



**GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS INTRUSIVAS BÁSICAS-
ULTRABÁSICAS DA REGIÃO SUDESTE DO CINTURÃO
DOM FELICIANO, RS**

Porto Alegre, 2015

Laércio Dal Olmo Barbosa

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS INTRUSIVAS BÁSICAS-
ULTRABÁSICAS DA REGIÃO SUDESTE DO CINTURÃO
DOM FELICIANO, RS**

Trabalho de Conclusão do 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 em Geologia III, como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Prof. Dr. Edinei Koester

Prof^ª. Dr^ª. Maria do Carmo Pinto Gastal

Porto Alegre, 2015

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

Barbosa, Laércio Dal Olmo

Geologia e petrologia das rochas intrusivas básicas-ultrabásicas da região sudeste do cinturão Dom Feliciano, RS . / Laércio Dal Olmo Barbosa. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.
[207 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, 2015.

Orientador(es): Edinei Koester

Coorientador(es): Maria do Carmo Pinto Gastal

1. Gabros Passo da Fabiana 2. Intrusões Acamadadas 3. Intrusões Estratiformes 4. Magmatismo básico-ultrabásico I. Título.

CDU 55

Catalogação na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank

CRB 10/571

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **“GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS INTRUSIVAS BÁSICAS-ULTRABÁSICAS DA REGIÃO SUDESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO, RS”**, elaborado por LAÉRCIO DAL OLMO BARBOSA, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

MSc. Geólogo Luiz Alberto Vedana

Prof^ª. Dr^ª. Maria de Fátima A. S. Bitencourt

MSc. Geólogo Tiago Luis Reis Jalowitzki

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer aos meus orientadores Edinei Koester e Maria do Carmo Pinto Gastal.

A ti Edinei, meu respeito e profunda admiração pela tua simplicidade e disposição em ajudar em qualquer ocasião, e por conduzires todos teus trabalhos e projetos de forma exemplar e comprometida. Agradeço por ter me recebido como bolsita de Iniciação Científica desde 2010. Neste longo período pude aprender muito contigo e hoje sei que além de um orientador, tenho um amigo. Obrigado por sempre ter me acolhido quando preciso, inclusive abrindo as portas de tua casa. Por ter me inserido no mundo da pesquisa científica e ter me mostrado que sempre devemos dar o nosso melhor em tudo que nos dedicarmos a fazer. Por tudo que me ensinaste sobre geologia regional, petrologia e geotectônica, sou profundamente grato.

A ti Caia, que me mostrou o maravilhoso mundo das texturas e microestruturas em rochas ígneas, demonstrando sua importância e o seu significado petrológico. Agradeço profundamente pelo comprometimento com este projeto, pela paciência em me ensinar a trabalhar com georreferenciamento e geofísica, pelo apoio na etapa de campo, no tratamento dos dados de química mineral, pelas grandes contribuições na petrografia, e por ser sempre solícita em me atender e tirar minhas dúvidas com extrema dedicação.

Aos geofísicos Prof. Dr. Francisco J. F. Ferreira, da UFPR, pelo processamento dos dados aerogeofísicos e ao Renato L. Silveira pela ajuda com a aquisição dos dados de susceptibilidade magnética e esclarecimento daquelas dúvidas de última hora.

À minha família, por ter me incentivado desde cedo e me mostrado o caminho. Agradeço pelo constante apoio e pela compreensão, especialmente nos momentos importantes em que não pude estar presente. Vocês são tudo para mim!

Aos colegas do Laboratório de Geologia Isotópica, professores, alunos e técnicos, obrigado pelo companheirismo, ajuda e aprendizado. Um agradecimento especial aos colegas de bolsa pelas conversas geológicas, de boteco, ou do café e do mate nos momentos de apuro.

Aos amigos que a geologia me deu, os quais felizmente são muitos e não poderei citá-los um a um. Agradeço aos que são meus amigos e me acompanham

desde os tempos da /10, com vocês passei muitos dos meus melhores momentos e piores perrengues, cada história está marcada, e a companhia de vocês foi essencial. Àqueles que se juntaram mais tarde, da /11 e conseqüentemente da Superbarra, e aos agregados de outros anos. Agradeço por ter conhecido vocês e ter feito novas grandes amizades. Por fim, e não menos importante, aos grandes amigos que me acompanharam durante o intercâmbio. A companhia de vocês neste momento tão importante deixou tudo ainda melhor!

Não poderia acabar esta seção sem fazer um agradecimento especial à Raquel Gewehr de Mello pelo companheirismo de sempre, da Taberna às indiadas em Bagé, tô contigo! Pode contar sempre comigo Carquel! Àqueles que dividiram a sala comigo nos últimos meses de temático, agradeço pela companhia e paciência nos momentos de desespero, Beloni, Cris e Denise.

A todos os professores do IGEO-UFRGS e da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL) que contribuíram para a minha formação.

Ao Vival Instituto Social, pelo apoio desde o ensino fundamental ao final da graduação.

Ao Serviço Geológico do Brasil, CPRM, pelos dados gamaespectrométricos e magnetométricos presentes no Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul.

Ao programa Ciência Sem Fronteiras e aos projetos do CNPq, FAPERGS e LGI, os quais custearam bolsas ou análises durante o decorrer deste projeto.

Finalmente, “*gracias a la vida, que me ha dado tanto*”, e à Terra, por ser este sistema tão complexo, completo e encantador, por nos possibilitar seu estudo.

“A viagem não acaba nunca. Só os viajantes acabam. E mesmo estes podem prolongar-se em memória, em lembrança, em narrativa. Quando o visitante sentou na areia da praia e disse: “Não há mais o que ver”, saiba que não era assim. O fim de uma viagem é apenas o começo de outra. É preciso ver o que não foi visto, ver outra vez o que se viu já, ver na primavera o que se viu no verão, ver de dia o que se viu de noite, com o sol onde primeiramente a chuva caía, ver a seara verde, o fruto maduro, a pedra que mudou de lugar, a sombra que aqui não estava. É preciso voltar aos passos que foram dados, para repetir e para traçar caminhos novos ao lado deles. É preciso recomeçar a viagem. Sempre.”

José Saramago

RESUMO

Na porção sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, no denominado Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano, predominam granitoides com importante contribuição crustal em sua gênese (e.g. Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado e Suíte Granítica Dom Feliciano), localmente apresentando xenólitos de seqüências metamórficas de baixo a médio grau. Apesar das litologias menos diferenciadas serem pouco comuns, registra-se a ocorrência de rochas dioríticas e gabroicas, por vezes em intrusões estratificadas, na região compreendida entre os municípios de Pinheiro Machado (e.g. Gabros Passo da Fabiana), Herval e Pedro Osório (e.g. Alto Alegre). O estudo e a caracterização destas intrusões são de fundamental importância, pois possibilitam o entendimento dos controles mecânicos, estruturais e químicos que governam a extração e o transporte de magma do manto para níveis superficiais, representando importante processo de acreção de material à crosta a partir do manto superior. Além disso, as feições de acamamento em intrusões estratificadas registram os processos de posicionamento (*emplacement*), as reações entre as fases minerais e o magma, bem como a história de cristalização de magmas basálticos em câmaras magmáticas crustais. O presente trabalho tem por objetivo tanto a caracterização petrográfica quanto estudos petrológicos destas ocorrências de forma integrada, com vistas a determinar se estas constituem uma única associação de rochas - e quais os processos envolvidos em sua geração - ou se é possível individualizá-las em associações distintas. Além disso, avaliar o estabelecimento das relações estratigráficas e seu possível vínculo genético com os granitoides encaixantes. Para tal finalidade, foram realizados trabalho de campo, análise de dados *SRTM* e dados aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria), estudos de petrografia associados à microanálise (MEV e microsonda eletrônica) e análises geoquímicas em rocha total (elementos maiores e traços). A integração de todos os dados possibilitou a individualização das rochas intrusivas básicas-ultrabásicas em duas associações distintas. A “Associação I”, gabroica, compreendendo as ocorrências do Passo da Fabiana, Passo da Olaria/Santa Fé e Desvio Herval, as quais comumente apresentam-se em intrusões estratificadas com acamamento modal cíclico, onde a fase *cumulus* é representada por plagioclásio e secundariamente por olivina. Esta associação possui afinidade cálcio-alcalina baixo-K, e padrões de ETR's com anomalias fracas a fortemente positivas de Eu e enriquecimento em CaO e Sr, evidenciando a acumulação do plagioclásio. A “Associação II”, diorítica a gabroica, compreende as ocorrências do Alto Alegre, Passo dos Machados e Campo Bonito, apresentando-se na forma de rochas isotropas a localmente foliadas. Apresentam afinidade cálcio-alcalina médio a alto-K, com padrões de ETR's enriquecidos em relação à primeira associação, anomalias negativas de Eu e enriquecimento em Na₂O, P₂O₅, Nb, Ta, Ba, Zr, La, Ce, Y e Yb. A estruturação regional sugere que estas estejam posicionadas segundo lineamentos com orientação ENE-WSW a NE-SW, ou na intersecção de estruturas WSW-ESE e ENE-WSW com estruturas NE-SW. Localmente verificou-se a existência de mistura de magmas entre a “Associação I” e o magmatismo ácido da Suíte Granítica Dom Feliciano, indicando contemporaneidade entre os mesmos. O mecanismo de geração destas associações através das *DCHZ* (*deep crustal hot zones*) seria plausível, com posterior ascensão por meio das estruturas mencionadas, as quais podem representar descontinuidades litosféricas.

Palavras-Chave: Gabros Passo da Fabiana. Intrusões Acamadadas. Intrusões Estratiformes. Magmatismo básico-ultrabásico. Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano. Batólito Pelotas.

ABSTRACT

In the southeastern portion of the Sul-Rio-Grandense Shield, or the so-called Eastern Domain of Dom Feliciano Belt, occur predominantly granitoids with major crustal contribution in their genesis (*e.g.* Pinheiro Machado Granite-Gneissic Complex and Dom Feliciano Granitic Suite), occurring locally low to medium grade metamorphic sequences as xenoliths. Although the less evolved lithologies are unusual, there is some records on the occurrence of dioritic and gabbroic rocks, sometimes in layered intrusions, in the region between the cities of Pinheiro Machado (*e.g.* Passo da Fabiana Gabbros), Herval and Pedro Osório (*e.g.* Alto Alegre). The study and characterization of these intrusions are relevant, since as they provide the understanding of the mechanical, structural and chemical controls that govern the extraction and transport of mantle-derived magmas to superficial levels, representing an important process of accretion to the crust, from the upper mantle. Furthermore, the features related to the layering in layered intrusions record the emplacement mechanisms, the reactions between mineral phases and magma, as well as the history of crystallization of basaltic liquids in crustal magma chambers. This study aims both petrographic and petrological characterization of these rocks, in order to determine whether they constitute a unique association of rocks - and the processes involved in their generation - or if it is possible to distinguish different associations. Besides that, evaluate the establishment of stratigraphic relations and its possible genetic connection with the granitoid wall rocks. For this purpose, were performed fieldwork, analysis of SRTM and airborne geophysics data (magnetometry and gamma spectrometry), petrographic studies associated with microanalysis (SEM and electron microprobe) and whole rock geochemistry (major and trace elements). The synthesis of all the data made it possible to individualize the basic-ultrabasic intrusive rocks in two distinct associations. The "Association I", gabbroic, comprising the occurrences of Passo da Fabiana, Passo da Olaria/Santa Fé and Desvio Herval, which commonly present themselves in layered intrusions, with cyclical modal layering, where the *cumulus* phase is represented by plagioclase and subordinately olivine. These rocks show low-K calc-alkaline affinity, and REE patterns with weak to strong positive Eu anomalies and enrichment in CaO and Sr, caused by the accumulation of plagioclase. The "Association II", dioritic to gabbroic, comprises the occurrences from Alto Alegre, Passo dos Machados and Campo Bonito, presenting themselves as isotropic to locally foliated rocks. They show medium-to high-K calc-alkaline affinity, with enriched REE patterns relative to the first association, Eu negative anomalies and enrichment Na₂O, P₂O₅, Nb, Ta, Ba, Zr, La, Ce, Y and Yb. The regional structuration suggests that these intrusions are positioned at ENE-WSW to NE-SW structures, or at the intersection of WNW-ESE and ENE-WSW with NE-SW structures. Locally, were verified the existence of magma mixing between the "Association I" and the acid magmatism of Dom Feliciano Granitic Suite, indicating contemporaneity between them. The generation mechanism of these associations in the DCHZ (deep crustal hot zones) could be plausible, with subsequent ascent through the mentioned structures, representing lithospheric discontinuities.

Key-words: Passo da Fabiana Gabbros. Layered Intrusions. Basic-Ultrabasic magmatism. Eastern Domain of Dom Feliciano Belt. Pelotas Batholith.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Localização da área de estudo no contexto geológico do Cinturão Dom Feliciano (CDF): (a) configuração das áreas cratônicas e cinturões relacionados no Gondwana; (b) CDF e cinturões africanos correlatos no Gondwana; (c) CDF no Brasil e Uruguai com localização da área de estudo (retângulo preto) no contexto geológico regional. Extraído e modificado de Ramos (2014).....26
- Figura 2.** Localização das “Rochas Intrusivas Básicas” (em azul, com simbologia δ) no mapa geológico da área de estudo. São descritas por CPRM (2000) como corpos com áreas expostas de 6 a 30 km² de gabros com níveis estratiformes de anortositos, hornblenda gabros e troctolitos, com mineralogia fortemente toleítica (Gabros Passo da Fabiana) e de granitoides composicionalmente diversificados, desde dioritos a monzogranitos, com mineralogia cálcio-alcálica (Diorito Capim Branco). (Extraído e modificado de CPRM, 2000).....27
- Figura 3.** Relação entre os objetivos e as técnicas de solução adotadas para alcançá-los.....30
- Figura 4.** Fotomicrografias dos hornblenditos. (a) Visível zonação do anfibólio, com atenção especial à ocorrência das inclusões de olivina; (b) Relicto de clinopiroxênio incluso em anfibólio. O hábito original do mineral ainda pode ser reconhecido pela variação de cor no anfibólio hospedeiro. B-Amph = anfibólio marrom; BG-Amph = anfibólio verde-amarronado; LG-Amph: anfibólio verde claro; Ol = olivina. Extraído de Tiepolo *et al.* (2011).....34
- Figura 5.** Representação conceitual das *DCHZ* (fora de escala). *Sills* de magmas basálticos de derivação mantélica são injetados em várias profundidades, incluindo a descontinuidade de Mohorovicíc (Moho), a crosta inferior e a descontinuidade de Conrad (entre a crosta inferior e superior). Líquidos fracionados ascendem a partir das *DCHZ* para reservatórios rasos, deixando para trás restitos e cumulados densos e refratários. Líquidos residuais e fusões da crosta em diferentes porções da zona quente podem misturar-se anteriormente à ascensão, ou posteriormente nos reservatórios rasos (extraído e modificado de Annen *et al.*, 2006).....38
- Figura 6.** Mudanças progressivas (de A para C) na forma dos cristais, e consequentemente, da textura da rocha, devido aos processos (*e.g.* compactação, recristalização, cimentação) que levam ao equilíbrio textural. Extraído de Hunter (1996).....46
- Figura 7.** (a) Representação esquemática da evolução em direção ao equilíbrio textural em um *mush* cristalino, a partir das texturas de interferência para um equilíbrio na presença de líquido (*melt*) e o equilíbrio já no estado sólido; (b) representação da transição de uma textura de equilíbrio na presença de líquido, progredindo para texturas de equilíbrio no estado sólido, com o consequente aumento dos ângulos diedros. (Extraído e modificado de Holness *et al.*, 2005); (c) representação esquemática de uma rocha texturalmente equilibrada composta por duas fases, em que a fase menor forma grãos isolados, arredondados, com contatos triplícies e ângulos diedros altos; (d) fotomicrografia de um olivina gabro

estratificado, onde se observa a ocorrência do equilíbrio textural <i>subsolidus</i> . (Extraído e modificado de Holness <i>et al.</i> , 2006).....	47
Figura 8. Representação esquemática dos vários processos que podem ocorrer em um <i>mush</i> cristalino em resposta à migração de magmas quimicamente distintos, ou seja, em desequilíbrio. Extraído e modificado de Leuthold (2014).....	49
Figura 9. GPS <i>Garmin Etrex Legend</i> e bússola <i>Brunton Pocket Transit</i> usados na etapa de campo.....	56
Figura 10. Tomada de medidas de susceptibilidade magnética na rocha durante a etapa de campo.....	57
Figura 11. Fatias de rocha serradas, com a marcação da posição das lâminas a serem confeccionadas.....	58
Figura 12. Esquema simplificado do funcionamento de um espectrômetro de massas. (Extraído de Ramos, 2011).....	59
Figura 13. Limites de detecção do método para os diferentes elementos analisados.....	60
Figura 14. Microscópio petrográfico e seus principais componentes. Extraído de “Guia para microscopia de minerais em lâminas delgadas”.....	61
Figura 15. (a) Microscópio petrográfico <i>LeicaDMLP</i> ; (b) lupa binocular <i>Leica MZ125</i>	62
Figura 16. Ambiente de trabalho no software <i>Photoshop CS5</i> , onde se vê a fotomicrografia de uma lâmina, juntamente à malha definida para a contagem dos pontos.....	63
Figura 17. Esquema simplificado de funcionamento de um MEV. Extraído de http://fap01.if.usp.br/~lff/mev.html , em 25/05/15.....	64
Figura 18. Microscópio Eletrônico de Varredura do Laboratório de Geologia Isotópica.....	65
Figura 19. Microsonda Eletrônica do Laboratório de Microsonda Eletrônica – CPGq-IGEO-UFRGS.....	66
Figura 20. Modelo digital do terreno (<i>SRTM</i>) da área de estudo, com traçado das principais estruturas regionais.....	67
Figura 21. Diagrama de rosetas de direção <i>versus</i> número de lineamentos. (a) Representação do padrão NE dos lineamentos, com componente E-W subordinada; (b) padrão NW dos lineamentos.....	68
Figura 22. Mapa gamaespectrométrico de contagem total exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000). Linhas tracejadas delimitam os domínios.....	69

- Figura 23.** Mapa gamaespectrométrico do canal do eTh exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000). Linhas tracejadas delimitam os domínios.....70
- Figura 24.** Valores típicos de susceptibilidade magnética para os principais tipos ou associações de rochas. Extraído e adaptado de Clark e Emerson (1991).....72
- Figura 25.** Mapa magnetométrico do campo magnético anômalo, exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000).....73
- Figura 26.** Mapa magnetométrico da amplitude do sinal analítico, reduzido ao polo e continuado para 1000 m, exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000).....74
- Figura 27.** Mapa magnetométrico da primeira derivada vertical, reduzida ao polo e continuada para 1000 m, exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000).....75
- Figura 28.** Mapa magnetométrico da segunda derivada vertical, reduzida ao polo e continuada para 500 m, exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000).....76
- Figura 29.** Mapa geológico regional. Pontos de amostragem nas rochas intrusivas básicas-ultrabásicas em vermelho. Pontos de controle nas encaixantes em verde. (Extraído e modificado de CPRM, 2000).....77
- Figura 30.** Coluna estratigráfica simplificada, legenda do mapa e descrição das litologias para a área de estudo (Extraído e modificado de CPRM, 2000).....78
- Figura 31.** (a) Feições de acamamento modal centimétrico, cíclico e regular em leucogabro, ponto GPF-3; (b) Amostra de mão de hornblenda gabro (GPF-13): aspecto macroscópico do acamamento, onde se observam contatos irregulares e gradativos entre a camada enriquecida em máficos (centro) e as camadas mais félsicas (topo e base).....82
- Figura 32.** Representação dos polos dos planos do acamamento ígneo. Projeção equiárea, em hemisfério inferior.....83
- Figura 33.** Fotomicrografia de piroxênio-hornblenda gabronorito (GPF-3B). Representação das duas famílias de plagioclásios. A primeira representada pelo grão grosso, zonado e com maclas complexas no centro da imagem. A segunda, composta por grãos mais finos, predominantemente de hábito tabular (aumento de 6x, polarizadores cruzados).....84

- Figura 34.** Amostra GPF-03B. Imagem de *BSE* de uma região formada por grãos cumulados de plagioclásio, onde se nota a presença de grãos *intercumulus*, constituídos por plagioclásio de coloração mais escura.....85
- Figura 35.** Amostra GPF-03B. Detalhe da área composta por plagioclásios cumulados da figura anterior, em mapeamento composicional por *EDS*. Nota-se a composição cálcica da fase *cumulus* (verde) e sódica da fase *intercumulus* (vermelho).....85
- Figura 36.** Amostra GPF-03B. Imagem de *BSE* em clinopiroxênio com exsoluções de ortopiroxênio nas direções cristalográficas (100) e (001), além de substituição por anfibólio.....86
- Figura 37.** Fotomicrografia de piroxênio-hornblenda gabronorito (GPF-3B). Oikocristais muito grossos de anfibólio englobando chadacristais de plagioclásio, clinopiroxênio e olivina (aumento de 2,3x, polarizadores cruzados).....86
- Figura 38.** Fotomicrografia de piroxênio-hornblenda gabronorito (GPF-3B). Ortopiroxênio anédrico e intersticial englobando plagioclásio e olivina (aumento de 4x, polarizadores cruzados).....88
- Figura 39.** Amostra GPF-03B. Imagem de *BSE* dos simplectitos formados por magnetita e ortopiroxênio, no entorno da olivina.....88
- Figura 40.** Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-2.1). Maclas complexas e maclas em cunha em plagioclásio (aumento de 9x, polarizadores cruzados).....89
- Figura 41.** Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-2.1). Hornblenda em cristais agregados subédricos (aumento de 6x, polarizadores cruzados).....90
- Figura 42.** Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-13m). Oikocristais grossos a muito grossos de anfibólio englobando chadacristais de plagioclásio (aumento de 2x, polarizadores cruzados).....90
- Figura 43.** Fotomicrografia de olivina leucogabronorito (GPF-01). Zonas compostas por plagioclásios cumulados. (a) Desenvolvimento de contatos tríplexes em grãos de plagioclásio devido ao equilíbrio textural (como no exemplo indicado pelas setas). Pode-se observar ainda as maclas complexas transversais ao grão central de granulação mais grossa (aumento de 5x, polarizadores cruzados); (b) contatos ondulados e abaulados, os quais podem ser resultado da compactação do cumulado (indicado pelas setas, aumento de 8x, polarizadores cruzados).....91
- Figura 44.** Fotomicrografia de olivina leucogabronorito (GPF-01). Textura poiquilofítica formada por oikocristais de clinopiroxênio, englobando chadacristais de plagioclásio e olivina, ambos arredondados e com golfos de corrosão pronunciados (aumento de 3x, polarizadores cruzados).....92
- Figura 45.** Amostra GPF-01. Imagem de *BSE* de textura em corona, onde se observa um núcleo de olivina manteado respectivamente por ortopiroxênio e biotita

- magnesianas. Nota-se ainda uma lamela fina de hornblenda, representando a fase mais tardia.....93
- Figura 46.** Amostra GPF-01. Imagem de *BSE* das biotitas magnesianas, com ponto de análise por *EDS GPF-1 122* (ver “Apêndices”).....93
- Figura 47.** Amostra GPF-01. Imagem de *BSE* dos minerais opacos e pontos de análise por *EDS op-3 e op-4* (ver “Apêndices”).....94
- Figura 48.** Fotomicrografia de leucogabro (GPF-2a). Cumulado de plagioclásio com desenvolvimento local de contatos poligonais tríplexes (indicado pelas setas) evidenciando os processos de equilíbrio textural *subsolidus* (aumento de 7x, polarizadores cruzados).....95
- Figura 49.** Fotomicrografia de hornblenda leucogabro (GPF-3C). Textura cataclástica pronunciada, indicada pelas setas (aumento de 3,5x, polarizadores cruzados).....95
- Figura 50.** Fotomicrografia de hornblenda leucogabro (GPF-3a). Hornblenda poiquilítica em oikocristais grossos englobando chadacristais de plagioclásio e clinopiroxênio (aumento de 4x, polarizadores cruzados).....96
- Figura 51.** Fotomicrografia de hornblenda leucogabro (GPF-13l). Núcleo de clinopiroxênio parcialmente preservado incluso em hornblenda (aumento de 6,3x, polarizadores cruzados).....96
- Figura 52.** Fotomicrografia em hornblenda leucogabro (GPF-13l). Relação entre os máficos, a tremolita e os minerais opacos (aumento de 2,5x, luz plano-polarizada).....97
- Figura 53.** Acamamento modal cíclico, centimétrico e regularmente espaçado em olivina gabro, segundo orientação da linha vermelha. Ponto GPF-10.....98
- Figura 54.** Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-13m). Núcleos parcialmente preservados de clinopiroxênio em hornblenda, e substituição por tremolita (aumento de 10x, polarizadores cruzados).....99
- Figura 55.** Fotomicrografia de olivina gabro (GPF-10). Formação de contatos poligonais através do equilíbrio textural *subsolidus* entre pl-cpx-ol (aumento de 8x, polarizadores cruzados).....100
- Figura 56.** Fotomicrografia de olivina gabro (GPF-10). Formação de contatos poligonais através do equilíbrio textural *subsolidus* em grãos de clinopiroxênio (aumento de 6,5x, polarizadores cruzados).....101
- Figura 57.** Amostra PM-01. Imagem de *BSE* dos plagioclásios, demonstrando a homogeneidade de sua composição.....102

- Figura 58.** Amostra PM-01. Imagem de *BSE* de área com plagioclásios cumulados, apresentando texturas de interferência (indicado pelas setas), as quais podem representar a compactação do cumulado.....102
- Figura 59.** Fotomicrografia de piroxênio-hornblenda gabronorito (PM-01). Oikocristal de hornblenda englobando chadacristais de plagioclásio e clinopiroxênio. Notam-se os contornos irregulares dos chadacristais, bem como golfos de corrosão, como o observado no clinopiroxênio indicado pela seta (aumento de 7,5x, polarizadores cruzados).....103
- Figura 60.** Amostra PM-01. Imagem de *BSE* de clinopiroxênio com exsolução de ortopiroxênio segundo direção cristalográfica (100).....103
- Figura 61.** Amostra PM-01. Imagem de *BSE* de clinopiroxênio com exsolução de ortopiroxênio segundo direção cristalográfica (001).....104
- Figura 62.** Fotomicrografia de piroxênio-hornblenda gabronorito (PM-01). Observa-se a orientação preferencial dos grãos de plagioclásio, bem como a textura heteroadcumulada formada por um oikocristal de hornblenda muito grosso englobando chadacristais de plagioclásio e clinopiroxênio (aumento de 6,5x, polarizadores cruzados).....104
- Figura 63.** Amostra PM-01. Imagem de *BSE* dos minerais opacos. Observa-se a magnetita e a ilmenita intercrescidas.....105
- Figura 64.** Feições de mistura: (a) Formação de brechas magmáticas constituídas pela interação entre magmas sienograníticos e gabroicos, com fragmentos angulosos de gabros (escuros); (b) zona de hibridização entre magmas sienograníticos e gabroicos, onde se pode notar os contatos irregulares e gradacionais, com interação entre os dois componentes.....106
- Figura 65.** (a) Contato reto e abrupto entre melagabro (mg) e sienogranito (sg), ponto GPF-18; (b) relação de corte entre sienogranito (porção central destacada em vermelho) e melagabro, ponto GPF-18.....107
- Figura 66.** Fotomicrografia de melagabro (GPF-18). Plagioclásios com formas arredondadas em meio aos máficos (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados).....108
- Figura 67.** Fotomicrografia de melagabro (GPF-18). Intensa alteração da mineralogia máfica para tremolita e clorita, com opacos associados. Hornblenda marrom e grãos de clinopiroxênio parcialmente preservados (aumento de 2,5x, luz plano-polarizada).....108
- Figura 68.** Fotomicrografia de leucogabro (GPF-19). Plagioclásios cumulados com maclas complexas. Máficos essencialmente intersticiais (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados).....109

