CONCLUSÕES.....	66
7	REFERÊNCIAS	68

1 INTRODUÇÃO

Granitoides são o registro de uma parte da história geológica da Terra, preservam a memória de processos que ocorreram na litosfera terrestre responsáveis pela geração e evolução de crosta continental. Essas rochas registram feições e características cuja leitura e interpretação permitem reconstruir os estágios evolutivos da Terra. Comparando esse registro e estabelecendo relações com os ambientes formadores de rocha definidos pelo sistema da tectônica de placas atual, é possível elaborar hipóteses e modelos para os processos passados e pensar nos processos geológicos que o formou.

O Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) é formado, predominantemente, por rochas pré-cambrianas, que trazem informações da sua evolução geológica desde o Paleoproterozoico de forma fragmentária e descontínua, como é da natureza do registro geológico. Não obstante que o conhecimento dessa evolução tenha avançado nas últimas décadas, ainda não há um modelo de evolução geológica consensual para o escudo (Fernandes *et al.*, 1995a; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 1998; Frantz & Botelho, 2000, Saalman *et al.*, 2011).

O presente trabalho visa a contribuir com as discussões em torno da evolução do magmatismo da parte leste do Escudo Sul-Rio-Grandense a partir de caracterização das relações de campo, petrografia e geoquímica, sugerindo

discussões que envolvam a evolução geotectônica da área. O foco do estudo é o Complexo Pinheiro Machado (CPM), que compõe a maior parte do Domínio Leste do Escudo, concentrando-se na região de Monte Bonito, próximo da cidade de Pelotas, no estado do Rio Grande do Sul.

O Complexo Pinheiro Machado compõe uma faixa alongada na direção NE-SW, corresponde à unidade mais antiga da porção leste do estado e é a única que apresenta uma foliação de baixo ângulo atribuída a um evento de deformação tangencial (D1). Os granitoides deste complexo possuem composição predominantemente granodiorítica a monzogranítica e são caracterizados por um bandamento irregular descontínuo definido por *schlieren* de biotita. Os granitoides estão cortados por zonas de cisalhamento dúcteis onde as rochas apresentam bandamento e aspecto gnáissico (Philipp & campos, 2004).

A classificação estratigráfica adotada neste trabalho, designando a unidade como complexo e não suíte como ocorre em vários trabalhos em que foi caracterizada (Philipp, 1990; Philipp & Machado, 2001, 2002; Philipp *et al.*, 2000, 2002) é aquela utilizada por Philipp & Campos (2004). Cabe destacar que CPRM (2007) denomina essa unidade como Complexo Granito Gnáissico Pinheiro Machado.

Na região de Monte Bonito existem afloramentos onde é possível a visualização em corte das rochas que compõem o complexo, bem como suas relações. Destaca-se a presença de inúmeras pedreiras que permitem a observação das rochas em cortes de dezenas de metros, com possibilidade de coleta de amostras inalteradas. Nessas pedreiras foram identificadas feições que motivaram a realização deste estudo para investigar o seu significado. Essas consistem em um sistema de injeções félsicas (*net veining*) que por vezes mostram relações de corte, e por vezes, formam padrões anastomosados, indicando uma contemporaneidade entre as injeções e podendo ser interpretado como um mesmo magma percolando/injetando rochas da crosta (Fig. 1a) ao ser transferido da fonte da fusão ao posicionamento final do plúton, nas porções mais rasas da crosta. Assim, será testada a hipótese de tratar-se de uma zona de transferência de fundidos anatóxicos, alimentadora de uma câmara magmática conforme demonstrado para o batólito himalaiano Karakoram (Reichardt & Weimberg, 2012) (Fig. 1b), onde há exposições desde a fonte anatóxica (geração), sendo possível seguir o caminho (transporte) percorrido pela fusão até o batólito (acumulação).

Em seu trabalho, Reichardt & Weinberg (2012) identificaram uma zona de geração de magma em que ocorre a fusão parcial em presença de água gerando

magmas leucograníticos com hornblenda peritética, uma zona de transferência sincinemática de magmas em que os diques dão origem a sistemas anastomosados com raras relações transversais e alimentam uma série de sills, stocks, plútons e, em última análise, o Batólito leucogranítico Karakoram.



Figura 1. a)Foto panorâmica de enxame de diques em pedreira de Monte Bonito representando uma possível zona de transferência de magma. b) Enxame de diques anastomosado em zona de transferência de magma para o Batólito Karakoram, Himalaia (retirado de Reichardt & Weinberg, 2012).

1.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo se localiza no distrito de Monte Bonito, município de Pelotas (RS), que dista 250 km de Porto Alegre. As Pedreiras visitadas são acessadas através da BR-392, sentido canguçu, cerca de 10 km do centro de Pelotas, seguindo por estrada vicinal sentido NE por mais 2 km (Fig. 2).

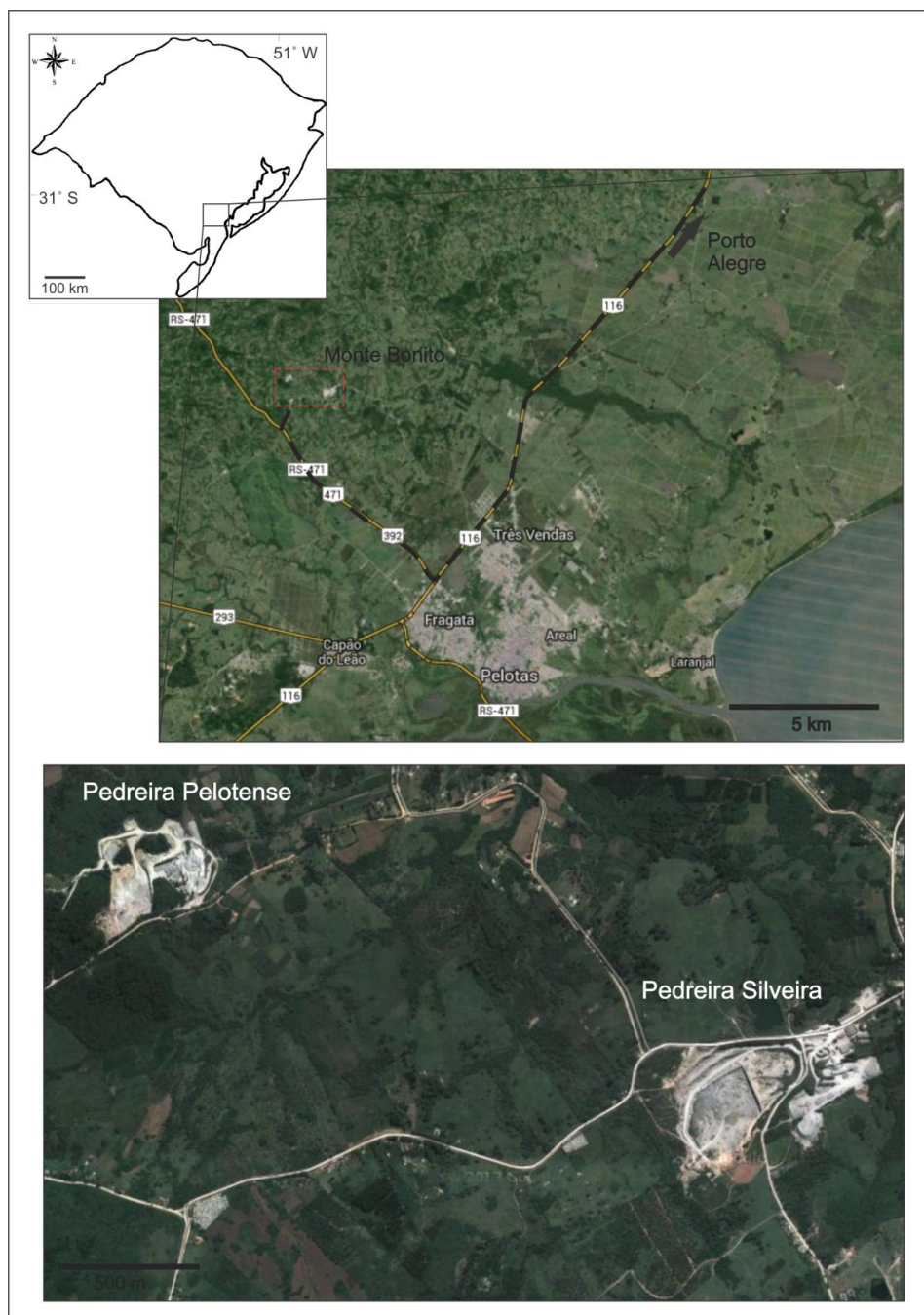


Figura 2. Localização e acesso a área de estudo, mostrando o Rio Grande do Sul, e a localização da área de estudo no sudeste do estado. Imagem do Google Earth com a localização da área de estudo (retângulo vermelho) e o detalhe na imagem Google Earth das duas pedreiras estudadas.

1.2 PROBLEMA, PREMISSAS E HIPÓTESES.

O estudo detalhado do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito visa a entender quais mecanismos magmáticos foram responsáveis pela geração das rochas desse complexo no contexto da evolução tectônica do Domínio Leste do Escudo Sul-Rio-Grandense.

As premissas que serão assumidas são de que a unidade registra uma colisão continental durante uma orogênese neoproterozoica e que em colisões continentais podem ser registradas zonas de transferência de fusões anatéticas, como foi caracterizado por Reichardt & Weinberg (2012) para a colisão himalaiana. Essas zonas de transferência de magmas são caracterizadas por enxames de diques félsicos interconectados formando um padrão anastomosado, constituindo o caminho preferencial para a passagem dos sucessivos pulsos magmáticos através da sua reativação a cada novo pulso.

A partir da problemática levantada e do estabelecimento das premissas, a primeira hipótese levantada é de que o CPM representa um arco magmático evoluído, marcando uma transição para um regime colisional. Seus magmas intrudem um embasamento gerado nas fases precoces do Ciclo Brasiliano, preservado na forma de xenólitos metamórficos presentes em todo o CPM.

A segunda hipótese é de que as rochas do CPM na região de Monte Bonito representam uma zona de transferência de fundidos anatéticos para regiões mais rasas da crosta nesse sistema colisional.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é aprofundar o conhecimento geológico das rochas do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, RS. Para tanto, foram desenvolvidos trabalhos de detalhe em campo, petrográficos, enfatizando texturas e estruturas em micro, macro e meso-escala e análises geoquímicas, que, em conjunto com dados prévios da literatura, visam contribuir com as discussões sobre os processos magmáticos e ambiente geotectônico em que as rochas do Complexo Pinheiro Machado se originaram. O estudo tem como objetivo secundário, caracterizar e entender o significado do sistema de injeções que cortam os granitoides desse complexo, testando a hipótese proposta.

2 METODOLOGIA

As técnicas utilizadas para a resolução do problema de pesquisa serão abordadas neste capítulo, bem como os procedimentos necessários para suas aplicações. A pesquisa foi estruturada em três etapas fundamentais, trabalho de campo, análises de laboratório e por fim interpretação e integração dos resultados, além da revisão bibliográfica, que permeia todas as etapas do trabalho, usando como referências trabalhos publicados sobre a área de estudo e sobre processos de geração e posicionamento de magmas, bem como bibliografia sobre petrologia ígnea e geoquímica.

2.1 TRABALHO DE CAMPO

Esta etapa tem o objetivo principal de buscar informações (relações de campo, dados estruturais) e coletar amostras das associações de interesse para serem analisadas em laboratório. O planejamento das saídas a campo foi realizados a partir de mapas pré-existentes e imagens de satélite da região, além da utilização de carta topográfica desenvolvida pelo Ministério do Exército, Diretoria de Serviços Geográficos em escala 1:50.000, folha de Monte Bonito (SH-22-Y-D-IV-1). O planejamento para o trabalho de campo incluiu a seleção e organização criteriosa dos materiais a serem utilizados nesse, tais como caderneta, martelos e marretas, ponteiras, mochila, aparelhos GPS, bússolas, fitas crepe, sacos plásticos, marcadores, lupas de mão, escalas, lápis e borracha, óculos de proteção, luvas, chapéu e roupas adequadas, kit com medicamentos básicos.

As saídas a campo foram realizadas em dois dias no mês de fevereiro e em outros dois dias no mês de junho de 2013 nas pedreiras Silveira e Pelotense. Nesse campo foram descritos em detalhe os principais litotipos, suas texturas e estruturas em meso-escala e estabelecidas as relações estratigráficas e reológicas entres os mesmos.

A metodologia adotada no trabalho de campo inclui a descrição de todos os litotipos, suas texturas e estruturas, relações entre os mesmos, documentação através de fotografias e croquis dos afloramentos com a localização de cada amostra, amostragem e coleta de dados estruturais.

A relevância desta técnica para a resolução do problema está na observação das relações de campo, que possibilitam o entendimento das relações estratigráficas e reológicas, da distribuição e variação espacial, bem como da representatividade das diferentes texturas e estruturas em meso-escala. O controle de campo é um critério imprescindível para a interpretação dos resultados das técnicas analíticas, sem o qual qualquer resultado obtido com essas perde o significado para interpretação do ambiente geológico e sua evolução.

2.2 LABORATÓRIO

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

2.2.1 PETROGRAFIA

Para a laminação, foram selecionadas porções não alteradas de onze amostras, observando a marcação correta do corte, sempre perpendicular à foliação e paralelo à lineação da rocha, quando essa possuir.

Para a aplicação dessa técnica foram utilizados os laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Laboratório de Preparação de Amostras (Anexo) e Laboratórios de Microscopia (DEMIPE)).

As descrições petrográficas foram realizadas com um microscópio polarizador de luz transmitida da marca Meiji Techno®, série ML9000, modelo ML9720 apropriado para petrologia, equipado com lentes binoculares reticuladas com aumento de 10x e três opções de objetivas de 2,5x, 10x e 40xs. A análise petrográfica foi realizada descrevendo-se as lâminas delgadas seguindo um roteiro que leva em consideração principalmente texturas e micro estruturas, observando-se as feições da assembleia mineral significativas para as interpretações petrogenéticas.

A descrição e interpretação da mineralogia, texturas e estruturas em meso e micro escalas fornecem importantes informações petrogenéticas, é através da

caracterização petrográfica que se torna possível a interpretação do ponto de vista genético. Por meio da petrografia é possível determinar e quantificar a composição mineralógica das amostras e realizar plotagens em diagramas, como o diagrama QAPF de Streickeisen (1976), entre outros.

2.2.2 GEOQUÍMICA

As onze amostras selecionadas para laminação tiveram uma porção destinada às análises químicas. Essas amostras foram britadas no Laboratório de Preparação de Amostras do IGEO da UFRGS e enviadas para o *Acme Analytical Laboratories Ltda.*, no Canadá, para análise em rocha total de elementos maiores por ICP e de elementos traços por ICP-MS.

O procedimento envolvido na preparação das amostras junto ao Laboratório de Preparação de Amostras do IGEO da UFRGS foi apenas a britagem em prensa hidráulica. Os fragmentos centimétricos foram enviados ao laboratório que realizou a pulverização e as análises químicas. As amostras foram moídas até obter-se uma fração inferior a 200 *mesh* e esses pós submetidos a uma série de processos até formarem a solução que é analisada.

Os elementos maiores foram analisados por espectrometria de emissão atômica por plasma indutivamente acoplado (ICP - *Inductively Coupled Plasma*), que é uma técnica analítica baseada na excitação de átomos por aquecimento.

No ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) ou Espectrometria de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado, a amostra é ionizada, causando a excitação dos átomos. Os íons extraídos são acelerados e o feixe de íons é focalizado em um espectrômetro de massa, que mede a massa e a carga dos íons, identificando os elementos presentes na amostra (Fig. 3).

O ICP é um método capaz de medir a maioria dos elementos da tabela periódica, com limites de detecção baixos e alta precisão. Os elementos são medidos simultaneamente e uma análise completa pode ser feita em um intervalo de tempo de dois minutos.

O limite de detecção para os elementos maiores, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Mn, Ti, e P é de 0,01 %. Para o cromo é de 0,002 %. O limite de detecção para os elementos traço varia de 0,05 a 1 ppm.

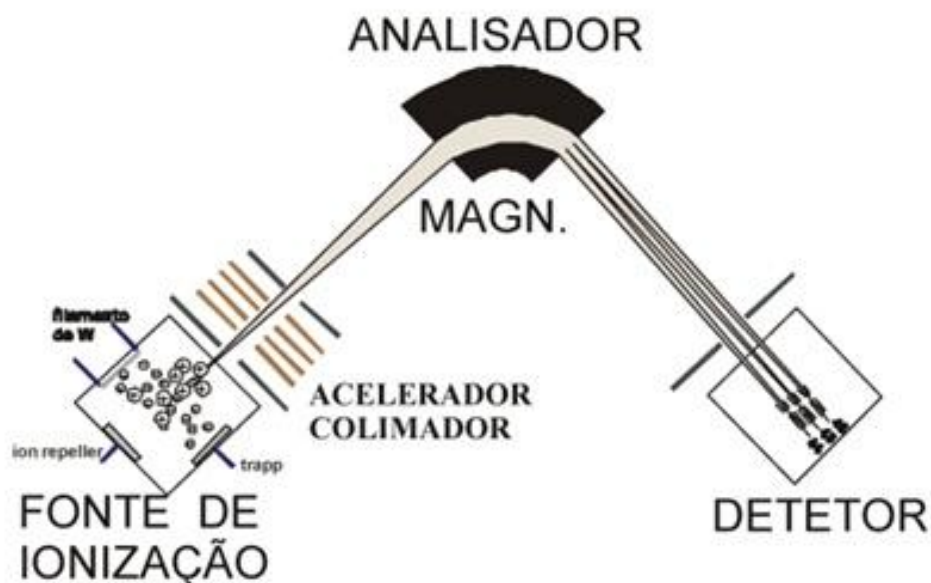


Figura 3. Esquema geral de um espectrômetro de massa, com as três principais partes, a fonte de ionização, o analisador magnético e o detector (Extraído de Sato, 2002).

Os dados geoquímicos podem ser divididos em quatro grandes categorias: elementos maiores, elementos traço, isótopos radiogênicos e isótopos estáveis. Cada um desses grupos fornece informações importantes sobre a origem de uma suíte de rochas (Rollinson, 1993). Para este trabalho, foram analisados os elementos maiores, que são os elementos predominantes em análises de rochas, e possuem concentração expressa em porcentagem por massa (wt %) dos óxidos, e os elementos traços que são aqueles com concentração menor que 0,1 % e suas concentrações são expressas em partes por milhão (ppm), ou partes por bilhão (ppb). Os elementos maiores e traços de um magma são determinados pelo tipo de processo de fusão e o grau de fusão parcial de extração da rocha fonte, embora a composição do magma extraído possa sofrer contaminação durante o período de ascensão em direção à superfície (Rollinson, 1993). Desse modo, os elementos maiores e traços podem fornecer informações substanciais sobre esses processos e revelar dados importantes sobre a história de uma rocha, desde sua extração até o processo de cristalização.