- Figura 69.** Fotomicrografia de leucogabro (GPF-19). Detalhe das maclas complexas (indicadas pelas setas) em plagioclásio (da esquerda para a direita, aumentos de 5, 6 e 10x, polarizadores cruzados).....109
- Figura 70.** Amostra GPF-19. Imageamento em *BSE* dos plagioclásios. Observa-se a composição homogênea dos mesmos, e os pontos de análise *GPF-19* 45 e 46 (resultado em anexo).....110
- Figura 71.** Amostra GPF-19. Imagem de *BSE* dos anfibólios, demonstrando suas relações de substituição.....111
- Figura 72.** Amostra GPF-19. Imagem de *BSE*. Observam-se os cristais de calcopirita, disseminados e com granulação fina (análise *EDS GPF-19* 11).....112
- Figura 73.** Amostra GPF-19. Imagem de *BSE* dos minerais opacos e acessórios. Análises *EDS* nos “Apêndices”, conforme citadas anteriormente no texto.....112
- Figura 74.** (a) Aspectos texturais macroscópicos em hornblenda gabro com textura equigranular média, ponto GPF-14; (b) textura inequigranular marcada por anfibólios poiquilíticos de granulação grossa (minerais escuros), ponto GPF-16.....113
- Figura 75.** Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-14). (a) Feições de reabsorção com textura em peneira em núcleo de plagioclásio zonado de granulação grossa, e borda de crescimento posterior (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados); (b) plagioclásio zonado com núcleo de contato irregular (aumento de 6x, polarizadores cruzados).....113
- Figura 76.** Amostra GPF-17. Imagem de *BSE*. Nota-se o plagioclásio central com zonação oscilatória concêntrica, parte de um anfibólio poiquilítico de granulação mais grossa e o quartzo anédrico e intersticial, claramente tardio.....114
- Figura 77.** Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-17). Oikocristais grossos de anfibólio, os quais determinam a textura poiquilítica dominante na rocha, englobando chadacristais de plagioclásio (aumento de 1,6x, polarizadores cruzados).....115
- Figura 78.** Amostra GPF-17. Imagem de *BSE*. Relictos isolados de clinopiroxênio inclusos em anfibólio poiquilítico.....116
- Figura 79.** Amostra GPF-17. Imagem de *BSE*. Clinopiroxênio sendo substituído por hornblenda nas bordas. Nota-se o contato difuso e irregular entre as duas fases minerais.....116
- Figura 80.** Amostra GPF-17. Imagem de *BSE* dos minerais opacos. Ver análises *GPF-17* 24, 25 e 27 na seção “Apêndices”.....117
- Figura 81.** (a) Foliação em biotita-hornblenda quartzo diorito, marcada pelo alinhamento preferencial dos minerais máficos (linha vermelha), ponto GPF-04; (b) aspectos texturais macroscópicos dos biotita-hornblenda quartzo dioritos em amostra de mão, ponto GPF-04.....118

- Figura 82.** Fotomicrografia de biotita-hornblenda quartzo diorito (GPF-04). (a) Biotita e anfibólio orientados, marcando a foliação da rocha (aumento de 1,6x, luz plano-polarizada); (b) imagem da mesma área, demonstrando duas famílias de plagioclásio, com a segunda, de grãos mais finos, marcando a foliação juntamente à biotita e ao anfibólio (aumento de 1,6x, polarizadores cruzados).....119
- Figura 83.** Amostra GPF-04. Imagem de *BSE* dos cristais de plagioclásio. Nota-se a zonação oscilatória e concêntrica.....119
- Figura 84.** Fotomicrografia de biotita-hornblenda quartzo diorito (GPF-06). Destaca-se a forma totalmente anédrica e intersticial do quartzo, observando-se ainda os plagioclásios zonados e de grãos mais grossos, bem como a população de grãos mais finos e tabulares. (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados).....121
- Figura 85.** Amostra GPF-04. Imagem de *BSE* dos minerais opacos, constituídos por magnetita, ilmenita e pirita.....121
- Figura 86.** Aspecto macroscópico dominante em amostra de mão dos hornblenda dioritos da ocorrência Alto Alegre. Amostra AP-8.....122
- Figura 87.** Fotomicrografia de hornblenda gabro (AP-8). Nota-se as duas populações de plagioclásio, bem como os cristais subédricos a euédricos de hornblenda (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados).....123
- Figura 88.** Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-22). Observa-se o agregado de grãos de plagioclásio mais grossos e com extinção ondulante, além da forma anédrica da biotita (aumento de 4x, polarizadores cruzados).....123
- Figura 89.** Amostra AP-8. Imagem de *BSE* em plagioclásio com zonação normal concêntrica.....124
- Figura 90.** Amostra GPF-22. Imagem de *BSE* dos plagioclásios com zonação normal. Setas vermelhas representam as bordas mais sódicas, e setas verdes os núcleos mais cálcicos.....124
- Figura 91.** Amostra AP-8. Imagem de *BSE* de plagioclásio com zonação inversa concêntrica, com núcleo mais sódico, uma zona intermediária mais cálcica, e bordas novamente mais sódicas.....125
- Figura 92.** Fotomicrografia de hornblenda diorito (GPF-22). Observam-se os anfibólios subédricos em cristais mais grossos englobando plagioclásio poiquiliticamente (aumento de 2x, polarizadores cruzados).....126
- Figura 93.** Amostra GPF-22. Imagem em *BSE* de anfibólio. Notam-se zonas de coloração mais escura (enriquecidas em MgO) e zonas mais claras, enriquecidas em FeO.....127
- Figura 94.** Fotomicrografia de hornblenda diorito (GPF-25). (a) Observam-se os agregados de plagioclásio de granulação grossa, sendo contornados pela foliação da

rocha (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados); (b) autólitos de granulação mais grossa. Nota-se ainda o alinhamento do anfibólio indicado na parte superior da figura (aumento de 2x, polarizadores cruzados).....128

Figura 95. Amostra AP-8. Imagem de *BSE* dos minerais opacos.....128

Figura 96. Amostra GPF-22. Imagem de *BSE* dos minerais opacos.....129

Figura 97. Classificação das rochas no diagrama *TAS* (Le Maitre, 2002), em base anidra. Limite tracejado marca a divisão entre os campos alcalino e sub-alcalino. Associação I: Passo da Olaria, Passo da Fabiana e Desvio Herval, em preto; Associação II: Alto Alegre, Campo Bonito e Passo dos Machados, em vermelho...132

Figura 98. Diagrama *Ti versus (Ca+Na)* para identificação da afinidade geoquímica de rochas vulcânicas (Letterier, 1982), com base na composição do clinopiroxênio (cálculo dos íons na base de 6 O, amostra GPF-3B – Passo da Fabiana).....133

Figura 99. Classificação das rochas no diagrama K_2O-SiO_2 (Peccerillo e Taylor, 1976), em base anidra. “Associação I” em preto e “Associação II” em vermelho...134

Figura 100. Diagrama para identificação da afinidade cálcio-alcalina ou toleítica de rochas vulcânicas (Letterier, 1982), com base na composição do clinopiroxênio (cálculo dos íons na base de 6 O, amostra GPF-3B – Passo da Fabiana).....134

Figura 101. Diagramas de elementos maiores e traços *versus* número de magnésio (nroMg, equivalente a mg#). “Associação I” em preto e “Associação II” em vermelho.....135

Figura 102. Diagramas de elementos traços *versus* número de magnésio (nroMg, equivalente a mg#). “Associação I” em preto e “Associação II” em vermelho.....136

Figura 103. Diagramas de elementos traços *versus* número de magnésio (mg#). “Associação I” em preto e “Associação II” em vermelho.....137

Figura 104. Padrão de elementos ETR’s normalizados (McDonough e Sun, 1995) para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas.....138

LISTA DE QUADROS

- Quadro 1.** Relação de possíveis mecanismos para a formação de acamamento ígneo segundo diferentes processos. Extraído e modificado de Naslund e McBirney (1996).....42
- Quadro 2.** Resultados da contagem modal de pontos (em %), seguida da nomenclatura da rocha com base no recálculo da mineralogia essencial à classificação. Dados agrupados de acordo com cada unidade estudada. Minerais com abundância abaixo de 1% foram considerados como porcentagem traço (tr.).....79

LISTA DE ABREVIACÕES

Amp* – anfibólio

Ap* – apatita

BSE – elétrons retro-espalhados (*backscattered electrons*)

Bt* – biotita

Ccp* – calcopirita

CDF – Cinturão Dom Feliciano

CGGPM – Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado

Chl* – clorita

CMA-RTP – campo magnético anômalo, reduzido ao polo

CPGq – Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil)

Cpx* – clinopiroxênio

CT – contagem total

DCHZ – zonas quentes da crosta profunda (*deep crustal hot zones*)

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral

EDS – espectrometria por dispersão em energia (*Energy Dispersive Spectrometry*)

eTh – canal do equivalente em tório

ETR e ETRL – elementos terras raras e elementos terras raras leves

Fe₂O_{3(t)} – ferro total expresso em óxido, na forma de Fe₂O₃

Hbl* – hornblenda

ICP-AES – espectrometria de emissão atômica por plasma indutivamente acoplado

ICP-MS – espectrometria de massas com fonte de plasma indutivamente acoplado

IGEO – Instituto de Geociências

Ilm* – ilmenita

IMA – *International Mineralogical Association*

IUGS – *International Union of Geological Sciences*

K – graus Kelvin

kHz – quilohertz

kV – quilovolts

Ma – milhões de anos

Mag* – magnetita

MEV – microscópio eletrônico de varredura

mg – melagabro

mg# ou nroMg – número de magnésio

nm – nanômetros

Ol* – olivina

Opq* – mineral opaco

Opx* – ortopiroxênio

Phl* – flogopita

Pl* – plagioclásio

ppm- partes por milhão

ppt – partes por trilhão

Py* – pirita

Qz* – quartzo

Rt* – rutilo

SE – elétrons secundários (*Secondary Electrons*)

sg – sienogranito

SGDF – Suíte Granítica Dom Feliciano

SI *units* – unidade de medida de susceptibilidade magnética no Sistema Internacional

SIPM – Suíte Intrusiva Pinheiro Machado

SRTM – Shuttle Radar Topography Mission

TAS – diagrama álcalis total *versus* sílica (*total alkali-silica diagram*)

Tr* – tremolita

tr. – mineral em porcentagem traço (abaixo de 1%)

Ttn* – titanita

UFPR – Universidade Federal do Paraná

WDS – espectrometria por dispersão em comprimento de onda (*Wavelength Dispersive Spectrometry*)

wt% - porcentagem peso (*weight percent*)

Zr* – zircão

* - abreviações da nomenclatura dos minerais constituintes das rochas segundo Whitney e Evans (2010)

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	25
1.1	CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	25
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO	26
1.3	PREMISSAS E HIPÓTESES	28
1.4	JUSTIFICATIVA	28
1.5	OBJETIVOS E METAS.....	29
2	ESTADO DA ARTE E CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA.....	31
2.1	A IMPORTÂNCIA E O SIGNIFICADO DA OCORRÊNCIA DE MAGMATISMO BÁSICO-ULTRABÁSICO ASSOCIADO À GERAÇÃO DE GRANITOIDES	31
2.2	ROCHAS CUMULADAS: DEFINIÇÃO, PRINCIPAIS FEIÇÕES, ORIGEM E MECANISMOS DE FORMAÇÃO DO ACAMAMENTO ÍGNEO.....	40
2.3	FEIÇÕES DE MATURIDADE TEXTURAL EM ROCHAS CUMULADAS E PROCESSOS TARDI A PÓS-MAGMÁTICOS (<i>SUBSOLIDUS</i>).....	45
2.4	O REGISTRO DAS ROCHAS INTRUSIVAS BÁSICAS-ULTRABÁSICAS NO DOMÍNIO LESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO	50
3	METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO	54
3.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	54
3.2	ETAPA PRÉ-CAMPO.....	54
3.2.1	PLANEJAMENTO E PREPARAÇÃO LOGÍSTICA	54
3.2.2	CONSTRUÇÃO DA BASE REGIONAL DE DADOS GEORREFERENCIADA E GEORREFERENCIAMENTO DE DADOS GEOFÍSICOS	55
3.3	ETAPA DE CAMPO	56
3.3.1	RECONHECIMENTO DAS OCORRÊNCIAS E COLETA DE AMOSTRAS	56
3.3.2	TOMADA DE MEDIDAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	56
3.4	ETAPA DE PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS E LABORATÓRIO	57
3.4.1	PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS E CONFECÇÃO DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS.....	57
3.4.2	PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISE GEOQUÍMICA	58
3.4.3	LEVANTAMENTO DAS PRINCIPAIS ESTRUTURAS GEOLÓGICAS COM BASE EM MODELO DIGITAL DO TERRENO (<i>SRTM</i>)	60
3.4.4	CONSTRUÇÃO DO MAPA DE PONTOS E MAPA GEOLÓGICO	60
3.4.5	ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	61
3.4.6	MICROANÁLISE.....	63
3.4.7	ANÁLISE DOS DADOS GEOQUÍMICOS	66
3.5	ETAPA DE INTERPRETAÇÃO E APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	66
4	RESULTADOS	67
4.1	ESTRUTURAS GEOLÓGICAS REGIONAIS	67
4.2	ASSINATURAS GEOFÍSICAS	69
4.3	MAPA GEOLÓGICO REGIONAL E PONTOS DE AMOSTRAGEM	77
4.4	CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA.....	79
4.5	ASSINATURAS GEOQUÍMICAS	130
5	DISCUSSÕES.....	139
5.1	ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS GERAIS E ESTABELECIMENTO DE CORRELAÇÕES ENTRE AS OCORRÊNCIAS ESTUDADAS	139
5.2	AS POSSÍVEIS RELAÇÕES COM A SUÍTE GRANÍTICA DOM FELICIANO E O COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO PINHEIRO MACHADO E CONSIDERAÇÕES ACERCA DA NATUREZA DAS ROCHAS INTRUSIVAS BÁSICAS-ULTRABÁSICAS	145
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	150

7	REFERÊNCIAS.....	153
8	APÊNDICES.....	159

1 INTRODUÇÃO

1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

O estudo e a caracterização de intrusões gabroicas e de rochas correlatas são de fundamental importância, pois possibilitam o entendimento dos controles mecânicos, estruturais e químicos que governam a extração e o transporte de magma do manto para níveis superficiais, representando importante processo de acreção de material à crosta, a partir do manto superior.

Além disso, as feições de acamamento em rochas gabroicas e intrusões acamadadas registram com detalhe os processos de posicionamento (*emplacement*) e a história de cristalização de magmas basálticos em câmaras magmáticas crustais. Da mesma forma, os processos de cristalização fracionada por assentamento de cristais e/ou nucleação *in situ* nas porções basais da câmara magmática, bem como reações entre as fases minerais e o magma, possibilitam a análise das variações composicionais no sistema durante o processo de cristalização (Gill, 2010).

Na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense - o qual se constitui predominantemente por rochas pré-cambrianas - no denominado Batólito Pelotas (Fragoso-Cesar *et al.*, 1986) ou Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano (Fernandes *et al.*, 1995a,b), por vezes referido como Domínio Oriental, predominam granitoides orogênicos a tardi-orogênicos com importante contribuição crustal, contendo pendentes de teto (*roof pendants*) e xenólitos de sequências metamórficas de baixo a médio grau, sendo os termos menos diferenciados pouco comuns.

Apesar da ocorrência restrita de rochas básicas-ultrabásicas nesta porção do escudo, ocorrem rochas dioríticas, gabroicas e até mesmo intrusões estratiformes na região de Pinheiro Machado-RS, como os Gabros Passo da Fabiana, assim

denominados por Fragoso-Cesar (1991).

A compreensão do modelo de geração destes corpos, de suas relações com as encaixantes, bem como a interpretação dos processos envolvidos contribuirá para o entendimento da evolução do magmatismo nesta região.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo deste projeto (figuras 1 e 2) situa-se entre os municípios de Pinheiro Machado e Pedro Osório - RS, compreendendo oito ocorrências de rochas intrusivas básicas com áreas expostas entre 6 e 30 km² (CPRM, 2000), com formatos lenticulares a ovais, distribuindo-se em uma área de aproximadamente 2.850 km².

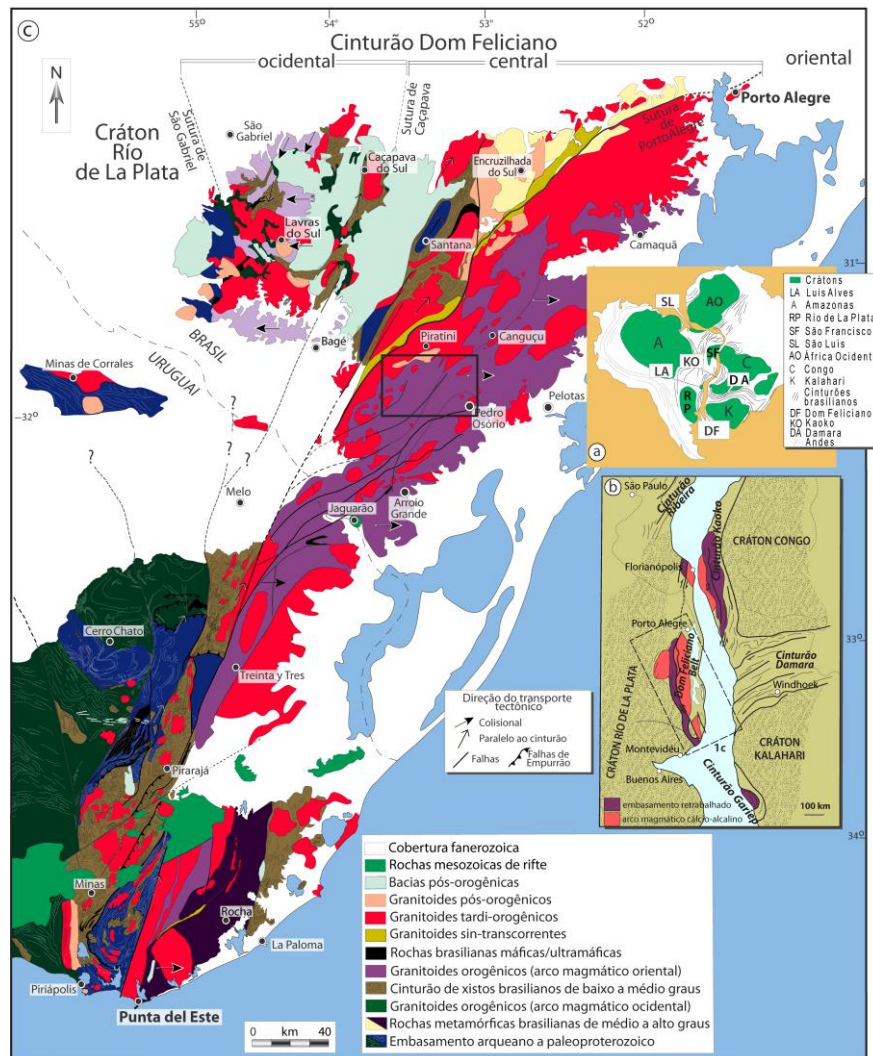


Figura 1. Localização da área de estudo no contexto geológico do Cinturão Dom Feliciano (CDF): (a) configuração das áreas cratônicas e cinturões relacionados no Gondwana; (b) CDF e cinturões africanos correlatos no Gondwana; (c) CDF no Brasil e Uruguai com localização da área de estudo (retângulo preto) no contexto geológico regional. Extraído e modificado de Ramos (2014).

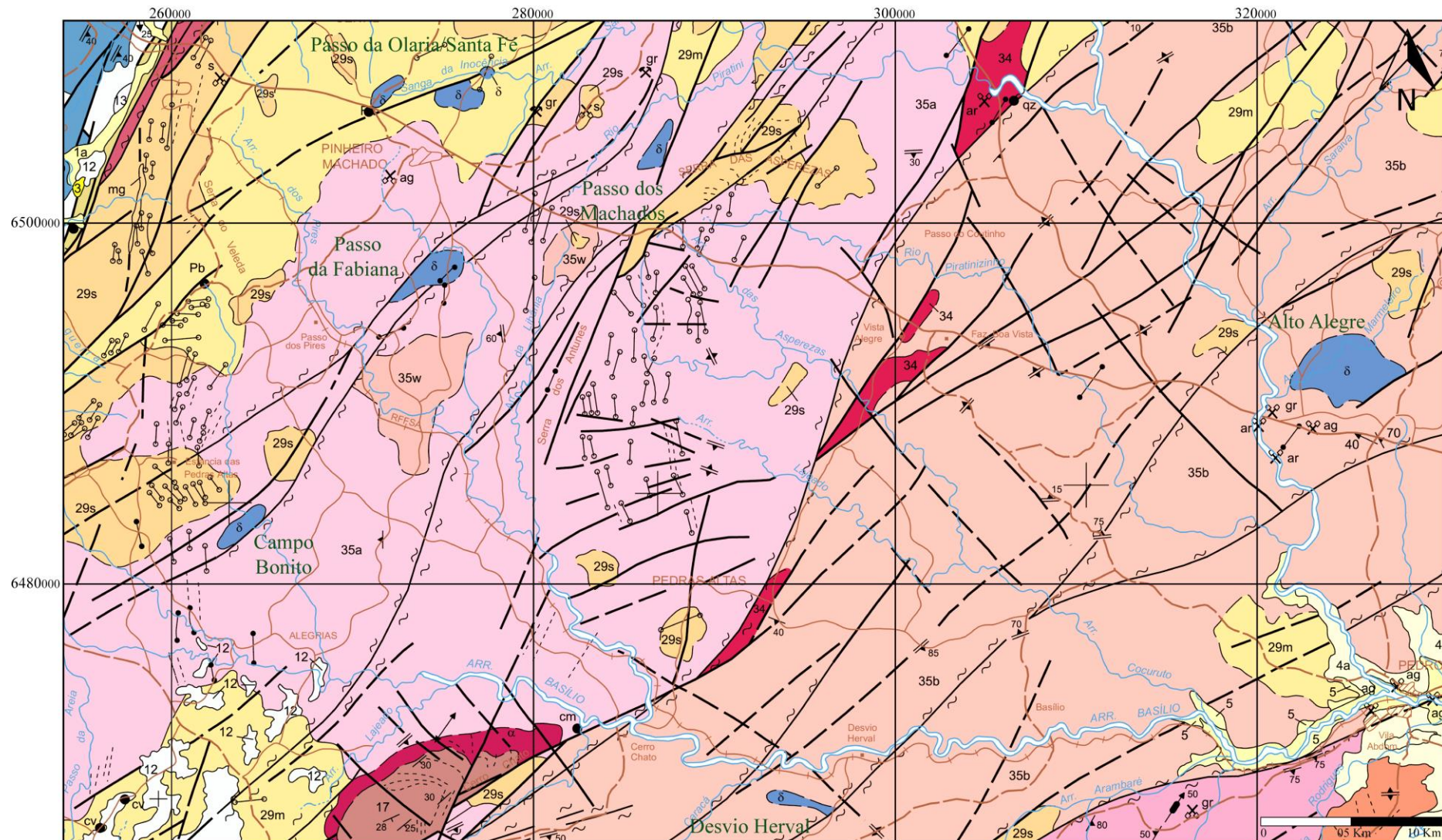


Figura 2. Localização das “Rochas Intrusivas Básicas” (em azul, com simbologia δ) no mapa geológico da área de estudo. São descritas por CPRM (2000) como corpos com áreas expostas de 6 a 30 km² de gabros com níveis estratiformes de anortositos, hornblenda gabros e troctolitos, com mineralogia fortemente toleítica (Gabros Passo da Fabiana) e de granitoides composicionalmente diversificados, desde dioritos a monzogranitos, com mineralogia cálcio-alcalina (Diorito Capim Branco). (Extraído e modificado de CPRM, 2000).

1.3 PREMISSAS E HIPÓTESES

A premissa básica do projeto é a ocorrência de rochas dioríticas e gabroicas, por vezes até mesmo de intrusões cumuláticas estratiformes, em uma região dominada por granitoides diferenciados, no contexto geológico do Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano.

Para o presente trabalho, de acordo com a revisão bibliográfica e o atual conhecimento sobre a área de estudo, levantam-se as seguintes hipóteses:

1) Pode ou não haver um vínculo genético entre as oito ocorrências documentadas na literatura;

2) Estas rochas podem ser sin-plutônicas aos granitos da Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF), como proposto por Fragoso-Cesar (1991) para os Gabros Passo da Fabiana, mas talvez possam haver ocorrências mais antigas ou mais novas que os granitos encaixantes, posto que as da porção leste estão encaixadas no Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado;

3) Que estas rochas podem constituir duas associações de afinidades distintas, como sugerido por Ramgrab (1994), baseado em suas características mineralógicas e litológicas, ou talvez até o surgimento de outras subdivisões.

Outra questão que merece destaque é que, no caso destas rochas serem sin-plutônicas aos granitos, como explicar as feições de acamamento ígneo, já que são constituídas por pequenos corpos isolados entre si em meio aos granitoides da Suíte Granítica Dom Feliciano (Fragoso-Cesar, 1986) e Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (CGGPM). Por fim, quais são as características e em quais ocorrências estão presentes as feições relacionadas às intrusões estratiformes?

As respostas a esses questionamentos permitirão a evolução das discussões acerca da ocorrência destas rochas no sudeste do Domínio Leste do CDF e, possivelmente, do próprio entendimento da geração dos granitoides.

1.4 JUSTIFICATIVA

Visto que não há trabalhos de detalhe na área que se dediquem ao estudo integrado de todas as oito ocorrências previamente citadas, estabelecendo as relações e o contexto geológico de sua formação, faz-se necessário uma análise integradora do problema em questão.

Além do mais, os trabalhos desenvolvidos na região por vezes apresentam dados controversos, fragmentados ou desatualizados, justamente por terem como base a investigação localizada de algumas ocorrências.

Assim, este estudo propiciará a melhoria do conhecimento geológico da área, tendo como produto uma caracterização detalhada destas rochas, bem como a integração de todos os dados disponíveis e adquiridos para a proposição de um modelo petrológico.

1.5 OBJETIVOS E METAS

Os objetivos gerais do projeto são aprofundar o estudo das rochas intrusivas básicas-ultrabásicas na região sudeste do CDF, com a caracterização petrográfica e estudos petrológicos, para que seja possível o entendimento dos mecanismos de geração e posicionamento do magmatismo básico nesta região, contribuindo assim à evolução do conhecimento geológico da área.

Dentre as metas estabelecidas estão:

- 1) reconhecer todas as ocorrências e realizar amostragem;
- 2) reconhecer as principais estruturas e feições regionais, bem como avaliar a delimitação dos corpos através da interpretação de dados geofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) e com o levantamento dos dados de campo;
- 3) caracterizar e quantificar as fases minerais presentes, inclusive por meio de química mineral para alvos de interesse;
- 4) caracterizar geoquimicamente as ocorrências para estabelecer correlações e/ou diferenças entre os corpos;
- 5) estabelecer as possíveis relações estratigráficas entre estes e com as suas encaixantes, bem como o entendimento de seus mecanismos geradores.

A figura 3 demonstra a relação entre os objetivos a serem alcançados, e as técnicas de solução escolhidas para a abordagem do problema.

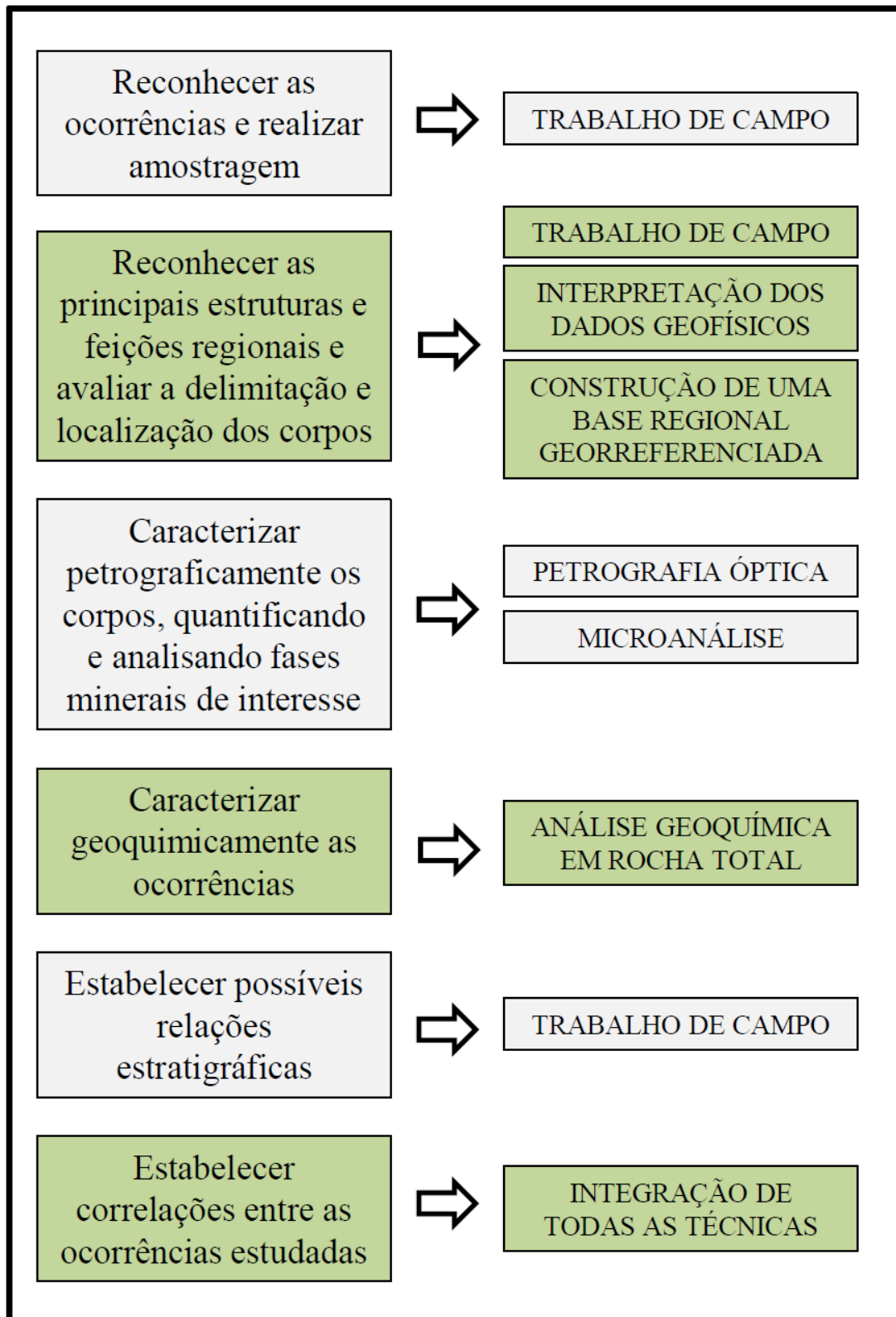


Figura 3. Relação entre os objetivos e as técnicas de solução adotadas para alcançá-los.

2 ESTADO DA ARTE E CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

2.1 A IMPORTÂNCIA E O SIGNIFICADO DA OCORRÊNCIA DE MAGMATISMO BÁSICO-ULTRABÁSICO ASSOCIADO À GERAÇÃO DE GRANITOIDES

As ocorrências de rochas dioríticas e gabroicas, comumente de caráter básico-ultrabásico, associadas a regiões amplamente dominadas por granitoides, têm sido descritas recentemente como importantes marcadores da origem e dos processos petrogenéticos relacionados à geração de magmatismo intermediário a ácido, majoritariamente em ambientes orogênicos a pós-colisionais.

Tais ocorrências, neste contexto, bem como as feições resultantes quando da interação entre estas e os granitoides (*e.g* feições como *mingling*, *commingling*, *mixing*) possibilitam o estudo dos processos de interação manto-crosta, além do entendimento da importância da participação mantélica na geração de magmas evoluídos, mesmo em ambientes tardi a pós-colisionais.

Para ilustrar este cenário, serão analisados estudos de caso e revisões publicadas acerca do assunto, as quais descrevem estas associações do ponto de vista petrológico, bem como do contexto geológico e geotectônico em que as mesmas se inserem.

- Batólito de *Sierra Nevada* – Califórnia (EUA)

Um exemplo clássico da ocorrência de rochas gabroicas associadas a batólitos encontra-se no batólito de *Sierra Nevada*, de idade cretácea (92-102 Ma), na região de *Onion Valley*, na Califórnia.

Neste, um complexo de *sills* tabulares de hornblenda gabros a hornblenda dioritos, *stocks* máficos e corpos cumuláticos lenticulares estratificados (compostos

dominantemente por hornblenda gabros, com olivina hornblenditos, plagioclásio hornblenditos e hornblenda-plagioclásio pegmatitos, estes tardios e subordinados) ocorrem associados à granodioritos e granitos, os quais representam as composições dominantes no batólito, segundo Sisson *et al.* (1996).

Os autores demonstram que as intrusões máficas ricas em hornblenda apresentam composição química variando entre basalto alto-alumina a andesito aluminoso, com assinaturas geoquímicas similares às de magmas de arcos magmáticos modernos. Estes possuem filiação cálcio-alcalina, com empobrecimento em Nb, Ta, Zr e Hf em relação a Rb, Sr, K, Ba, Th e ETRL e fontes derivadas do manto enriquecido ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7065$, $\epsilon\text{Nd} = -4.3$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.6$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.6$).

Propõe-se, desta forma, que estas representam o extremo menos evoluído do extenso magmatismo de *Sierra Nevada*, demonstrando assim a presença inequívoca da participação de magmas basálticos hidratados, os quais atingiram níveis mais rasos na crosta, durante o processo de geração deste batólito.

O caráter hidratado destes magmas, com teores de H_2O dissolvida próximos a 6 wt%, de acordo com os dados experimentais, acarreta na redução da temperatura *liquidus* (em comparação aos magmas basálticos anidros) e amplia o intervalo de cristalização, o que permite aos mesmos ascenderem com maior facilidade a níveis crustais rasos. Além disso, as altas concentrações de água promovem ainda o rebaixamento da densidade dos magmas básicos, fazendo com que estes se tornem similares, ou menos densos, em relação ao magma granítico parcialmente solidificado. Isso também facilita com que ascendam através dos granitos, a partir de sua área-fonte, até os níveis superiores da crosta.

Pelo contrário, os magmas basálticos anidros não são capazes de ascender a níveis superficiais, sendo referidos como “*insufficiently buoyant*”. Apesar disto, estes são provavelmente abundantes na base da crosta e contribuem assim com grande parte do calor necessário à geração dos granitoides.

As principais considerações finais acerca deste estudo, apontam que os magmas basálticos cristalizaram olivina, hornblenda, plagioclásio, magnetita e apatita em um complexo intrusivo alojado em níveis superiores da crosta, próximos à base de uma câmara magmática ácida, atualmente, em sua maior parte, removida pelo efeito da erosão. Os *sills* de composição diorítica registrados na mesma região

são interpretados como resultado da mistura entre líquidos basálticos hidratados e os granitos sobrejacentes.

O modelamento geoquímico da mistura entre a composição média dos *sills* básicos e a dos granitos baixa-sílica, reproduz com sucesso a composição da maioria dos granodioritos do batólito, confirmando assim sua origem através dos mecanismos de mistura de magmas.

Além disso, os dados geoquímicos e isotópicos sugerem que os magmas basálticos alto-alumina não representam fusões primitivas ou primárias do manto, e que um estágio anterior de cristalização e diferenciação deve ter ocorrido na base da crosta ou manto superior.

Por fim, o artigo dá suporte à teoria de que o batólito de *Sierra Nevada* formou-se pelo massivo *underplating* da crosta pelos magmas basálticos com assinaturas de arco. A maioria deste cristalizou em profundidade, deixando para trás cumulados máfico-ultramáficos e liberando calor e fluidos que promoveram a fusão da crosta.

Fusões anatéticas da crosta pretérita misturaram-se em profundidade com os líquidos basálticos hidratados, produzindo assim os magmas híbridos de composição granodiorítica.

- Batólito de Adamello – Alpes Centrais (Itália) e Dioritos alto-Mg de Han-Xing – Norte da China

O batólito de *Adamello*, com área exposta de aproximadamente 700 km², consiste de um conjunto de unidades multi-intrusivas, com idades compreendidas entre 42 e 29 Ma. São intrudidas em um embasamento Variscano em fácies xisto-verde a anfíbolito, na sequência da colisão entre as placas continentais paleo-Européia e paleo-Africana ao longo do sistema de falhas Periadriático, na região dos Alpes Centrais, Itália (Tiepolo *et al.*, 2011).

De acordo com o trabalho supra citado, as rochas dominantes no batólito são tonalitos, trondjhemitos e granodioritos, com ocorrência local de corpos máfico-ultramáficos, especialmente na unidade *Re di Castello*, aflorante no extremo sul do maciço. O enfoque do artigo é a análise da possível produção de andesitos alto-Mg (Mg# > 0.6, altos teores de Ni e Cr) através da cristalização de anfibólio e assimilação de crosta de composição ultramáfica, no caso, analisando-se as

evidências fornecidas pelas rochas intrusivas máficas ricas em anfibólio (dominantemente hornblenditos, subordinadamente hornblenda gabros) de *Adamello*.

Estas rochas podem apresentar caráter estratiforme, e se constituem basicamente por anfibólios zonados, com composições de Ti-pargasita (núcleos amarronados) que gradam a Mg-hornblenda (verde amarronado) e a edenita (verde claro), com presença de agregados (*clots*) de clinopiroxênio-dunitos. O anfibólio marrom contém as inclusões de agregados formados por olivina (Fo = 85-87 mol %) e clinopiroxênio com limites irregulares (figura 4), demonstrando o desequilíbrio destes com o anfibólio hospedeiro.

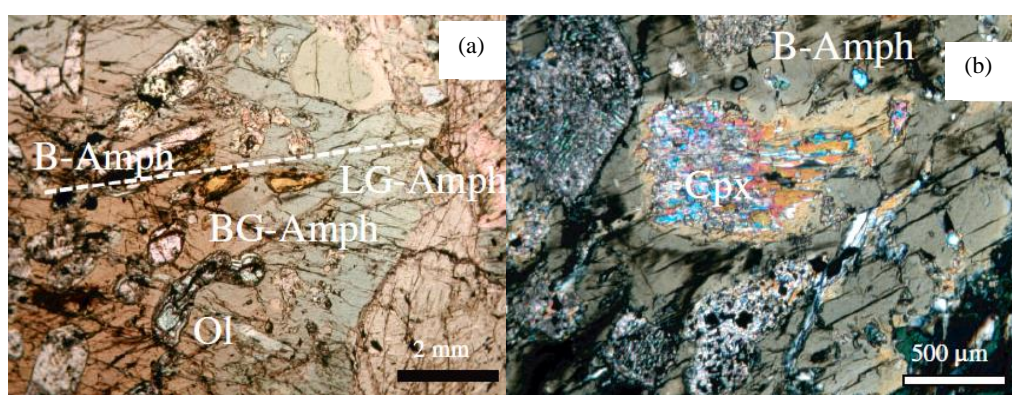


Figura 4. Fotomicrografias dos hornblenditos. (a) Visível zonação do anfibólio, com atenção especial à ocorrência das inclusões de olivina; (b) Relicto de clinopiroxênio incluído em anfibólio. O hábito original do mineral ainda pode ser reconhecido pela variação de cor no anfibólio hospedeiro. B-Amph = anfibólio marrom; BG-Amph = anfibólio verde-amarronado; LG-Amph: anfibólio verde claro; Ol = olivina. Extraído de Tiepolo *et al.* (2011).

Esses agregados, por sua vez, são interpretados como fragmentos de antigos cumulados, desmembrados pela injeção de líquidos ricos na composição do anfibólio, o que demonstra a evidência de processos de reação entre a rocha e o líquido. Os autores propõem, desta forma, que um processo de diferenciação controlado pela cristalização do anfibólio e pela assimilação de cumulados ultramáficos ligeiramente mais antigos, pode produzir líquidos ricos em SiO₂ e MgO, com assinatura de elementos traços adakítica (alto La/Yb e Sr/Y), os quais são similares aos andesitos alto-Mg.

Tiepolo *et al.* (2014) define ainda a importância das rochas ricas em anfibólio (hornblenditos e hornblenda gabros) presentes tanto no batólito de *Adamello* quanto no pluton *Bergell*, como importantes marcadores das fontes dos líquidos envolvidos em ambiente de subducção, além de constituírem ferramentas geocronológicas e petrológicas fundamentais na definição e interpretação dos processos tectônicos de

grande escala.

Dioritos alto-Mg, com características muito similares às apresentadas em Tiepolo *et al.* (2011), são analisadas por Qian e Hermann (2010) no complexo diorítico-monzodiorítico cretáceo (134-130 Ma) de *Han-Xing*, norte da China.

Neste, a interação manto-crosta também é evidente. Propõe-se que processos de assimilação de peridotitos - alojados por meio de episódios orogênicos anteriores em níveis crustais médios a inferiores - são posteriormente assimilados por magmas de caráter monzodiorítico, provavelmente produzidos em um regime extensional por fusão parcial da crosta inferior, gerando assim os dioritos alto-Mg.

- Magmas máficos e félsicos coevos em regimes pós-colisionais a intraplaca: necessidade de duas fontes distintas?

Este tópico baseia-se na revisão “*Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review*” publicada por Bonin (2004).

Neste, o autor destaca a importância e o significado do grande volume de magmatismo (envolvendo suítes intrusivas distintas em relação à sua natureza, evolução e fontes) produzido no final dos períodos orogênicos, onde há a transição de um regime tectônico compressional para regimes transcorrentes a extensionais, envolvendo fenômenos do tipo colapso gravitacional da crosta espessada e delaminação litosférica.

A partir disso, duas associações ígneas distintas são propostas:

1) uma associação pós-colisional complexa, com a ocorrência de rochas intrusivas peraluminosas (portadoras de silicatos de Al-Fe-Mg – granada, cordierita, silimanita) coevas com suítes máficas e félsicas de caráter metaluminoso (variando de cálcio-alcalinas médio a alto-K, até associações shoshoníticas a ultrapotássicas);

2) uma associação pós-orogênica, com composições mais sódicas e menos potássicas, com ocorrência de suítes tanto máficas quanto félsicas, de caráter álcali-cálcico metaluminoso a termos alcalinos e peralcalinos. A evolução desta associação leva progressivamente às suítes de caráter marcadamente alcalino, em contexto intraplaca.

Como fontes para a formação de tais associações, é mencionada a litosfera metassomatizada, composta por anfibólio-espínélio peridotitos, para as suítes cálcio-

alcalinas médio a alto-K, e fusão parcial do manto litosférico superior empobrecido com flogopita e granada, também metassomatizado por subducções anteriores, para as suítes shoshoníticas a ultrapotássicas metaluminosas.

Destaca-se ainda que as intrusões derivadas do manto, as quais se alojam na base da crosta, fornecem quantidade de calor necessária para promover os processos de anatexia, além de serem injetadas e poderem assim misturar-se com os líquidos de derivação crustal. Estes processos de mistura entre magmas máficos e félsicos durante os estágios pós-orogênicos a intraplaca, ficam registrados nas rochas na forma de diques e *sills* sin-plutônicos, bem como enclaves máficos.

- As associações gabro-diorito-granito em contexto orogênico a pós-colisional e o seu significado: exemplos de Fujian e Ota

A ocorrência de associações de rochas dominadas por termos gabroicos e graníticos, com presença subordinada de dioritos e granodioritos, os quais coexistem tanto espacial quanto temporalmente, também é registrada no SE da China, na área de *Fujian*, pelos complexos de *Pingtán* e *Daiqianshan*, de idade cretácea.

Segundo Xu *et al.* (1999) as rochas máficas ocorrem como diques, enclaves e *stocks*, variando entre hornblenda gabros (por vezes cumulados), quartzo dioritos e granodioritos. Os hornblenda gabros caracterizam-se por altos teores de Al_2O_3 (>17 wt%) e CaO (>9 wt%). O complexo, como um todo, exibe características típicas das séries cálcio-alcalinas, desenvolvidas em ambiente de margem continental ativa.

Suas assinaturas geoquímicas indicam, para os gabros, cristalização a partir de magmas basálticos alto-alumina, e para os granitos, de afinidade tipicamente metaluminosa cálcio-alcalina, as assinaturas de elementos traços e isótopos (Sr-Nd) caracteriza-os como granitos do tipo I.

A explicação dada pelos autores para a geração do acamamento macrorítmico das unidades cumuladas é a partir do mecanismo de cristalização fracionada, porém aliada diretamente ao volume e às taxas de reabastecimento dos magmas máficos. Desta forma, quando grandes quantidades de magma básico são injetadas repentinamente na câmara magmática, estas produzem um efeito termal substancial sobre a câmara silicosa. Com isso, os magmas pouco diferenciados podem entrar em processos de cristalização fracionada, os quais, aliados aos processos de múltiplas reinjeções, levarão à criação de uma camada rica em elementos incompatíveis

imediatamente abaixo do magma silicoso.

Este processo de reintrusão recorrente, associado aos mecanismos de mistura, poderia explicar a formação do acamamento. Isto não acontece, por exemplo, quando intrusões basálticas de pequeno volume são injetadas em grandes reservatórios de composição granítica, onde a tendência será de resfriarem-se rapidamente.

Por fim, os dados de campo, petrografia, geoquímica e isótopos sugerem fontes a partir do manto superior metassomatizado para as rochas gabroicas, e geração na base da crosta, a partir da contribuição de calor provinda do manto, para os granitos. Processos de mistura mecânica juntamente a mistura química limitada ocorreria entre os termos basálticos alto-alumina, os quais ascenderiam do manto até a base da crosta, sendo subsequentemente injetados nos magmas graníticos. Em níveis crustais profundos, *blending* entre estes dois magmas pode ocorrer, em uma câmara magmática dinâmica, continuamente reabastecida, resultando na formação das rochas híbridas, neste caso, dos dioritos e granodioritos.

Outra associação de rochas bastante similar a esta é a de *Ota*, no batólito *Corsica-Sardinia* (280-290 Ma), Itália, em contexto pós-colisional, descrita por Renna *et al.* (2006). Esta consiste de rochas máficas (olivina gabros a quartzo dioritos) e biotita granitos exibindo feições de mistura.

A amostra máfica de caráter mais primitivo analisada indica líquidos parentais básicos derivados de manto empobrecido (*depleted mantle*), os quais foram posteriormente submetidos a processos de contaminação crustal. A evolução química dos termos básicos demonstra a ocorrência de processos de cristalização fracionada concomitante à contaminação com magmas ácidos, o que dá origem à biotita granitos, de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, com fontes em níveis crustais inferiores.

Possíveis processos de percolação nos *mushes* cristalinos gabroicos por fusões contaminadas com os magmas de composição ácida são utilizados para a explicação da existência de rochas máficas mais evoluídas.

- As zonas quentes da crosta profunda (*deep crustal hot zones*) e a relação entre líquidos basálticos hidratados e a geração de magmas evoluídos

O modelo de geração de magmas intermediários a ácidos a partir das zonas quentes da crosta profunda (*deep crustal hot zones* – *DCHZ*, figura 5) é apresentado

por Annen *et al.* (2006). Neste modelo, líquidos basálticos hidratados em uma sucessão de *sills* alojados na crosta inferior são responsáveis pela geração das *DCHZ*. Modelos numéricos destas zonas mostram que líquidos são gerados a partir de duas fontes distintas: por cristalização fracionada dos líquidos basálticos produzindo líquidos residuais enriquecidos em H_2O , e por fusão parcial de rochas crustais.

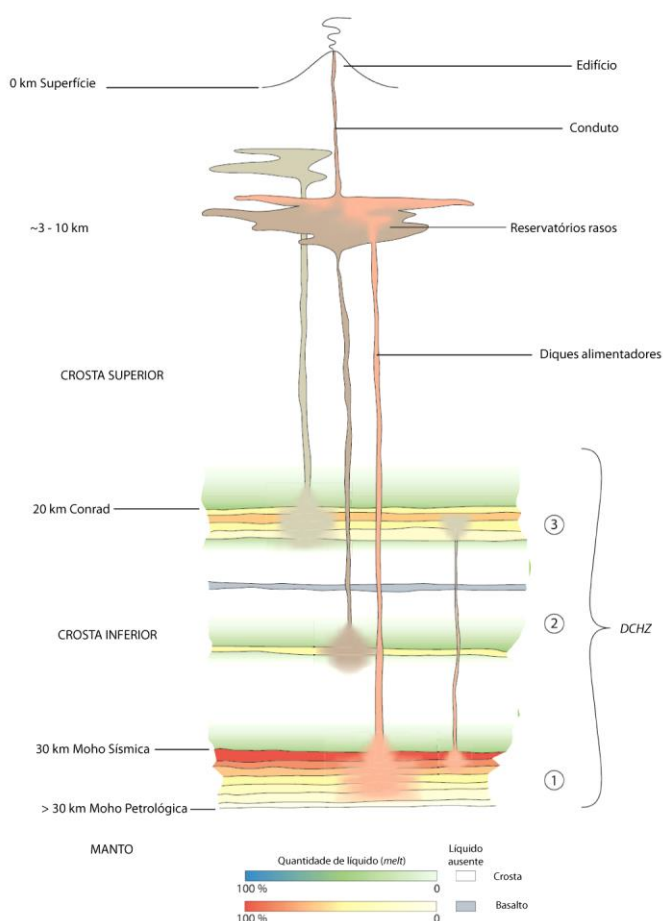


Figura 5. Representação conceitual das *DCHZ* (fora de escala). *Sills* de magmas basálticos de derivação mantélica são injetados em várias profundidades, incluindo a descontinuidade de Mohorovicic (Moho), a crosta inferior e a descontinuidade de Conrad (entre a crosta inferior e superior). Líquidos fracionados ascendem a partir das *DCHZ* para reservatórios rasos, deixando para trás restitos e cumulos densos e refratários. Líquidos residuais e fusões da crosta em diferentes porções da zona quente podem misturar-se anteriormente à ascensão, ou posteriormente nos reservatórios rasos (extraído e modificado de Annen *et al.*, 2006).

Processos de mistura entre líquidos residuais e aqueles derivados de fusão parcial levam à diversidade apresentada nos padrões isotópicos e de elementos traço nas assinaturas geoquímicas.

Outro aspecto relevante, é que como estes líquidos são tipicamente ricos em H_2O , sua viscosidade e densidade são reduzidas, fazendo com que estes possam ser

facilmente desprendidos de suas fontes, ascendendo rapidamente.

Os líquidos residuais enriquecidos em sílica gerados pela diferenciação dos basaltos nas *DCHZ* podem ser extraídos e ascender para níveis superficiais, alcançando a superfície por processos eruptivos, ou então formarem câmaras magmáticas rasas. Neste último caso, estes se consolidam como *plutons* graníticos, com porções de rochas ígneas máficas subordinadas.

A principal diferença entre os modelos das *DCHZ* para os modelos de *underplating*, é que o último concentra-se quase que exclusivamente na geração de líquidos magmáticos pelo aquecimento da base da crosta. Nas *DCHZ* considera-se a importância da geração dos líquidos residuais, produzidos a partir do fracionamento das intrusões basálticas.

Em Solano *et al.* (2012) os autores pontuam que os processos de assimilação, contaminação e mistura dos líquidos de derivação crustal com os líquidos residuais provenientes do fracionamento dos basaltos aparentam ser uma inevitável consequência da segregação dos líquidos nas *DCHZ*. Isto poderia explicar a origem híbrida (*mixed*) de muitos granitos.

Por fim, conclui-se que as *DCHZ* constituem-se por um *mush* cristalino na maior parte de sua existência, onde a diferenciação química se dá pelo fluxo reativo de líquidos ao longo dos limites dos grãos, através do aumento progressivo do gradiente termal.

Os processos de segregação são necessários para coletar e acumular os líquidos intersticiais aos grãos. Posteriormente, estes podem acumular-se e ascender através da crosta por meio de fraturas ou diques.

Os autores citam ainda a influência das falhas litosféricas nestes processos. Em Deves *et al.* (2010), estes apontam que os mecanismos associados às descontinuidades litosféricas são determinantes no posicionamento e geração de magmas por fusão do manto litosférico e da crosta, em sistemas de falhas com geometrias complexas.

2.2 ROCHAS CUMULADAS: DEFINIÇÃO, PRINCIPAIS FEIÇÕES, ORIGEM E MECANISMOS DE FORMAÇÃO DO ACAMAMENTO ÍGNEO

Este tópico baseia-se na síntese dos principais processos e feições texturais desenvolvidos em câmaras magmáticas de composição basáltica, submetidas a processos que levam à formação de cumulos e intrusões estratiformes. Destaca-se a complexidade dos mecanismos e as várias interações possíveis entre diferentes componentes do sistema, os quais podem culminar nas mesmas texturas, ou em texturas bastante similares, bem como as diferentes interpretações dadas a estas.

- Definição de cumulado e definição e mecanismos de formação do acamamento ígneo

O termo “cumulado”, bem como a nomenclatura de rochas cumuladas foi primeiramente proposto por Wager *et al.* (1960) e posteriormente ampliado por Wager (1963) e Wager e Brown (1968) para descrever as texturas de rochas intrusivas estratificadas, lentamente resfriadas. Para estes, os primeiros cristais acumulados na base da câmara magmática, anteriormente a qualquer modificação do líquido contido nos poros, foram tratados como cristais cumulados, enquanto o líquido intersticial foi chamado de líquido *intercumulus*.

Já em relação ao acamamento/estratificação em rochas ígneas, Naslund e McBirney (1996) definem uma camada como “*uma heterogeneidade de forma planar, resultado de variações na composição, proporções modais, ou texturas dos minerais. Camadas individuais diferem muito na espessura, extensão lateral, feições de contato, estruturas internas, texturas, quanto ao tamanho de grão, e/ou variação modal entre a camada e a rocha hospedeira. O acamamento também difere em suas relações para com as camadas vizinhas. Estas podem ser isoladas, intermitentes, ou cíclicas. Algumas possuem espaçamento regular, paralelo, enquanto outras apresentam estratificação cruzada*”, sendo o acamamento uma característica “*comum, praticamente onipresente*” em intrusões gabroicas e sieníticas.

Desta forma, conclui-se que é pouco provável que um único processo de formação de acamamento em rochas ígneas possa explicar toda esta gama de feições observadas em intrusões acamadadas.

Assim, o modelo de cristalização fracionada por diferenciação de cristais

formados precocemente, e por consequência, sendo acumulados em camadas na base da câmara magmática (processos não dinâmicos – *in situ*) tem sido descartado pela maioria dos petrólogos como sendo o principal mecanismo formador do acamamento. Atualmente, os modelos dinâmicos relacionados à movimentação das colunas magma-*mush*, envolvendo processos de reintrusão, correntes de fluxo, mistura, infiltração, entre outros, são tidos como dominantes (podendo ou não haver menor contribuição relacionada ao assentamento de cristais).

Naslund e McBirney (1996) ressaltam ainda duas principais questões que permanecem em aberto:

a) qual é o processo de desequilíbrio (*non-steady-state or non-equilibrium process*) responsável pela formação destas heterogeneidades, e qual o momento durante a transição magma-rocha cristalizada em que ocorre a formação do acamamento;

b) é consenso que à medida que o magma cristaliza e se diferencia, elementos são incluídos em minerais precocemente cristalizados, e por consequência empobrecidos no magma, enquanto outros que não estão participando da cristalização são enriquecidos na fase líquida. Não está claro, porém, como os últimos são efetivamente transferidos através da zona do *mush* cristalino, de modo que a cristalização nas margens resulte na diferenciação do corpo como um todo.

Os principais processos que podem atuar durante a formação do acamamento ígneo estão sumarizados no quadro 1, para maior detalhamento, *vide* Naslund e McBirney (1996).

Nos modelos mais recentes, como em Marsh (2000), as câmaras magmáticas são tratadas como um núcleo praticamente livre de cristais, as quais gradualmente perdem calor em direção às margens, promovendo assim a cristalização. Esta transição do núcleo formado por magma praticamente livre de cristais (podendo ou não haver processos de convecção atuantes) para uma porção externa completamente solidificada ocorre através de uma zona marginal – denominada *front* de cristalização. Entre esta zona e a porção central praticamente livre de cristais, situam-se os *mushes* cristalinos.

Processos mecânicos posteriores que possibilitem a separação organizada e por vezes estratificada entre os cristais e o líquido, resultarão na formação dos cumulados.

MECANISMOS DE FORMAÇÃO DO ACAMAMENTO ÍGNEO

- Mecanismos operantes durante o alojamento do magma
 - Cristais transportados em suspensão
 - Segregação de fluxo
 - Recarga da câmara magmática
 - Mistura de magmas

- Mecanismos que atuam em resposta aos padrões de convecção do magma
 - Convecção contínua
 - Convecção intermitente
 - Convecção por dupla-difusão (*double diffusive*)

- Mecanismos resultantes de processos mecânicos
 - Assentamento gravitacional
 - Correntes de magma
 - Deformação magmática
 - Compactação
 - Choques sísmicos
 - Deformação tectônica

- Mecanismos resultantes de variações nos parâmetros intensivos
 - Variações na taxa de nucleação
 - Nucleação e crescimento controlados por difusão
 - Crescimento dos cristais em relação ao gradiente termal
 - Variações na fugacidade de oxigênio
 - Variações na pressão
 - Imiscibilidade

- Mecanismos que ocorrem nos estágios tardios da cristalização e resfriamento
 - Crescimento de cristais intersticiais
 - Metassomatismo
 - Zonas de refinamento composicional (*constitucional zone refining*)
 - Ostwald ripening*
 - Metamorfismo de contato

Quadro 1. Relação de possíveis mecanismos para a formação de acamamento ígneo segundo diferentes processos. Extraído e modificado de Naslund e McBirney (1996).

- Nomenclatura e desenvolvimento de texturas em rochas cumuladas

Após os trabalhos de Wager *et al.* (1960), Wager (1963) e Wager e Brown (1968), as rochas constituídas pela acumulação de um ou mais minerais cumulados, em que o líquido intersticial não modificado (sistema fechado) forma cristais *intercumulus*, passam a ser chamadas de **ortocumulados**. Por outro lado, se reconhece que estas rochas são raras, visto o número de processos que contribuem para a modificação da composição do líquido *intercumulus*.

Wager (1960) reconhece ainda o processo de crescimento de cristais cumulados, a temperatura constante, próximo ao topo da pilha de cristais, chamando-o de crescimento *adacumulado*. Este processo acaba por reduzir a quantidade de líquido *intercumulus*, expulsando-o para fora da pilha e resultando em pequenas quantidades de material *intercumulus* preservado. As rochas produzidas a partir deste mecanismo foram então denominadas **adacumulados**.

Estas duas nomenclaturas poderiam assim representar membros finais de uma série. A primeira, com grande quantidade de material intersticial preservado, desenvolvendo cristais *poiquilíticos* a *sub-poiquilíticos* englobando as fases precoces e com zonação composicional evidenciando a evolução e o resfriamento do líquido *trapeado* nos poros (*ortocumulados*). A segunda, com pequena quantidade ou ausência de material *intercumulus*, constituiria os *adacumulados*.