3 BREVE REVISÃO SOBRE GERAÇÃO E TRANSPORTE DE MAGMA EM AMBIENTES COLISIONAIS - O EXEMPLO DOS BATÓLITOS KARAKORAM E LADAKH, INDIA.

A Zona de Cisalhamento Karakoram, em Ladakh, noroeste da Índia contém uma complexa rede de corpos leucograníticos formando um enxame de diques que ligam uma região anatética exposta ao batólito Karakoram (Reichardt & Weinberg, 2012).

Na região anatética granodioritos e dioritos calci-alcálinos apresentam leucossomas com limites difusos com seu entorno, interpretado como melanossoma (Weinberg & Mark, 2008). Esses leucossomas são leucogranitos com megacristais de hornblenda euédrica e não apresentam minerais anidros peritéticos como silimanita, granada e ortopiroxênio, o que indica fusão na presença de água (Gardien *et al.*, 2000). Se água externa é conduzida para dentro do sistema, o início da fusão pode se dar abaixo da curva *solidus*, abaixo da temperatura necessária de fusão por desidratação da muscovita e abaixo desta para biotita e hornblenda. Segundo Weinberg & Mark (2008) a hornblenda presente no leucossoma (Fig. 4) são a fase sólida de uma fusão incongruente na presença de água, chamadas por eles de hornblenda peritética.

O processo pelo qual um sólido funde e dá origem a um líquido e outro sólido é chamado fusão incongruente, esta reação ocorre em sistemas chamados sistemas peritéticos (Winter, 2010).



Figura 4. Fusão in situ de anfibolitos formando manchas difusas de rocha leucocráticas. Observe o aumento do tamanho de hornblenda (grãos pretos) em leucossomas (Foto R. Weinberg website).

Na zona de transferência os diques chegam a ter 3 m de largura e são formados por leucogranitos, que são petrograficamente, isotopicamente e cronologicamente (U-Pb em zircão e titanita) similares ao batólito Karakoram. Os diques dão origem a sistemas anastomosados com relações transversais raras e com cruzamentos orientados paralelamente à lineação de estiramento mineral dominante. Os diques alimentam uma série de sills, stocks, plútons e, em última análise, o Batólito Karakoram (Reichardt & Weinberg, 2012).

O Batólito Karakoram, bem como seus diques alimentadores, é formado por um leucogranito com duas micas, que Weinberg & Mark (2008) identificaram como tendo origem em fonte híbrida, de fusão de rochas orto e para derivadas, com pulsos sucessivos percorrendo e reativando os mesmos caminhos através da zona de transferência e, dessa forma hibridizando-se ao longo do caminho até o batólito.

Ao sul do Batólito Karakoram ao longo da sutura das placas Indiana e Asiática, o Batólito Trans-himalaiano, denominado Ladakh, na região de mesmo nome, é formado por granitoides tipo-I e interpretado como um arco oceânico acrescido a uma margem continental ativa durante a orogenia himalaiana (White *et al.*, 2011). Segundo esses autores diversos trabalhos atribuem à transição de magmatismo tipo-I para tipo-S ao final do período de acreção Indo-asiática. No Batólito Ladakh existem migmatitos de rochas anfibolíticas derivadas de dioritos com segregações da fusão de composições tonalíticas, granodioríticas e graníticas, granitoides mais jovem que intrudem o complexo migmatítico com composição

desde diorítica até granítica, que por sua vez são cortados por injeções mais jovens de diques leucograníticos. Esse batólito tem afinidade cálcico-alcalina e os dados de U-Pb SHRIMP em zircão mostram idades em torno de 58 Ma no núcleo e 50 Ma na borda e zircão com cerca de 50 Ma homogêneos. Esses dados apontam para processos de re fusão das próprias rochas geradas nas fases mais precoces do arco magmático, em que as encaixantes são próprios granitoides do arco, que são reciclados ao ocorrer a fusão desses em um novo pulso magmático (Weinberg & Dunlap, 2000).

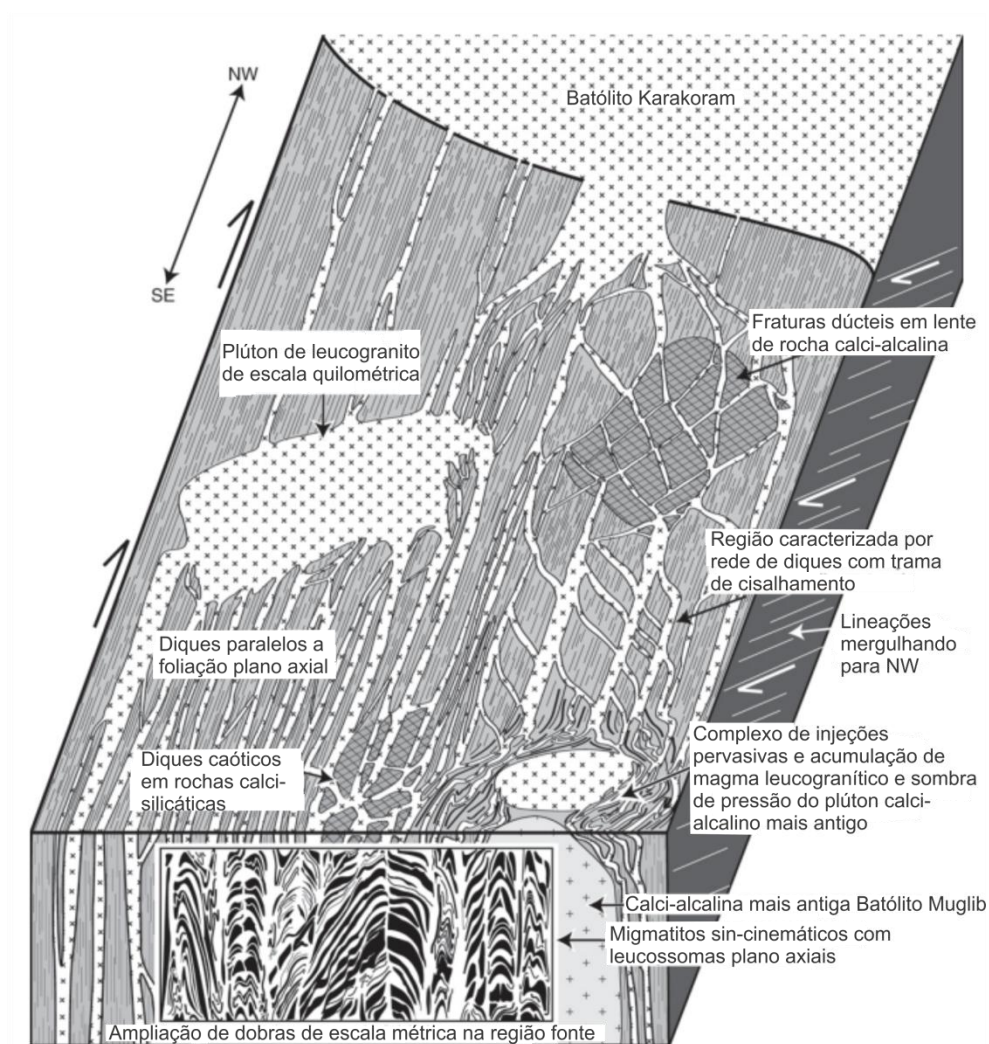


Figura 5. Bloco diagrama que ilustra zona de transferência de magma para Batólito Karakoram, Índia. (Adaptado de Reichardt & Weinberg, 2012).

4 GEOLOGIA DA ÁREA

O Cinturão Dom Feliciano é a expressão, no Escudo Sul-Rio-Grandense, da faixa orogênica conhecida como Província Mantiqueira, complexa província estrutural deformada pelo Ciclo Orogênico Brasileiro na América do Sul, durante o Neoproterozoico/Eopaleozoico 900-480 Ma, (Silva *et al.*, 2005), conforme apresentada na figura 6.

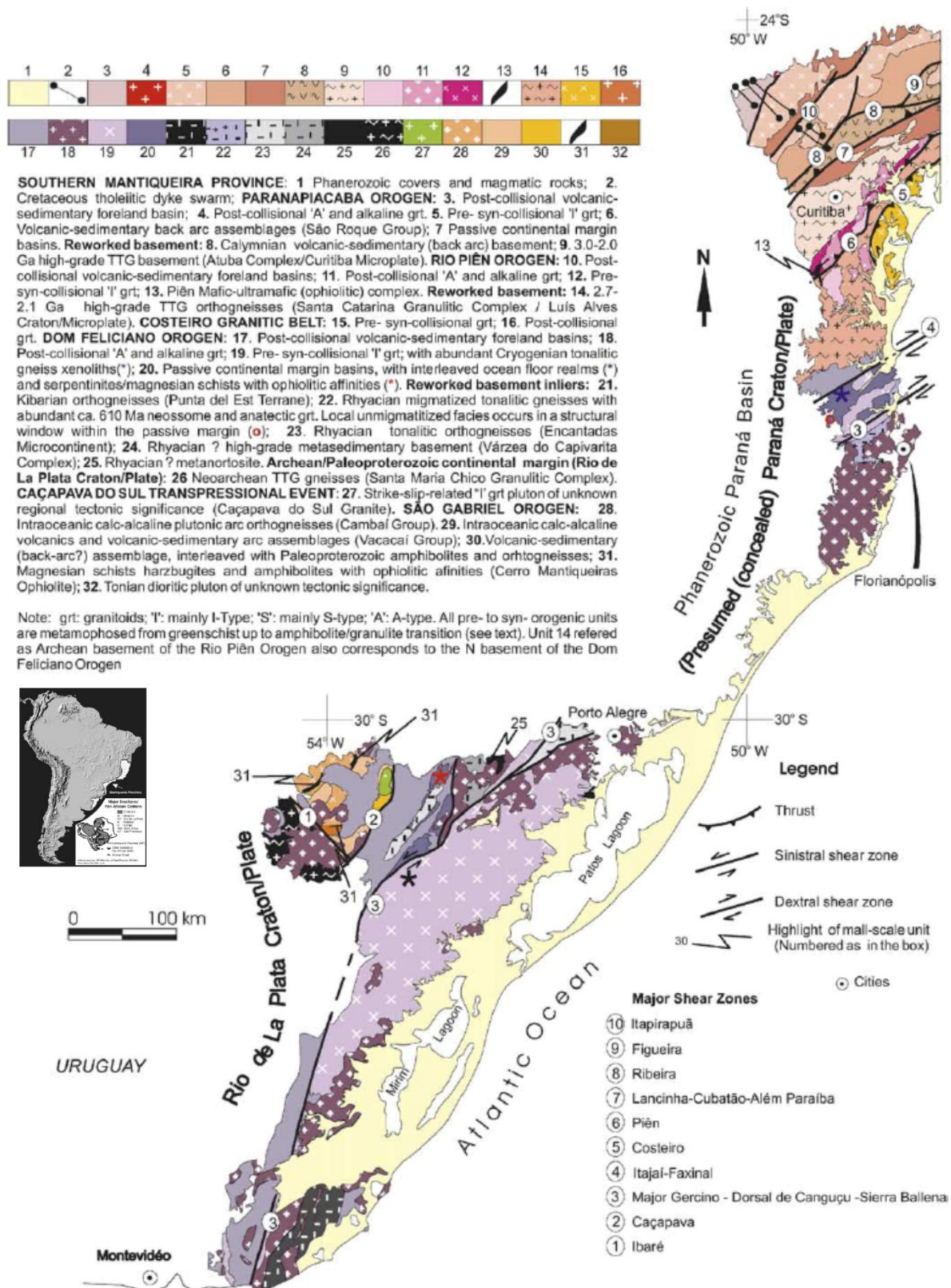


Figura 6. Mapa esquemático da Província Mantiqueira, com a inserção do Escudo Sul-Rio-Grandense na sua porção setentrional (modificado de Silva et al., 2005). No canto superior esquerdo, a posição provável da Província Mantiqueira, durante a montagem do Gondwana. SW, em ca. 560 Ma (Topografia digital da América do Sul a partir do USGS).

A área de estudo, localizada no Escudo Sul-Rio-Grandense foi alvo de diversos estudos, destacando-se os de cunho regional, que dividiram o Escudo de diferentes maneiras. O presente estudo adota a compartimentação geotectônica de Fernandes *et al.* (1995a) (Fig. 7), em que se consideram todas as associações petrotectônicas geradas ou afetadas pela Orogenia Brasileira como Cinturão Dom Feliciano (CDF).

Chemale Jr. (2000) e Hartmann *et al.* (2007) compartimentam o Escudo Sul-Rio-Grandense em quatro unidades geotectônicas distintas: Bloco Taquarembó, que corresponde ao Cráton Rio de La Plata de Fernandes *et al.* (1995a,b); Terreno São Gabriel, que corresponde ao Domínio Oeste do CDF de Fernandes *et al.* (1995a,b); Terreno Tijucas corresponde ao Domínio Central do CDF de Fernandes *et al.* (1995a,b) e Cinturão Dom Feliciano corresponde ao Domínio Leste do CDF de Fernandes *et al.* (1995a,b).

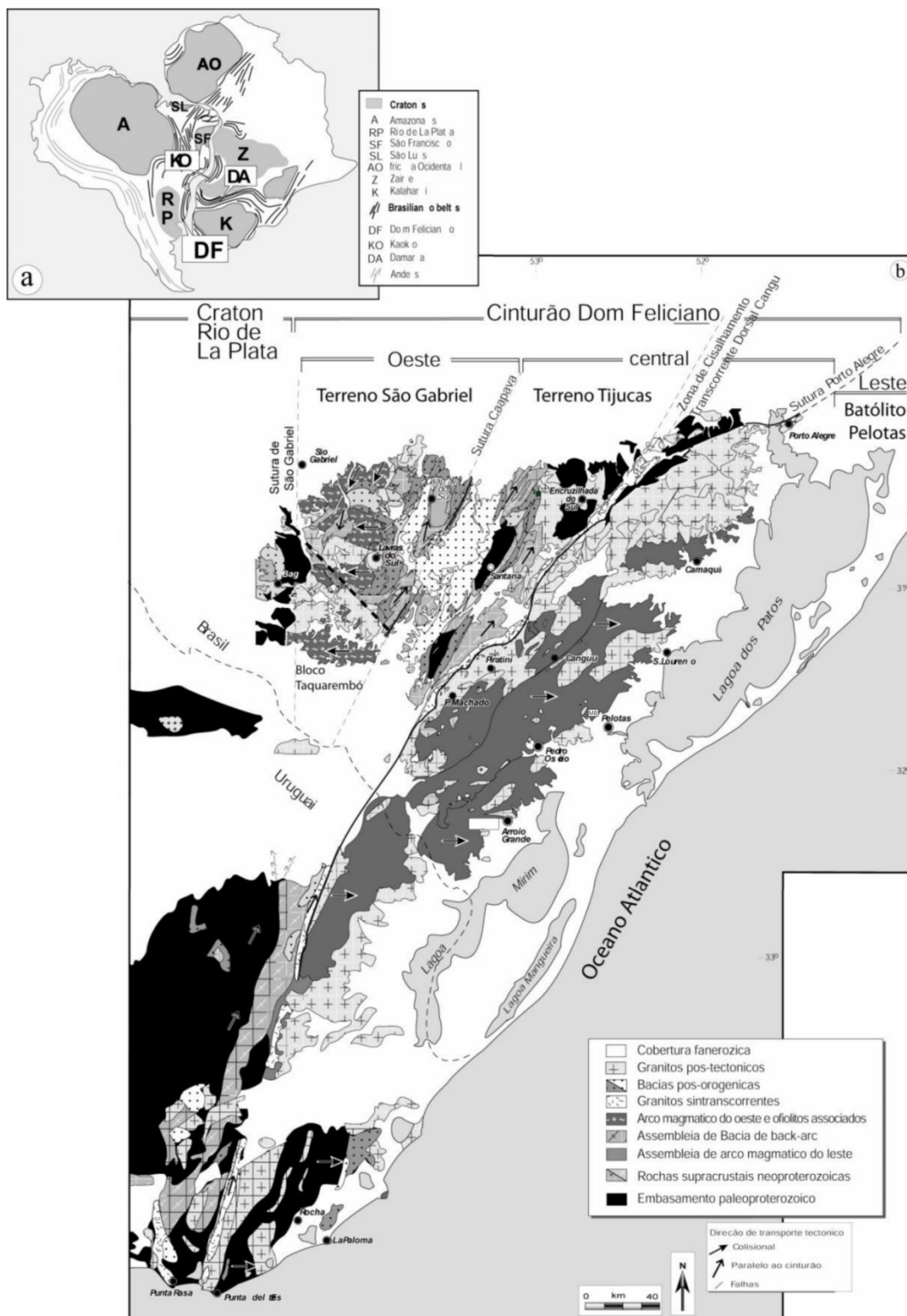


Figura 7. a) Mapa geodinâmico do supercontinente Gondwana. b) Mapa geotectônico do Pré-Cambriano do Uruguai e Rio Grande do Sul (Adaptado de Fernandes et al., 1995a,b) com as nomenclaturas correspondentes de Chemale Jr. (2000) e Hartmann et al. (2007).

A porção leste do Escudo-Sul-Riograndense foi mapeada regionalmente por Tessari & Picada (1966), Tessari & Giffoni (1970), Ribeiro (1977). Esses autores apontam o predomínio de processos magmáticos na formação das rochas dessa região do escudo, assinalando a presença de um embasamento de rochas metamórficas (para e ortoderivadas), com registro de uma história geológica complexa, incluindo eventos de metamorfismo e deformacionais.

Fragoso-César *et al.* (1986) definem a porção leste do Escudo como um complexo plutônico, multi-intrusivo e polifásico, resultante de uma longa evolução, consequente da adição de distintos processos tectônicos e o designam de Batólito Pelotas, nomenclatura utilizada até hoje. Os autores concebem um modelo tectônico para o Batólito Pelotas que envolve um evento inicial de subdução sob uma margem continental ativa espessada, seguindo-se um evento colisional com magmatismo de crosta continental duplicada, que passa para um magmatismo relacionado ao período final de relaxamento e soerguimento pós-colisional. Para Fragoso-César *et al.* (1986) a presença de limites tectônicos reforça o caráter alóctone do Batólito Pelotas no contexto do Cinturão Dom Feliciano (CDF). Esses autores ainda dividem o batólito em duas suítes denominadas Pinheiro Machado e Dom Feliciano, a primeira constituindo quase a totalidade do batólito, é a primeira menção da nomenclatura utilizada até hoje para o CPM.

O Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano é um dos mais expressivos domínios graníticos brasileiros da região sul-sudeste do Brasil. Com uma área aflorante de cerca de 23.000 km², somente no Rio Grande do Sul, corresponde a um domínio de dimensões comparáveis aos andinos, norte-americanos e himalaianos (Philipp & Machado, 2002).

Os dados geocronológicos existentes para o CPM mostram isócronas Rb-Sr de 750 Ma (Teixeira, 1982), 775 ± 36 Ma (Soliani Jr., 1986), 572 ± 54 Ma (May, 1990) e 800 ± 32 Ma (Frantz e Botelho, 1997); os xenólitos (gnáissicos e migmatíticos) do batólito apresentam idades isocrônicas Rb/Sr entre 830 a 800 Ma (Soliani Jr., 1986) e 781±5 U-Pb em zircão (SHRIMP) para xenólito tonalítico (Gnaisses Piratini) (Silva *et al.*, 1999).

Datações Pb-Pb (em zircão, por evaporação) em granitos desta suíte forneceram idades de 623 ± 2 Ma, 616 ± 2 Ma e 610 ± 5 Ma (Babinski *et al.*, 1997), 609 ± 15 Ma (SHRIMP, em zircão - Silva *et al.*, 1999) e Pb-Pb (em zircão, por evaporação) de 625 ± 4 Ma obtida por Philipp *et al.* (2002a).

Philipp (1998) e Philipp *et al.* (2002a) reconhecem sete suítes graníticas que compõem o Domínio Leste do CDF (Fig. 4), Pinheiro Machado (SPM), Erval

(SE), Viamão (SV), Encruzilhada do Sul (SES), Cordilheira (SC), Dom Feliciano (SDF) e Piquiri (SP) (Philipp, 1998; Philipp *et al.*, 2002a). Nessas são reconhecidos três grupos principais de estruturas - magmáticas e tectônicas associadas -, um grupo mais antigo, de baixo ângulo, desenvolvido em condições de deformação dúctil, e dois grupos mais novos, de alto ângulo; um desenvolvido em condições de deformação dúctil e, outro, em condições de deformação rúptil. Estas estruturas têm sido descritas na literatura como associadas a zonas de cisalhamento, sendo relacionadas respectivamente aos eventos deformacionais D1, D2 e D3 (Philipp, 1990; Gomes, 1990; Mesquita, 1991; Fragoso Cesar, 1991; Fernandes *et al.*, 1990, 1992; Philipp *et al.*, 1993; Philipp, 1998).

Philipp (1990) realizou um estudo das rochas de região de Monte Bonito em que separou o que denominou de Suíte Pinheiro Machado em Granito Monte bonito e Granodioritos Equigranulares, o qual é cortado pelo primeiro, caracterizando as unidades a partir de petrografia, geologia estrutural e petroquímica. A caracterização estrutural evidencia dois grupos de cisalhamento, denominadas Zonas Sub-horizontais e Zonas Subverticais. O estudo petroquímico demonstra o caráter co-magmático destas rochas e a natureza cálcico-alcalina do CPM (Philipp, 1990).

A presença de uma foliação de baixo ângulo, atribuída ao evento deformacional D1, que não tem sido registrada nas demais suítes do batólito levou Philipp (1998) a colocar essa como a unidade mais antiga do Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano. Sendo a unidade mais expressiva desse domínio geotectônico, trata-se do único complexo de composição expandida, havendo o predomínio de granodioritos e monzogranitos, com tonalitos, dioritos e quartzodioritos subordinados. São comuns evidências de misturas de magmas, assim como presença de enclaves microgranulares dioríticos a tonalíticos, centimétricos, arredondados a subarredondados, em contatos quase sempre curvos e lobados com a rocha hospedeira. Ocorrem ainda xenólitos de gnaisses graníticos e granitóides com texturas miloníticas, rochas cálcico-silicáticas, anfibolitos e paragneisses. O CPM é cálcio-alcalino médio a alto-K, metaluminoso a fracamente peraluminoso (Philipp *et al.*, 2003).

Para Fernandes *et al.* (1995a) as rochas do Complexo Pinheiro Machado estão incluídas no Complexo Gnáissico Piratini (Fernandes *et al.*, 1992b), junto com os granitóides deformados do Complexo Canguçu (Santos *et al.*, 1989), 'Gnaisses Piratini' e Suíte Pinheiro Machado (Fragoso-César *et al.*, 1986; Philipp, 1990) e 'granitóides cálcio-alcalinos da região leste' ou 'oriental' do Escudo Sul-Rio-

Grandense (Frantz & Nardi, 1992a). O Complexo Gnáissico Piratini é composto por granitóides com estruturas magmáticas preservadas, contendo xenólitos de gnaisses dioríticos porfiríticos e bandados além de gnaisses oftalmíticos, e aflora na porção mais ao sul, na região de Piratini-Pinheiro Machado. Este complexo, junto com Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, compõe o que denominaram de Raiz de Arco Magmático I (Fernandes *et al.*, 1995a,b).

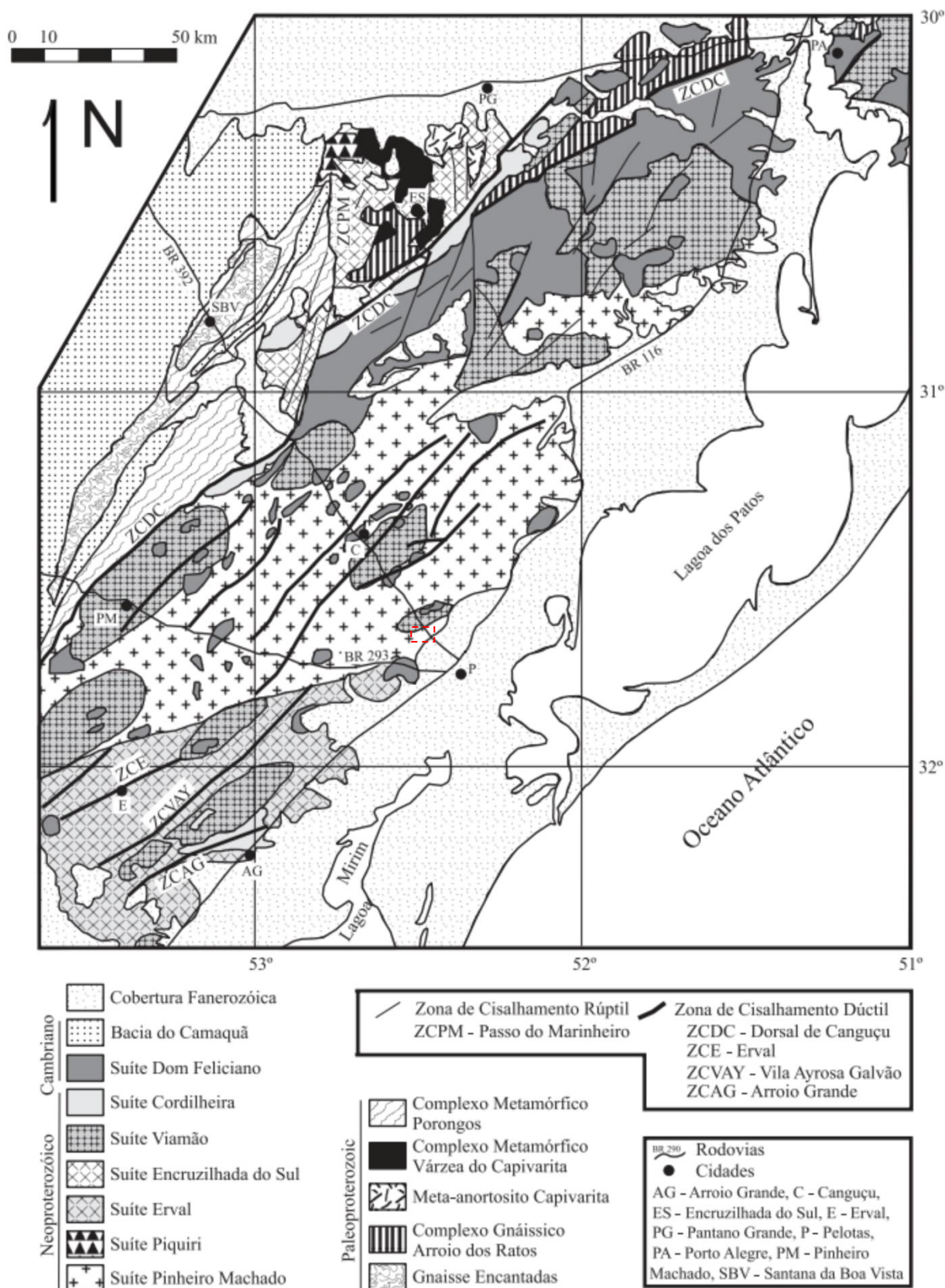


Figura 8. Mapa esquemático do Batólito Pelotas, com a divisão das principais unidades segundo Philipp (1998). As suítes descritas para o Batólito, bem como as zonas de cisalhamento estão demarcadas. O retângulo vermelho delimita a área de estudo.

Os granitóides do CPM se diferenciam dos demais pela sua ampla variação composicional e, principalmente, pelo conjunto de estruturas primárias e tectônicas associadas. Fora das zonas de mais alta de deformação, as rochas apresentam bandamento de fluxo ígneo irregular e descontínuo, marcado por *schlieren* biotíticos. Na presença de xenólitos de ortognaisses, anfibolitos e paragnaisses, ocorre o desenvolvimento de uma estrutura planar pronunciada, onde é possível observar vestígios de diferentes estágios de assimilação. A transformação metamórfica associada às zonas de cisalhamento D1 (de baixo ângulo), restritas a esta suíte, é caracterizada pela ampla recristalização do quartzo e feldspato potássico em mosaicos granoblásticos, equigranulares e inequigranulares, com subgrãos e neocrystalização local de plagioclásio, e segregação de níveis finos de biotita, moscovita, titanita e opacos. As texturas e paragêneses metamórficas associadas a estas zonas foram desenvolvidas em condições metamórficas compatíveis com as da fácies anfibolito inferior a médio (Philipp & machado, 2001).

Zonas de cisalhamento subverticais afetam as estruturas magmáticas e tectônicas anteriores, promovendo o desenvolvimento de nova uma trama estrutural. Nos granitoides do CPM ocorre o dobramento da foliação de baixo ângulo e lineações associadas, bem como geração de rochas miloníticas nas zonas de cisalhamento de alto ângulo. As microestruturas geradas neste evento incluem recristalização do quartzo em agregados granoblásticos inequigranulares, encurvamento das maclas de feldspatos e deformação rúptil dos mesmos. Este processo foi acompanhado pela quebra do feldspato potássico em mica branca de granulação fina, juntamente com formação de epidoto e carbonato. As feições petrográficas observadas nas rochas miloníticas são compatíveis com condições de fácies xisto verde (Philipp & Machado, 2001).

Apesar do número reduzido de dados isotópicos obtidos pela sistemática Ar/Ar em rochas miloníticas do batólito, os resultados apresentados são coerentes entre si e sugerem a existência de um importante evento termo-tectônico que teria afetado as suas diferentes suítes ao redor de 540 - 530 Ma (Phillip *et al.*, 2003). Este evento termo-tectônico teria sido responsável pelo desenvolvimento e reativação de zonas de cisalhamento de alto e baixo ângulo, com geração de estruturas-em-flor positivas posteriores à sua colocação. Tais zonas de cisalhamento devem ter sido nucleadas a partir de anisotropias pré-existentes no arcabouço do batólito, pois suas orientações são muito próximas da orientação das estruturas magmáticas anteriores. Estes dados sugerem, ao contrário do descrito em trabalhos anteriores, que as zonas de cisalhamento de baixo ângulo do CPM,

com desenvolvimento de rochas miloníticas, devem ter sido geradas ou reativadas numa época posterior ao de formação das estruturas magmáticas (Philipp *et al.*, 2003).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 RELAÇÕES DE CAMPO

A descrição detalhada das relações entre os litotipos foram estabelecidas principalmente na pedreira Silveira segundo a malha de pontos que pode ser observada na figura 9.



Figura 9. Imagem Google Earth da pedreira Silveira com a distribuição de pontos de descrição/coleta e geoquímica.

Os litotipos presentes na região de estudo serão descritos segundo a ordem estratigráfica deduzida a partir das relações de corte e inclusão entre os mesmos. O litotipo mais antigo é um anfibolito, que ocorre como xenólito nos granitoides (Fig. 10a). Os xenólitos tem desde poucos centímetros até cerca de 2 metros, contatos nítidos angulosos a arredondados (Figs. 10b e 10c) e encontram-se em variados níveis de assimilação parcial, é observado *schlieren* máfico ao redor desses xenólitos e segundo o fluxo magmático, que contorna os xenólitos, evidenciando interação líquido-sólido.

Na figura 10 são mostradas as relações entre o anfibolito e o granitoide que o englobou (Fig. 10d), bem como com injeções mais tardias que os cortam (Fig. 10e). São discriminados no croqui (letras maiúsculas) os pontos de coleta de amostra dos litotipo e as figuras 10f, 10g e 10h mostram a textura de cada um deles. As figuras 10i e 10j mostram suas texturas em micro escala (daquelas que foram laminadas).

O litotipo seguinte na estratigrafia é o diorito, que tem textura equigranular média e seus contatos com os granitoides são nítidos e curvos (Fig. 11a), por vezes graduais (Fig. 11c). Esse tipo de contato pode estar evidenciando um estágio avançado de assimilação do diorito pelo granitoide ou mistura entre os dois magmas. Raramente diorito forma uma borda félsica como observa-se na figura 11b. Esse litotipo ocorre com dezenas de metros até fragmentos menores métricos e centimétricos, arredondados (Fig. 11e) a angulosos (Fig. 11f).

Próximo ao contato entre o diorito e os granitoides são observados rastros de fragmentos compostos predominantemente por biotita, que poderiam ser interpretados como resíduo da assimilação do diorito (Fig. 11e).

O diorito, além de ocorrer na forma de fragmentos inclusos nos granitoides, ocorre em intercalações centimétricas com esses como é evidenciado na figura 12a. Na figura 12b e 12c são mostrados detalhes dos contatos entre os litotipos.

O magma que assimilou/misturou-se o/ao diorito é extremamente heterogêneo (Figs. 12d, 12e e 12f), contaminado pela assimiliação/mistura do/com o diorito.

Ocorrem ainda, no diorito, segregações de material félsico, de cor branca compostas predominantemente por plagioclásio com hornblenda euédrica dispersa. As segregações ocorrem isoladas na rocha e interligadas com porções félsicas desta, mostrando a migração desse material da rocha para canais e bolsões centimétricos (Fig. 12g), essas feições tem boas exposições na pedreira

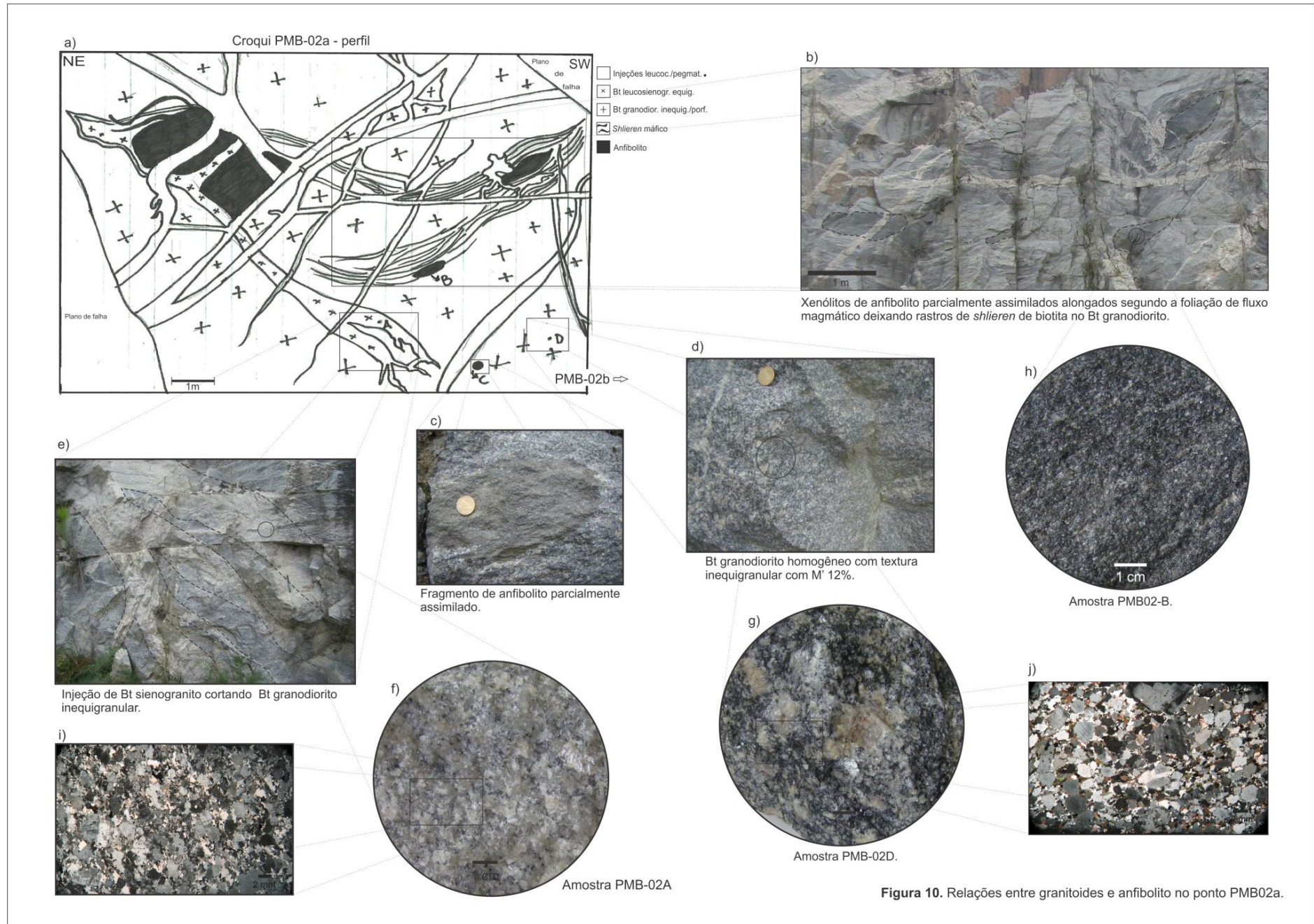


Figura 10. Relação entre granitoides e anfibolito no ponto PMB-02a.

Pelotense (Fig. 13). Os canais ocorrem com e sem a presença de hornblenda, sugerindo que o mineral seja a fase sólida de uma fusão incongruente e que ocorre a migração da fase líquida, deixando-a nas porções mais próximas da fonte da fusão. Esse material félsico é interpretado como gerado por fusão parcial do diorito, sendo observados diferentes estágios de geração e migração da fusão.

As feições de fusão dão suporte para a interpretação do diorito ter sido parcialmente assimilado pelo magma granodiorítico, pois após estar cristalizado, estaria sendo parcialmente fundido e seus fragmentos e fusões englobados pela intrusão granodiorítica.



Figura 11. a) e b) Contato do diorito com biotita monzogranito, detalhe da borda félsica formada no contato; c) Diorito parcialmente assimilado por magma já hibridizado pela assimilação e injeções mais tardias cortando ambos litotipos; d) Granitoide assimilando diorito; e) Trilha de enclaves máficos residuais da assimilação do diorito; f) Enclave anguloso biotítico (resíduo de assimilação).