Parsons (1987) reforça estes conceitos com base genética, empregando o termo *ortocumulado* para sistemas fechados com domínio de fracionamento, onde os minerais *intercumulus* são tardios na cristalização. Os *heteroadacumulados* seriam uma variante desta textura, com maior quantidade de material *intercumulus*. O termo *adacumulado* é empregado para sistemas abertos, onde a evolução da textura se dá pela recarga de magmas de composição similar, causando o crescimento da fase *cumulada*, com material *intercumulus* pouco expressivo ou ausente.

Por fim, Hunter (1996) faz um apanhado da nomenclatura das texturas cumuladas até então propostas, relacionando-as aos processos superimpostos. A partir disso, o autor afirma que os processos de densificação (redução da porosidade) e cimentação (crescimento de novos cristais nos espaços intersticiais) discutidos no referido artigo, estão evidentemente ligados às rochas *adacumuladas* e *heteroadacumuladas*, respectivamente.

Em sua definição original, as rochas ortocumuladas representariam sistemas fechados com cimentação, enquanto os heteroadcumulados apresentariam cimentação em sistema aberto. Adcumulados seriam de fato rochas altamente densificadas, comumente granulares com texturas de equilíbrio, e que no sentido original seriam resultado de um sobrecrescimento isotermal de grãos cumulados por difusão ou convecção composicional. Entretanto, texturalmente pode não ser possível distinguir-se os últimos de um cumulado densificado por compactação.

Da mesma forma, um ortocumulado submetido a processos *subsolidus* de *annealing*, pode desenvolver uma textura adcumulada. Por outro lado, o magma presente nos poros de um cumulado por percolação em um sistema aberto, pode finalmente permanecer alojado nos mesmos e produzir uma textura ortocumulada, o que contraria sua definição original de evolução em um sistema fechado.

Desta forma, o autor sugere o uso de termos descritivos genéricos das texturas, que não carreguem dependência em modelos genéticos que possam causar ambiguidades. Ressalta ainda que os termos cimentação e densificação, bem como granular e poiquilítico, são neutros e úteis na descrição destas rochas.

No presente trabalho, os termos empregados para as rochas cumuladas serão os termos descritivos abaixo citados. Cita-se ao final de cada um, a conotação genética geralmente relacionada a cada um destes:

1) **ortocumulado:** para casos em que a quantidade de material intersticial seja expressiva, normalmente com minerais cumulados zonados, diversidade de minerais *intercumulus* e ocorrência de arranjos granulares a poiquilíticos. Estas texturas são tidas como predominantes em sistemas fechados a parcialmente fechados;

2) **adcumulado:** para os casos em que os minerais *intercumulus* sejam escassos ou inexistentes, geralmente apresentando arranjos granulares. São tidos como predominantes em sistemas abertos associados à processos de compactação e maturação textural;

3) **heteroadcumulado:** ocorrência dominante de material *intercumulus*, em arranjos com oikocristais poiquilíticos não zonados. Indicativo de sistema aberto.

2.3 FEIÇÕES DE MATURIDADE TEXTURAL EM ROCHAS CUMULADAS E PROCESSOS TARDI A PÓS-MAGMÁTICOS (*SUBSOLIDUS*)

- **Análise da maturidade textural em cumulados e avaliação das relações de equilíbrio/desequilíbrio dos ângulos diedros e seu vínculo com os processos petrogenéticos**

Posteriormente ao estabelecimento da primeira nomenclatura das rochas cumuladas por Wager *et al.* (1960), vários processos ocorrentes nestes sistemas e que desempenham importante papel na modificação das texturas cumuladas começaram a ser observados.

Jackson (1961) observou, por exemplo, no Complexo de *Stillwater*, as formas cristalinas e as relações de contato dos minerais cumulados em relação aos minerais *intercumulus*, propondo dois principais processos que obliteravam as relações entre os cristais euédricos assentados e o material intersticial. Estes foram chamados de crescimento secundário e reações de substituição.

O autor concluiu a partir destas observações que os minerais cumulados só possuíam faces euédricas em rochas com grandes quantidades de material intersticial presente, e que com a progressão do crescimento secundário, os cristais desenvolviam contatos mútuos de interferência com forma poligonal, chamando esta feição de textura em mosaico.

Mais tarde, Hunter (1987, 1996) chama atenção para o papel dos processos pós-cumulados que se superpõem e modificam as texturas iniciais herdadas de uma grande variedade de possíveis processos de acumulação. Este reconhece assim a importância dos mecanismos de dissolução e reprecipitação, associados aos processos *subsolidus* nos cumulados.

Estes processos ocasionam a modificação da geometria dos limites dos grãos para um estado de menor energia, conduzindo ao equilíbrio textural (figura 6). Para atingir este estado, observa-se a influência de processos como compactação, densificação e cimentação do *mush* cristalino, coalescência de grãos, *coarsening*, *ostwald ripening* e *subsolidus annealing* (recristalização estática), os quais atuam como modificadores das texturas originais.

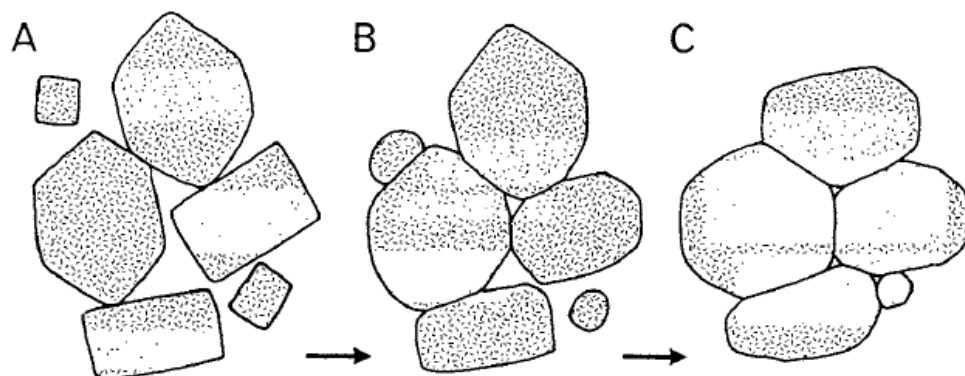


Figura 6. Mudanças progressivas (de A para C) na forma dos cristais, e consequentemente, da textura da rocha, devido aos processos (*e.g.* compactação, recristalização, cimentação) que levam ao equilíbrio textural. Extraído de Hunter (1996).

Em Holness *et al.* (2005) é demonstrado que a estruturação dos espaços porosos preenchidos por líquido (*melt*) nos estágios finais de solidificação dos cumalados têm relação, e sofrem influência, entre dois membros finais em termos texturais: as **texturas de interferência** (*impingement*) – onde o formato dos poros é controlado majoritariamente pelas feições de interação entre os grãos durante seu crescimento – e as **texturas de equilíbrio textural**, onde a morfologia dos poros é controlada pelo fenômeno da redução da energia interna dos grãos.

As feições texturais finais são, portanto, o resultado da variação entre as taxas de crescimento dos cristais e o equilíbrio textural, sendo que o último irá predominar em casos onde a taxa de crescimento mineral for diminuída, ou cessar. A figura 7 demonstra a relação entre estes processos, bem como as texturas desenvolvidas na presença de líquido, ou já no estado sólido (*subsolidus*).

A distinção entre estes dois extremos texturais pode ser feita a partir da análise dos ângulos diedros. Enquanto as texturas de interferência apresentam tipicamente ângulos diedros sólido-líquido médios de 60° , com desvio padrão de $25\text{-}30^\circ$, as texturas de equilíbrio apresentam valores em torno de 28° , com desvio padrão de aproximadamente 14° .

Para Holness *et al.* (2006), a maturidade textural demonstra o quanto uma rocha evoluiu a partir de suas texturas iniciais em direção ao equilíbrio textural, controlada pela diminuição da energia interfacial dos grãos, sendo este processo estimado a partir da quantificação dos ângulos diedros entre os minerais. Segundo os

autores, para *plutons* máficos de escala quilométrica, a maior parte do aumento nos ângulos diedros ocorre logo abaixo da temperatura *solidus*.

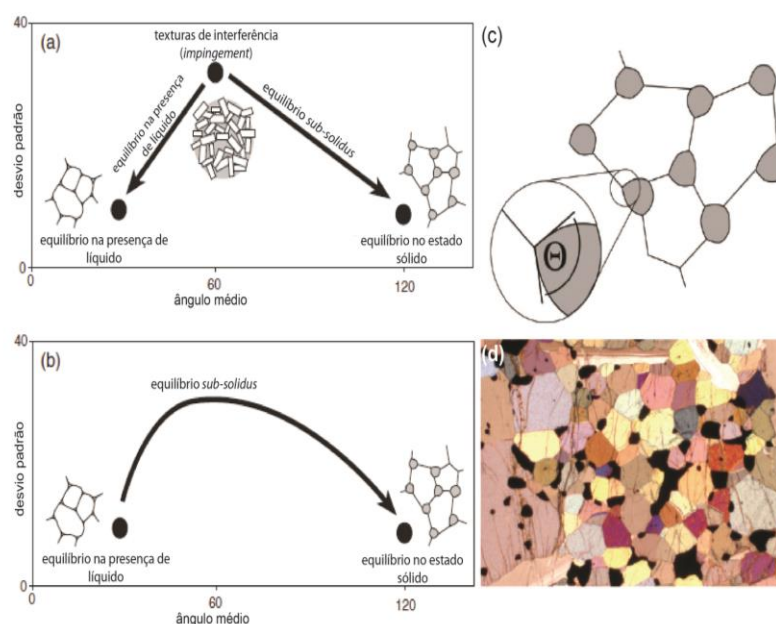


Figura 7. (a) Representação esquemática da evolução em direção ao equilíbrio textural em um *mush* cristalino, a partir das texturas de interferência para um equilíbrio na presença de líquido (*melt*) e o equilíbrio já no estado sólido; (b) representação da transição de uma textura de equilíbrio na presença de líquido, progredindo para texturas de equilíbrio no estado sólido, com o conseqüente aumento dos ângulos diedros. (Extraído e modificado de Holness *et al.*, 2005); (c) representação esquemática de uma rocha texturalmente equilibrada composta por duas fases, em que a fase menor forma grãos isolados, arredondados, com contatos tríplices e ângulos diedros altos; (d) fotomicrografia de um olivina gabro estratificado, onde se observa a ocorrência do equilíbrio textural *subsolidus*. (Extraído e modificado de Holness *et al.*, 2006).

Além disso, o estudo dos mesmos pode fornecer informações acerca de eventos termais de recarga da câmara magmática e o início de processos de convecção generalizada na câmara (*e.g. Rum Eastern Layered Intrusion* e *Skaergaard Intrusion*). Estes podem ainda refletir as diferenças nas taxas de resfriamento e solidificação, demonstrando o importante papel desempenhado pela fase *liquidus* na evolução termal de rochas plutônicas.

No trabalho de Holness *et al.* (2006) é demonstrado ainda que, apesar da maior parte das rochas cumuladas poli-minerálicas estudadas estarem longe do equilíbrio textural, é possível usar esta ferramenta para determinar o quanto estas evoluíram em direção ao equilíbrio. Isto ocorre através da transição das texturas iniciais de interferência (*impingement*) para as texturas de maior maturidade textural, desenvolvidas através da mudança e migração dos contatos dos grãos, bem como do aumento dos ângulos de contato.

Neste caso, pode-se demonstrar que significativas mudanças texturais, e

consequentemente dos ângulos diedros nas rochas ortocumuladas, foram acompanhadas por mudanças da composição *liquidus*. Estas, por sua vez, são o reflexo de variações na taxa de solidificação causadas por eventos de recarga da câmara magmática, bem como ativação de zonas convectivas, propondo-se assim um modelo multi-intrusivo em pulsos para as rochas estudadas.

Por fim, assume-se que as mudanças graduais na geometria das junções trípticas em rochas completamente solidificadas, ou seja, no estado *subsolidus*, é um importante marcador microestrutural do progresso da evolução textural abaixo da curva *liquidus* em intrusões estratificadas.

- Processos de infiltração em intrusões estratificadas

Leuthold *et al.* (2014) fornece um estudo microestrutural de detalhe acerca da Unidade 9 da *Rum Eastern Layered Intrusion*, composta por uma associação de rochas que grada progressivamente de peridotitos para troctolitos, gabros e anortositos. Processos de fusão parcial seguidos por intrusão de líquidos de composição picrítica (*olivine-phyric picrite*) são propostos para a formação das lentes descontínuas presentes na Unidade 9.

O processo que envolve a formação de gabros poiquilíticos a partir de líquidos saturados em clinopiroxênio, movendo-se vertical e lateralmente através da pilha cumulática, ocasiona a cristalização deste mineral e é denominado como **fluxo de líquidos reativos** (*reactive liquid flow*). Os autores afirmam que este mecanismo é um fator potencialmente importante na evolução de câmaras magmáticas em sistema aberto.

Chama-se atenção para o fato de que as intrusões ígneas acamadadas podem ser formadas em sistemas abertos, no qual ocorrem episódios sucessivos de recarga da câmara magmática, ou em sistema fechado, através do fracionamento a partir de um único pulso de magma parental. Em ambos os casos as taxas de resfriamento são, em geral, suficientemente lentas para que os cristais e o líquido intersticial possam entrar em equilíbrio químico, contanto que os últimos permaneçam imóveis. Entretanto, a migração dos líquidos através do *mush* cristalino, gerada por processos de *buoyancy* ou compactação, irá resultar em significativas mudanças composicionais e microestruturais.

Destaca-se ainda que o termo “metassomatismo de infiltração”, empregado

por Irvine (1980) para descrever o processo de migração vertical de líquidos reativos intersticiais através dos *mushes* cristalinos pela ação da gravidade, é genérico e não leva em conta a origem e o grau de desequilíbrio entre o líquido e os cristais circundantes.

Assim, neste artigo assume-se o termo “fluxo de líquidos reativos”, usado para descrever um processo em sistema aberto pelo qual as camadas de um *mush* cristalino numa intrusão estratificada são fundidas e remobilizadas como consequência da intrusão de novos líquidos silicáticos de maior temperatura. As reações e feições texturais ocasionadas por este mecanismo estão ilustradas na figura 8.

Através da análise dos aspectos de campo, geoquímica e análise petrográfica com enfoque na interpretação textural, concluiu-se que há evidências suficientes para propor que a Unidade 9 não teria se originado a partir do fracionamento progressivo de um único pulso de magma. Esta teria sido gerada por pelo menos dois eventos sucessivos de fusão parcial, com mobilização de líquidos reativos.

A proposta é de que os peridotitos devem ter cristalizado em um estágio tardio a partir da intrusão dos *sills* picríticos nos gabros ainda aquecidos. Este processo teria gerado líquidos reativos, resultantes da interação entre ambos componentes.

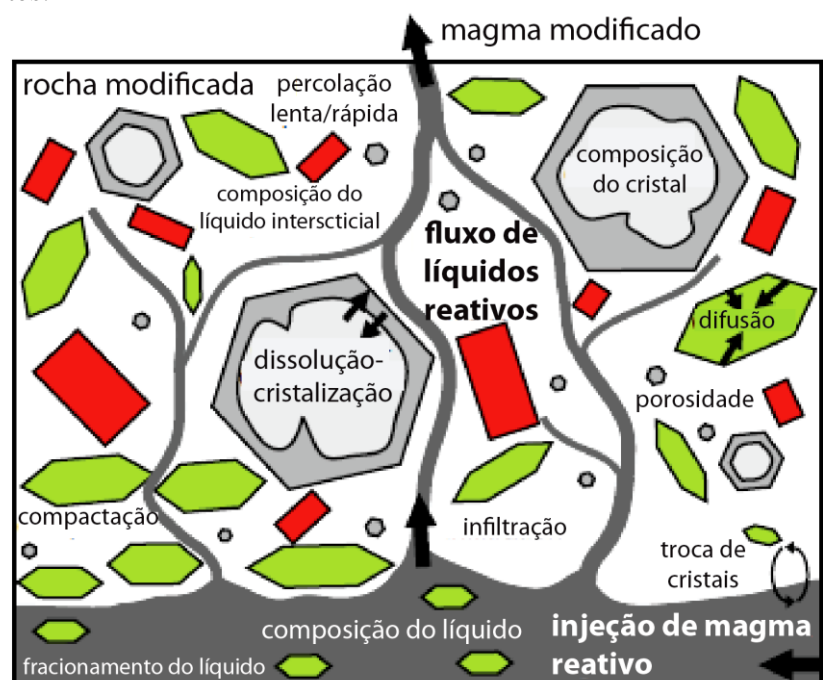


Figura 8. Representação esquemática dos vários processos que podem ocorrer em um *mush* cristalino em resposta à migração de magmas quimicamente distintos, ou seja, em desequilíbrio. Extraído e modificado de Leuthold (2014).

2.4 O REGISTRO DAS ROCHAS INTRUSIVAS BÁSICAS-ULTRABÁSICAS NO DOMÍNIO LESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO

Uma das primeiras referências aos corpos de rochas básicas presentes no Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano, encontra-se descrita de forma sucinta por Tessari e Picada (1966) como “*massas de rochas escuras de composição mais básica*”, as quais ocorrem a leste da localidade de Dom Feliciano, nas proximidades do Arroio Sutil, estando incluídas no Complexo Granítico Dom Feliciano, dos mesmos autores.

Posteriormente, Teixeira (1982) através do projeto Radambrasil, apresenta idades K-Ar de um gabro, localizado 25 km a NE de Dom Feliciano, e outras de um norito (GF-371A) localizado na região de Alto Alegre. As idades obtidas variaram entre 450-600 Ma.

A ocorrência do Alto Alegre, descrita como um corpo de geometria elíptica e eixos de aproximadamente 7,5 km por 3 km, localizada próximo ao entroncamento da BR-293 (Pelotas – Pinheiro Machado) e a RS-706 (Pedro Osório - Piratini), inicialmente foi caracterizada como metanoritos de coloração verde-escura e granulação média a grossa, com abundantes megacristais de hornblenda. Da mesma forma, são reconhecidos gabro-noritos, charno-enderbitos, metagranodioritos e metadioritos junto ao leito do Arroio das Pedras, localizado a aproximadamente 6 km a NW do Passo do Marinheiro, no rio Camaquã, por Horbach *et al.* (1984).

De acordo com o entendimento da época, a presença de ortopiroxênio e clinopiroxênio, associada a texturas com contatos poligonais a 120° formando junções tríplexes, levou estas rochas a serem classificadas como granulitos. Atualmente, estas mesmas texturas em rochas ígneas podem também ser interpretadas como evidências de um processo de maturação textural em rochas cumuladas, como mencionado anteriormente, indicando que estas permaneceram aquecidas por tempo suficiente para atingir o equilíbrio textural.

A última ocorrência descrita pelos autores supracitados é a das cabeceiras do Arroio Santa Fé, a NE de Pinheiro Machado. Esta é classificada como um gabronorito, ora com textura metamórfica (contatos poligonais tríplexes), ora com texturas sugestivas de assentamento gravitacional de cristais, com formação de ortocumulados e presença de anfibólios envolvendo poiquiliticamente plagioclásio,

minerais opacos e piroxênio. Os autores não conseguiram concluir se esta se tratava de uma rocha granulítica, ou de um complexo estratiforme, talvez podendo pertencer a ambas possibilidades. Porém, o que merece destaque, é que pela primeira vez levanta-se a hipótese da origem estratiforme destes corpos.

Moreira e Marimon (1984) caracterizam as três ocorrências acima citadas (Alto Alegre, Arroio das Pedras e Santa Fé) de forma mais detalhada, com base em estudos petrográficos e análises geoquímicas de rocha total (elementos maiores e traços), concluindo que as duas primeiras tratam-se de rochas metamórficas de fácies granulito, e que a última possui origem magmática, possivelmente relacionada a um complexo estratiforme.

Fragoso-Cesar *et al.* (1986) cita de forma breve a existência de rochas máficas no Batólito Pelotas, as quais afloram nas proximidades de Dom Feliciano e a sul de Pinheiro Machado, constituídas por dioritos e quartzo dioritos, bem como corpos básicos com escassos fenocristais de plagioclásio em matriz subofítica.

Tais rochas foram posteriormente alvo de modelamento geofísico por Costa *et al.* (1990) com base nos dados magnetométricos de Anjos e Mourão (1987) e no levantamento de Costa *et al.* (1990), através do convênio DNPM/CPRM. Tais anomalias foram interpretadas como corpos tabulares profundos, geralmente com inclinação para SE e espessura vertical estimada de 15 km, sendo a susceptibilidade magnética em torno de 0,005 e.m.u. sugestiva de corpos de natureza básica/ultrabásica.

Fragoso-Cesar *et al.* (1989) propõe que a geração destes corpos básicos/ultrabásicos de caráter estratiforme estaria ligada à existência de grandes zonas de falha transcorrentes, de orientação NE-SW, as quais possibilitariam que os magmas fossem gerados por fusão parcial devido ao alívio de pressão no manto, causado pela atuação das falhas. Estas estruturas favoreceriam ainda a ascensão dos mesmos.

Posteriormente, em Fragoso-Cesar (1991), os corpos na proximidade do Passo da Fabiana, localidade-tipo, são estudados com maior detalhe, sendo descritos como olivina gabros de granulometria média a grossa, associados subordinadamente a olivina gabronoritos, anortositos, piroxenitos e peridotitos. Em relação à sua distribuição espacial, constituem mega-enclaves de corpos básico-ultrabásicos

estratiformes alojados na Suíte Granítica Dom Feliciano, os quais são localmente injetados por apófises dos granitos encaixantes, indicando a anterioridade dos gabros.

Texturalmente estas rochas caracterizam-se por apresentar cumulos formados por: olivina-clinopiroxênio; clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio e clinopiroxênio-plagioclásio; sendo anfibólio o mineral *intercumulus* comum, podendo ocorrer subordinadamente plagioclásio. Ainda, é proposto que a sequência de cristalização seja característica de magmas basálticos em regime de baixa pressão em condições anidras, a qual deve prosseguir até o aparecimento do anfibólio e da mica, que representariam condições de pressão parcial de fluidos cada vez mais elevadas.

A proposição apresentada por Fragoso-Cesar (1991) é que esta situação poderia ser alcançada com a participação dos fluidos graníticos, provenientes das rochas encaixantes, na cristalização dos gabros. Isto leva o autor a concluir que apesar dos gabros serem mais antigos, a diferença de idade entre os mesmos seria mínima, “*sendo os Gabros Passo da Fabiana sin-plutônicos aos granitos da Suíte Dom Feliciano.*”

Em relação ao processo de geração destas rochas, é mencionada a hipótese de que os eventos de transcorrência tardi-colisionais promoveriam queda de pressão no manto litosférico, gerando fusão parcial do manto com a instalação dos corpos básicos-ultrabásicos na base da crosta. Este processo ocasionaria ainda a mudança das condições de fusão, promovendo a geração dos magmas graníticos sub-alcalinos da Suíte Granítica Dom Feliciano, os quais, durante sua ascensão sin-tectônica ao longo das zonas de cisalhamento teriam a capacidade de transportar, devido à sua alta viscosidade, pequenos corpos básicos que se encontrariam em processo de diferenciação (Fragoso-Cesar, 1991).

O trabalho mais recente desenvolvido na área é o de Ramgrab *et al.* (1994), onde é proposta a separação dos corpos em duas associações litológicas distintas, a dos Gabros Passo da Fabiana, representados por rochas básicas estratiformes, sendo a textura dominante nos gabros a cumulática reliquiar, com presença de minerais *intercumulus* (diopsídio e hornblenda). Nesta associação estariam incluídas, além das rochas aflorantes no Passo da Fabiana, as ocorrências do Passo da Olaria, Campo Bonito, Santa Fé e Desvio Herval.

A segunda associação, denominada Diorito Capim Branco, seria representada por rochas dioríticas, ocorrendo subordinadamente quartzo dioritos, granodioritos e monzogranitos, com um evento metamórfico regional que por vezes oblitera as texturas ígneas reliquiares. É proposto pelos autores que estas ocorrências, nas localidades de Alto Alegre, Campo Bonito, Passo dos Machados e Fazenda Cambará, teriam maior associação litológica ao Diorito Capim Branco, situado ao norte, próximo à cidade de Dom Feliciano.

Assim, visto que poucos trabalhos têm discutido de forma integrada o contexto geológico das rochas intrusivas básicas-ultrabásicas na região sudeste do Domínio Leste do CDF, fica demonstrada a necessidade de estudos detalhados na área.

3 METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO

A seguir, apresentam-se os métodos de abordagem do problema, de acordo com cada etapa do projeto, demonstrando-se a relevância, aplicabilidade e adequação dos mesmos em relação aos resultados esperados, bem como a vulnerabilidade, resolução e precisão dos métodos analíticos.

Para a melhor compreensão da aplicabilidade das técnicas ao longo do desenvolvimento do trabalho, estas foram divididas de acordo com quatro etapas:

- Etapa pré-campo;
- Etapa de campo;
- Etapa de preparação de amostras e laboratório;
- Etapa de interpretação e apresentação dos resultados.

3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta etapa envolveu a pesquisa, leitura e discussão acerca dos temas relacionados ao assunto trabalhado, tais como geração de magmas básicos em ambientes orogênicos e pós-colisionais, intrusões acamadadas, formação de acamamento ígneo, maturidade textural e processos de infiltração em cumulos, contexto geotectônico da porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense, entre outros, nos principais artigos e publicações da área.

3.2 ETAPA PRÉ-CAMPO

3.2.1 PLANEJAMENTO E PREPARAÇÃO LOGÍSTICA

Esta etapa envolveu a escolha dos pontos a serem visitados, a checagem dos acessos aos mesmos, a preparação de material de campo, o agendamento de veículo adequado e reserva de hotéis para acomodação. A escolha dos pontos e verificação

de acessos foi feita com base em imagens do software *Google Earth Pro* e cartas topográficas na escala 1:50.000, além da definição de áreas de interesse através da interpretação dos dados geofísicos no software *Ilwis 3.4 Open*.

3.2.2 CONSTRUÇÃO DA BASE REGIONAL DE DADOS GEORREFERENCIADA E GEORREFERENCIAMENTO DE DADOS GEOFÍSICOS

Esta base foi construída no software *Ilwis 3.4 Open*, sendo sua área definida com base na área de abrangência dos dados geofísicos disponíveis. Esta se deu através da demarcação das principais estradas, rios e cidades pelo georreferenciamento destes com base na carta topográfica em escala 1:250.000 da área. Além disso, construiu-se um mapa geológico com os dados disponíveis na literatura (CPRM, 2000) a fim de estabelecer correlações com os dados geofísicos, de modo a sobrepor os principais limites das unidades geológicas a estes. Os dados foram georreferenciados com sistema de projeção de coordenadas segundo *datum South American 1969* e projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), hemisfério sul, zona 22.

O georreferenciamento das imagens de aerogeofísica consistiu na transformação do sistema de coordenadas de 5 imagens de gamaespectrometria e 12 imagens de magnetometria, em formato “.*geotiff*”, da área de trabalho balizadas pelas coordenadas geográficas 53°30’ a 52°45’ W e 31°30’ a 32°00’ S.

Estes dados foram extraídos a partir do levantamento do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul (CPRM, 2010), adquiridos segundo linhas de voo de orientação N-S, espaçamento médio de 500 m e altitude média de 100 m, com intervalos de amostragem de 6-7 m (magnetometria) e 65-75 m (gamaespectrometria), respectivamente. Estes dados foram tratados e processados pelo professor Francisco F. Ferreira (UFPR).

O novo sistema de coordenadas usado foi o descrito anteriormente, para que se pudesse trabalhar com diferentes dados, todos georreferenciados segundo o mesmo sistema. Esta etapa também foi realizada no software *Ilwis 3.4 Open*, com a finalidade de se correlacionar os dados geofísicos à geologia da área, facilitando assim a visualização de anomalias que auxiliassem na identificação e localização dos corpos, bem como das principais estruturas regionais.

Todas estas etapas descritas tiveram por finalidade o planejamento do trabalho de campo, e principalmente a detecção de alvos a serem investigados na etapa seguinte.

3.3 ETAPA DE CAMPO

A etapa de campo é relevante para o desenvolvimento do projeto, pois é nesta em que se efetua a coleta dos dados e a amostragem, além de possibilitar o reconhecimento das texturas e estruturas presentes em escala de afloramento, bem como das relações entre os litotipos e as suas encaixantes.

3.3.1 RECONHECIMENTO DAS OCORRÊNCIAS E COLETA DE AMOSTRAS

Esta foi realizada através da descrição de afloramentos, aquisição da posição dos mesmos com GPS (modelo *Garmin Etrex Legend*, figura 9), registros fotográficos e medida de estruturas, quando presentes (com bússola modelo Brunton, em regra de trama).



Figura 9. GPS *Garmin Etrex Legend* e bússola *Brunton Pocket Transit* usados na etapa de campo.

Todos os corpos foram amostrados com a finalidade de coleta sistemática de amostras para laminação e análises geoquímicas, havendo sempre o cuidado de selecionarem-se amostras sãs e representativas de cada unidade em questão. As mesmas foram armazenadas individualmente, para evitar contato e contaminação.