Diversos enclaves máficos arredondados a angulosos, em variados graus de assimilação e dimensões centimétricas a decimétricas ocorrem próximo aos xenólitos e ao diorito. São compostos por biotita e tem granulação média a grossa.

O granitóide predominante é o biotita granodiorito, uma rocha de cor cinza inequigranular média, com bandamento centimétrico irregular e descontínuo figura (12d), se tornando regular e contínuo próximo aos xenólitos assimilados (Fig. 14b). O biotita granodiorito transiciona gradualmente para uma rocha sem bandamento, com foliação de fluxo incipiente a moderada à medida que se afasta dos xenólitos (Fig. 14a).

O granodiorito tem uma marcante variação no teor e no tamanho dos cristais de K-feldspato, bem como da sua forma, ocorrendo predominantemente com textura inequigranular (Fig. 14e) com tendência a formar fenocristais de K-feldspato (teor de fenocristais inferior a 10%), ocorrendo até com teores entre 10 e 15 %.

Nos termos porfiríticos (Fig. 14f), os quais ocorrem em porções mais distais de xenólitos de anfibolito e principalmente, do diorito, há uma tendência dos fenocristais serem mais euédricos, tabulares e maiores quanto menor o grau de contaminação do magma.

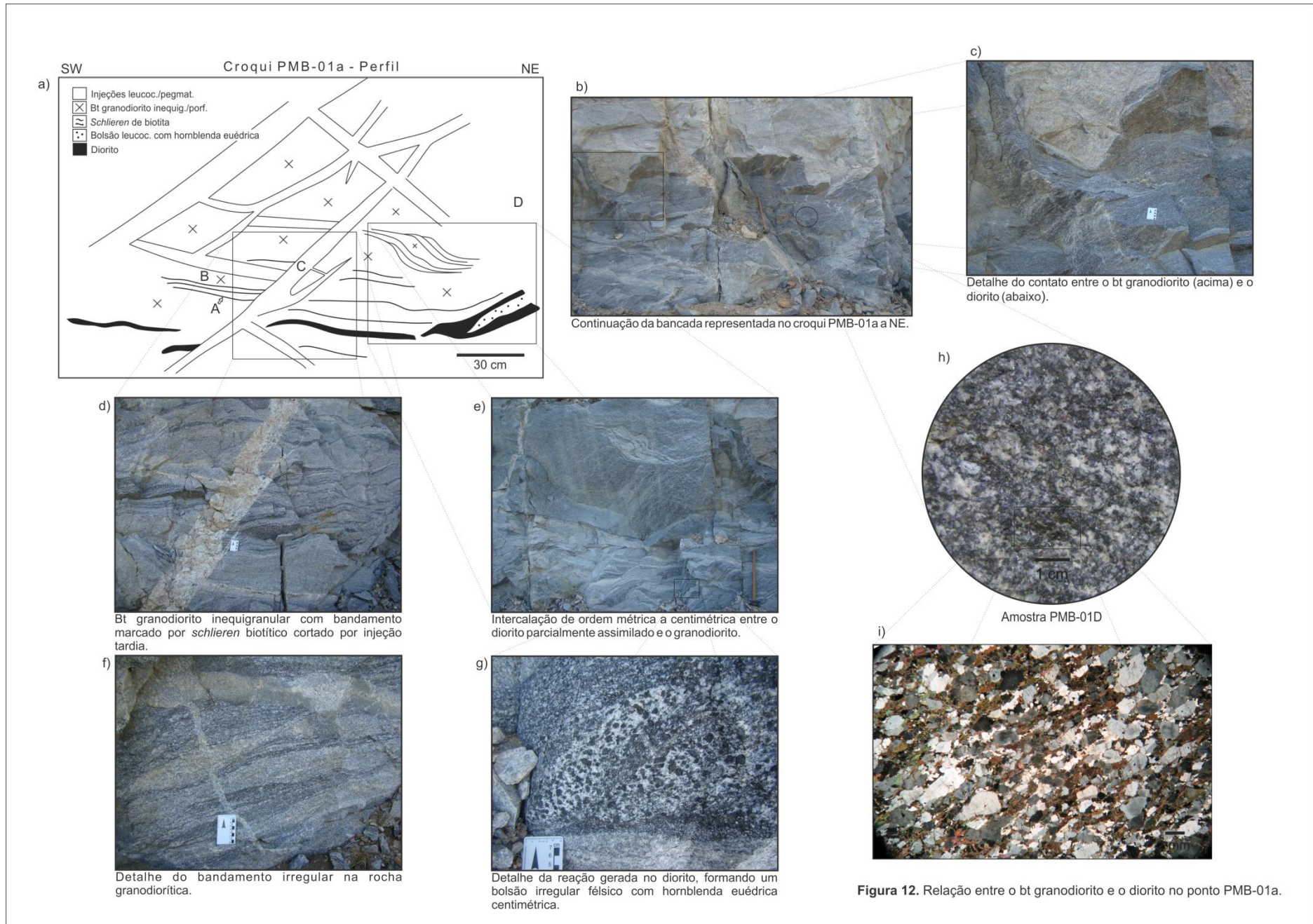


Figura 12. Relação entre o bt granodiorito e o diorito no ponto PMB-01a.



Figura 13. a) Diorito com bandas félsicas irregulares descontínuas com hornblenda euédrica e com continuidade com canais de migração do material félsico; b) Detalhe de canal de migração da fusão, com e sem hornblenda.



Figura 14. Biotita granodiorito. a) Transição gradual termo bandado para sem bandamento (ponto PMB-01a); b) Termo bandado próximo à xenólito de anfibólito, com porções quartzo dioríticas (ponto PMB-03a); c) Bandamento irregular e descontínuo cortado por injeção p. egmatóide (ponto PMB-02b); d) Detalhe do bandamento no contato do biotita granodiorito com o diorito (ponto PMB-02b); e) Termo inequigranular (ponto PMB-02a); f) Termo porfirítico (ponto PMB-02b).

Por vezes os fenocristais de K-feldspato do granodiorito estão estirados, orientados na foliação (Fig. 15). Com a proximidade dos xenólitos parcialmente assimilados o granodiorito tem seu M' , que em geral varia de 7 a 12 %, elevado, chegando teores entre 15 e 18 %.

Subordinadamente ocorre um termo quartzo diorítico com contato gradual com o granodiorito bandado próximo a xenólitos parcialmente assimilados (Fig. 16).



Figura 15. Fenocristais de K-feldspato orientados e estirados (ponto PMB-03a).



Figura 16. Biotita granodiorito/quartzo diorito com xenólitos parcialmente assimilados de anfibolito. No detalhe note o truncamento da foliação acima do xenólito (ponto PMB-03a).

Intercalando-se com o granodiorito em escala centimétrica a decamétrica ocorrem diversos pulsos de material mais diferenciado, que interagem com o magma granodiorítico em diferentes graus de cristalização deste.

Acima do granodiorito na estratigrafia estão os biotita granitos equigranulares, com injeções que se tornam mais diferenciadas chegando a termos leucocráticos

de composição monzo a sienograníticas. Nas figuras 17a e 17b (detalhe) injeções do biotita monzogranito intercalam-se com o biotita granodiorito concordantemente com a foliação de fluxo de ambos, contornando o anfibolito, que forma *schlieren* e contamina o magma.

O croqui PMB-02b (Fig. 17c) mostra, de maneira esquemática, a assimilação parcial do xenólito pelo granodiorito e a intercalação entre os dois magmas, em mistura heterogênea. Na figura 17d, o detalhe do contato com fragmento do anfibolito dentro do granodiorito, alongado segundo a foliação magmática. Observe-se também nessa figura injeção do magma granodiorítico cortando o anfibolito e a relação desse magma com o magma monzogranítico, que também torna-se contaminado pela interação com o granodiorito que assimilou o xenólito.

Os contatos entre os biotita granitos e o biotita granodiorito variam desde curvos, interlobados (Fig. 18a) e graduais, sugerindo mistura heterogênea entre o granodiorito e o monzogranito, até retos e nítidos (Fig. 18d), evidenciando interação líquido - sólido.

O aumento do contraste reológico entre os biotita granitos e o granodiorito é diretamente proporcional ao grau de diferenciação da injeção granítica, sugerindo uma sucessão de pulsos cada vez mais diferenciados em uma câmara magmática em processo de resfriamento, cada vez com maior grau de cristalização e, por consequência, com progressivo aumento do comportamento de estado sólido.

À medida que novos pulsos são injetados estes também são contaminados pelas rochas que estão sendo assimiladas pelo magma granodiorítico, que tem uma maior interação tanto com os xenólitos anfibolíticos como com o diorito. Pulsos com grau de contaminação decrescente são observados com o progresso do processo de cristalização da câmara, sendo os termos sienograníticos (Fig. 11g) os que apresentam menor interação com o material previamente assimilado.

Entre os termos sienograníticos há um termo tardio equigranular fino na forma de injeções e bolsões com “manchas” leucocráticas milimétricas a centimétricas irregulares a esféricas com titanita anédrica no centro (Fig. 19).

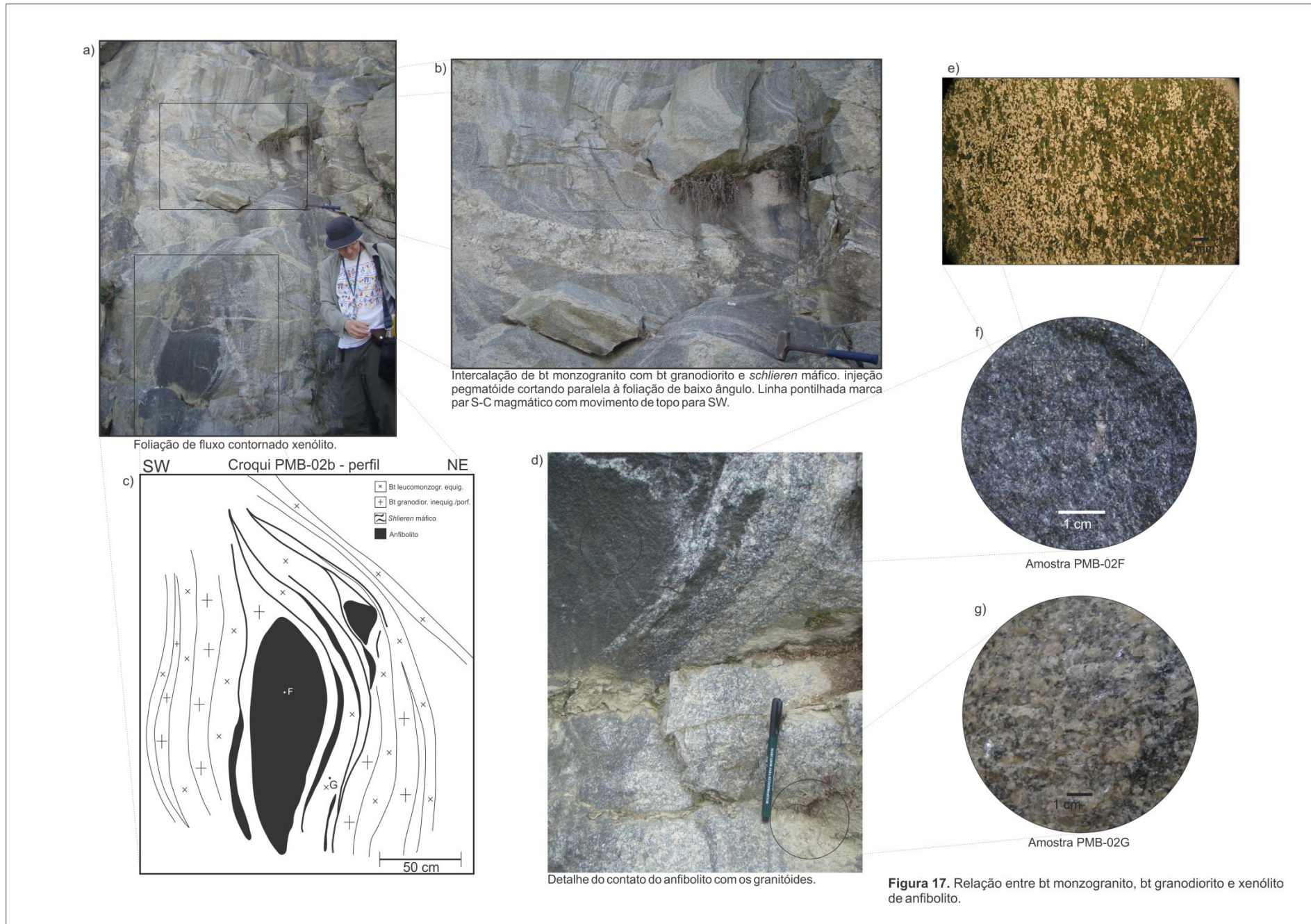


Figura 17. Relação entre bt monzogranito, bt granodiorito e anfibolito no ponto PMB-02b.

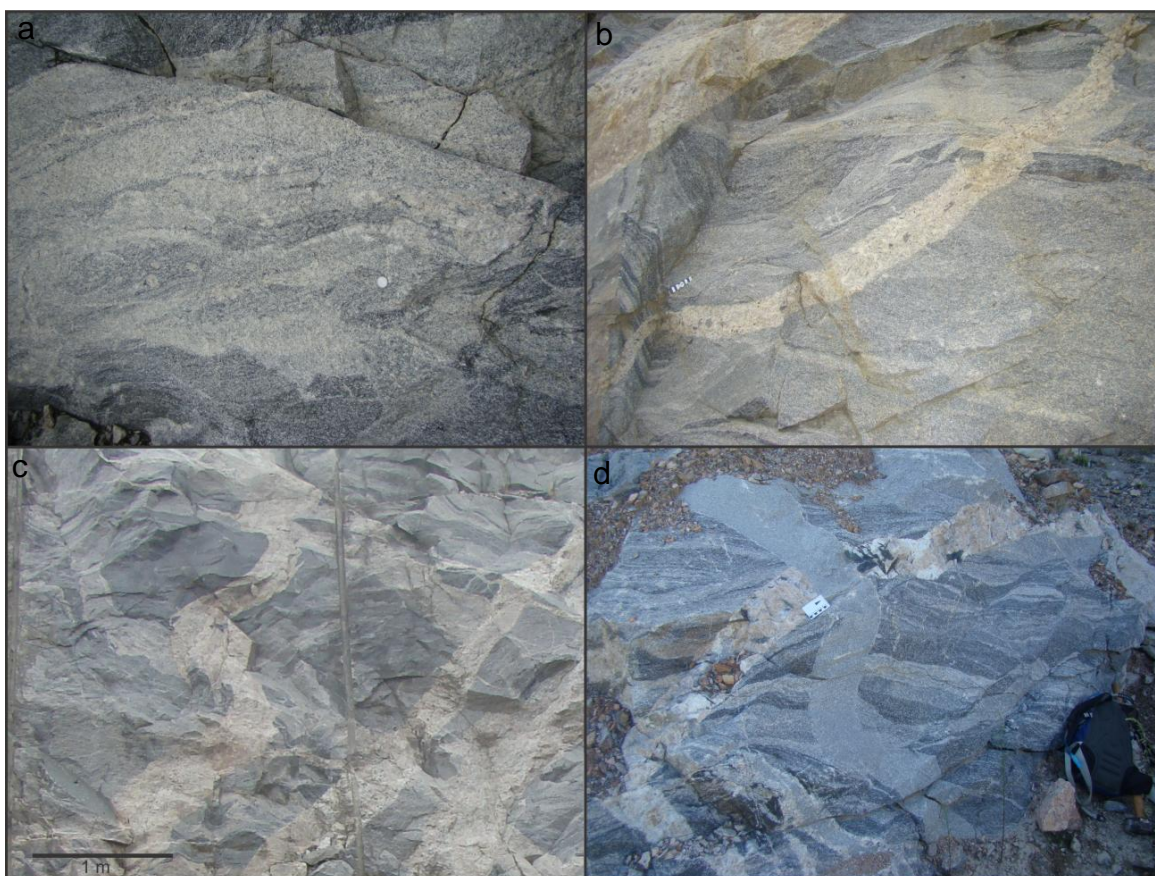


Figura 18. Relações dos bt granitos com o bt granodiorito. a) Contatos interlobados, evidenciando pouco contraste de viscosidade e mistura heterogênea; b) Monzogranito cortando o bandamento do granodiorito em contato que grada de nítido e reto para difuso e lobado; c) Injeção de leucosienoogranito em granodiorito com contato irregular; d) Intercalações centimétricas de rochas com diferentes graus de diferenciação e contaminação cortadas por pegmatoides, por sua vez cortado por pulso tardio de leucomonzogranito.

Ocorrem ainda injeções tardias de um magnetita biotita sienogranito em que a magnetita ocorre com uma auréola concêntrica leucocrática. A magnetita tem dimensões de até 1 centímetro e também ocorre em veios e dispersa na matriz da rocha, que tem textura equigranular média (Fig. 20).

Estas feições circulares que ocorrem nos termos sienograníticos tardios e no magnetita granito, podem estar associadas ao aumento da saturação de fluidos nas fases mais tardias do magmatismo, formando bolhas de fluidos que estavam dissolvidos no magma e desestabilizando a cristalização das fases no seu entorno.



Figura 19. Bolsão do sienogranito tardio enriquecido em fluido.



Figura 20. Magnetita biotita sienogranito, feições circulares leucocráticas com magnetita no centro, no detalhe ocorrendo na forma de veio.

Os estágios finais do magmatismo estão marcados por uma rede de injeções pegmatóides centimétricas a métricas compostas por K-feldspato, fluorita, biotita e quartzo com cristais chegando a medir cerca de 10 cm.

5.2 PETROGRAFIA

Anfibolito

O anfibolito tem M' de cerca de 30%, textura equigranular fina e é composta por anfibólio, biotita e plagioclásio (Fig. 21). Seus acessórios são titanita, zircão e apatita. Apresenta foliação finamente espaçada marcada pela orientação do anfibólio e da biotita, há uma alternância de bandas de 15 a 20 mm com um

enriquecimento relativo dos máficos, gerando um bandamento composicional incipiente (Fig. 22).



Figura 21. Amostra de mão de xenólito de anfibolito (PMB-02B).