3.3.2 TOMADA DE MEDIDAS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

O equipamento utilizado para efetuar as medidas de susceptibilidade magnética foi o *kappameter* modelo KT-10 (figura 10), o qual utiliza um oscilador LC com 10 KHz e uma bobina indutiva. A leitura dos dados é feita através da calibração do

equipamento, primeiramente por meio da leitura no ar, posteriormente pela leitura do dado na rocha, e por fim com uma nova leitura no ar. Ao final destas três etapas o dado é apresentado no visor do equipamento.

Esta técnica foi utilizada para determinar o contraste de susceptibilidade magnética entre as rochas de interesse, e para estabelecer a correlação entre estes e os dados magnetométricos. A sensibilidade de leitura do equipamento é de 1×10^{-6} SI *units*, sendo que a acurácia da medida varia de 1 a 3 unidades.



Figura 10. Tomada de medidas de susceptibilidade magnética na rocha durante a etapa de campo.

3.4 ETAPA DE PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS E LABORATÓRIO

3.4.1 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS E CONFECÇÃO DE LÂMINAS PETROGRÁFICAS

Esta etapa envolveu a escolha de vinte e quatro amostras para a confecção de lâminas petrográficas, selecionando primeiramente a posição do corte. Posteriormente, fez-se a marcação do local desejado da lâmina nas fatias de rocha, bem como a documentação fotográfica das amostras (figura 11).

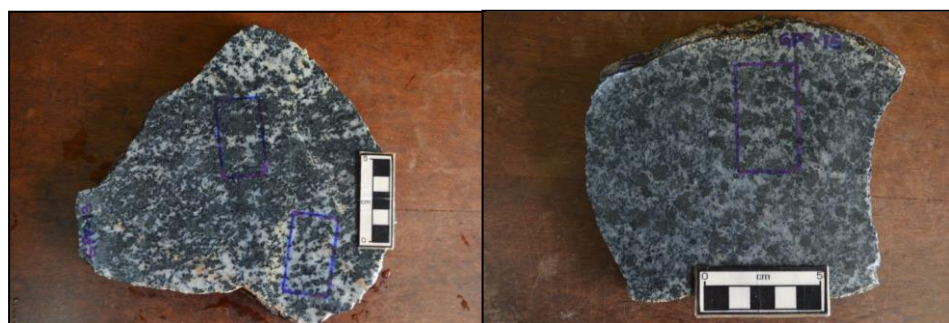


Figura 11. Fatias de rocha serradas, com a marcação da posição das lâminas a serem confeccionadas.

3.4.2 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISE GEOQUÍMICA

A análise geoquímica em rocha total, conforme o método escolhido, é realizada por meio da leitura dos elementos maiores em óxidos, além de alguns elementos menores, por espectrometria de emissão atômica por plasma indutivamente acoplado (ICP-AES). Esta é uma técnica de análise química instrumental que se utiliza de uma fonte de excitação de plasma de argônio a altas temperaturas (variáveis entre 7.000 e 10.000 K) para produzir, em uma amostra introduzida sob a forma de neblina no centro do plasma, átomos excitados que emitem radiação em comprimentos de onda na faixa de 125 a 950 nm, sendo estes característicos dos elementos nela presentes. Estas radiações, após a separação de seus comprimentos de onda por sistemas ópticos, têm suas respectivas intensidades medidas por meios de detectores de radiação específicos (fotomultiplicadores ou detectores de estado sólido – conhecidos como CCD ou CID) e correlacionadas às concentrações correspondentes através de curvas de calibração.

A análise dos elementos traço é feita através de espectrometria de massas com fonte de plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), um sistema de análise química que alia a precisão aos baixos limites de detecção de um espectrômetro de massas, com a tecnologia de fonte de plasma indutivamente acoplado. Esta técnica é capaz de realizar uma avaliação multi-elementar e isotópica em nível de partes por trilhão (ppt). O funcionamento deste sistema pode ser dividido em três etapas fundamentais: 1) introdução da amostra e geração de aerossol; 2) ionização por fonte de plasma de argônio; 3) discriminação de massas e detecção, conforme o esquema simplificado da figura 12.

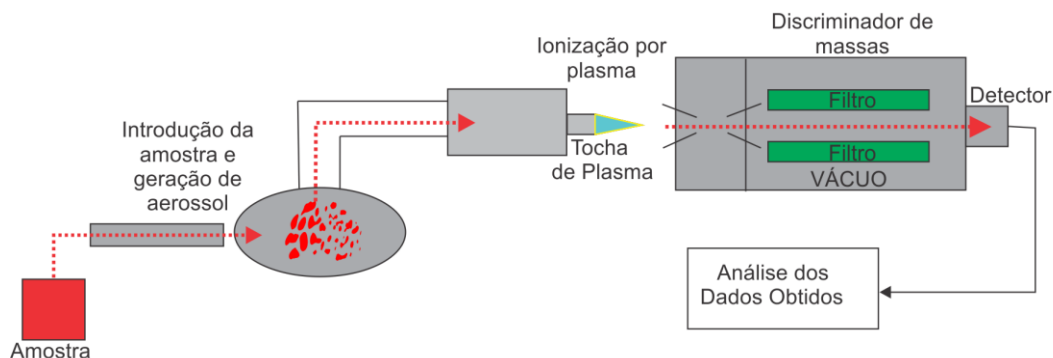


Figura 12. Esquema simplificado do funcionamento de um espectrômetro de massas. (Extraído de Ramos, 2011).

Nesta etapa, foram selecionadas dezessete amostras para análise litogeoquímica de diferentes corpos. As amostras foram fragmentadas em britas com tamanho aproximado de 0,5 a 1 cm com auxílio de prensa hidráulica, e quarteadas. Posteriormente, foram condicionadas em recipientes adequados, em quantias de 50 a 200 g, variando de acordo com a quantidade de amostra necessária para a garantia da representatividade e homogeneidade da mesma (*e.g* características dependentes da granulação da rocha, presença de heterogeneidades). Após isto, as amostras foram encaminhadas ao laboratório *AcmeLab*, no Canadá, para pulverização e análise.

As análises em rocha total dos elementos maiores (óxidos) e vários elementos menores, feitos por *ICP-emission spectrometry* (espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente) e elementos traço por *ICP-MS* (Espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente), correspondem às análises do grupo 4A e 4B, respectivamente, do laboratório *AcmeLab*. Os limites de detecção do método encontram-se na figura 13, e por serem bastante baixos, são apropriados a este tipo de estudo.

O método escolhido é relevante e adequado, pois permite a caracterização das amostras e o estabelecimento de correlações entre as mesmas com base em sua afinidade geoquímica, corroborando e complementando as informações extraídas da petrografia.

Basic Suite	Group 4A Detection Limit	Group 4A Det. Limit	Group 4B Det. Limit		
SiO ₂	0.01 %	Au –	0.5 ppb	Tl	– 0.1 ppm
Al ₂ O ₃	0.01 %	Ag –	0.1 ppm	U	– 0.1 ppm
Fe ₂ O ₃	0.04 %	As –	1 ppm	V	– 8 ppm
CaO	0.01 %	Ba 5 ppm	1 ppm	W	– 0.5 ppm
MgO	0.01 %	Be –	1 ppm	Y	3 ppm 0.1 ppm
Na ₂ O	0.01 %	Bi –	0.1 ppm	Zn	5 ppm* 1 ppm
K ₂ O	0.01 %	Cd –	0.1 ppm	Zr	5 ppm 0.1 ppm
MnO	0.01 %	Co 20 ppm*	0.2 ppm	La	– 0.1 ppm
TiO ₂	0.01 %	Cs –	0.1 ppm	Ce	30 ppm* 0.1 ppm
P ₂ O ₅	0.01 %	Cu 5 ppm*	0.1 ppm	Pr	– 0.02 ppm
Cr ₂ O ₃	0.002 %	Ga –	0.5 ppm	Nd	– 0.3 ppm
Ba	5 ppm	Hf –	0.1 ppm	Sm	– 0.05 ppm
LOI	0.1 %	Hg –	0.1 ppm	Eu	– 0.02 ppm
C*	0.02 %	Mo –	0.1 ppm	Gd	– 0.05 ppm
S*	0.02 %	Nb 5 ppm	0.1 ppm	Tb	– 0.01 ppm
* Group 4X02 has no C or S		Ni 20 ppm	0.1 ppm	Dy	– 0.05 ppm
		Pb –	0.1 ppm	Ho	– 0.02 ppm
		Rb –	0.1 ppm	Er	– 0.03 ppm
		Sb –	0.1 ppm	Tm	– 0.01 ppm
		Sc 1 ppm	–	Yb	– 0.05 ppm
		Se –	0.5 ppm	Lu	– 0.01 ppm
		Sn –	1 ppm		
		Sr 2 ppm	0.5 ppm		
		Ta –	0.1 ppm		
		Th –	0.2 ppm		

Figura 13. Limites de detecção do método para os diferentes elementos analisados

3.4.3 LEVANTAMENTO DAS PRINCIPAIS ESTRUTURAS GEOLÓGICAS COM BASE EM MODELO DIGITAL DO TERRENO (*SRTM*)

O modelo digital do terreno da área de estudo foi obtido através dos dados disponibilizados pela Missão Topográfica *Radar Shuttle* (*SRTM*, em inglês, *Shuttle Radar Topography Mission*, NASA, 2000), com resolução de 90 m. A técnica utilizada para este fim conjuga software interferométrico com radares de abertura sintética (SAR). Os modelos altimétricos estão divididos por zonas de 1° de latitude por 1° de longitude.

A delimitação das principais estruturas perceptíveis através do modelo digital do terreno baseou-se no modelo de Veneziani e Anjos (1982), a partir da demarcação de feições lineares, retilíneas ou levemente curvas com continuidade. Estas servirão para a correlação com as principais estruturas presentes no relevo às dos dados geofísicos, permitindo a análise do padrão geral das estruturas e da sua relação com os corpos estudados.

3.4.4 CONSTRUÇÃO DO MAPA DE PONTOS E MAPA GEOLÓGICO

Esta etapa foi realizada no software *Ilwis 3.4 Open*, após a coleta dos dados em campo, para que se possam relacionar os pontos visitados ao mapa geológico e

aos dados geofísicos. Os parâmetros usados para o georreferenciamento são os mesmos descritos para a base regional de dados.

3.4.5 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A petrografia óptica permite a identificação, descrição e interpretações acerca da assembleia mineralógica constituinte das rochas, bem como a observação das principais texturas e estruturas em micro-escala. Estas informações são a base para a caracterização e classificação petrográfica de uma rocha, fornecendo ainda os dados essenciais para as interpretações petrogenéticas. Isso permite a correlação, ou então o estabelecimento de diferenças entre os corpos, baseado em suas características petrográficas.

Para tal fim, faz-se uso do microscópio petrográfico, o qual é composto por dois sistemas de lentes, um que produz a imagem ampliada do objeto (conjunto de objetivas) e outro, conhecido como sistema de lentes oculares, onde a imagem real é novamente ampliada (figura 14). Quanto ao método de iluminação, utiliza-se o microscópio de luz transmitida, onde a luz atravessa o espécime, quando o mesmo é transparente ou possui fraca absorção de luz (sendo esta a condição da maioria dos minerais formadores de rocha).

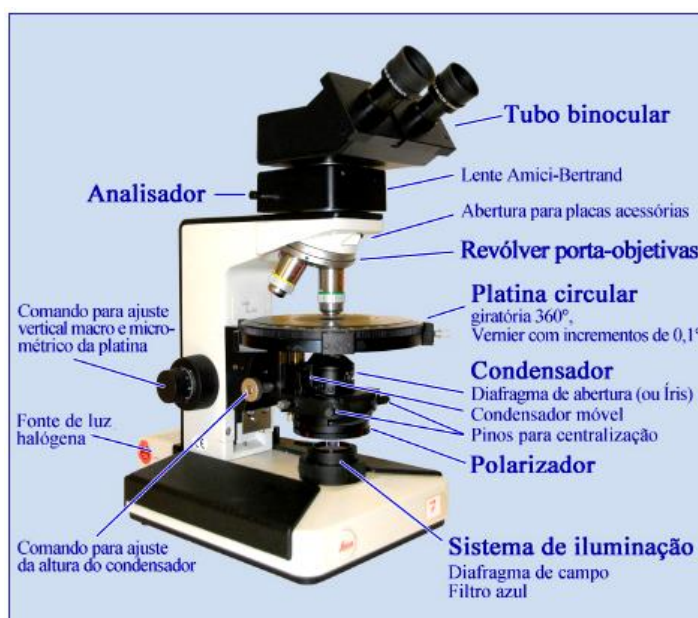


Figura 14. Microscópio petrográfico e seus principais componentes. Extraído de “Guia para microscopia de minerais em lâminas delgadas”.

Neste caso, as observações podem ser feitas tanto em luz plano-polarizada, quando a luz emitida atravessa somente o polarizador inferior, situado logo abaixo

do condensador, ou em luz duplamente polarizada (ou polarizadores cruzados), quando o analisador também está inserido e, portanto a luz precisa atravessar os polarizadores em duas direções (E-W e N-S).

Para a realização desta etapa, foi utilizado um microscópio petrográfico modelo *LeicaDMLP*, com objetivas de 2,5x, 5x, 10x, 20x e 50x de aumento, equipado com câmera *LeicaDC300F*. As fotomicrografias da área de toda a lâmina foram produzidas com o auxílio de uma lupa binocular equipada com sistema de luz polarizada, modelo *Leica MZI25*, em aumento de 1,6x, com câmera digital acoplada, modelo *Canon PowerShot S50*, ilustrados na figura 15.



Figura 15. (a) Microscópio petrográfico *LeicaDMLP*; (b) lupa binocular *Leica MZI25*.

Posteriormente à aquisição das fotomicrografias das 24 lâminas, realizou-se a contagem de pontos com o auxílio do software *Photoshop CS5*, através da ferramenta “*Analysis → count tool*”. Neste, cria-se uma malha, com espaçamento controlado de acordo com a granulação da rocha, e sempre que há a intersecção de duas linhas na malha um ponto é contado. Para a contagem deste ponto, criam-se classes. Por exemplo, uma classe denominada “plagioclásio”, e então se contam - através de cliques - todos os plagioclásios que estão nas intersecções, com esta classe selecionada. A partir disso, criam-se sucessivas classes para a contagem dos outros minerais (ver figura 16).

Para a quantificação modal das lâminas, definiu-se uma malha com

espaçamento regular de 1 mm, o que resultou numa média de 970 pontos por amostra.

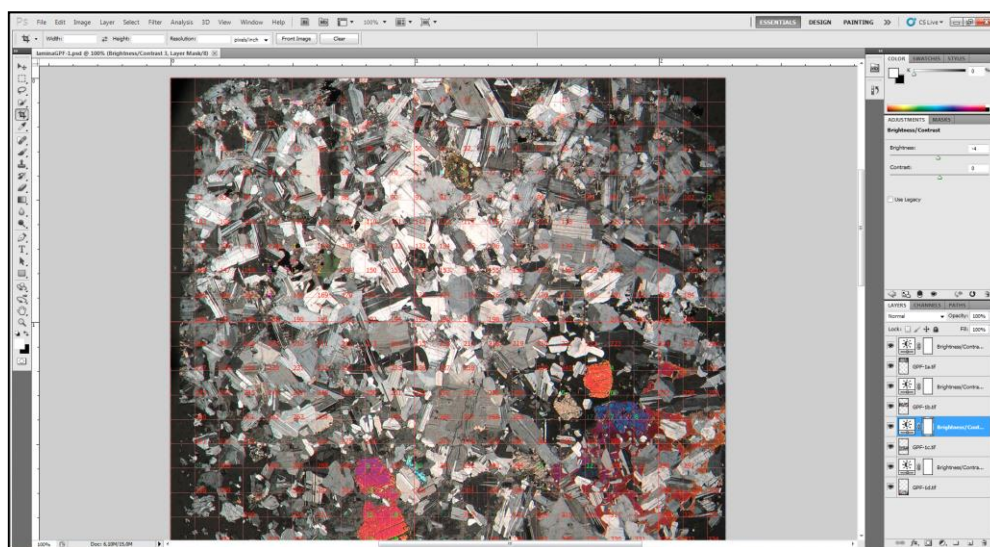


Figura 16. Ambiente de trabalho no software *Photoshop CS5*, onde se vê a fotomicrografia de uma lâmina, juntamente à malha definida para a contagem dos pontos.

3.4.6 MICROANÁLISE

Esta etapa divide-se basicamente em duas técnicas diferentes, compreendendo o imageamento em *BSE* (elétrons retro-espalhados), análise química pontual e mapeamento composicional por *EDS* (*Energy Dispersive Spectrometry*) em Microscópio Eletrônico de Varredura; e a análise química quantitativa por *WDS* (*Wavelength Dispersive Spectrometry*) por microsonda eletrônica, em minerais de interesse.

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento bastante utilizado em geologia, principalmente para o imageamento de minerais em lâminas petrográficas e para a observação de texturas e microestruturas. Além disso, é possível realizar-se análises químicas semi-quantitativas pontuais, em perfis, ou até mesmo através de mapeamento composicional por *EDS* em áreas predefinidas.

O funcionamento deste equipamento consiste, de forma simplificada, na emissão de um feixe de elétrons, no canhão de elétrons, através de um filamento de tungstênio (figura 17). Devido à diferença de potencial (que pode variar de 0,3 a 30 kV) ocorre a variação de aceleração dos elétrons provocando o aquecimento do filamento de tungstênio.

Após isto, o feixe eletrônico é produzido e demagnificado por lentes

eletromagnéticas, para que seja produzido um feixe focado e com pequeno diâmetro em determinada região do material. Este processo irá gerar, por fim, uma imagem virtual da amostra em análise. A interação entre o feixe eletrônico e a amostra gera diferentes tipos de sinais, de acordo com o grau de interação do mesmo com a amostra (*e.g.* elétrons secundários, elétrons retro-espalhados, raios-X, *bremstrahlung*).

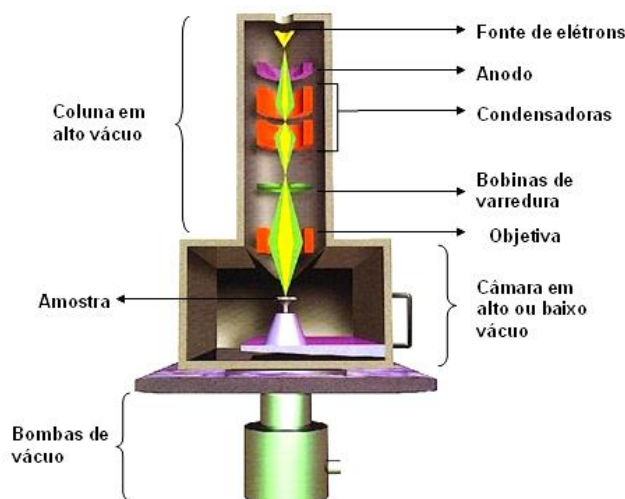


Figura 17. Esquema simplificado de funcionamento de um MEV. Extraído de <http://fap01.if.usp.br/~lff/mev.html>, em 25/05/15.

O imageamento por elétrons retro-espalhados (*BSE*), que possuem energia mais alta que os elétrons secundários (*SE*) é uma ferramenta bastante útil, pois demonstra o contraste de composição química entre diferentes materiais, em diferentes escalas de cinza, em uma imagem virtual. Quanto maior o número atômico (*Z*) do espécime em questão, mais clara será a imagem, pelo fato de que uma maior quantidade de elétrons é refletida. Por outro lado, quanto menor o número atômico, mais escura será a imagem.

Além desta ferramenta, para uma melhor caracterização química semi-quantitativa da amostra, podem-se realizar análises de Espectrometria por Dispersão em Energia (*EDS*), a qual consiste na identificação dos raios-X característicos emitidos pela amostra, quando esta interage com o feixe eletrônico. Após a sua geração, estes são analisados por um detector instalado na câmara de vácuo do MEV, o qual traduz a energia captada em informação, identificando os elementos químicos presentes no local atingido pelo feixe.

O equipamento utilizado para tais análises foi o MEV da marca *JEOL*,

modelo *JSM-6610LV* (figura 18), equipado com detector *EDS* marca *Bruker*, modelo *Nano X Flash Detector 5030 (133ev)*, do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI), do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica - CPGq-IGEO-UFRGS.



Figura 18. Microscópio Eletrônico de Varredura do Laboratório de Geologia Isotópica.

Para análises por *EDS* em condições ideais de trabalho (limpeza, polimento, seleção do ponto de análise, metalização, especificações técnicas corretas) consegue-se trabalhar com erros abaixo de 1 %. Em análises sem padrão (*standardless*) a técnica mostra-se confiável com erros em torno de 3 a 5 %. Esta é relevante para a observação das texturas e microestruturas, bem como para a realização de análises pontuais e mapeamento composicional.

A análise por Microsonda Eletrônica permite, por outro lado, a análise química quantitativa de um espécime sólido através da análise de raios-X, quando da interação com um feixe de elétrons, porém utilizando-se a técnica *WDS (Wavelength Dispersive Spectrometry)*. A diferença deste para o detector *EDS* é de que na técnica por *WDS* os raios-X são identificados de acordo com o seu comprimento de onda característico, o que fornece alta resolução espectral e maior precisão na análise.

A análise quantitativa apresenta precisão para concentrações em torno de 100 ppm, além de maior acurácia na identificação de elementos traço e capacidade maior na detecção de alguns elementos em relação ao *EDS*. Os erros geralmente ficam abaixo de 0,1 %. Os cuidados necessários para assegurar a qualidade da análise são o polimento de ótima qualidade e a limpeza adequada do espécime.

Esta técnica permite a realização de análises composicionais quantitativas para caracterização mineral, como por exemplo, para determinar-se com precisão o teor de An em plagioclásios, e a composição para classificação de piroxênios e anfibólios, entre outros.

O equipamento utilizado para a caracterização de alguns minerais de interesse foi a Microsonda Eletrônica *Cameca SXFive* do Laboratório de Microsonda Eletrônica do CPGq-IGEO-UFRGS (figura 19).



Figura 19. Microsonda Eletrônica do Laboratório de Microsonda Eletrônica – CPGq-IGEO-UFRGS.

3.4.7 ANÁLISE DOS DADOS GEOQUÍMICOS

Para interpretação dos dados geoquímicos, a fim de facilitar a visualização e compreensão da distribuição e dos potenciais padrões apresentados pelas amostras analisadas, construíram-se diagramas binários e multi-elementares, tanto de elementos maiores quanto de elementos-traço, além do uso de diagramas tradicionais para classificação de séries magmáticas.

3.5 ETAPA DE INTERPRETAÇÃO E APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Esta etapa envolveu a análise integrada de todos os resultados obtidos a partir de cada técnica adotada para a abordagem do problema, com a posterior confecção de figuras, tabelas, quadros e diagramas, culminando na elaboração da monografia.

4 RESULTADOS

4.1 ESTRUTURAS GEOLÓGICAS REGIONAIS

A interpretação dos principais lineamentos regionais, com base em modelo digital do terreno (*SRTM*), permitiu identificar dois padrões dominantes, de direções NE-SW e NW-SE (figura 20).

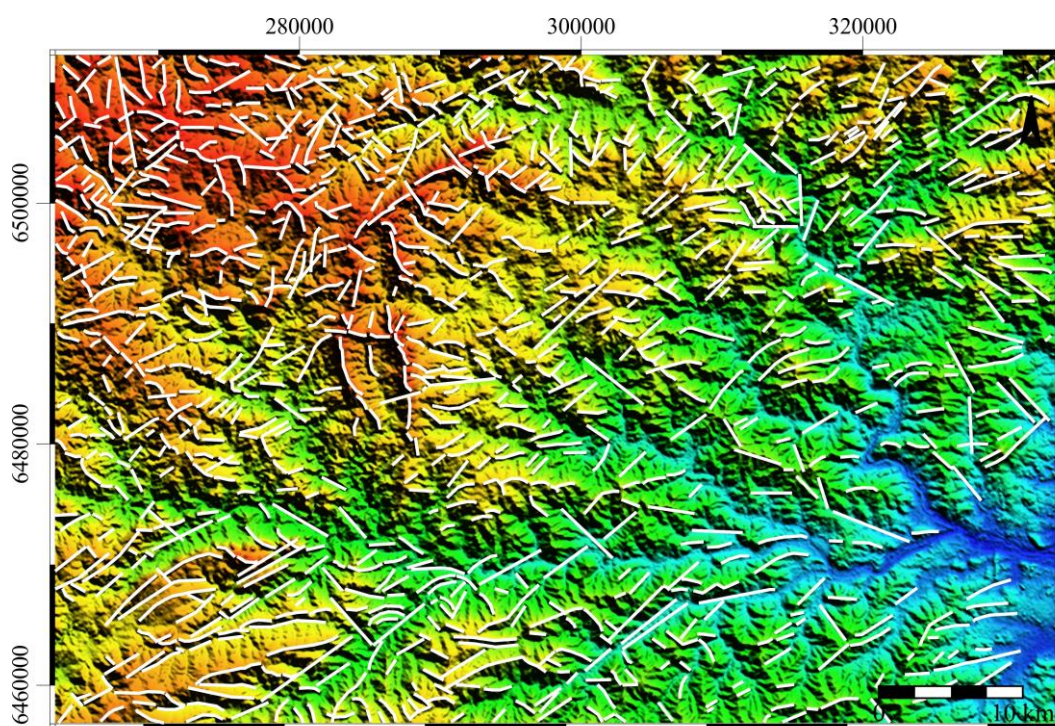


Figura 20. Modelo digital do terreno (*SRTM*) da área de estudo, com traçado das principais estruturas geológicas regionais.

Ambos os padrões apresentaram comprimentos tipicamente entre 1 e 9 km. Os lineamentos NE-SW são os mais evidentes, com um número de 651 segmentos demarcados, enquanto os lineamentos NW-SE compreenderam o traçado de 375 segmentos.

Os diagramas de rosetas foram construídos levando-se em consideração a orientação das estruturas em relação ao número de segmentos marcados, demonstrando assim a orientação da população dominante das estruturas, ilustrados na figura 21.

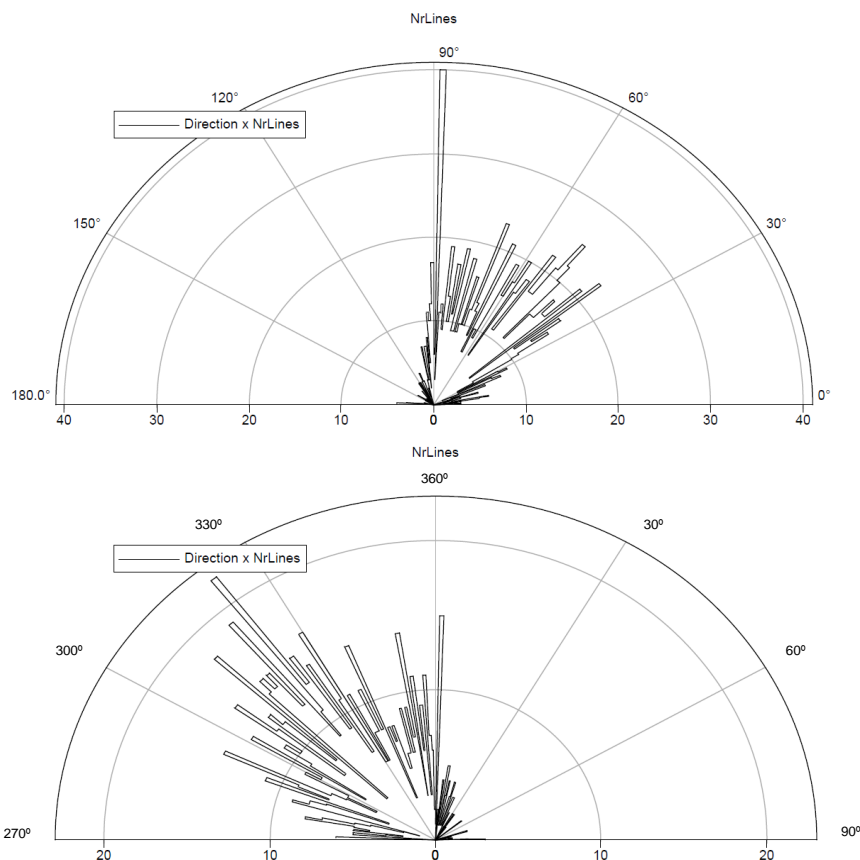


Figura 21. Diagrama de rosetas de direção *versus* número de lineamentos. (a) Representação do padrão NE-SW dos lineamentos, com componente E-W subordinada; (b) padrão NW-SE dos lineamentos.

Estes padrões já eram esperados, visto que estão em conformidade com a estruturação principal do escudo. Os lineamentos NE-SW e E-W subordinados, refletem a estruturação dominante imposta durante o ciclo Brasileiro. Estes são representados predominantemente por extensas zonas transcorrentes de alto ângulo, que por vezes controlam o posicionamento de granitoides sin-tectônicos.

As estruturas NW-SE são representadas no escudo Sul-Rio-Grandense principalmente pelo Lineamento de Ibaré. Como a área de estudo caracteriza-se por apresentar idades mais jovens em relação à estruturação do mesmo, estas podem estar relacionadas à reativações posteriores deste sistema.

4.2 ASSINATURAS GEOFÍSICAS

Os dados aerogeofísicos analisados foram fundamentais, durante a etapa de campo, para auxiliar na localização de algumas ocorrências, as quais demonstravam discrepâncias entre o seu posicionamento geográfico de acordo com os limites dos corpos mapeados por CPRM (2000), quando comparados às suas assinaturas geofísicas.

Num segundo momento, os dados foram explorados com a finalidade de se analisar os limites e o posicionamento espacial das ocorrências, bem como da identificação de estruturas possivelmente relacionadas à colocação dos corpos e natureza das fontes (rasas ou profundas).

As duas imagens apresentadas a seguir são dados de gamaespectrometria equivalentes à área de trabalho, correspondendo aos dados de contagem total (figura 22) e o canal do equivalente em tório (figura 23). Nestas observa-se claramente quatro domínios regionais principais (numerados de I a IV), com dois padrões gamaespectrométricos distintos, delimitados pelas linhas tracejadas.

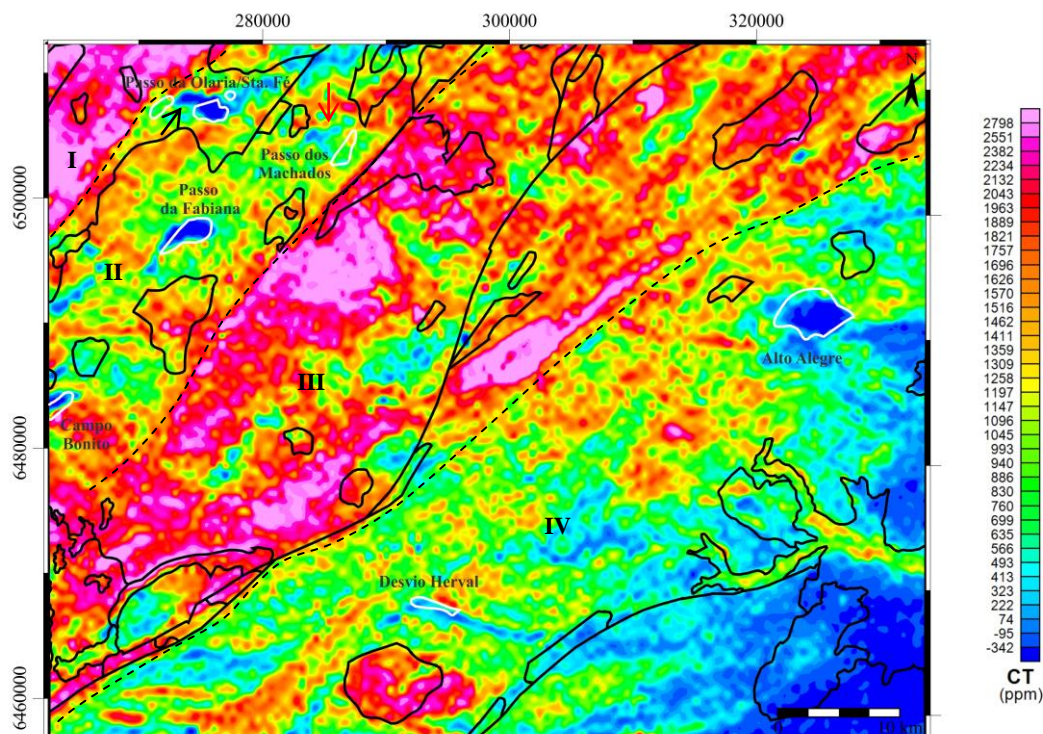


Figura 22. Mapa gamaespectrométrico de contagem total exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000). Linhas tracejadas delimitam os domínios.

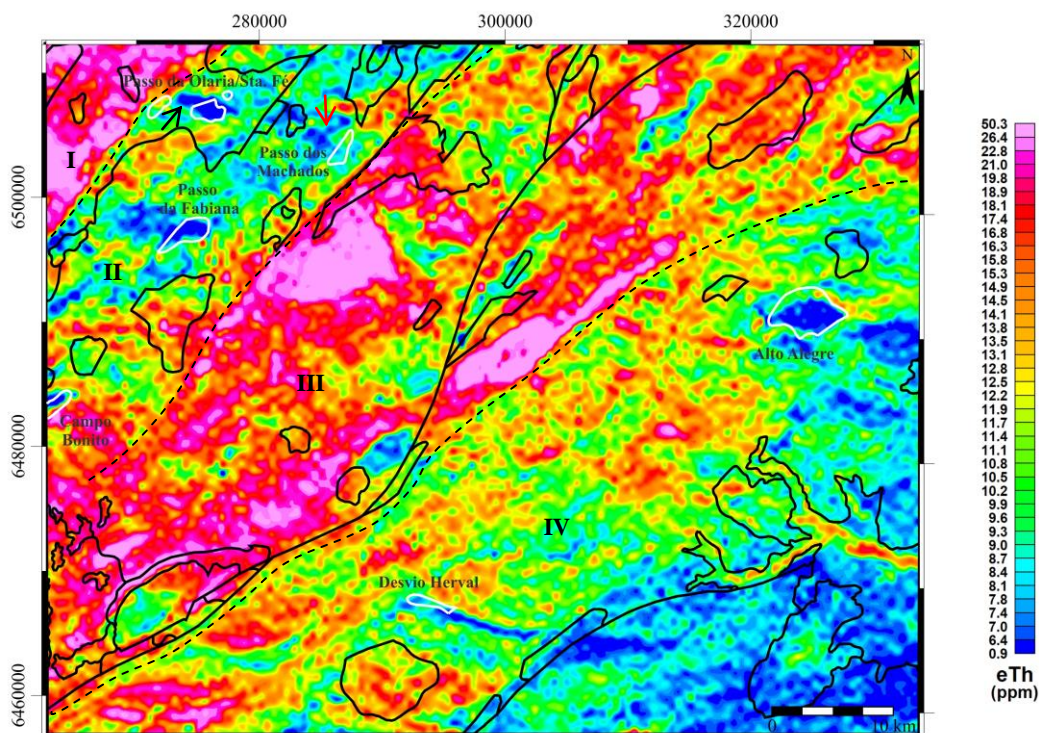


Figura 23. Mapa gamaespectrométrico do canal do eTh exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000). Linhas tracejadas delimitam os domínios.

Estes domínios são o reflexo do comportamento geral evidenciado pelos granitoides dominantes na região, controlados por estruturas de orientação NE-SW (demarcadas pelo tracejado).

Os domínios I e III apresentam valores moderados a altos tanto em contagem total como no eTh, enquanto os domínios II e IV são representados por valores moderados a baixos. Estes, de forma geral, não apresentam boa correlação com os limites das litologias definidos pelo mapeamento regional em CPRM (2000), mesmo se tomarmos por base as duas litologias dominantes na região, a SGDF e o CGGPM.

Observa-se que a ocorrência das rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (contorno em branco) está restrita aos domínios com padrões radiométricos mais baixos (II e IV). Estas se caracterizam por valores radiométricos baixos (em tons de azul), contrastantes com as assinaturas dos granitoides encaixantes, os quais apresentam valores radiométricos mais elevados.

As ocorrências do Passo da Fabiana, Campo Bonito, Alto Alegre e Desvio Herval são caracterizadas pelos valores de contagem total baixos a negativos,

correspondendo, de uma forma geral, aos limites mapeados. A última ocorrência citada sugere continuidade para SE. Este aspecto será discutido adiante, na interpretação dos dados magnetométricos.

Em relação às três ocorrências situadas ao norte da área, no Passo da Olaria/Santa Fé (contorno em branco), observa-se que a do extremo W não apresenta os baixos valores característicos das outras ocorrências, ao passo que o corpo central apresenta significativo prolongamento neste sentido (figura 22 e 23, indicado pela seta preta). Aliado ao dado de campo, em que a ocorrência a W não foi localizada nos limites mapeados, sugere-se que na verdade este corpo possa corresponder apenas ao prolongamento da ocorrência central, no sentido W.

Por fim, em relação à ocorrência do Passo dos Machados, observa-se que esta também não se caracteriza pelos baixos valores nos limites onde está mapeada, mas que estes estão presentes ligeiramente a W (figura 22, indicado pela seta vermelha), ainda que sejam mais sutis em relação às outras ocorrências. A identificação desta feição foi essencial inclusive na localização do corpo em campo.

A análise dos dados de eTh (figura 23) mostra que o contraste entre as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas e os granitoides encaixantes é melhor evidenciado. Estas demonstram valores radiométricos tipicamente baixos, por vezes com padrões ainda menores em relação ao dado de contagem total, fazendo com que fiquem melhor ressaltadas.

Este é o caso da ocorrência do Passo dos Machados, a qual aparece com maior realce na porção a W do corpo mapeado, confirmando o dado observado na contagem total (figura 23, seta vermelha).

Em relação à magnetometria, serão avaliados a seguir os dados do campo magnético anômalo, amplitude do sinal analítico (continuado para 1000 m), primeira derivada vertical (continuado para 1000 m) e a segunda derivada vertical (continuado para 500 m), bem como as interpretações acerca dos mesmos.

Os valores de susceptibilidade magnética medidos em campo para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas variaram em torno de 0,44 a $9,41 \cdot 10^{-3}$ SI *units*, o que condiz com os valores típicos de susceptibilidade para rochas gabroicas, conforme pode ser observado na figura 24.

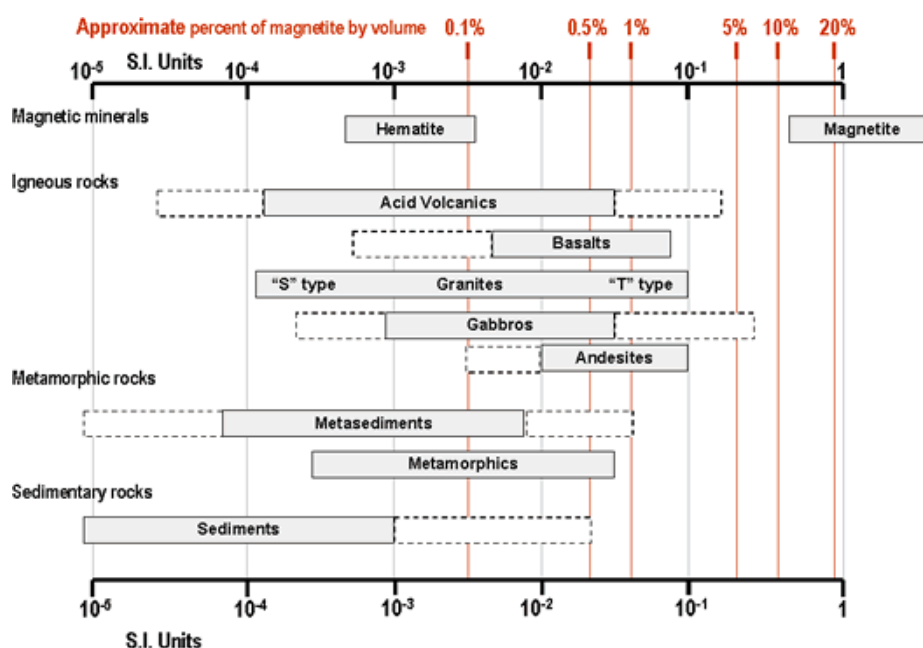


Figura 24. Valores típicos de susceptibilidade magnética para os principais tipos ou associações de rochas. Extraído e adaptado de Clark e Emerson (1991).

No que diz respeito aos dados do campo magnético anômalo reduzido ao polo (figura 25), observa-se que estes também apresentam dois domínios regionais, condicionados pelos granitoides da SGDF e CGGPM.

Na porção leste da área, onde o CGGPM constitui a litologia dominante, observa-se um padrão magnetométrico geral composto por valores baixos a moderados. Neste, sobressaem-se lineamentos magnéticos de direções E-W a ENE-WSW, com contornos mais finos e irregulares, os quais são claramente interrompidos por lineamentos extensos e bem marcados de direção NE-SW.

Já na porção oeste, onde os granitoides da SGDF são dominantes, o padrão apresentado constitui-se predominantemente por amplos altos magnéticos, controlados por estruturas de orientação geral NE-SW. Estes altos padrões podem ser originados pela possível presença de corpos máficos em subsuperfície, ou então associados a alguma outra característica distinta relacionada à natureza dos granitos.

As rochas intrusivas básicas-ultrabásicas caracterizam-se sempre como altos magnéticos relativos em todos os dados magnetométricos, exceto na ocorrência situada a W, no Passo da Olaria/Santa Fé (figura 25, indicado pela seta preta). Isto corrobora os dados de campo, onde a ocorrência não foi localizada, e os dados apresentados na gamaespectrometria, onde esta não apresenta os baixos valores

característicos.

A pronunciada anomalia magnética dipolar, com comprimento de onda de aproximadamente 4 km, situada sob a ocorrência do Alto Alegre, indica a natureza relativamente profunda do corpo. A ocorrência do Desvio Herval, de orientação WNW-ESE, também se caracteriza por um expressivo alto magnético em relação aos granitoides, o qual é realçado devido ao padrão mais baixo apresentado pelas rochas encaixantes.

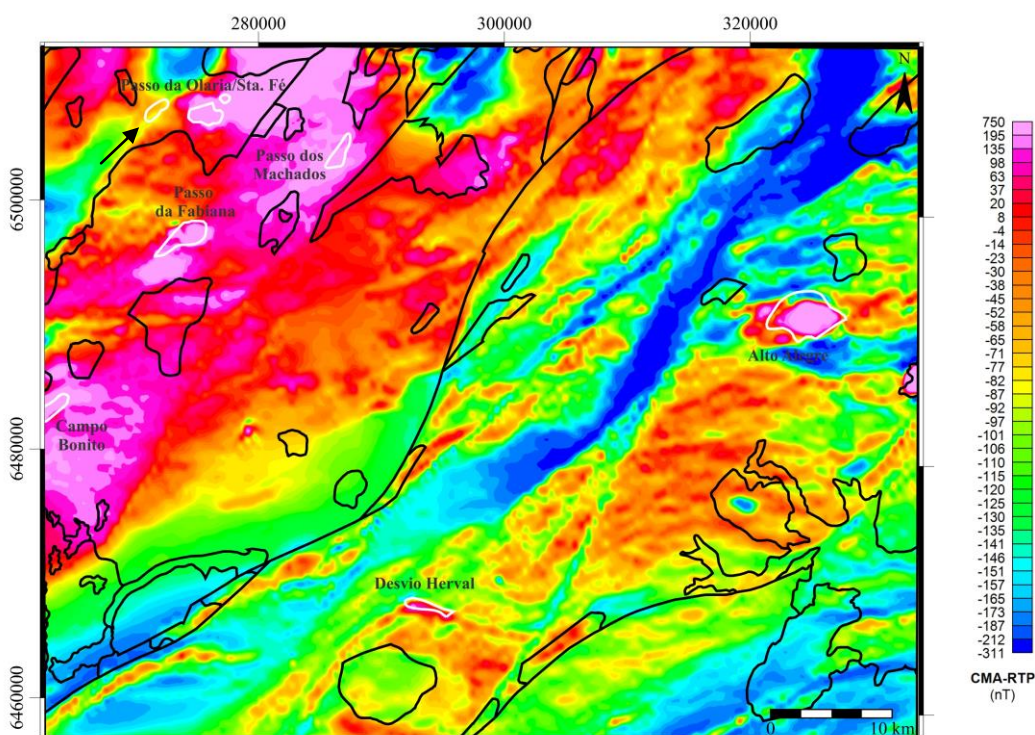


Figura 25. Mapa magnetométrico do campo magnético anômalo, exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000).

A amplitude do sinal analítico, reduzida ao polo e continuada para 1000 m (figura 26), fornece a assinatura da anomalia magnética sobre a fonte causadora. O filtro de continuação para cima remove os sinais de pequeno comprimento de onda, salientando as fontes e estruturas mais profundas.

Nesta, salienta-se novamente as diferentes assinaturas magnéticas para os dois domínios dos granitoides encaixantes, como anteriormente citado. Estes possuem padrões mais elevados a oeste, onde a SGDF é dominante, e mais baixos a leste (CGGPM). Contudo, em ambos os casos, as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas correspondem a anomalias significativas, evidenciando a sua

continuidade em profundidade.

Este caráter é ressaltado nas ocorrências da porção leste (Alto Alegre e Desvio Herval), face a menor assinatura magnética das encaixantes. Observa-se ainda uma área a SE do Alto Alegre (figura 26, seta vermelha), a qual também se caracteriza por altos magnéticos em todos os mapas magnetométricos, mas é melhor evidenciada neste dado. Esta possivelmente pode corresponder a outro corpo de natureza básica, recoberto pelos sedimentos recentes aflorantes na área.

Na porção oeste, observa-se uma melhor correspondência entre as anomalias positivas e as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas, exceto para a ocorrência a W no Passo da Olaria/Santa Fé (figura 26, indicado pela seta preta). Isto corrobora o que foi observado nos mapas anteriores, e demonstra que esta não possui expressividade nem mesmo em profundidade.

Para as outras ocorrências desta porção (Passo dos Machados, Passo da Fabiana, Campo Bonito e as outras duas do Passo da Olaria/Santa Fé), observa-se que estão bem marcadas, o que sugere a continuidade e ampliação dos corpos em profundidade.

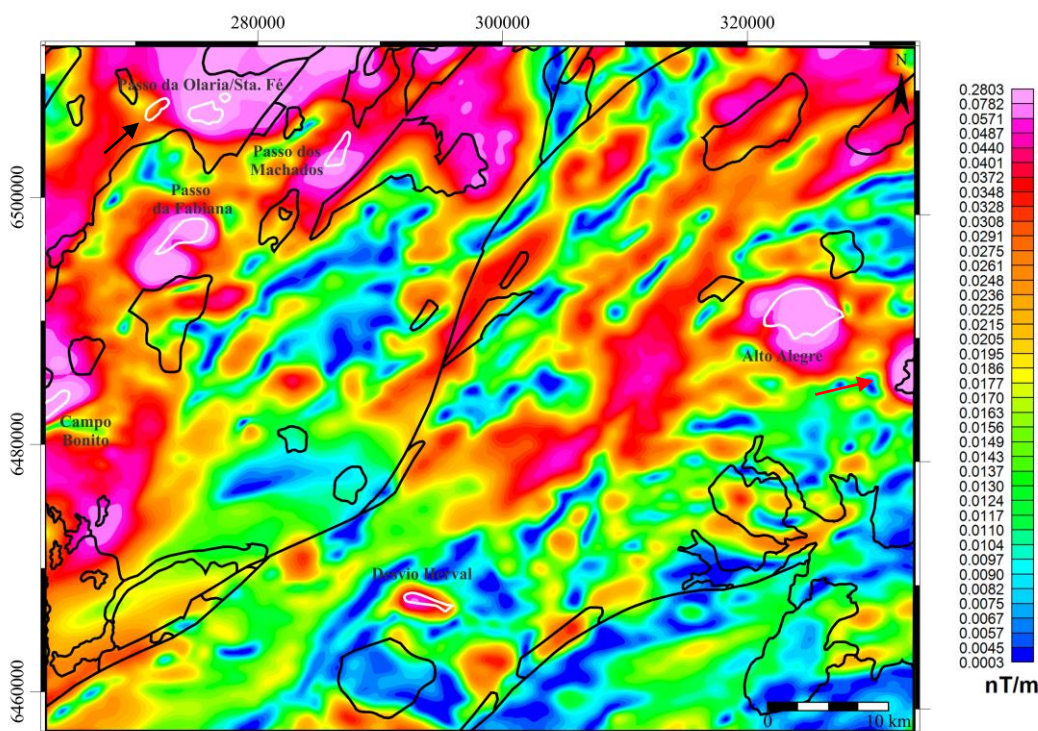


Figura 26. Mapa magnetométrico da amplitude do sinal analítico, reduzido ao polo e continuado para 1000 m, exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000).

A natureza profunda das fontes geradoras dos altos magnéticos também é confirmada no dado correspondente à primeira derivada vertical, reduzida ao polo e continuada para 1000 m (figura 27), observando-se a correspondência dos altos com os limites dos corpos. Tanto a primeira quanto a segunda derivada vertical realçam os sinais de pequeno comprimento de onda, e são bastante utilizadas para delimitação de contatos geológicos e lineamentos tectônicos.

Na porção leste, as ocorrências do Alto Alegre e Desvio Herval correspondem aos maiores altos magnéticos relativos da área. O Alto Alegre parece estar posicionado ao longo de estruturas ENE-WSW, enquanto o Desvio Herval segundo direções WSW-ESE, interseccionados com lineamentos NE-SW.

No oeste da área, as ocorrências do Passo da Fabiana, Campo Bonito e Passo da Olaria/Santa Fé, aparentam estar posicionadas próximas ou na intersecção de estruturas ENE-WSW e NE-SW, enquanto a do Passo dos Machados dispõe-se segundo orientação NE-SW (ver traçado das principais estruturas relacionadas às rochas intrusivas básicas-ultrabásicas em tracejado preto, figura 27).

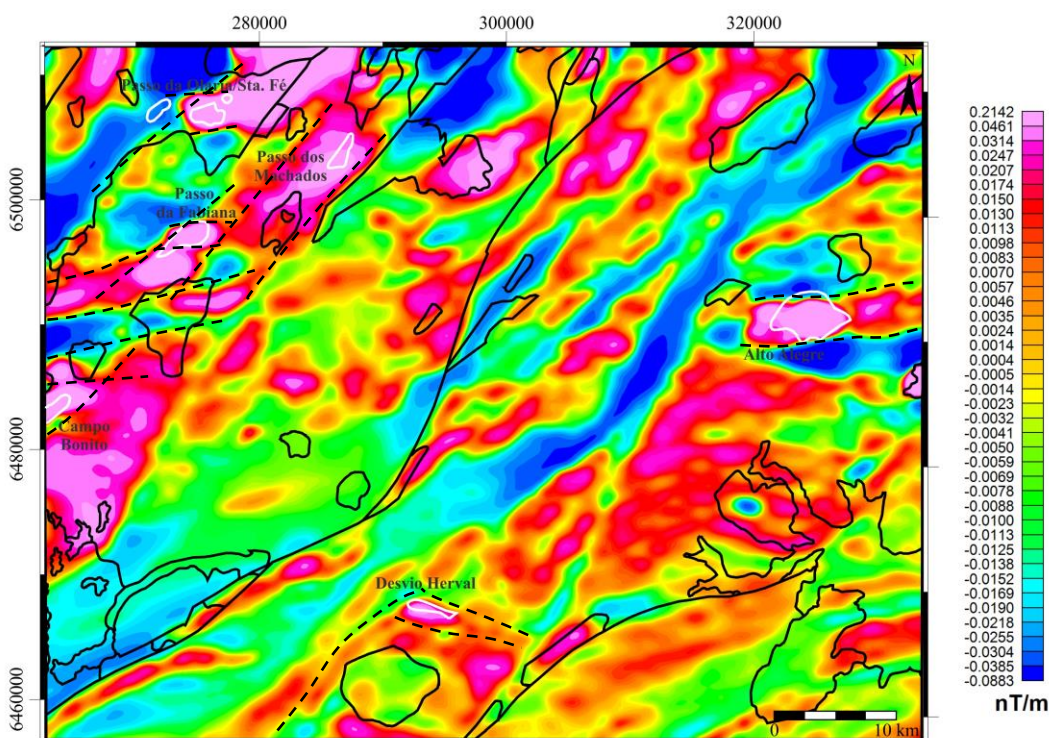


Figura 27. Mapa magnetométrico da primeira derivada vertical, reduzida ao polo e continuada para 1000 m, exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000).

Por fim, no mapa da segunda derivada vertical, reduzida ao polo e continuada para 500 m (figura 28), dado que realça o detalhe das estruturas magnéticas (orientação e contorno), observa-se uma melhor correspondência entre os altos magnéticos, os corpos de rochas intrusivas básicas-ultrabásicas e as estruturas regionais. Para a ocorrência do Desvio Herval, foi possível identificar-se ainda a presença de outras estruturas concordantes às descritas no mapa anterior (ver traçado das estruturas em tracejado preto).

Cabe destacar ainda que a estruturação dominante NE-SW e NW-SE, com componente subordinada E-W dos alinhamentos magnéticos em escala regional, confirma os dados superficiais levantados a partir da análise do modelo digital do terreno (*SRTM*).

Observa-se a presença de estruturas com geometria sigmoidal na porção leste da área de estudo, a sul da ocorrência do Alto alegre, balizadas por estruturas NE-SW, e estruturas internas a estas com direção E-W a ENE-WSW. Estas podem corresponder à estruturação das zonas de cisalhamento transcorrentes, comuns no Domínio Leste do CDF.

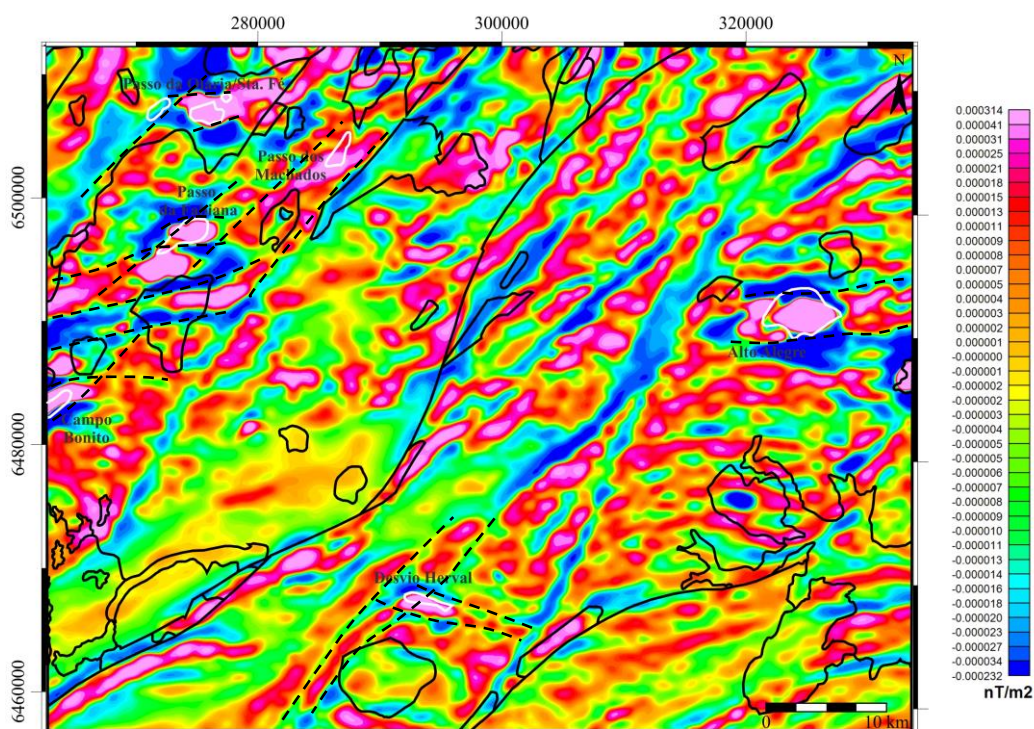


Figura 28. Mapa magnetométrico da segunda derivada vertical, reduzida ao polo e continuada para 500 m, exibindo o contorno das litologias em preto. Contorno em branco para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas (delimitação das litologias segundo CPRM, 2000).