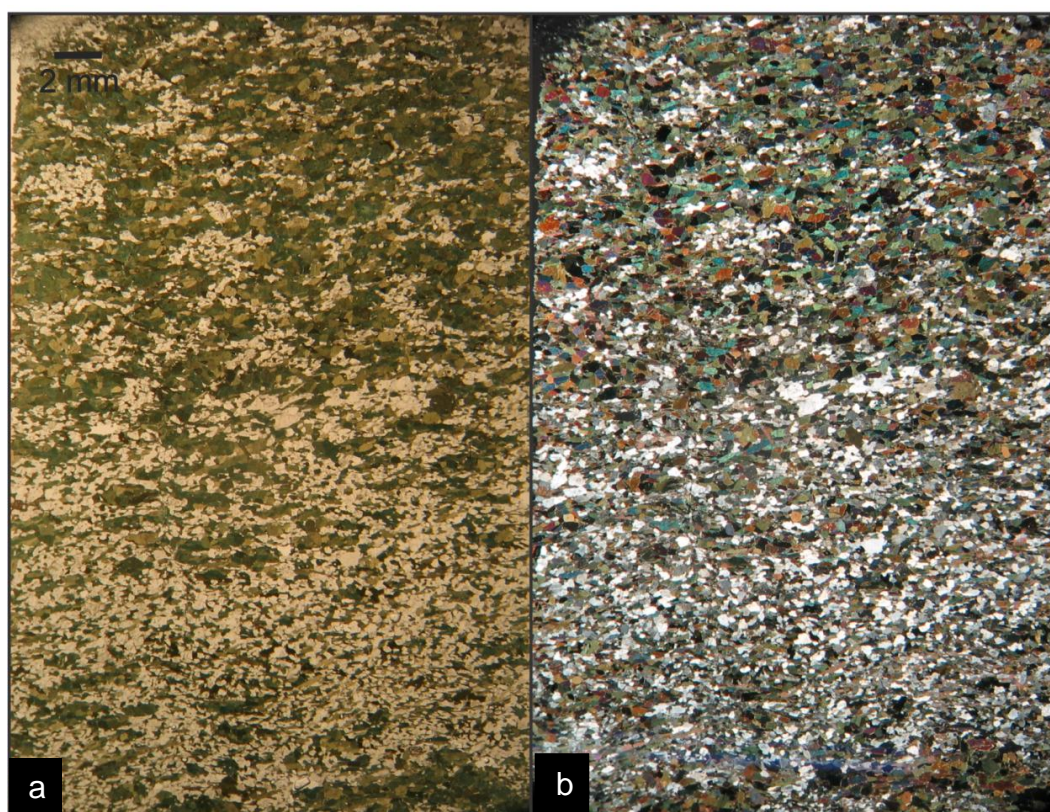


Figura 22. Foto de lâmina delgada do anfibolito (amostra PMB-02F) em lupa com luz transmitida. a) Em luz natural é evidente o bandamento centimétrico e a textura nematoblástica; b) À luz polarizada observa-se textura granoblástica.

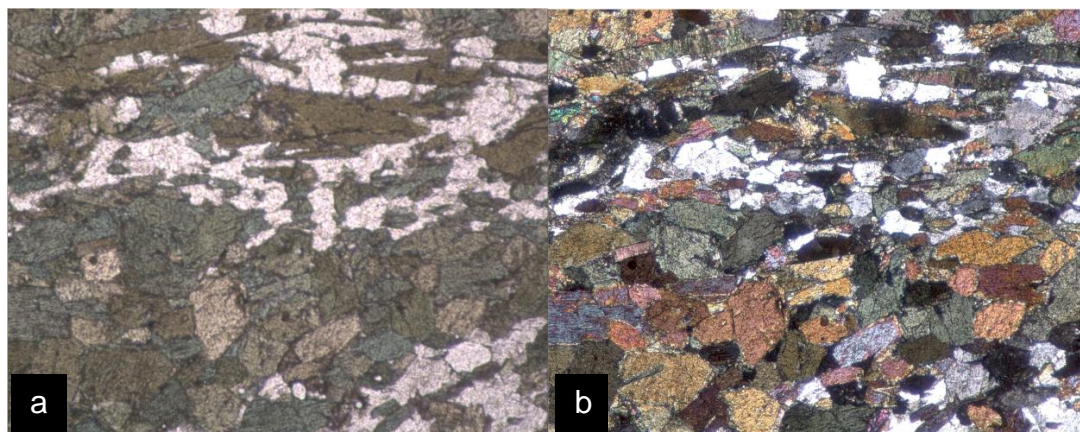


Figura 23. Fotomicrografia em (a) LN e (b) LP do anfibolito (amostra PMB-02F). A base de cada imagem mede 5 mm.

Mais de 90% da rocha é composta por hornblenda verde e plagioclásio, com um pouco de biotita restrita às bandas mais félsica. Em lâmina delgada são visíveis texturas granoblástica poligonal, nematoblástica, bem como lepidoblástica (Fig. 23). Alguns plagioclásios ainda preservam macla polissintética.

A biotita tem cor de absorção máxima marrom esverdeado.

Com bases em critérios mineralógicos e texturais, o metamorfismo desses anfibolitos é compatível com fácies anfibolito médio de protólito ígneo de composição básica.

Diorito

O Diorito tem textura equigranular média. É composto por plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo, como acessório ocorre titanita euédrica (cerca de 1%) de até 5 mm seu M' varia entre 20 e 25%. Apresenta foliação bem marcada pela orientação dos minerais máficos, do plagioclásio e da titanita, estiramento de quartzo e plagioclásio, formando um bandamento milimétrico incipiente (Fig. 24). A lineação é marcada pela orientação dos minerais prismáticos e estirados e pela titanita, com alto *rake* na foliação.

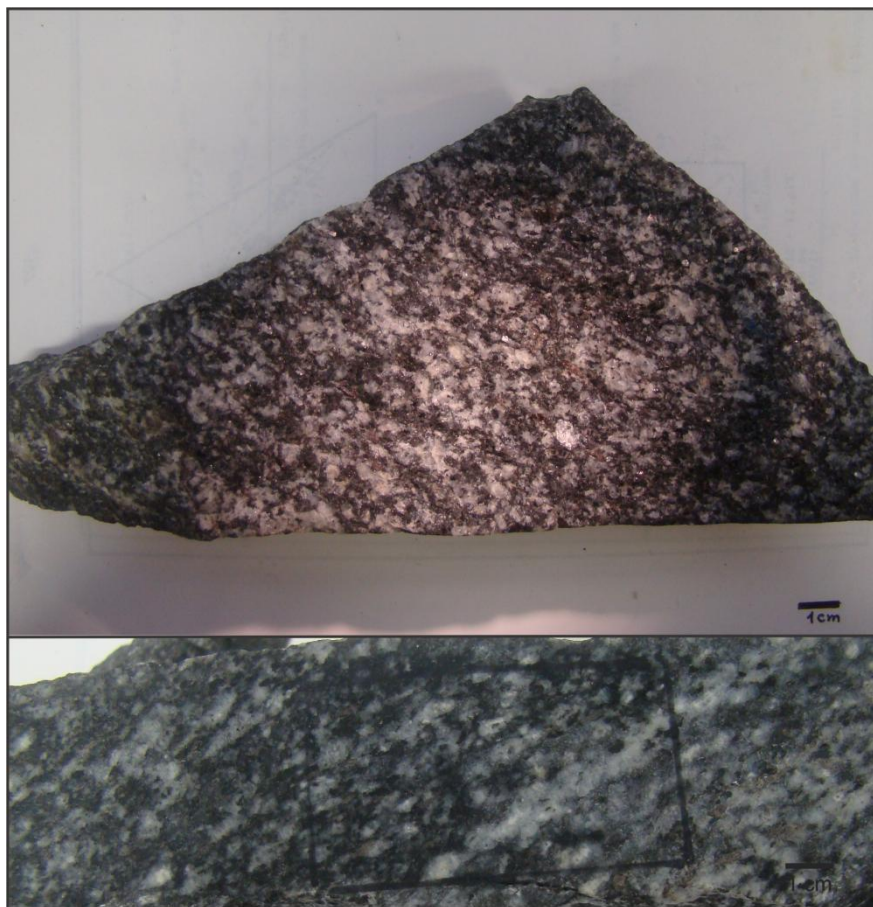


Figura 24. Amostra de mão do diorito (PMB-01D).

Ao microscópio, o plagioclásio apresenta maclas deformadas, em flâmula, descontínuas ou ausentes e extinção ondulante. Raros grãos preservam euedria, suas bordas são irregulares com recristalização de borda. Muitos grãos estão fraturados ou estirados. Nas fraturas há intensa sericitização e por vezes estão preenchidas por biotita.

A hornblenda é verde a luz natural e está parcialmente substituída por biotita e epidoto. Ocorre em fragmentos associada a esses minerais e à titanita, orientada no plano da foliação.

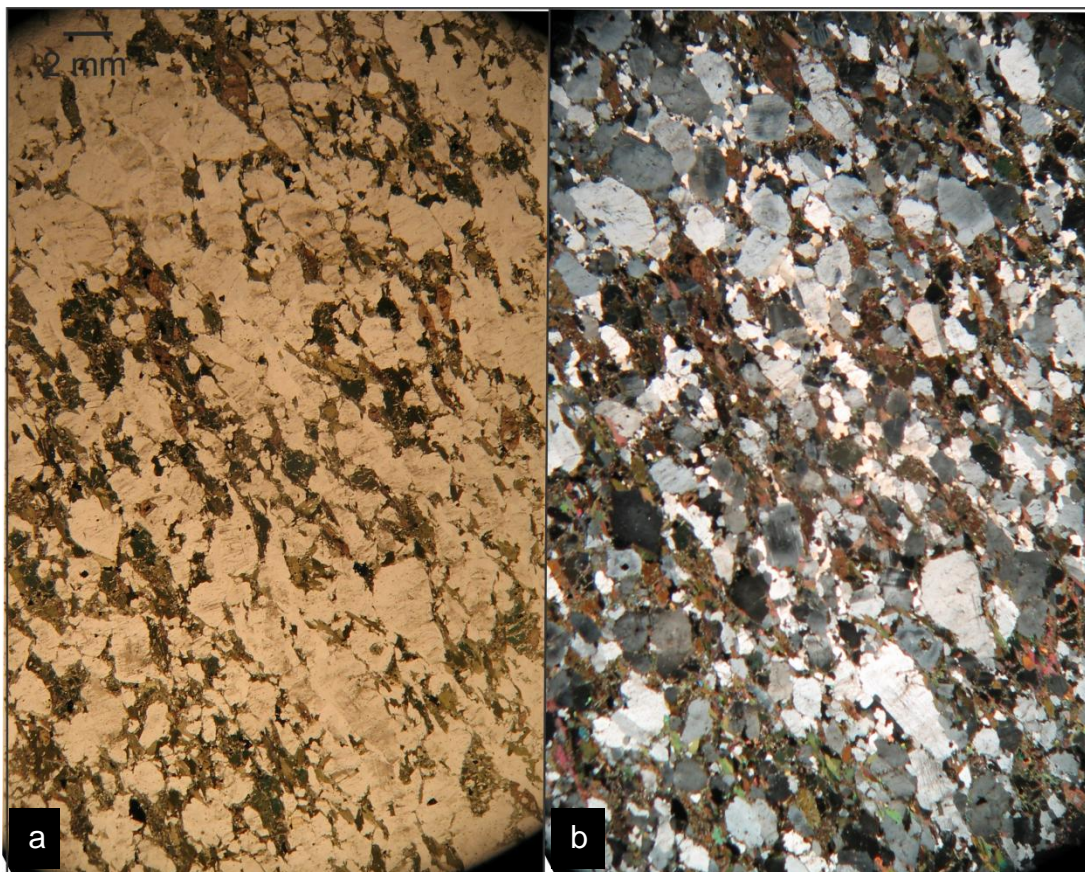


Figura 25. Foto de lâmina delgada do anfibolito (amostra PMB-02F) em lupa com luz transmitida, (a) LN e (b) LP.

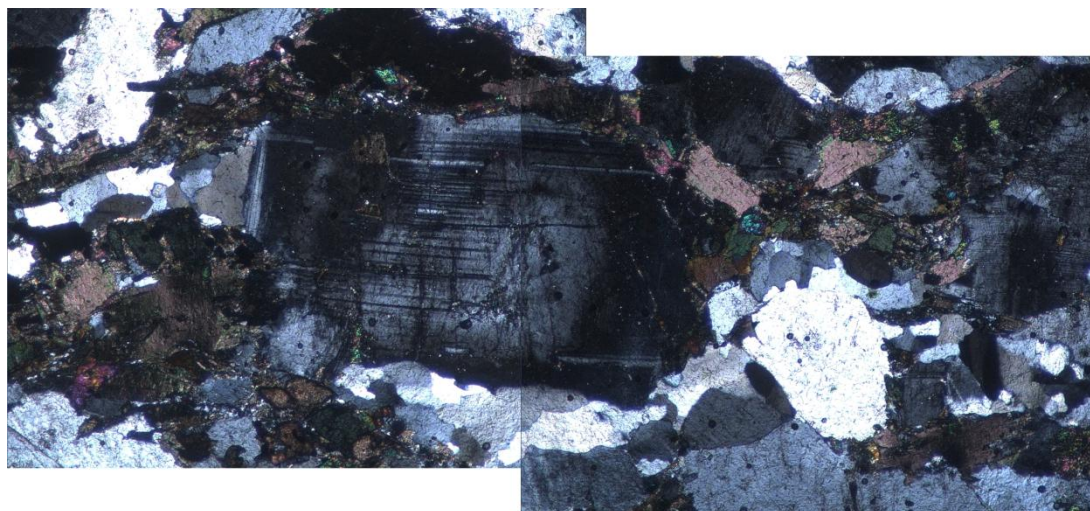


Figura 26. Detalhe da foliação com deformação do quartzo (amostra PMB-01D, LP). A base de cada imagem mede 5 mm.

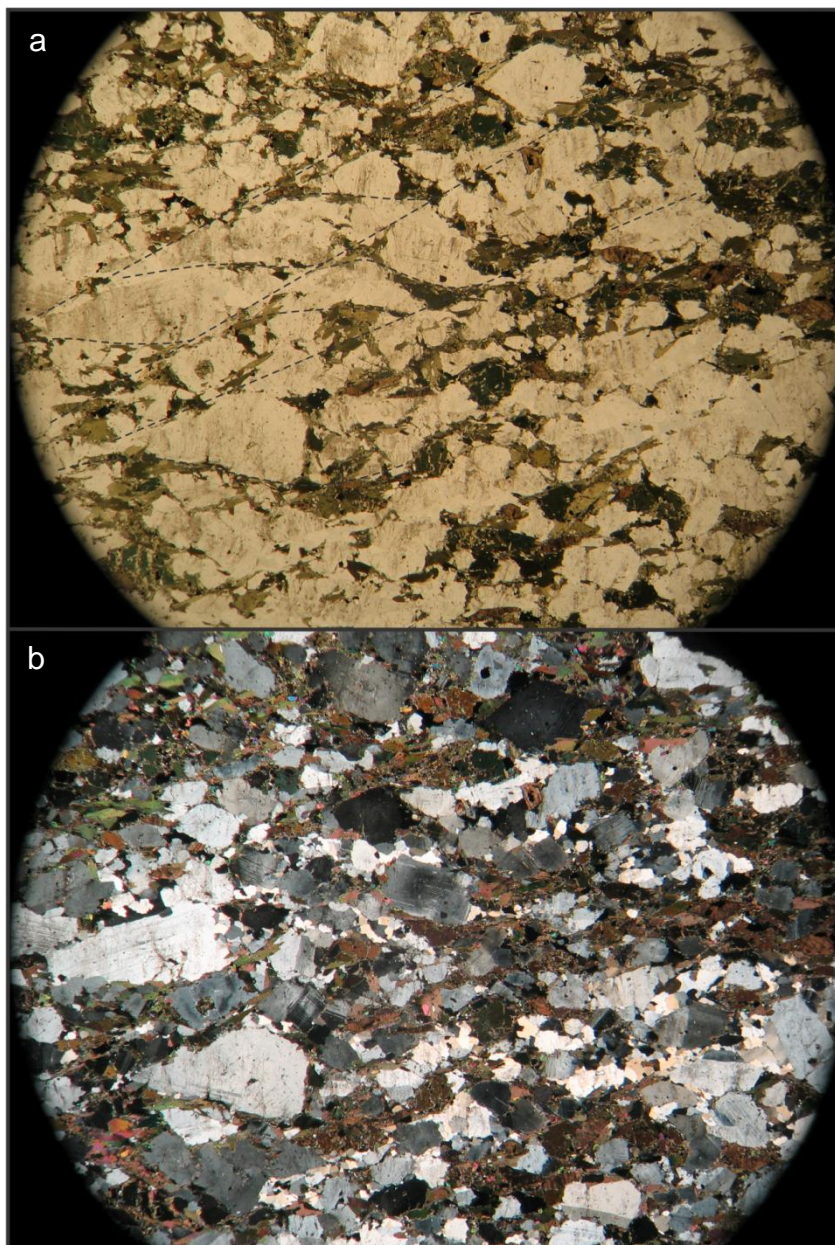


Figura 27. Fotomicrografia em (a) LN e (b) LP do diorito (amostra PMB-01D) onde é visível a foliação truncando o plagioclásio. O diâmetro do círculo mede 15 mm.

A biotita tem pleocroísmo bege a verde escuro e cresce sobre a hornblenda, marcando plano da foliação S-C (Fig. 27). A foliação C trunca plagioclásios, que tende a se orientar segundo a foliação, gerando uma foliação S. Há ainda minerais opacos associados aos máficos e no centro da titanita e zircão como minerais acessórios.

Biotita granodiorito

O biotita granodiorito em geral é inequigranular médio com tendência a formar fenocristais de K-feldspato em uma proporção menor que 10%. Composto por quartzo, plagioclásio, biotita, e K-feldspato, titanita de até 2 mm, além de alanita e zircão como minerais acessórios. A foliação é incipiente, marcada pela orientação da biotita (Fig. 28).



Figura 28. Amostra de mão do biotita granodiorito (PMB-02D).

O termo porfirítico tem granulação média a grossa, matriz composta por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e biotita. Alguns pórfiros de K-feldspato dispersos (cerca de 12 %) de até 30 mm tabulares a arredondados com as bordas difusas e irregulares. Apresenta foliação incipiente a moderadamente marcada pela orientação dos minerais máficos.

O termo inequigranular, que apresenta bandamento irregular e descontínuo definido por *schlieren* máfico, tem granulação média. As bandas máficas são ricas em biotita e titanita e as bandas félsicas tem tendência a formar fenocristais de K-feldspato (máximo 1 cm), composta também por plagioclásio, biotita e quartzo.

Devido à heterogeneidade gerada pelas assimilações o M' do granodiorito pode variar entre 7 e 18 %.

O plagioclásio é subédrico a anédrico, apresenta, por vezes, maclas difusas, descontínuas, em flâmula ou ausentes e zonação, seus contatos são serrilhados a interlobados.

O K-feldspato em lâmina varia de 2 a 3 mm na matriz com alguns fenocristais chegando o 10 mm. São anédricos a subédricos com bordas serrilhadas a interlobadas com marcante formação de subgrãos, abundante nos grãos menores. Os cristais maiores apresentam finas pertitas, alguns, pertita em chama (Fig. 29a) e macla tartan nas bordas (Fig. 29b), enquanto aqueles que compõem a matriz apresentam macla tartan bem desenvolvida (Fig. 29c).

O quartzo é intersticial, anédrico, com contatos retos a serrilhados, apresenta extinção ondulante, subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez, e, por vezes, recristalização (Fig. 29d).

A biotita tem pleocroísmo bege a marrom esverdeado, é subédrica e encontra-se dispersa e, mais comumente, em agregados alongados segundo o plano da foliação. Titanita de até 3 mm (abundante), zircão, alanita, epidoto e opacos encontram-se junto aos agregados de biotita.

Ao microscópio observam-se finas trilhas de deformação/recristalização (cerca de 5 a 10 %) com recristalização de quartzo (abundante), feldspato alcalino e plagioclásio (os dois últimos apenas nas bordas dos grãos), caracterizada por contatos retos a 120° e granulação fina (menor que 1 mm) a muito fina (menor que 0,1 mm) e mirmequita (Figs. 29d e 29f). Os minerais máficos e os grãos de quartzo estirados marcam a foliação incipiente a moderada.

Quartzo diorito

O quartzo diorito tem M' entre 12 e 15%, textura equigranular média (Fig. 30) e é composto por plagioclásio, biotita e quartzo, além de titanita abundante, com até 3 mm. Apresenta foliação marcada pela orientação da biotita, estiramento de quartzo, orientação de forma do plagioclásio e bandamento incipiente centimétrico irregular e descontínuo, marcado por um enriquecimento relativo no teor de máficos nas bandas mais escuras.

Em lâmina (Fig. 31) cristais de plagioclásio são raramente euédricos, sendo mais frequentemente subédrico, com bordas irregulares, por vezes difusas, contados serrilhados, raramente retos, por vezes com incipiente recristalização de borda, nos contatos com outros grãos. Tem extinção ondulante, macla de deformação, em flâmula, descontínuas ou ausentes. Alguns estão fraturados com biotita e/ou sericita nas fraturas (também ocorrendo no centro dos grãos). São observados em menor proporção alguns grãos estirados.

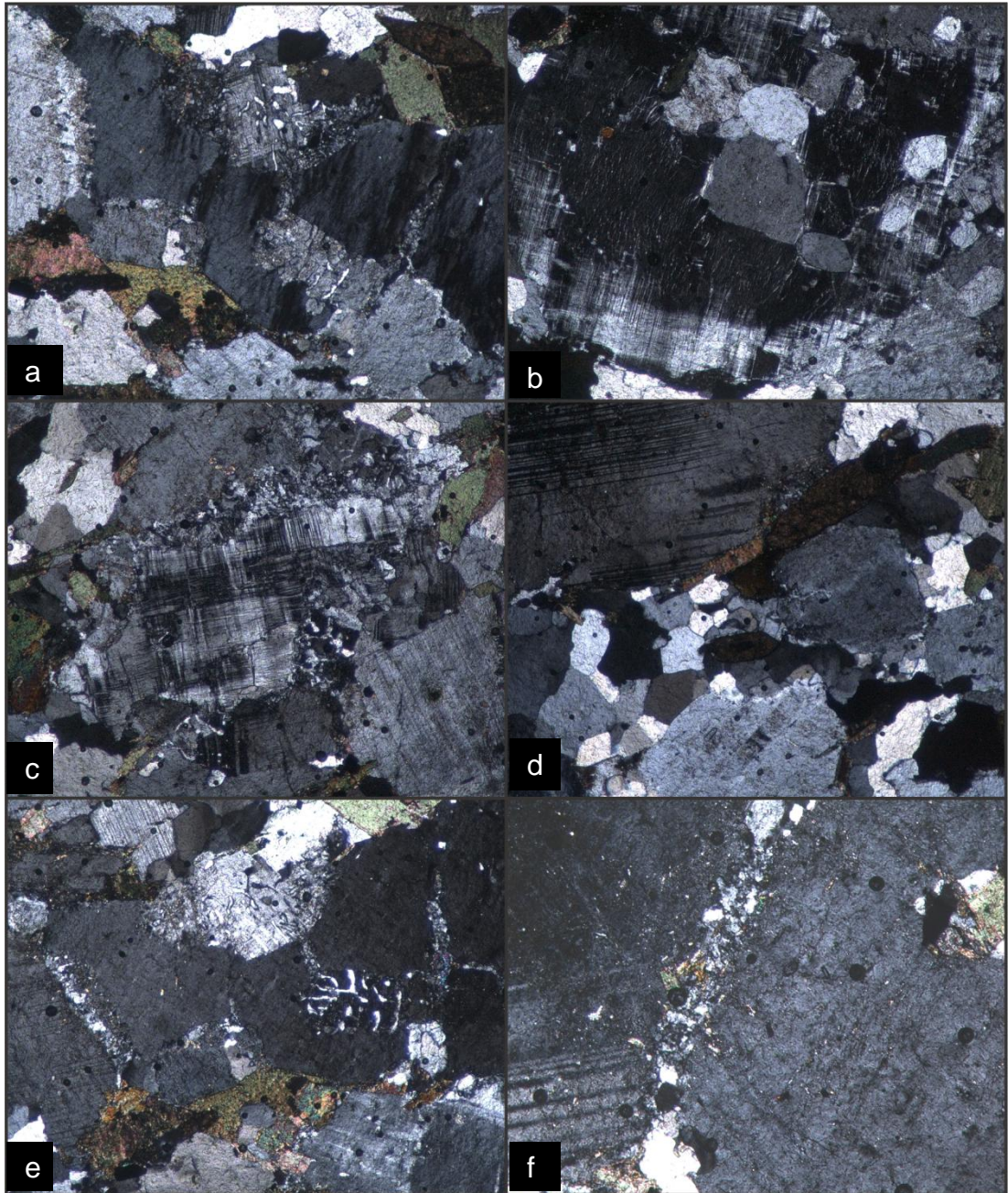


Figura 29. Fotomicrografia à LP do biotita granodiorito inequigranular (amostra PMB-02D). a) Pertita em chama em K-feldspato (base = 5 mm); b) Macla tartan nas bordas do K-feldspato (base = 5 mm); c) Recristalização de borda em K-feldspato (base = 5 mm); d) Contatos a 120° em quartzo (base = 5 mm); e) Plagioclásio com mirmequita e formação de subgrãos, à esquerda é visível recristalização no contato entre dois plagioclásios (base = 5 mm); f) Detalhe do contato entre plagioclásios com recristalização (base = 2,5 mm).

O quartzo está estirado segundo o plano da foliação e apresenta extinção ondulante e subgrãos na sua maior parte, por vezes com extinção tabuleiro de xadrez, tem contatos serrilhados a interlobados, mas também ocorre com contatos retos e, por vezes a 120°.



Figura 30. Amostra de mão do quartzo diorito (PMB-03E).

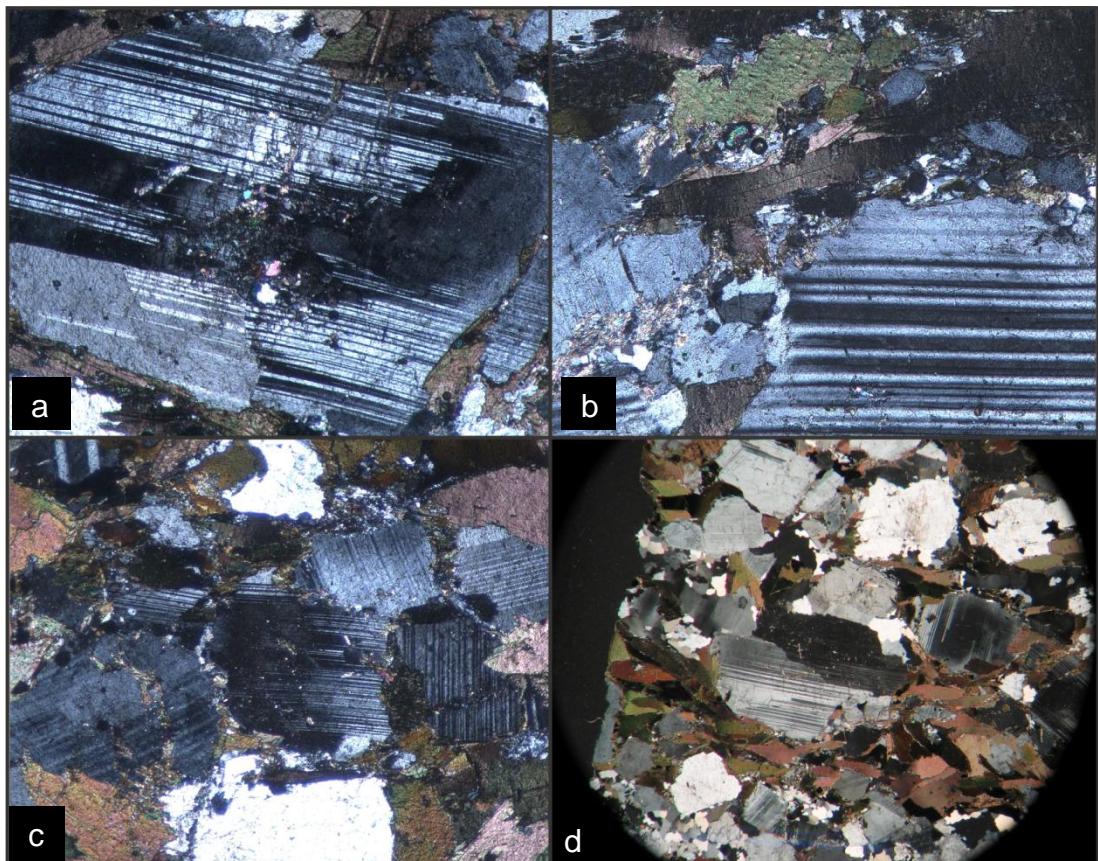


Figura 31. Fotomicrografia à LP do quartzo diorito (amostra PMB-03E). a) Plagioclásio com macla de deformação e mica branca no centro (base = 5 mm); b) Biotita associada a fina trilha de subgrãos (base = 5 mm); c) Plagioclásio fraturado com maclas de deformação e intensa sericitização nas fraturas (base = 5 mm); d) Plagioclásio deformado (diâmetro = 1 cm).

A biotita marca a foliação, tem pleocroísmo bege a marrom esverdeado e ocorre associada à titanita, que, junto com zircão forma a mineralogia acessória.

Biotita granitos

Os biotita granitos variam de monzo a sienogranitos, são cinza claros a rosados, com textura equigranular a inequigranular e granulação média a grossa. São compostos por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Seu M' varia de 2 a 7%.

O biotita monzogranito apresenta foliação marcada pela orientação de forma dos feldspatos e da biotita. Em regiões de assimilação de xenólitos ocorrem bandas centimétricas a milimétricas enriquecidas em biotita, com M' chegando a 12% (Fig. 32). Nessas porções há um aumento na proporção de plagioclásio e diminuição relativa de quartzo.



Figura 32. Amostra de mão do biotita monzogranito (PMB-03A) com schlieren de biotita.

O termo sienogranítico, que é representado pelas injeções mais tardias dos biotita granitos, é equigranular médio e isótropo. Apresenta cristais de K-feldspato subédricos com as bordas corroídas, serrilhadas, por vezes com recristalização marginal e mirmequita. Alguns grãos estão fraturados, onde a recristalização é facilitada e em alguns casos as fraturas são preenchidas pelo próprio magma. Apresenta pertita e macla *tartan* e está frequentemente sericitizado.

O plagioclásio, pouco abundante, é subédrico a anédrico e frequentemente sericitizado. Tem contatos retos a serrilhados. Sua macla é descontínua, em flâmula, difusa ou ausente.

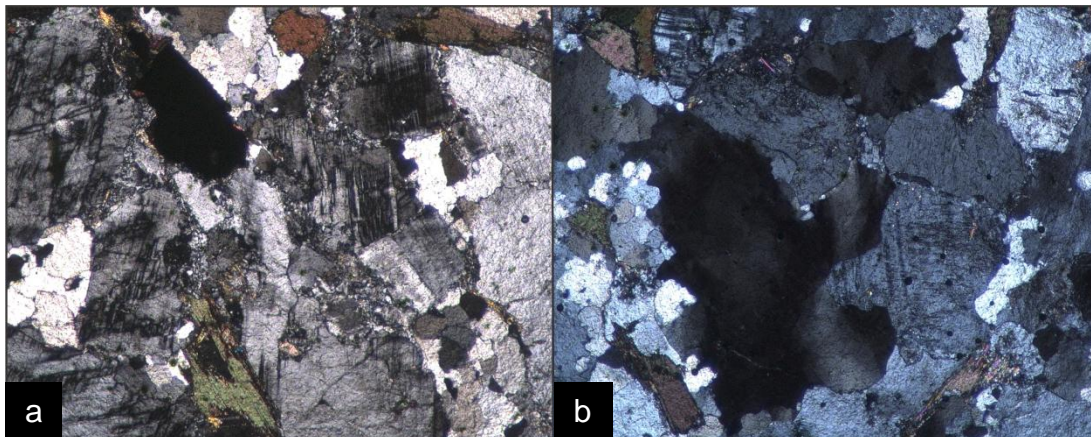


Figura 33. Fotomicrografia à LP do biotita monzogranito (amostra PMB-03A). a) K-feldspato com macla tartan e fraturas com finos grãos recristalizados; b) Quartzo com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez. Base = 5 mm.

O quartzo é intersticial, anédrico e, por vezes, estirado segundo a foliação, suas bordas são serrilhadas a interlobadas. Frequentemente apresenta extinção ondulante, por vezes tabuleiro de xadrez, subgrãos e, subordinadamente, contatos a 120° .

A biotita tem pleocroísmo bege a marrom esverdeada e encontra-se dispersa nos termos leucocráticos e em agregados marcando a foliação nas porções enriquecida nesse mineral. Ocorre associada com os minerais acessórios.

Os minerais acessórios são titanita, alanita (bem desenvolvida), opacos e mica branca secundária.

Mirmequitas ocorrem em trilhas de deformação paralelas a foliação associadas uma textura fina de recristalização.

O biotita sienogranito tardio ocorre com granulação fina e uma textura peculiar, “manchas” leucocráticas com titanita anédrica no centro. Não há variação na mineralogia e na textura dessas “manchas”, exceto a ausência de biotita e dos demais minerais acessórios.

A petrografia confirma o caráter essencialmente magmático dos granitoides presentes na região de estudo, pequena proporção de deformação dos minerais devido ao fluxo magmático em sucessivos pulsos com diferentes contrastes reológicos. O diorito apresenta uma deformação mais pronunciada, mas também evidente caráter sin-magmático.

Confirmando as relações de campo, a mineralogia essencial e acessória não apresenta diferenças significativas nos termos granitoides, denotando apenas uma progressiva diferenciação dos pulsos magmáticos. O diorito diferencia-se dos demais pela presença de hornblenda, o que, junto com as relações de campo, o

distingue dos granitoides, sugerindo uma gênese e uma fonte diferente das demais. A presença marcante de titanita é evidente em todos os litotipos do complexo.

5.3 GEOQUÍMICA

Foram realizadas análises geoquímicas de onze amostras, sendo três de xenólitos de anfibolito (PMB02-E, PMB-02F e PMB-02I), uma do diorito (PMB-01D), uma do biotita granodiorito (PMB-02D), uma do quartzo diorito (PMB-03E), duas do biotita monzogranito (PMB-02G e PMB-03A), uma do biotita sienogranito (PMB-02A), uma do biotita sienogranito tardio (AP-1F) e uma do magnetita biotita sienogranito (PMB-04A).

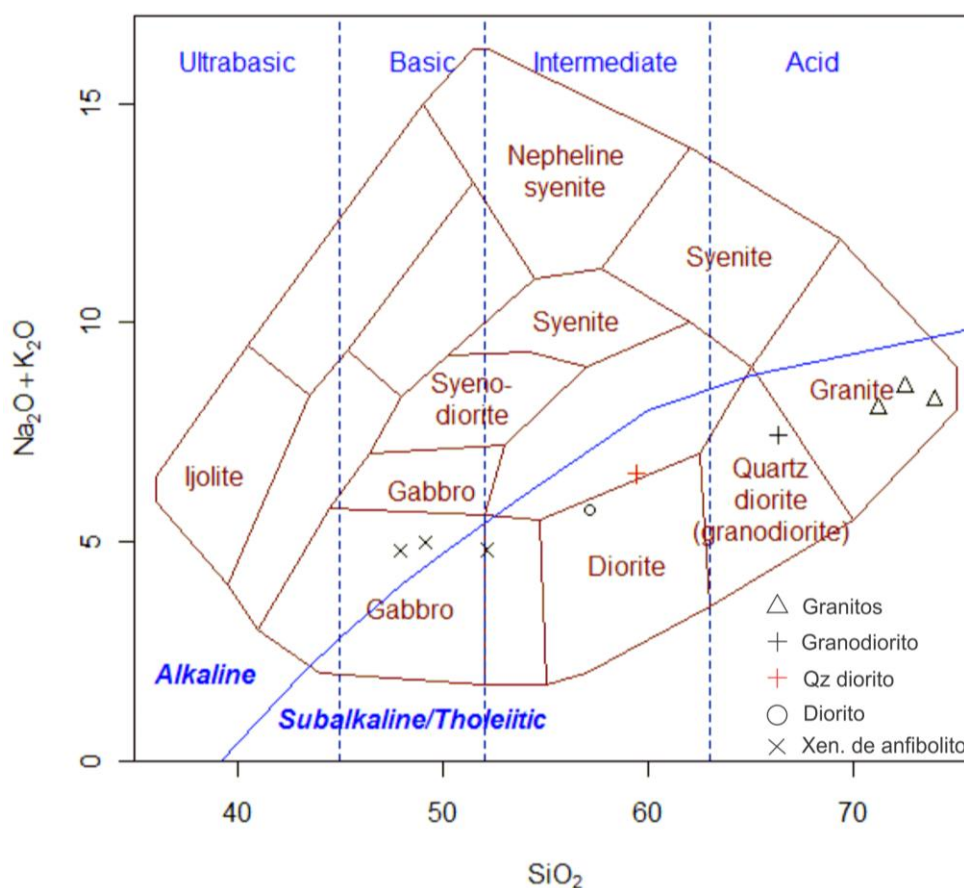


Figura 34. Diagrama TAS de classificação química para as amostras de biotita granitos (PMB-02A, PMB-02G e PMB-03A), biotita granodiorito (PMB-02D), quartzo diorito (PMB-03E) e xenólitos de anfibolito (PMB-02E, PMB-02F e PMB-02I). Diagrama de Cox et al. (1979) adaptado por Wilson (1989).

Quimicamente os litotipos caracterizados, ao serem plotados no diagrama TAS, mostram uma composição gabróica para os anfibolitos e um *trend* no sentido

de rochas cada vez mais evoluídas subcalcinas desde o diorito até os granitos *stricto sensu* (Fig. 34).

Os teores de sílica variam de 47,93 a 49,14% para os xenólitos de anfibólito, 57,13 % para o diorito e um *trend* de 59,45 % até 73,92 % desde o quartzo diorito até os sienogranitos mais tardios, como pode ser observado nos diagramas de Harker (Fig. 35).