4.3 MAPA GEOLÓGICO REGIONAL E PONTOS DE AMOSTRAGEM

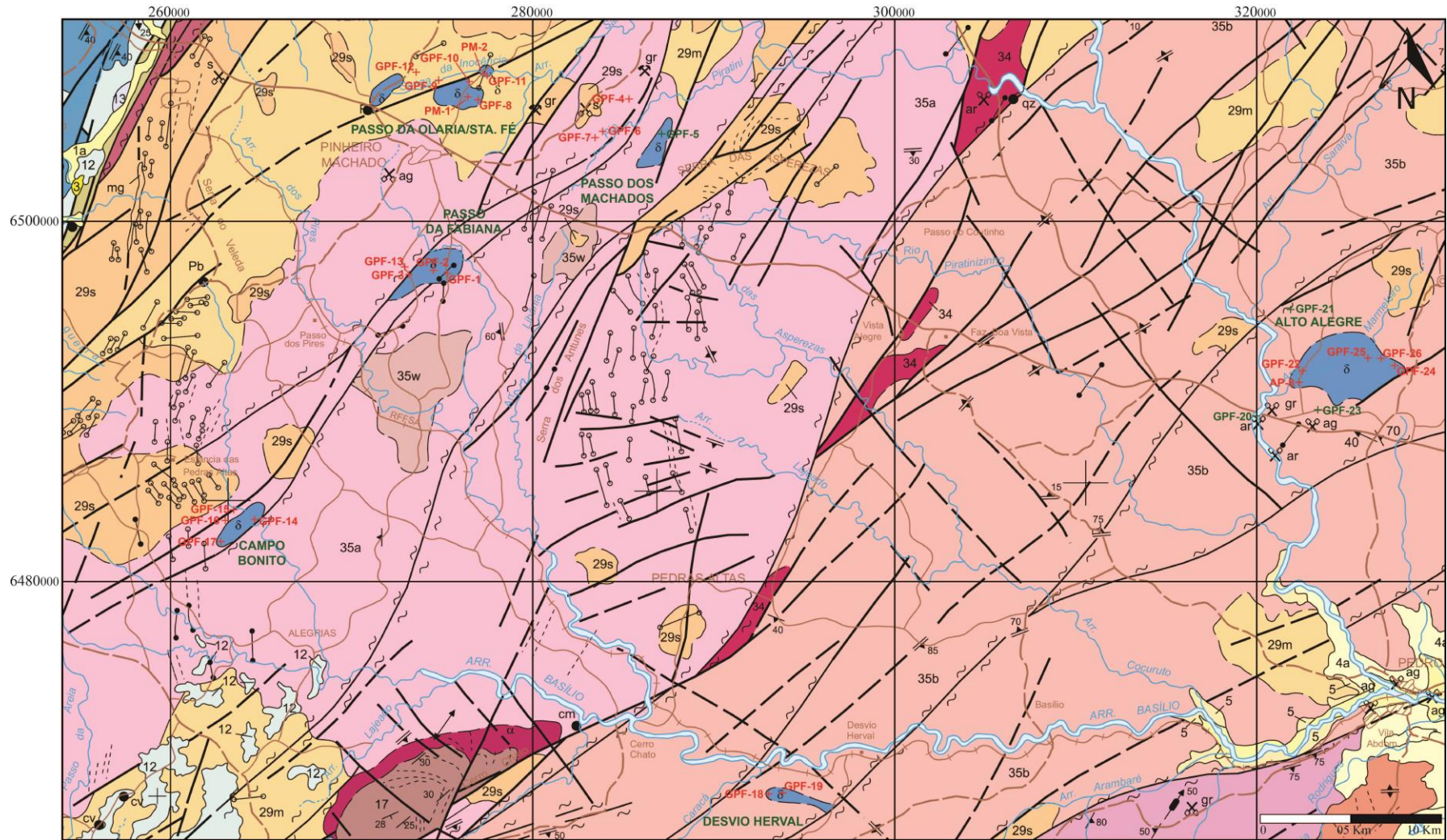
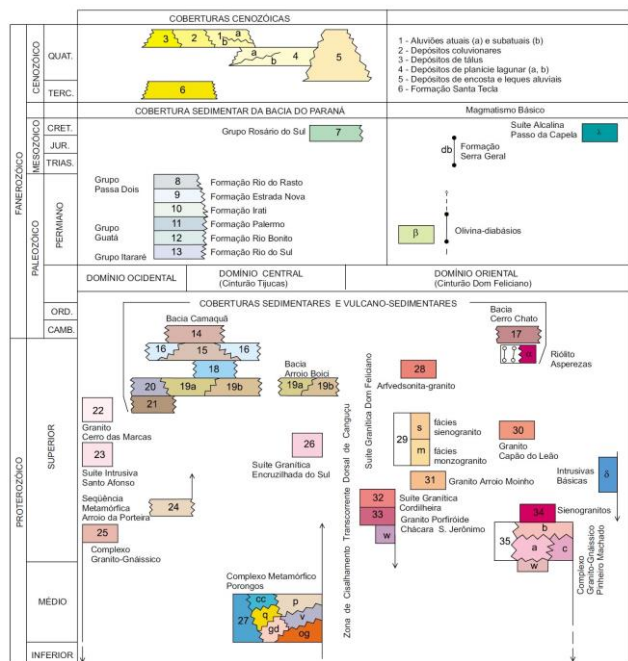


Figura 29. Mapa geológico regional. Pontos de amostragem nas rochas intrusivas básicas-ultrabásicas em vermelho. Pontos de controle nas encaixantes em verde. (Extraído e modificado de CPRM, 2000).



- 1** Depósitos aluvionares atuais (1a) e subatuais (1b); areias e cascalhos imaturos, mal classificados, ao longo das calhas dos cursos d'água; areias finas, siltes e argilas orgânicas nas planícies aluviais.
- 3** Depósitos de tálus.
- 4** Depósitos de planície lagunar, representados por seqüência mista compreendendo areias finas e médias, mal classificados, imaturos; depósitos silte-argilosos e intercalações de argilas plásticas, formadas a montante da primeira (4a) e segunda (4b) linhas de costa desenvolvidas no Quaternário.
- 5** Depósitos continentais de encosta e leques aluviais, constituídos por arenitos arcósios, conglomerados e arenitos conglomeráticos fracamente consolidados, com cores amareladas, acinzentadas e avermelhadas nas fácies laterizadas.
- 12** Formação Rio Bonito - arenitos médios a grossos, cinza-claros, arcósios, localmente conglomeráticos, com acamadamento normal e estratos cruzados de médio a grande porte, que gradam superiormente para arenitos finos com ocorrências subordinadas de pelitos cinza-esverdeados, carbonosos; siltes de cores cinza a preto, carbonosos, com interlaminações de arenitos com wavy e linsen e de leitos e camadas de carvão. Arenitos quartzosos, finos a médios, cinza-claros a esbranquiçados, silicificados, com gradação normal e estratificação cruzada de médio a grande porte, sobrepostos ao pacote carbonoso.
- 13** Grupo Itararé
Formação Rio do Sul - orto e paraconglomerados de seixos e grânulos, mal selecionados, com matriz silte, arenosa fina e argilosa, do tipo diamictito; arenitos finos esbranquiçados de aspecto porcelânico e, subordinadamente, ritmicos várvidos com laminação plano-paralela ou cruzada, por vezes com seixos pingados.
- 17** Ortoconglomerados compostos por grânulos e seixos de riólitos, quartzo, feldspatos, granitóides e intraclastos de pelitos, associados a arcóseos grossos a muito grossos, cinza-esverdeados a cinza-claro e a pelitos bordó a castanho (Bacia Cerro Chato).
Riólito Asperezas - enxame de diques leucocráticos de cor avermelhada, composição riolítica a riodacítica, textura porfírica, com fenocristais de feldspato e quartzo em matriz afanítica a fanerítica muito fina. Riólitos pórifros subvulcânicos () na região de Cerro Chato.
- 19a** Formação Arroio dos Nobres.
Membro Vargas - ortoconglomerados polimíticos, róseos a acinzentados, com seixos de quartzo, xistos, quartzitos e de granitóides; arenitos arcósios médios a grossos, conglomeráticos ou não, em camadas lenticulares com acamadamento gradacional normal e estratificação cruzada acanalada, subordinadamente camadas sigmoidais ou tabulares.
- 29s** Fácies sienogranito-stocks alongados NE-SW de sienogranitos róseo-avermelhados, equigranulares médios a grossos, localmente porfíricos, compostos predominantemente por feldspato alcalino (ortoclásio e microcline micropertítico), quartzo, plagioclásio e biotita subordinada.
- 29m** Fácies monzogranito-monzogranitos cinza-claros a levemente avermelhados, inequigranulares, normalmente porfíricos com a presença de fenocristais de feldspatos alcalinos imersos em uma matriz média a grossa. Localizadamente, englobam xenólitos mesocráticos de granodioritos e tonalitos de grão médio a fino, normalmente com limites difusos.
- 30** Granito Capão do Leão - sieno a monzogranitos róseos, de granulação média a grossa, ocasionalmente porfíricos, praticamente isentos de máficos e contendo granada do tipo almandina como varietal.

- δ** Intrusivas Básicas - corpos com áreas expostas de 6 a 30km² de gabros com níveis estratiformes de anortositos, homblenda gabros e troctólitos, com mineralogia fortemente toleítica (Gabros Passo da Fabiana) e de granitóides composicionalmente diversificados desde dioritos a monzogranitos, com mineralogia calcialcalina (Diorito Capim Branco).
- 33w** Granito Porfíroide Chácara São Jerônimo - leucogranito cinza, variando em composição de sieno a granodiorito, textura granolepidoblástica grosseira, porfíroide, apresentando uma fábrica magmática e deformacional (estado semi-sólido) nas fácies xistos-verdes superior, marcada pelo alinhamento de megacristais (até 8cm) fenoclasticos de K-feldspato, acompanhados de estruturas lineares desenvolvidas pelo quartzo, biotita, anfíbólio e turmalina. São comuns enclaves gnáissicos (33w) com mineralogia predominantemente peraluminosa.
- 34** Sienogranitos - ortognaisses leucocráticos cinza, composição sienogranítica textura porfiroclástica dominante, intrusivos ao longo de extensas zonas de cisalhamento e representando as deformações finais do evento Pinheiro Machado.
- 27** Complexo Metamórfico Porongos (indiviso) - seqüência supracrustal pelito carbonática com vulcanismo subordinado e injeções e imbricações tectônicas de rochas graníticas (ortognaisses). Deformação em regime tangencial e metamorfismo da fácies xisto-verde inferior a anfíbólio. Retrabalhamento em regime transcorte com ampla milonitização. cc - unidade calcissilicática constituída por lentes de mármore e rochas pelito-carbonáticas, associadas a xistos pelíticos e quartzitos; p - unidade pelítica, representada por uma associação de metapelitos onde predominam filitos, biotita-muscovita-granada xistos e quartzitos, estando presentes de forma subordinada rochas calcissilicáticas; q - níveis de quartzitos puros e muscovita quartzitos que conformam a estruturação regional do complexo; v - metandestitos e metadacitos compactos associados a rochas vulcanodásticas (metatufos e metatufos a pó), com rochas epiclásticas subordinadas; metamorfismo da fácies xisto-verde superior; gd-ortognaisses granodioríticos representados por rochas tonalíticas e monzograníticas com forte bandamento gnáissico e intensamente deformada plasticamente; og - ortognaisses leucocráticos representados por termos graníticos de cor cinza, textura porfiroblástica composta de trama quartzo-feldspática contendo biotita, muscovita, turmalina e granada como varietais.
- 35** Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, compreendendo domínio de metagranitóides porfíricos (35a), mesocráticos cinza, com foliação marcada pelo estiramento dos porfiroclastos e alinhamento dos constituintes da matriz, apresentando uma deformação semiplástica de fácies anfíbólio; domínio de ortognaisses granodioríticos a monzograníticos (35b), com bandamento gnáissico proeminente, composição quartzo-feldspática, contendo enclaves de dioritos, tonalitos e de gnaises anfíbólicos e calcissilicáticos polideformados, de formas e tamanhos variados (35w); domínio de gnaises de composição granodiorítica e tonalítica (35c), migmatizados, englobando xenólitos de extensão métrica de rochas de composição calcissilicáticas, anfíbólicos e de biotita gnaises.

Figura 30. Coluna estratigráfica simplificada, legenda do mapa e descrição das litologias para a área de estudo (Extraído e modificado de CPRM, 2000).

4.4 CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA

A seguir serão discutidos os dados referentes à caracterização petrológica dos corpos, agrupados por ocorrência, englobando os aspectos macroscópicos e as principais feições presentes em escala de afloramento, aliado aos dados petrográficos. Estes, por sua vez, compreendem a descrição e a contagem modal de pontos em lâmina delgada.

A partir disso, efetua-se a classificação da rocha com base no recálculo dos minerais essenciais, utilizando-se o diagrama QAP e os diagramas de rochas gabroicas. Para os últimos, consideram-se para classificação os minerais (Pl+Px+Ol), (Pl+Px+Hbl) ou (Pl+Opx+Cpx), de acordo com a mineralogia máfica presente, segundo as recomendações da *IUGS* (Le Maitre, 2002). A classificação das litologias, juntamente aos resultados da contagem modal de pontos, encontram-se no quadro 2, a seguir.

Os dados de microanálise (imageamento *BSE* e análises por *EDS* e *WDS*) também estão incluídos nesta seção.

Passo da Fabiana					
GPF-01		GPF-2.1		GPF-2.2	
Pl	76	Pl	59	Pl	56
Cpx	14	Hbl	28	Hbl	31
Ol	6	Cpx	7	Cpx	tr.
Opx	2	Opq	tr.	Opq	tr.
Bt	tr.	Secundários	6	Secundários	13
Opq	tr.				
Hbl	tr.				
Ap	tr.				
Secundários	1				
<i>Olivina leucogabronorito</i>		<i>Hornblenda gabro</i>		<i>Hornblenda gabro</i>	
GPF-2A		GPF-3A		GPF-3B	
Pl	82	Pl	79	Pl	58
Cpx	14	Hbl	12	Cpx	15
Opq	tr.	Cpx	3,5	Hbl	12
Ap	tr.	Opq	1	Opx	10,5
Secundários	3	Opx	tr.	Ol	4
		Ap	tr.	Opq	tr.

		Secundários	4,5	Phl	tr.		
<i>Leucogabro</i>		<i>Hornblenda leucogabro</i>		<i>Piroxênio-hornblenda gabronorito</i>			
GPF-3C		GPF-13I		GPF-13m			
Pl	79	Pl	69	Pl	55		
Hbl	20	Hbl	15	Hbl	36		
Opq	tr.	Cpx	3	Opq	2		
Secundários	1	Opq	2	Cpx	tr.		
		Ap	tr.	Ap	tr.		
		Secundários	11	Secundários	7		
<i>Hornblenda leucogabro</i>		<i>Hornblenda leucogabro</i>		<i>Hornblenda gabro</i>			
Passo da Olaria							
GPF-09		GPF-10		GPF-12		PM-01	
Pl	50	Pl	64	Pl	52	Pl	64,5
Hbl	43	Ol	19	Hbl	30	Cpx	17
Cpx	1	Cpx	15	Opq	9	Hbl	7,5
Opq	1	Opx	1	Cpx	tr.	Opx	6
Secundários	5	Hbl	tr.	Ap	tr.	Opq	5
		Phl	tr.	Secundários	9	Ol	tr.
		Ap	tr.			Phl	tr.
		Opq	tr.			Ap	tr.
		Secundários	tr.				
<i>Hornblenda gabro</i>		<i>Olivina gabro</i>		<i>Hornblenda gabro</i>		<i>Piroxênio-hornblenda gabronorito</i>	
Desvio Herval							
GPF-18				GPF-19			
Pl	33			Pl	76		
Opq	10			Tr	24		
Hbl	7			Hbl	tr.		
Cpx	5			Cpx	tr.		
Secundários	45			Opq	tr.		
<i>Melagabro</i>				<i>Leucogabro</i>			
Campo Bonito							
GPF-14		GPF-15			GPF-17		
Pl	59	Pl	61		Hbl	45	
Hbl	31	Hbl	33		Pl	44	
Opq	2	Qz	4		Opq	6	
Qz	2	Bt	1		Qz	2	
Cpx	1	Opq	1		Cpx	1,5	

Bt	tr.	Ttn	tr.	Ttn	1,5
Ap	tr.	Ap	tr.	Ap	tr.
Zr	tr.	Zr	tr.		
Secundários	5				
<i>Hornblenda gabro</i>		<i>Hornblenda gabro</i>		<i>Hornblenda gabro</i>	
Passo dos Machados					
GPF-04		GPF-06		GPF-07	
Pl	56	Pl	57	Pl	52
Hbl	20	Hbl	25	Hbl	28
Bt	14	Qz	9	Bt	12
Qz	6	Bt	9	Qz	5
Opq	2,5	Ttn	tr.	Ttn	2
Ttn	1,5	Ap	tr.	Opq	1
Ap	tr.	Zr	tr.	Ap	tr.
Zr	tr.			Zr	tr.
				Secundários	tr.
<i>Biotita-hornblenda quartzo diorito</i>		<i>Biotita-hornblenda quartzo diorito</i>		<i>Biotita-hornblenda quartzo diorito</i>	
Alto Alegre					
AP-8		GPF-22		GPF-25	
Hbl	52	Hbl	54	Pl	54
Pl	45	Pl	43	Hbl	41
Opq	2	Opq	3	Opq	3
Bt	1	Bt	tr.	Bt	2
Ap	tr.	Ap	tr.	Ap	tr.
Zr	tr.	Zr	tr.	Zr	tr.
<i>Hornblenda diorito</i>		<i>Hornblenda diorito</i>		<i>Hornblenda diorito</i>	

Quadro 2. Resultados da contagem modal de pontos (em %), seguida da nomenclatura da rocha com base no recálculo da mineralogia essencial à classificação. Dados agrupados de acordo com cada unidade estudada. Minerais com abundância abaixo de 1% foram considerados como porcentagem traço (tr.).

- Passo da Fabiana

Em campo, os afloramentos descritos nesta ocorrência são compostos por leucogabros a gabros, de coloração esbranquiçada a acinzentada e granulação média a grossa. O acamamento modal, centimétrico e cíclico é comum, marcado pela intercalação de camadas mais félsicas com acúmulo de plagioclásio, com camadas mais máficas onde predomina a hornblenda, ocorrendo subordinadamente olivina e piroxênio.

O espaçamento entre as camadas pode ser regular, com limites bem marcados, como se observa na figura 31a, ou então irregular com limites difusos e gradativos (figura 31b). Os planos de acamamento possuem direção NW-SE com mergulho moderado para NE, como pode ser observado no estereograma da figura 32.

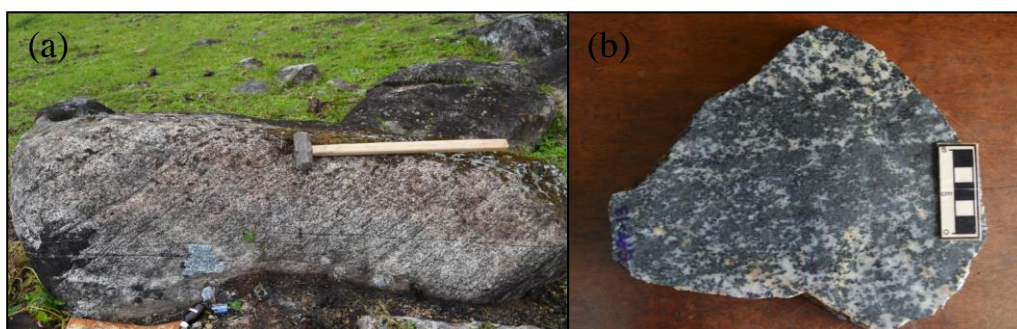


Figura 31. (a) Feições de acamamento modal centimétrico, cíclico e regular em leucogabro, ponto GPF-3; (b) Amostra de mão de hornblenda gabro (GPF-13): aspecto macroscópico do acamamento, onde se observam contatos irregulares e gradativos entre a camada enriquecida em máficos (centro) e as camadas mais félsicas (topo e base).

Nota-se ainda em campo a ocorrência local de apófises de espessura decimétrica, quartzo-feldspáticas, de coloração rosada e aspecto pegmatóide, bem como zonas localizadas com venulações esbranquiçadas milimétricas, de orientação caótica, seccionando as rochas gabroicas.

Nas imediações de alguns pontos visitados, as encaixantes compõem-se por biotita sienogranitos a leucosienogranitos eguigranulares médios, rosados, e isótropos.

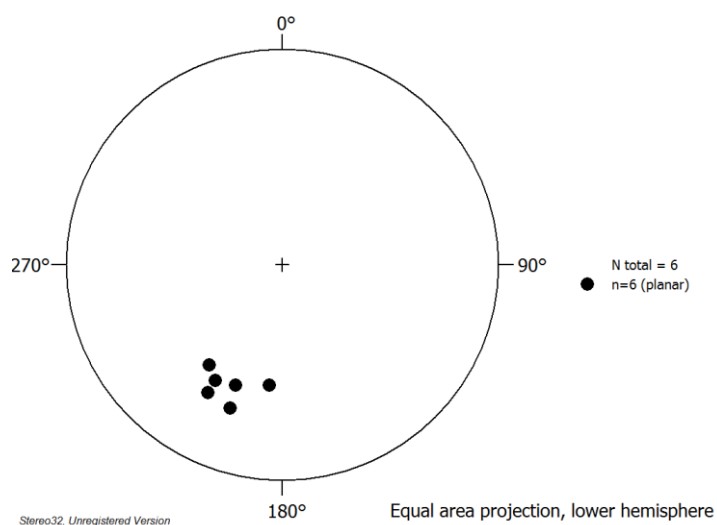


Figura 32. Representação dos polos dos planos do acamamento ígneo. Projeção equiárea, em hemisfério inferior.

Por constituir um corpo estratiforme, esta ocorrência apresenta uma maior variação em termos petrográficos, como observado no quadro 2. As porções enriquecidas em máficos são constituídas por piroxênio-hornblenda gabronorito a hornblenda gabros, enquanto as porções mais félsicas constituem-se por olivina leucogabronoritos, hornblenda leucogabros e leucogabros.

No **piroxênio-hornblenda gabronorito** identifica-se duas famílias de plagioclásios (figura 33), uma de grãos grossos, subédricos a localmente anédricos, com maclas complexas, podendo apresentar zonação do tipo *patchy*, ou então leve extinção ondulante e maclas em cunha em alguns grãos. A outra se compõe essencialmente por grãos mais finos, tabulares, subédricos a euédricos, com maclas polissintéticas simples e orientação preferencial incipiente.

Estes podem ocorrer em porções cumuladas com textura adcumulada, ou então como chadacristais englobados pelo anfibólio poiquilítico, apresentando formas arredondadas.

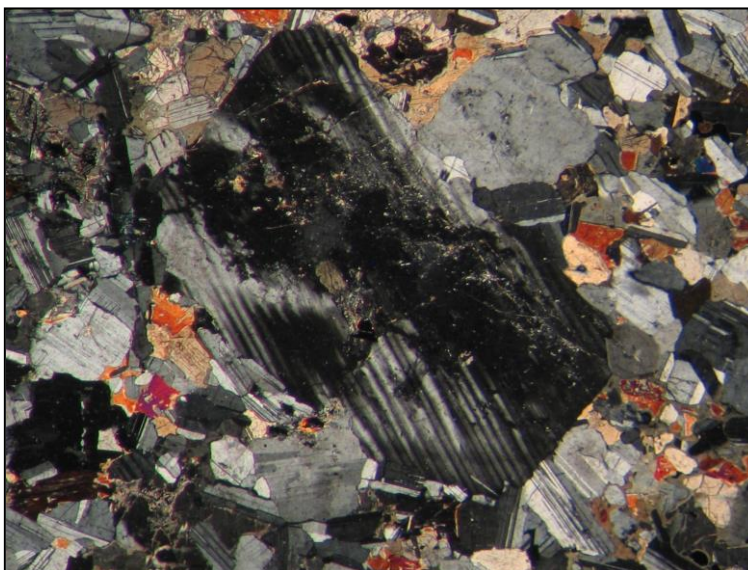


Figura 33. Fotomicrografia de piroxênio-hornblenda gabronorito (GPF-3B). Representação das duas famílias de plagioclásios. A primeira representada pelo grão grosso, zonado e com maclas complexas no centro da imagem. A segunda, composta por grãos mais finos, predominantemente de hábito tabular (aumento de 6x, polarizadores cruzados).

Porções da lâmina constituídas por cumulos de plagioclásio foram imageadas por *BSE*, possibilitando assim que fossem identificadas duas fases:

1) grãos de plagioclásio mais grossos, de hábito tabular e coloração mais clara, representando a fase *cumulus*;

2) grãos de plagioclásio mais finos, anédricos e intersticiais, com coloração mais escura, representando a fase *intercumulus* (figura 34). A partir do mapeamento composicional por *EDS* desta área (figura 35), compreendendo os elementos Na, Ca, Si e Al, evidencia-se que esta diferença é marcada pela composição mais sódica da fase *intercumulus*, e mais cálcica da fase cumulada.

Nas análises por *WDS* em microsonda eletrônica os plagioclásios apresentaram-se divididos em duas composições. A primeira, dominante, apresentou teores de $An_{74}Ab_{26}$ a $An_{81}Ab_{19}$, classificando-se como bitownita. A segunda, pouco expressiva (em torno de 10% dos grãos analisados) apresentou teores de $An_{50}Ab_{50}$ a $An_{57}Ab_{43}$, correspondendo a labradoritas.

Estes grãos são os que apresentam a menor granulação em relação a todos os plagioclásios analisados, e correspondem às composições mais tardias e evoluídas.

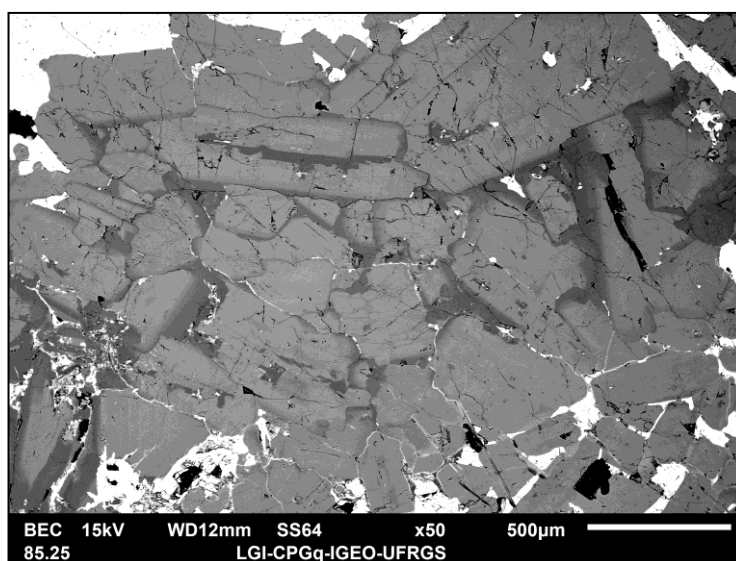


Figura 34. Amostra GPF-03B. Imagem de *BSE* de uma região formada por grãos cumulados de plagioclásio (textura adcumulada), onde se nota a presença de grãos *intercumulus*, constituídos por plagioclásio de coloração mais escura.

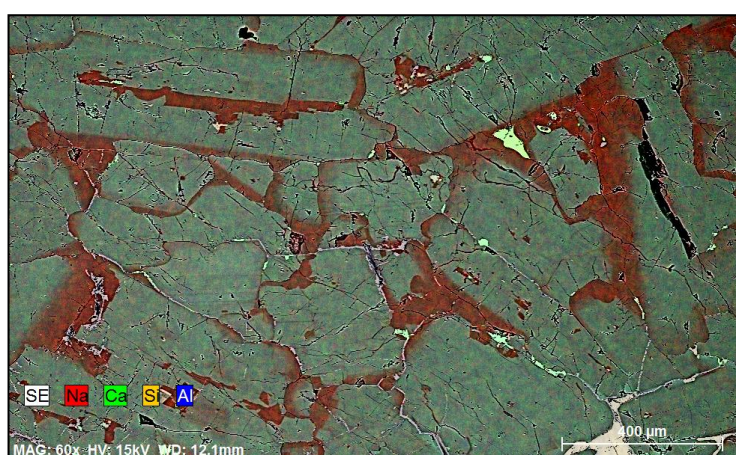


Figura 35. Amostra GPF-03B. Detalhe da área composta por plagioclásios cumulados da figura anterior, em mapeamento composicional por *EDS*. Nota-se a composição cálcica da fase *cumulus* (verde) e sódica da fase *intercumulus* (vermelho).

O clinopiroxênio ocorre predominantemente como grãos subédricos disseminados, com textura intergranular. Secundariamente pode ocorrer como chadacristais englobados por anfibólio, apresentando-se anédrico e com limites totalmente irregulares. Destaca-se ainda a ocorrência de exsoluções de ortopiroxênio nos clinopiroxênios, segundo as direções cristalográficas (100) e (001), além de substituição por anfibólio, como pode se observar na figura 36.

Nas análises por *WDS* estes apresentaram teores dos membros finais variando entre $Wo_{36,3}En_{45,5}Fs_{17,3}Ac_1$ e $Wo_{46,6}En_{41,6}Fs_{10,8}Ac_1$, classificando-se portanto como

augitas.

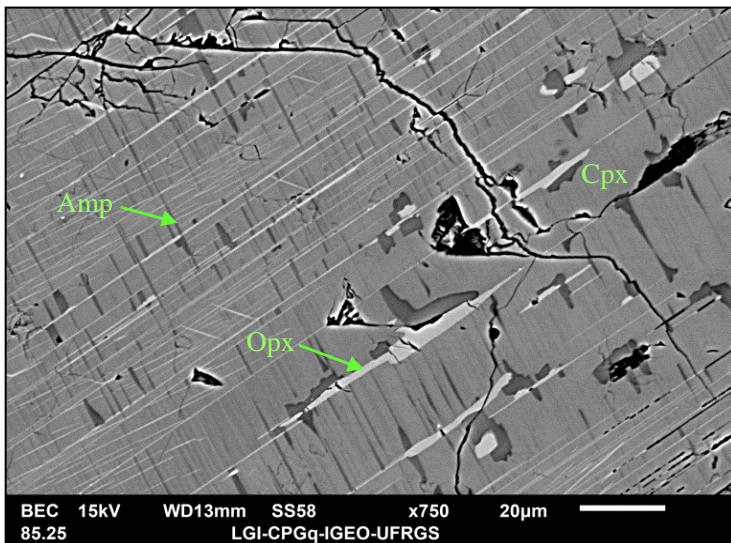


Figura 36. Amostra GPF-03B. Imagem de *BSE* em clinopiroxênio com exsoluções de ortopiroxênio nas direções cristalográficas (100) e (001), além de substituição por anfibólio.

A hornblenda possui pleocroísmo em tons de marrom, e ocorre em oikocristais grossos a muito grossos, anédricos, englobando chadacristais dominantemente de clinopiroxênio e plagioclásio, secundariamente de olivina (figura 37), o que o caracteriza como mineral tardio no sistema.