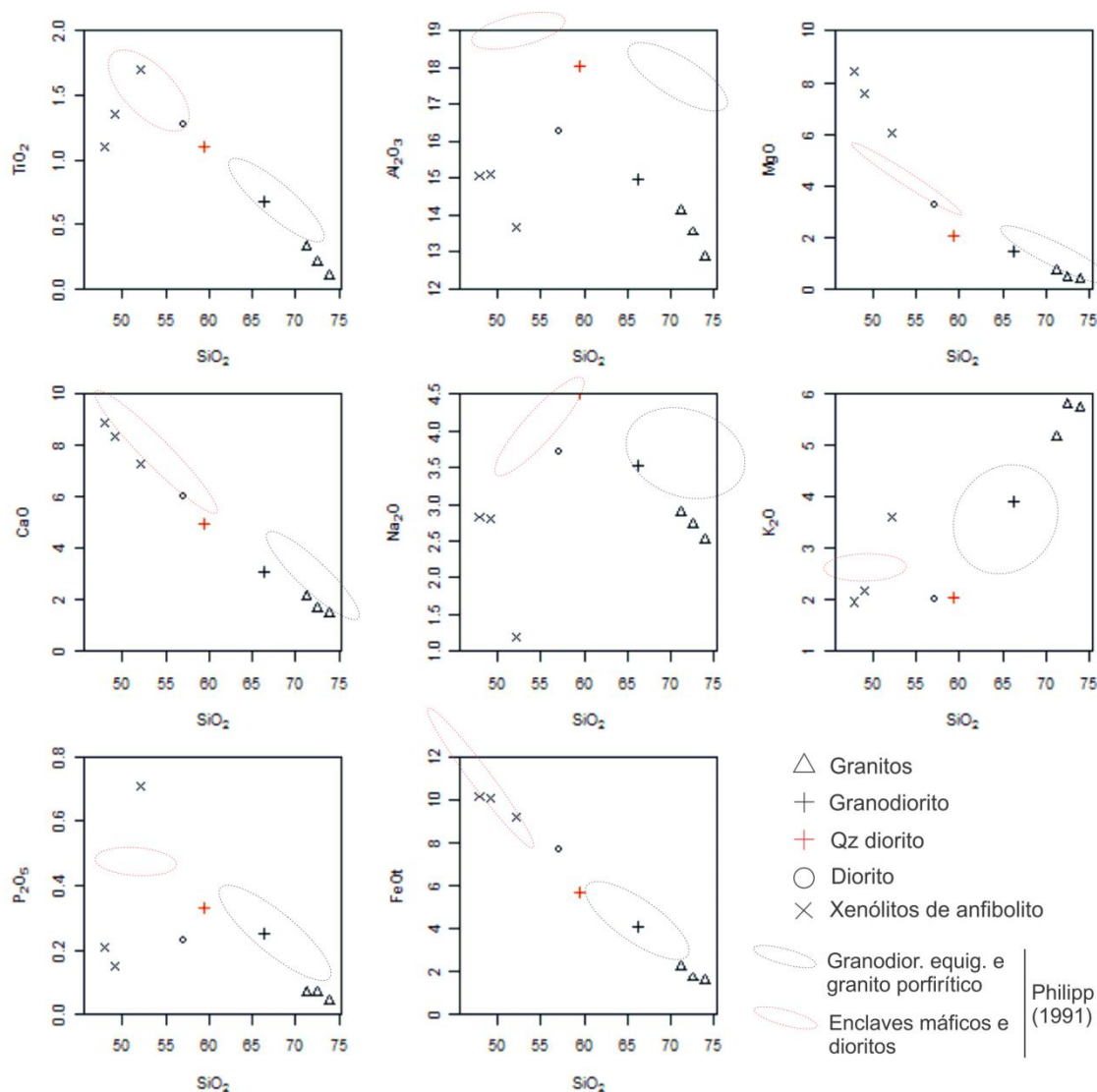


Figura 35. Diagramas de Harker que apresentam a variação SiO_2 versus principais óxidos das amostras de granitos (PMB-02A, PMB-02G e PMB-03A), granodiorito (PMB-02D), quartzo diorito (PMB-03E) e xenólitos de anfibólito (PMB-02E, PMB-02F e PMB-02I). As linhas tracejadas delimitam os campos das análises de Philipp (1990).

Esses diagramas também permitem observar um progressivo empobrecimento nos teores de titânio, magnésio, cálcio, ferro e fósforo bem como enriquecimento nos teores de potássio com o incremento dos teores de sílica para

os granitoides. Os xenólitos de anfibolito mostram altos teores de ferro e magnésio e baixos teores de sílica, compatíveis com os de rochas básicas, das três amostras analisadas uma delas está em um grau de assimilação elevado, o que a leva a apresentar teores diferenciados das demais.

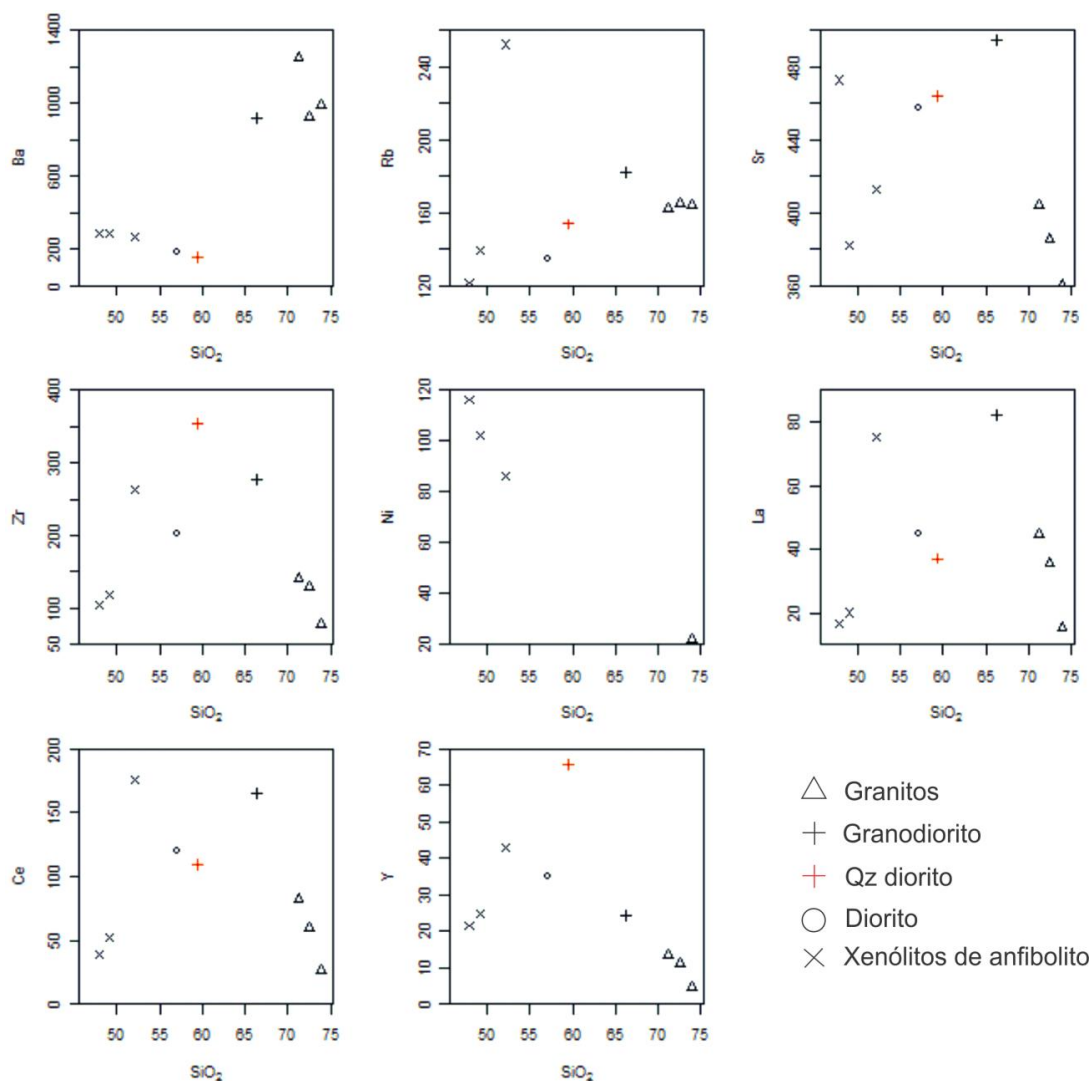


Figura 36. Diagrama sílica versus elementos traço para amostras de granitos (PMB-02A, PMB-02G e PMB-03A), granodiorito (PMB-02D), quartzo diorito (PMB-03E) e xenólitos de anfibolito (PMB-02E, PMB-02F e PMB-02I).

Os dados deste trabalho estão de acordo com os *trends* de Philipp (1990).

Nos diagramas de sílica *versus* elementos traço (Fig. 36) é possível observar nos granitoides um padrão geral enriquecimento em elementos incompatíveis do diorito para o quartzo diorito e para o granodiorito e um subsequente empobrecimento desses elementos na direção dos termos mais diferenciados, marcando uma quebra do *trend*. Os xenólitos de anfibolito mostram valores típicos

para rochas mais primitivas, com baixos teores de elementos incompatíveis e elevados teores de níquel

No diagrama spider multielementar (Fig. 37) se observa o enriquecimento de LILE (elementos litófilos de grande raio iônico) em relação aos HFSE (elementos de elevado potencial iônico), com uma tendência de valores mais elevados em todos esses elementos para os granitoides menos diferenciadas, com decréscimo progressivo em direção aos mais diferenciadas. Há anomalias negativas de fósforo e titânio, marcando o fracionamento desses elementos na estrutura de minerais acessórios como apatita e titanita e uma notável anomalia negativa de nióbio e tântalo, que se torna mais acentuada para os termos mais diferenciados. Para o anfibolito e o diorito a curva apresenta uma tendência a ser mais horizontalizada. Nas figuras 37 e 38 estão plotadas amostras representantes de cada litotipo do CPM, xenólito de anfibolito (azul claro), diorito (cinza), granodiorito (verde), monzogranito (azul escuro) e sienogranito (vermelho).

Spider plot – Chondrites (Thompson 1982)

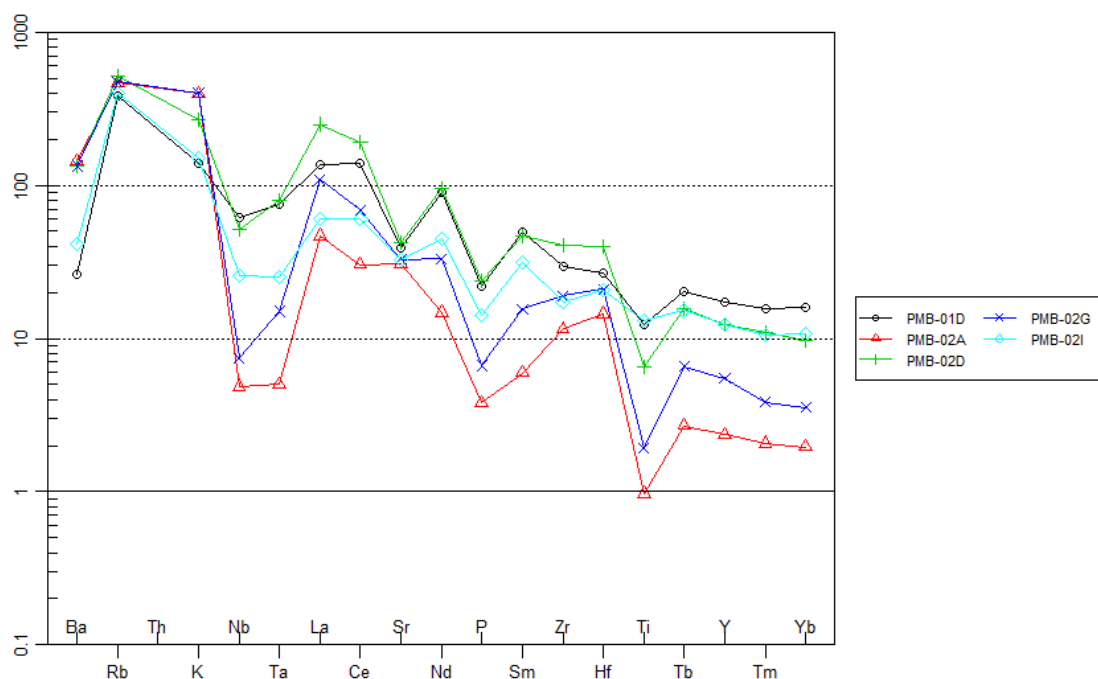


Figura 37. Diagrama spider multielementar normalizado para condrito. Amostras de diorito (PMB-01D), granodiorito (PMB-02D), monzogranito (PMB-02G), sienogranito (PMB-02A) e xenólito de anfibolito (PMB-02I).

Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)

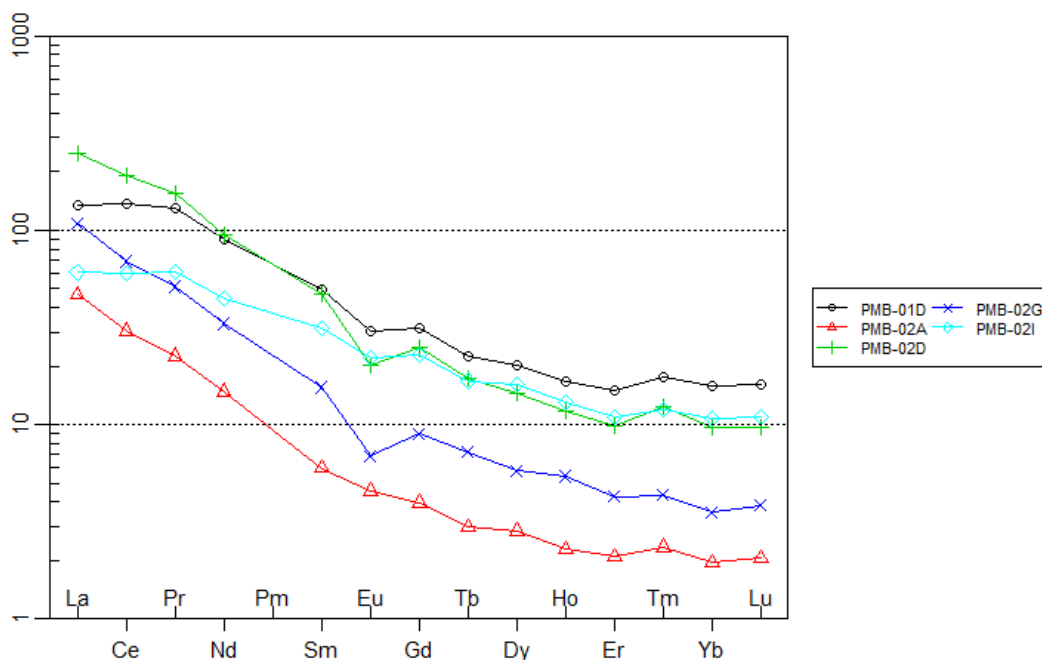


Figura 38. Diagrama de elementos Terras Raras normalizado para condrito. Amostras de diorito (PMB-01D), granodiorito (PMB-02D), monzogranito (PMB-02G), sienogranito (PMB-02A) e xenólito de anfibólito (PMB-02I).

No diagrama de elementos terras raras (Fig. 38) se observa enriquecimento de terras raras leves em relação a terras raras pesados para todos os litotipos e uma tendência geral de empobrecimento nos teores desse grupo de elementos com o aumento do grau de diferenciação dos granitoides. Há uma forte anomalia de európio no granodiorito e monzogranito, essa anomalia também está presente no diorito, aumentando com o grau de diferenciação, tornando a cair e quase desaparece no termo sienogranítico, sendo pouco significativa para o anfibólito. Nesse diagrama o anfibólito e o diorito também apresentam uma tendência a apresentarem um padrão mais horizontalizado.

Quanto a saturação em alumina, os granitoides estudados tem caráter metaluminoso (Fig. 38a) e afinidade cálcico-alcálica (Fig. 39b), compondo um *trend* de diferenciação magmática. No diagrama para subdivisão da série cálcico-alcálica (Fig. 40) o diorito, o granodiorito e o monzogranito são plotados no subgrupo cálcico-alcálica alto potássio, o quartzo diorito tem leve tendência ao campo das cálcico-alcálicas (médio potássio), isso se deve ao seu elevado estágio de contaminação pela assimilação de xenólitos. Os termos com maior teor de sílica plotam no outro extremo do *trend* cálcico-alcálico alto potássio, com altos teores desse elemento.

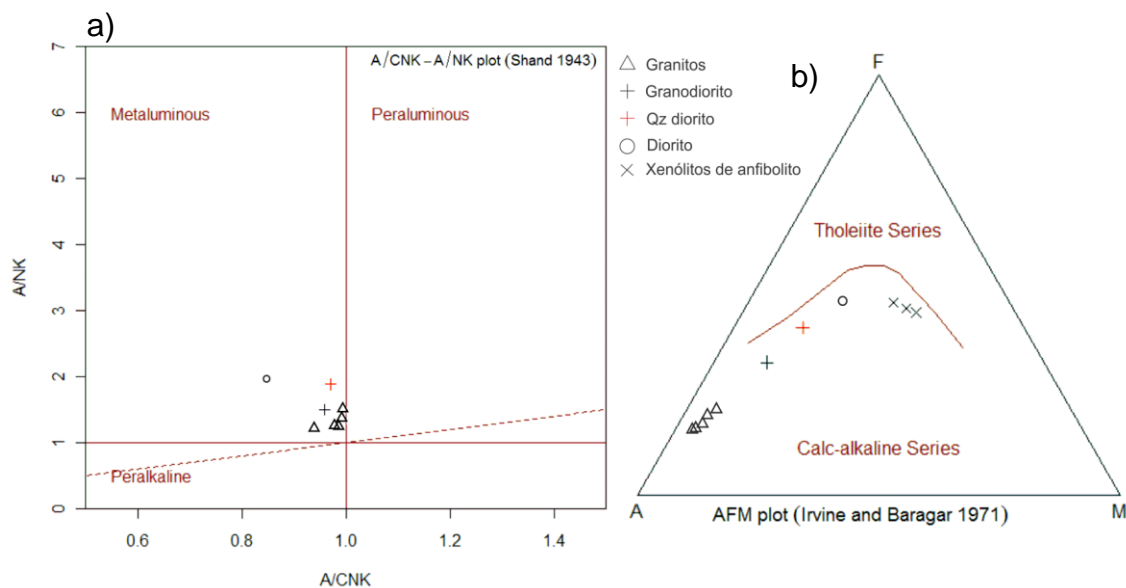


Figura 39. Diagramas de afinidade geoquímica. a) Relação alumina - álcalis para os granitoides do CPM, em que A = Al₂O₃, N = Na₂O, C = CaO e K = K₂O; b) Diagrama ternário em que A = K₂O + Na₂O, F = FeO + Fe₂O₃ e M = MgO.

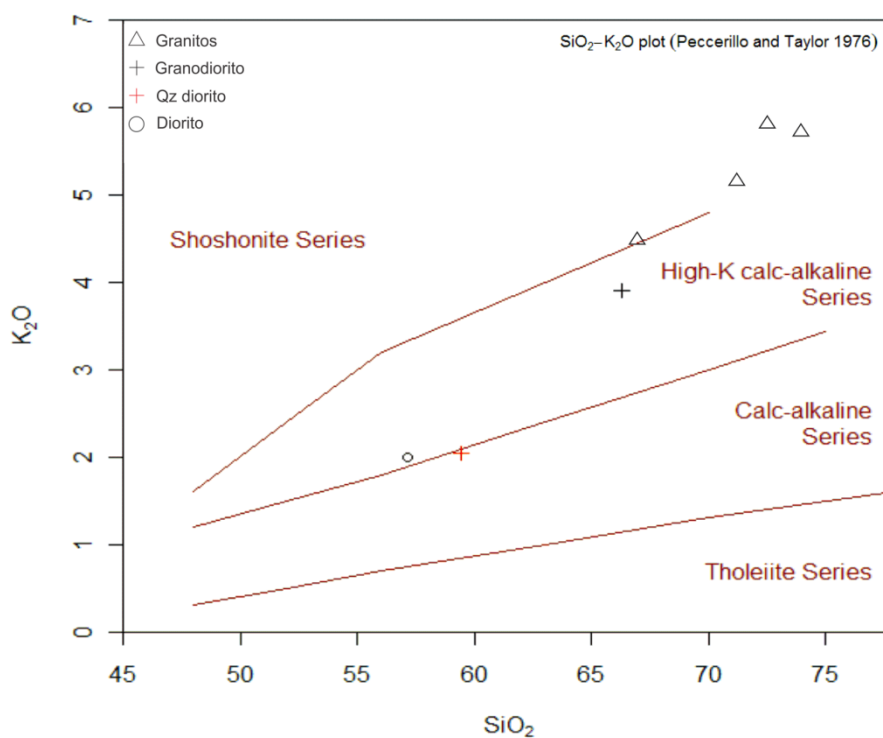


Figura 40. Diagrama de para subdivisão da série cálcio-alcálica de acordo com o teor e potássio versus sílica.

No diagrama de discriminação de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 41) foram excluídas amostras com alto grau de hibridização por contaminação de xenólitos assimilados e xenólitos com alto grau de assimilação. Foram incluídas

amostras de todos os sienogranitos, incluindo os mais tardios, o sienogranito tardio e o litotipo com magnetita.

O conjunto de diagramas de Pearce *et al.* (1984) aponta para um ambiente de arco vulcânico transicionando para sin-colisional, principalmente no Ta *versus* Yb, em que todas as amostras estão no campo de arco vulcânico.

Quando observamos o diagrama ternário de Harris *et al.* (1986) (Fig. 42) também para discriminação de ambiente tectônico a mesma tendência da arco vulcânico é verificada. Há uma aparente contradição com dados de campo para os dioritos, sendo apontado nos diagramas um ambiente pós-colisional para uma litologia que é visivelmente mais precoce que as que, pelos diagramas, seriam de arco vulcânico a sin-colisionais.

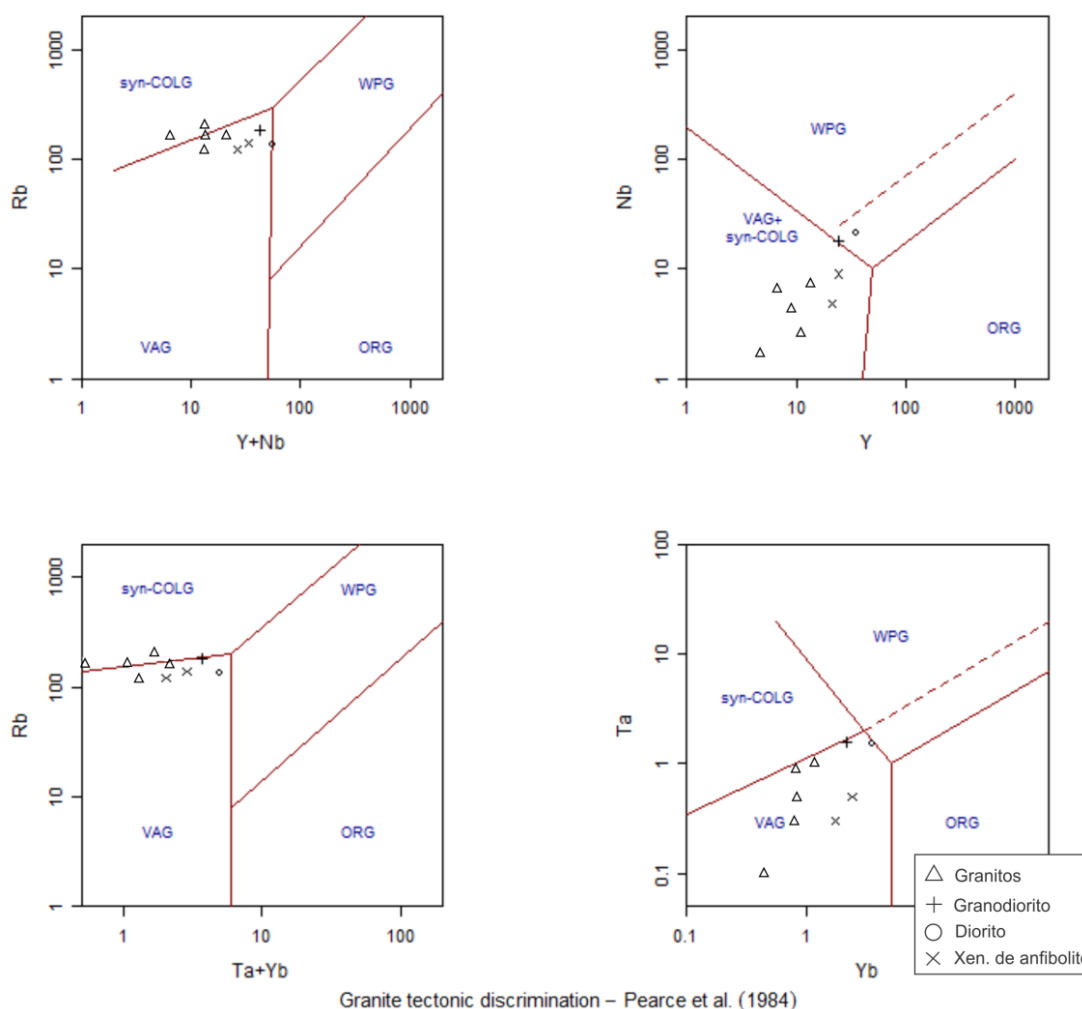


Figura 41. Diagramas de discriminação de ambiente tectônico com amostras nos principais litotipos da área de estudo. Tendência geral no conjunto de diagramas ao campo dos granitos de arco vulcânico. Syn-COLG = Granitos sin-colisionais, WPG = Granitos intra-placa, VAG = Granitos de arco vulcânico, ORG = Granitos de Dorsal Mesoceânica.

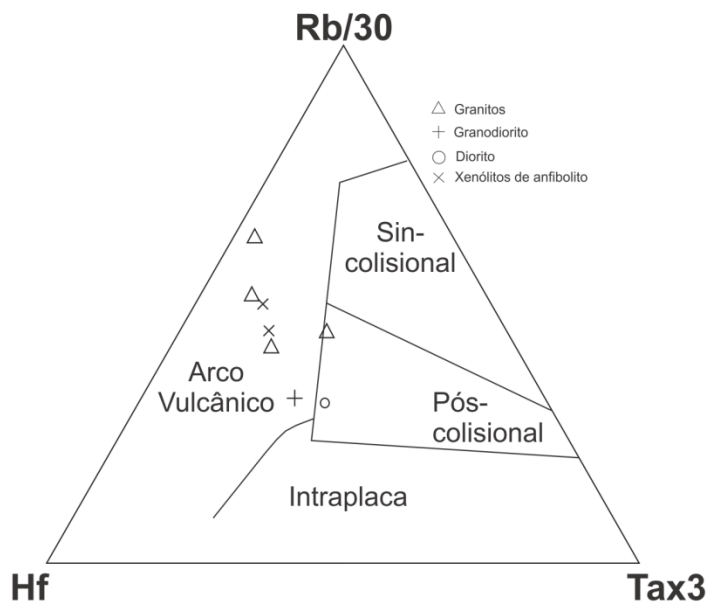


Figura 42. Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de Harris et al. (1986) com amostras dos litotipos da área de estudo mostrando uma tendência compatível com ambiente de arco vulcânico.

6 CONCLUSÕES

Com base nos dados de campo, petrografia e geoquímica é possível separar os litotipos presentes na região de estudo, segundo a ordem estratigráfica, em Xenólitos de Anfibolito, Diorito, Bt Granodioritos e Bt Granitos. Os anfibolitos são consideravelmente mais antigos que os termo ígneos, podendo ser considerados o embasamento intrudido pelo sistema magmático. O diorito é o termo mais precoce do sistema magmático, sendo assimilado pelas intrusões subsequentes e refundido pelo calor desse novo magmatismo, o que explica a composição expandida do complexo e sua heterogeneidade textural e composicional

Pulsos de magmas cada vez mais diferenciados mostram contemporaneidade, sendo injetados em diferentes graus de cristalização do magma anterior. Há assimilação, contaminação e mistura dos diversos pulsos magmáticos, com progressivo aumento de contraste reológico e diminuição do grau de contaminação pelas rochas assimiladas.

Os dados geoquímicos nos permitem sugerir um ambiente de arco magmático evoluído, confirmado pelas anomalias negativas de Nb e Ta, sendo o diorito o representante dessa fase. Numa contínua refusão e reciclagem dessas rochas, o sistema registra a passagem para um ambiente colisional onde fusões de rochas cada vez mais diferenciadas geram magmas no mesmo *trend* de diferenciação, sendo os granitoides os representantes da fase colisão.

Dentro desse modelo, as idades existentes para o CPM representaria apenas um dos episódios de preenchimento da câmara magmática, podendo existir zircões herdados das rochas refundidas com idades de núcleo e borda contrastantes.

Dada a complexa evolução magmática da unidade são necessários estudos geocronológicos detalhados, enfocando a reciclagem dos zircões retrabalhados pelos sucessivos pulsos magmáticos desde as rochas mais primitivas até as mais diferenciadas.

Embora seja uma zona de transferência de magmas como proposto em uma das hipóteses de trabalho, é sugerido que se tratar de um ambiente onde está ocorrendo concomitantemente acumulação, transferência e refusão de rochas pré-existentes, representadas pelos migmatitos expostos na pedreira Pelotense. Não foram observadas evidências diretas da fonte de fusão para o enxame de diques, nem correlação com alguma zona de acumulação deste magma.

7 REFERÊNCIAS

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

Chemale JR., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *In: Holz, M. & De Ros, L. F. (Eds). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.13-52.*

Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London, George, Allen and Unwin.

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.

Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas-região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldênsis*, 30:117-138.

Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C., Koester, E., Kraemer, G., Scherer, C.M. & Menegat, R.1992b. Granitóides Precoces do Cinturão Dom Feliciano: Caracterização Geoquímica e Discussão Estratigráfica. *Pesquisas*, 19(2): 197-218.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995a. Evolução

tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E. & Camozzato, E. 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-390.

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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34., 1986, Goiânia, *Anais*, SBG, v. 3, p. 1322-1343.

Fragoso-César, A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogênias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 362p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Frantz, J. C. & Botelho, N. F. 1997. Os granitoides neoproterozóicos do Cinturão Dom Feliciano no extremo sul do Brasil - implicações geotectônicas para a faixa leste. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 6., 1997. Pirenópolis, *Anais*, SBG-UnB, p. 45-47.

Frantz, J.C. & Botelho, N.F. 2000. Neoproterozoic granitic magmatism and evolution of the eastern Dom Feliciano Belt in southernmost Brazil: A tectonic model. *Gondwana Research*, 3(1): 7-19.

Frantz, J. C. & Nardi, L. V. S. 1992a. Litoquímica e evolução dos granitoides cálcio-alcalinos da Região Leste do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas*, 19(1): 13-25.

Frantz, J.C. & Remus M.V.D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas. RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA* 34., 1986, Goiânia, *Anais*, SBG, v.2, p. 931-947.

Gardien, V., Thompson, A.B., & Ulmer, P. 2000. Melting of biotite + plagioclase + quartz gneisses, the role of H₂O in the stability of amphibole. *Journal of Petrology*, 41: 651–666.

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

Harker A. 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. London, Methuen.

Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. In: Coward M P, Ries A C (eds). *Collision Tectonics*. Geological Society London Special Publication, 19: 67-81

Hartmann, L. A., Remus, M. V. D., Leite, J. A. D. & Philipp, R. P. 1998. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3 Ga e 470 Ma. In: CONGRESSO URUGUAIO DE GEOLOGIA, II., 1998, Punta Del Este. *Actas*, Uruguay, Sociedade Uruguaya de Geología, Facultad de Ciencias, p.277-284.

Hartmann, L. A. Porcher, C. C. & Remus, M.V.D. 2000. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, UFRGS/CIGO, 445p.

Hartmann, L. A., Chemale Jr., F. & Philipp, R. P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Roberto Iannuzzi & José Carlos Frantz. (Org.). *50 Anos de geologia no Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, p. 97-123.

Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.

Jenner, G. A., Longerich, H. P., Jackson, S. E. & Freyer, B. J. 1990. ICP-MS - A powerful tool for high-precision trace-element analysis in earth sciences: evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. *Chemical Geology*, p. 133-148.

Klein, C. 2002. *The Manual of Mineral Science*. New York, John Wiley & Sons, 646p.

May, G. E. 1990. *Pan-African Magmatism and regional tectonics of South Brazil*. Milton Keynes, 343 p. Tese de Doutorado, Open University.

Mesquita, M. J. M. 1991. *Petrografia dos granitoides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini - Quitéria), RS*. Porto Alegre, 242p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.

Nardy, A. J. R. & Machado, F. B. 2010. *Apostila da disciplina mineralogia óptica*. IGCE/UNESP. Rio Claro, disponível em <<http://www.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/opticat2.pdf>>. Acesso em jul. 2012.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.

Peccerillo, R. & Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.

Philipp, R. P. 1990. *Geologia e Petroquímica dos granitoides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS*. Porto Alegre, 231 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Philipp, R. P., Mesquita, M. J., Gomes, M. E. B. & Almeida, D. P. M. 1993. Reconhecimento estrutural e geoquímico dos Granitoides Brasileiros da região de Pelotas, RS. *Pesquisas*, 20(1): 3-13.

Philipp, R. P. 1998. *Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 255 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Philipp, R. P., Nardi, L. V. S. & Bitencourt, M. F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: Holz, M. & De Ros, L. F. (Eds). Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, UFRGS/CIGO, p.133-160.

Philipp, R. P. & Machado, R. 2001. Estratigrafia e Significado Tectônico das Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3): 257-266.

Philipp, R. P. & Machado, R. 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS. *Pesquisas*, 29(1): 43-60.

Philipp, R. P., Machado, R., Nardi, L. V. S. & Lafon, J. M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2): 277-290.

Philipp, R. P., 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 Série Científica*, 3: 71-84.

Philipp, R. P. & Campos, R. S. 2004. Geologia, petrografia e litogeoquímica dos Gnaisses Porto Alegre, RS, Brasil: implicações geotectônicas. *Revista Pesquisas Em Geociências*, 31(2): 79-94.

Philipp, R. P. & Machado, R. 2006. The late neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batolith, southern Brazil. *Journal Of South American Earth Sciences*, 19: 461-478.

Reichardt, H. & Weinberg, R. F. 2012. The dike swarm of the Karakoram Shear Zone, Ladakh, NW India: linking granite source to batholith. *Geological Society Of America Bulletin*, 124: 89-103.

Reichardt, H., Weinberg, R. F., Andersson, U.B. & Fanning, C.M. 2010. Hybridization of granitic magmas in the source: the origin of the Karakoram Batholith, Ladakh, NW India. *Lithos*, 116: 249–272.

Ribeiro, M. 1977. Fundação Zoobotânica do RS. *Mapa geológico da quadrícula de piratini, RS*. Porto Alegre, Publicação Especial, n. 2, escala 1:50.000.

Rollinson, H. R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Inglaterra, Longman, 352p.

Saalmann, K., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D., Koester, E. & Conceição, R. V. 2005. Isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile neoproterozoic oceanic crust to east of the Rio De La Plata Craton. *Precambrian Research*, 136: 159-175.

Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D. & Laufer, A. 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio De La Plata Craton: the prolonged Brasiliano Orogeny in southernmost Brasil. *International Journal Earth Science*, 100: 355-378.

Santos, E. L., Ramgrab, G. E., Maciel, L. A. & Mosmann, R. 1989. *Mapa geológico do estado do rio grande do sul*. DNPM, 1° Distrito Regional.

Shand, S. J. 1943. *Eruptive rocks*. New York, D. Van Nostrand Company, pp: 360.

Silva, da L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. & Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U–Pb dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *International Geological Review*, 41: 531–551.

Silva, L. C.; Mcnaughton N. J.; Armstrong, R.; Hartmann, L. A.; Fletcher I. R. 2005. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its african connections: a zircon-

based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-african systems of orogens. *Precambrian Research*, 136: 203–240.

Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 425 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Streckeisen, A. L. 1976. classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie, Monatshefte*, 1: 1-15.

Tessari, R. I. & Picada, R. S. 1966. Geologia da quadrícula de Encruzilhada Do Sul, RS. *Boletim do DNPM/DFPM*, 124:1-147.

Tessari, R. I. & Giffoni, L. E. 1970. Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, RS. *Boletim do DNPM/DFPM*, 246:1-122.

Teixeira, W. 1982. *Folhas SH.22-Porto Alegre, SI.22 - Lagoa Mirim e SH.21 - Uruguaiana. Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica*. Florianópolis, Projeto RADAMBRASIL. (Relatório Interno).

Thompson, R. N. 1982. Magmatism of the British Tertiary province Scottish. *Journal of Geology*, 18: 49-10.

Walsh, J. N. & Howie, R. A. 1980. An evaluation of the performance of an inductively coupled plasma source spectrometer for the determination of the major and trace constituents of silicate rocks and minerals. *Mineralogical Magazine*, 43: 967-974.

Weinberg, R. F. & Dunlap, W. J. 2000. Growth and Deformation of the Ladakh Batholith, Northwest Himalayas: Implications for Timing of Continental Collision and Origin of Calc-Alkaline Batholiths. *The Journal of Geology*, 108: 303-320.

Weinberg, R. F. & Mark, G. 2008. Magma migration, folding, and disaggregation of migmatites in the Karakoram Shear Zone, Ladakh, NW India. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 994–1009.

Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman.

Winter, J. D. 2010. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. New jersey, Pearson, 702p.