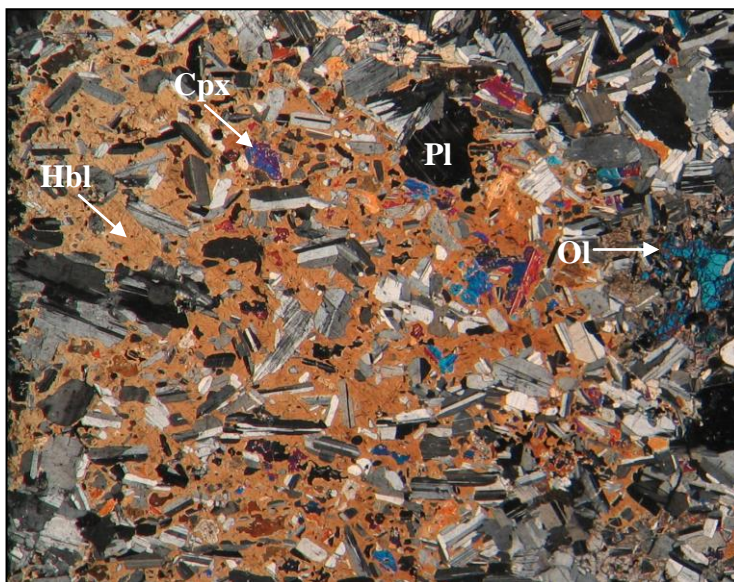


Figura 37. Fotomicrografia de piroxênio-hornblenda gabronorito (GPF-3B). Oikocristais muito grossos de anfibólio englobando chadacristais de plagioclásio, clinopiroxênio e olivina (aumento de 2,3x, polarizadores cruzados).

Levando-se em conta a terminologia utilizada para descrição de cumulosos, esta constituiria uma textura heteroadcumulada, indicativa de sistema aberto. Estas feições são comparáveis às aquelas descritas por Holness *et al.* (2013) como infiltração por líquidos tardios e por Leuthold *et al.* (2014) como resultantes de processos de infiltração em cumulosos e fluxo de líquidos reativos.

Nas análises por *WDS*, os anfibólios apresentaram composição variada e complexa, não havendo uma relação direta entre porções de núcleo e borda com composições diferentes, ou então porções zonadas. Os resultados demonstram que estes se constituem predominantemente por magnésio-hastingsitas a magnésio-hastingsitas ricas em Ti (58% das análises realizadas), pargasitas a pargasitas ricas em Ti (29%) e magnésio-ferri hornblendas (13%). O cálculo da fórmula química mineral foi efetuado na base de 23 O, com cálculo do Fe^{+3} de Schumacker (1997), distribuição na fórmula estrutural de *IMA* (2012) e classificação segundo Hawthorne *et al.* (2012).

Uma possível explicação para a existência dessa gama de composições variadas seria pelo desequilíbrio do anfibólio em relação ao sistema, o que é evidenciado pelas texturas, já que se encontram minerais corroídos e arredondados englobados pelo mesmo. Estas reações de desequilíbrio e reabsorção poderiam explicar as variações composicionais.

O ortopiroxênio ocorre predominantemente como coronas no entorno de olivinas, associados à simplectitos compostos por ortopiroxênio e magnetita, ou então localmente como grãos anédricos e intersticiais poiquilíticos, englobando olivina e plagioclásio (figura 38). Nas análises por *WDS*, estes apresentaram membros finais entre $Wo_{1,4}En_{70,6}Fs_{29,7}Ac_{0,1}$ e $Wo_{4,5}En_{67,8}Fs_{26,7}Ac_0$, classificando-se assim como enstatitas (cálculo com base em 6 O, classificação segundo *IMA*, 1988).

A olivina ocorre como grãos anédricos de contatos totalmente irregulares. Alguns grãos estão parciais a totalmente alterados para boulingita, e secundariamente para serpentina. Nas análises por *WDS*, esta demonstrou teores de $Fo_{74,7}Fa_{24,8}Tp_{0,5}$ a $Fo_{76,6}Fa_{23}Tp_{0,4}$, classificando-se assim como forsterita (cálculo na base de 4 O).

A flogopita, com pleocroísmo de incolor a marrom-avermelhado, ocorre de maneira localizada, em grãos finos, anédricos e intersticiais, constituindo mineral tardio no sistema.

Os minerais opacos são abundantes, na forma de simplectitos juntamente a

ortopiroxênio (figura 39), ou secundariamente como grãos subédricos, concentrados preferencialmente junto aos máficos. As análises por *EDS* demonstram que estes se constituem predominantemente por ilmenita e magnetita. A primeira apresenta teores de MnO próximos a 4 wt%, e a magnetita possui teores de Cr₂O₃ próximos a 2,5 wt% (ver análises *EDS* op-1 e op-3 nos “Apêndices”).

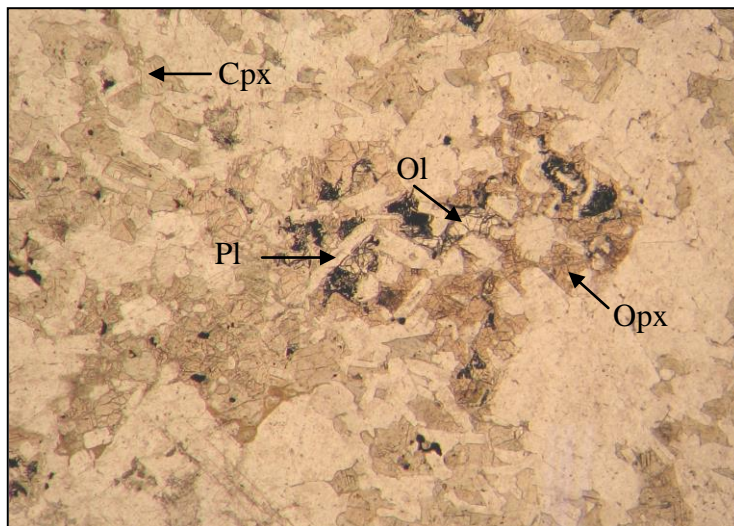


Figura 38. Fotomicrografia de piroxênio-hornblenda gabronorito (GPF-3B). Ortopiroxênio anédrico e intersticial englobando plagioclásio e olivina (aumento de 4x, luz plano-polarizada).

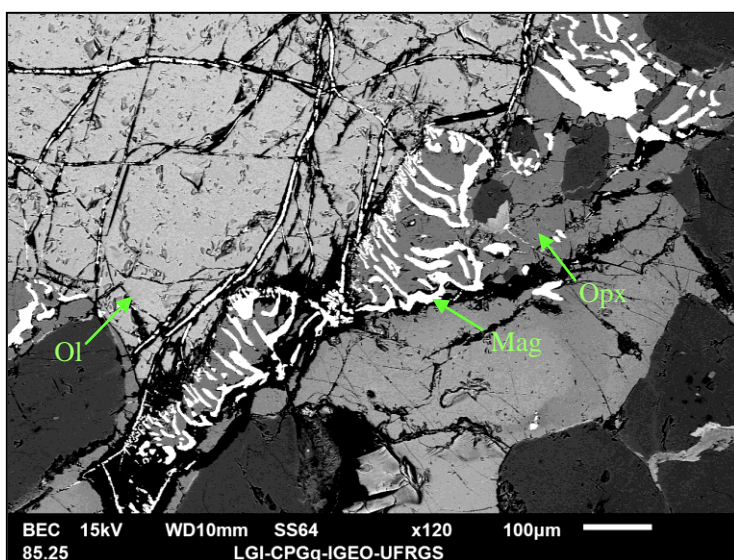


Figura 39. Amostra GPF-03B. Imagem de *BSE* dos simplectitos formados por magnetita e ortopiroxênio, no entorno da olivina.

Nos **hornblenda gabros**, os plagioclásios podem ocorrer novamente como grãos médios, subédricos, com maclas polissintéticas simples, e como grãos mais grossos e anédricos, por vezes com padrões de zonação irregular. Porções cumuladas deste mineral ocorrem localmente, sendo comum apresentarem neste caso maclas complexas e maclas em cunha (figura 40), com contatos poligonais subordinados.

Este pode ocorrer ainda como chadacristais com formas arredondadas, englobados por anfibólio poiquilítico, e localmente estarem afetados por zonas de cataclase (amostra GPF-2.2), encontrando-se fragmentados e parcialmente alterados para mica branca.

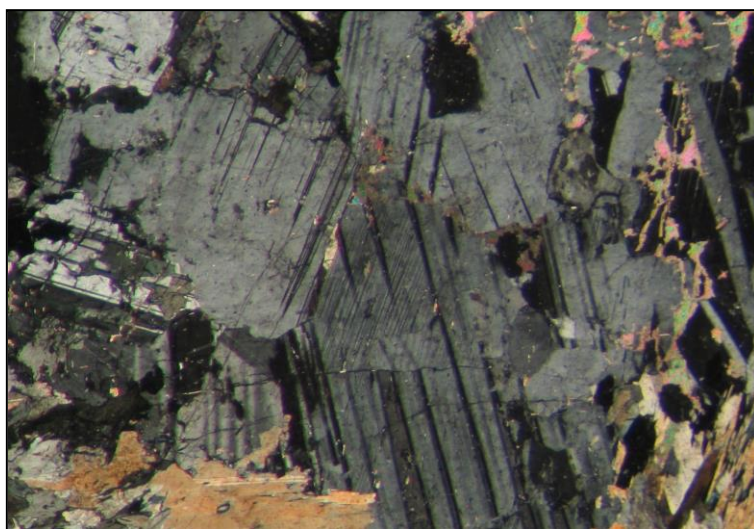


Figura 40. Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-2.1). Maclas complexas e maclas em cunha em plagioclásio (aumento de 9x, polarizadores cruzados).

O clinopiroxênio constitui-se por grãos médios, preservados ou parcialmente a totalmente substituídos para tremolita. Podem ocorrer ainda como relictos no núcleo de hornblendas, evidenciando os processos de hidratação progressiva do sistema.

A hornblenda pode ocorrer em agregados (figura 41) como grãos subédricos, médios, por vezes maclados e de coloração verde clara, apresentando localmente núcleos com coloração amarronada, o que sugere uma zonação composicional do mineral.

Em algumas amostras, como na GPF-13m, esta possui coloração marrom clara a verde clara, ocorrendo como oikocristais anédricos grossos a muito grossos, definindo a textura poiquilítica dominante (figura 42).

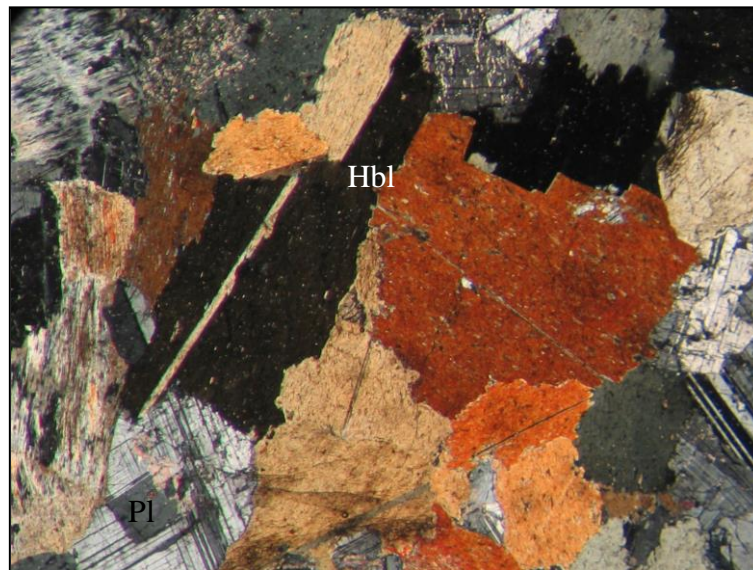


Figura 41. Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-2.1). Hornblenda em cristais agregados subédricos (aumento de 6x, polarizadores cruzados).

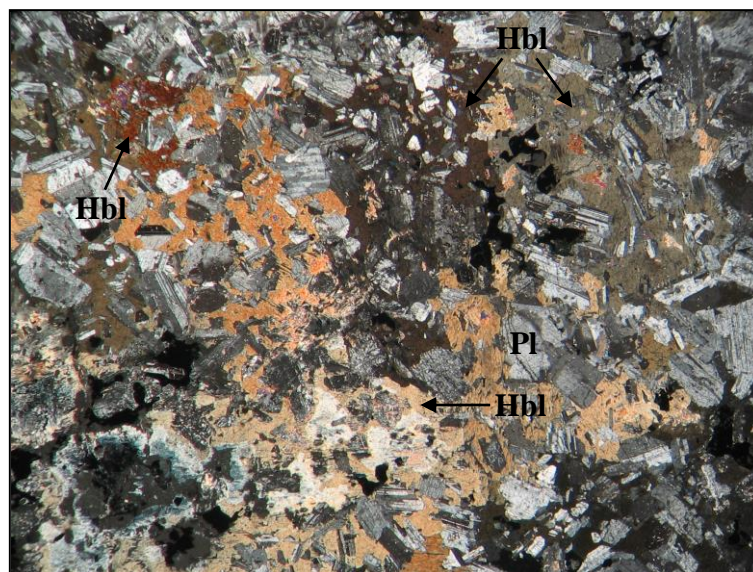


Figura 42. Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-13m). Oikocristais grossos a muito grossos de anfibólio englobando chadacristais de plagioclásio (aumento de 2x, polarizadores cruzados).

Os minerais acessórios são constituídos por opacos e apatita. Os primeiros podem ser escassos, com formas subédricas ocorrendo de forma disseminada, ou então na forma de simplectitos ou grãos subédricos mais grossos. Os últimos estão concentrados em zonas preferenciais associados à tremolita e clorita.

Os minerais secundários compõem-se por tremolita, clorita, mica branca e secundariamente carbonato. A mica branca ocorre como produto de alteração sobre

os plagioclásios, e a tremolita como produto de alteração sobre os piroxênios e hornblendas. Nas zonas de cataclase observam-se veios milimétricos que seccionam a rocha, preenchidos predominantemente por tremolita e clorita, secundariamente por carbonato.

No **olivina leucogabronorito** identifica-se novamente a divisão dos plagioclásios em duas famílias, uma de grãos grossos, subédricos, com maclas complexas, podendo apresentar zonação *patchy* em alguns grãos. A outra família, dominante, é formada por grãos subédricos a euédricos, de granulação mais fina e maclas polissintéticas simples.

Apresentam-se predominantemente em zonas cumuladas, com ocorrência local de contatos poligonais (figura 43a), os quais são sugestivos de equilíbrio textural *subsolidus* a temperaturas elevadas (Holness *et al.* 2005, 2006). Todavia, predominam os contatos irregulares e contatos ondulados a abaulados entre os grãos, o que pode ser resultado da compactação dos cumulados (figura 43b).

Quando englobado por piroxênio, os plagioclásios ocorrem como chadacristais com formas arredondadas (figura 44).

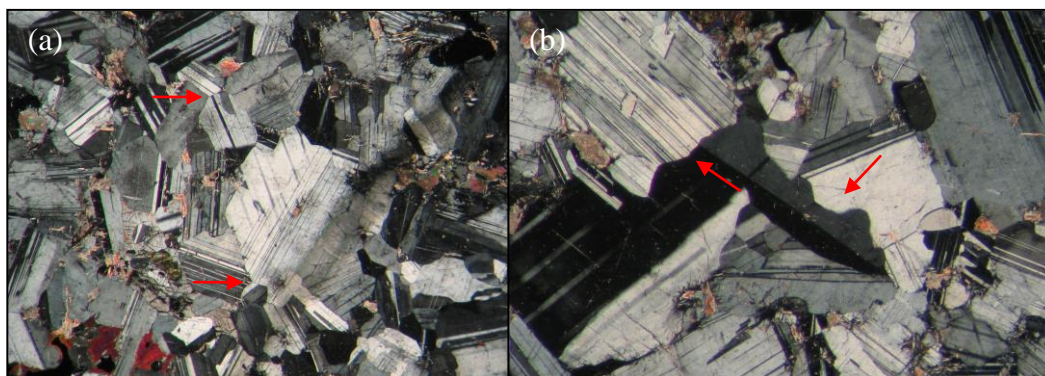


Figura 43. Fotomicrografia de olivina leucogabronorito (GPF-01). Zonas compostas por plagioclásios cumulados. (a) Desenvolvimento de contatos tríplices em grãos de plagioclásio devido ao equilíbrio textural (como no exemplo indicado pelas setas). Pode-se observar ainda as maclas complexas transversais ao grão central de granulação mais grossa (aumento de 5x, polarizadores cruzados); (b) contatos ondulados e abaulados, os quais podem ser resultado da compactação do cumulado (indicado pelas setas, aumento de 8x, polarizadores cruzados).

Os cristais analisados por *EDS*, de ambas as famílias, possuem baixos teores de Na_2O (2 a 3 *wt%*) e altos teores de CaO (15,5 a 16,5 *wt%*). Os que apresentaram os melhores fechamentos das análises (acima de 98 *wt%*, a exemplo da análise *GPF-1* 107, na seção “Apêndices”), tiveram sua fórmula química e membros finais calculados. Os teores variaram de $\text{An}_{73}\text{Ab}_{27}$ a $\text{An}_{79}\text{Ab}_{21}$, classificando-se, portanto,

como bitownitas.

O clinopiroxênio é tardio, intersticial e anédrico, ocorrendo como oikocristais grossos englobando plagioclásio e olivina, formando texturas poiquilíticas e poiquilofíticas (figura 44).

A olivina varia desde preservada a parcialmente alterada, apresentando ainda áreas em que foi totalmente alterada para boulingita, e secundariamente para serpentina e opacos. Ocorre apenas como chadacristais com limites arredondados, inclusos nos oikocristais de clinopiroxênio (figura 44).

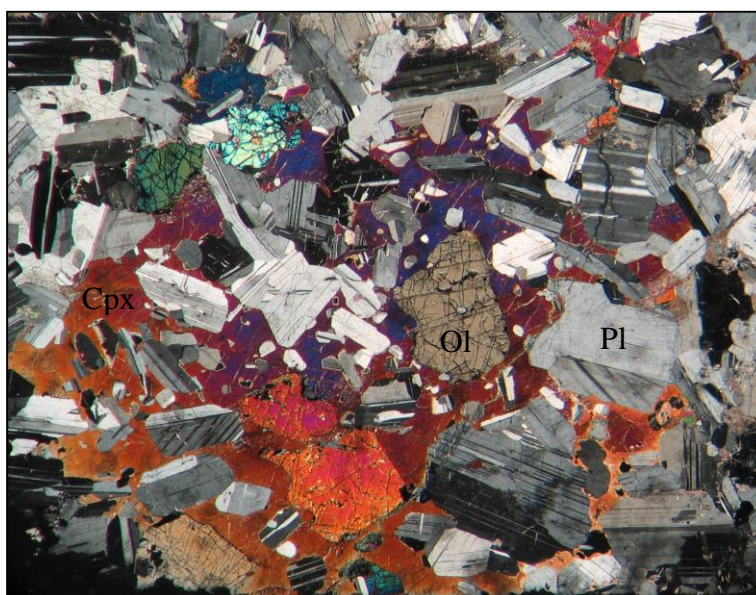


Figura 44. Fotomicrografia de olivina leucogabronorito (GPF-01). Textura poiquilofítica formada por oikocristais de clinopiroxênio, englobando chadacristais de plagioclásio e olivina, ambos arredondados e com golfos de corrosão pronunciados (aumento de 3x, polarizadores cruzados).

O ortopiroxênio apresenta-se predominantemente na forma de manteamentos ao redor dos grãos de olivina, caracterizando as texturas em corona devido à reação da olivina e o líquido magmático (figura 45). Todavia, observa-se em alguns locais simplectitos entre ortopiroxênio e opacos associados a estas feições, sugerindo reações *subsolidus*.

A hornblenda, de coloração marrom, ocorre como mineral acessório em grãos finos e anédricos, ocupando espaços intersticiais, o que caracteriza sua condição como mineral tardio no sistema.

Este é também o caso da biotita, a qual pode estar localmente associada às zonas com formação de coronas (figuras 45). As análises por *EDS* (figura 46)

revelaram que estas são biotitas magnesianas, com teores de MgO entre 17 a 21 wt%, a exemplo da análise *GPF-1* 122 ilustrada na imagem abaixo (espectro composicional e tabela de resultados nos apêndices). A razão Mg/Mg+Fet (mg#) para este mineral encontra-se entre 0,6 e 0,65, próximo ao mg# das flogopitas (> 0,67), o que explica a similaridade com este mineral na petrografia.

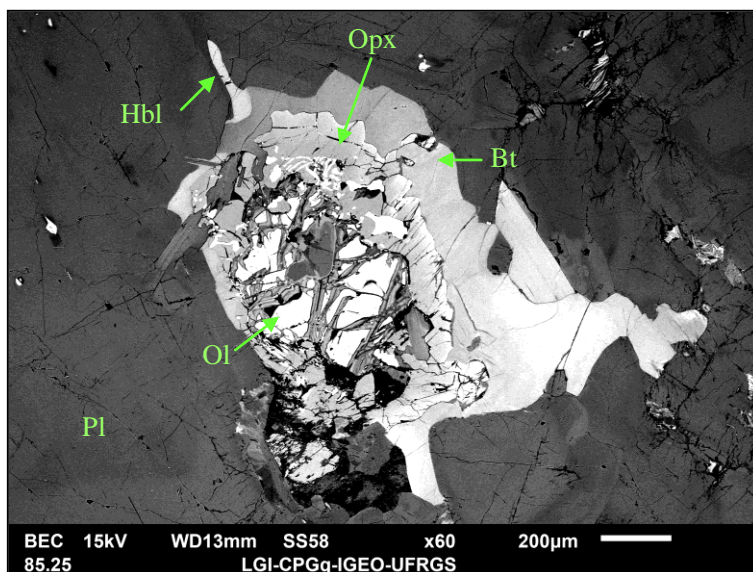


Figura 45. Amostra GPF-01. Imagem de *BSE* de textura em corona, onde se observa um núcleo de olivina manteado respectivamente por ortopiroxênio e biotita magnesiana. Nota-se ainda uma lamela fina de hornblenda, representando a fase mais tardia.

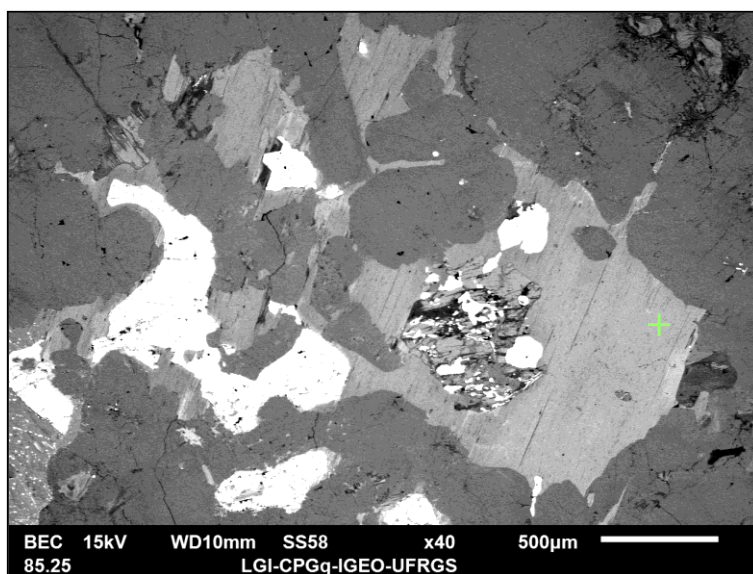


Figura 46. Amostra GPF-01. Imagem de *BSE* das biotitas magnesianas, com ponto de análise por *EDS GPF-1* 122 (ver “Apêndices”).

Os minerais acessórios constituem-se por apatita e opacos anédricos, geralmente associados aos máficos, ou então como simplectitos junto ao ortopiroxênio. Estes se compõem por magnetita, ilmenita e pirita, como identificados pelo *EDS* (figura 47).

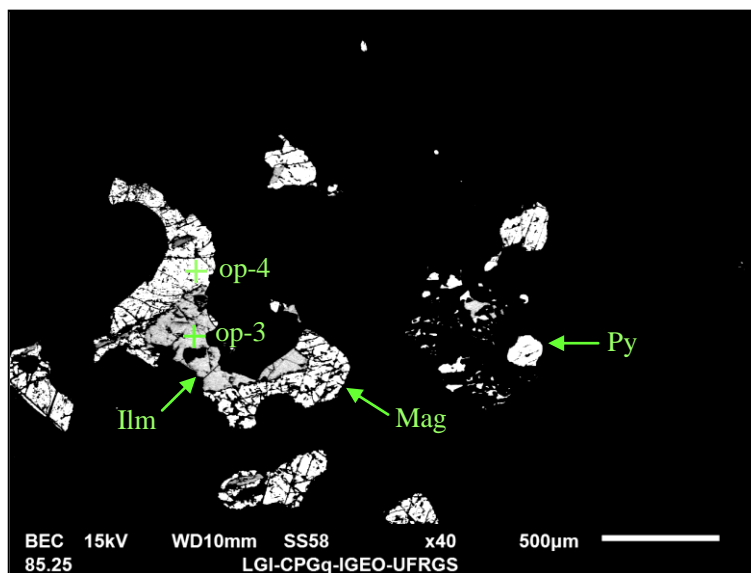


Figura 47. Amostra GPF-01. Imagem de *BSE* dos minerais opacos e pontos de análise por *EDS* op-3 e op-4 (ver “Apêndices”).

Os minerais secundários compõem-se por mica branca localizada em alguns grãos de plagioclásio, além de boulingita e serpentina como produtos de alteração da olivina.

Nos **hornblenda leucogabros** e **leucogabros** os plagioclásios podem apresentar também a tendência da divisão em duas famílias, com as mesmas características anteriormente descritas para as outras litologias. Localmente podem estar inclusos em grãos poiquilíticos de anfibólio, neste caso, com formas arredondadas.

Nestas rochas ocorrem amplas áreas com formação de cumulados de plagioclásio (figura 48), com textura adcumulada, nas quais alguns grãos apresentam maclas complexas e contatos poligonais, sendo os últimos sugestivos de equilíbrio textural *subsolidus*. Ocorrem ainda maclas em cunha e leve extinção ondulante, os quais podem representar os processos de deformação no estágio tardi-magmático, através da compactação do *mush* cristalino nos cumulados.

Na amostra GPF-3C é feição marcante nos grãos a textura cataclástica, a qual abrange toda a extensão da lâmina (figura 49). Estes grãos podem apresentar ainda

leve extinção ondulante, bem como maclas arqueadas e em cunha. Estas feições podem estar relacionadas à compactação do cumulado, ou então ao evento posterior que origina a textura cataclástica.



Figura 48. Fotomicrografia de leucogabro (GPF-2a). Cumulado de plagioclásio com desenvolvimento local de contatos poligonais tríplexes (indicado pelas setas) evidenciando os processos de equilíbrio textural *subsolidus* (aumento de 7x, polarizadores cruzados).

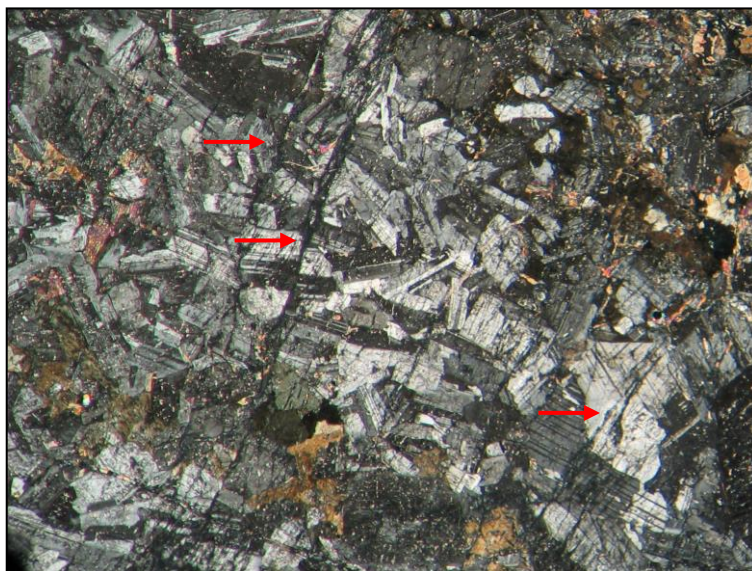


Figura 49. Fotomicrografia de hornblenda leucogabro (GPF-3C). Textura cataclástica pronunciada, indicada pelas setas (aumento de 3,5x, polarizadores cruzados).

A hornblenda apresenta pleocroísmo em tons de verde claro a marrom claro, ocorrendo como grãos médios, anédricos e intersticiais, ou então em grãos poiquilíticos, com oikocristais subédricos a anédricos, médios a grossos, englobando

chadacristais de plagioclásio e clinopiroxênio (figura 50). Por fim, podem ocorrer ainda relictos parcialmente preservados de clinopiroxênio em seus núcleos (figura 51), sugerindo processos de hidratação progressiva no sistema com a evolução da cristalização.

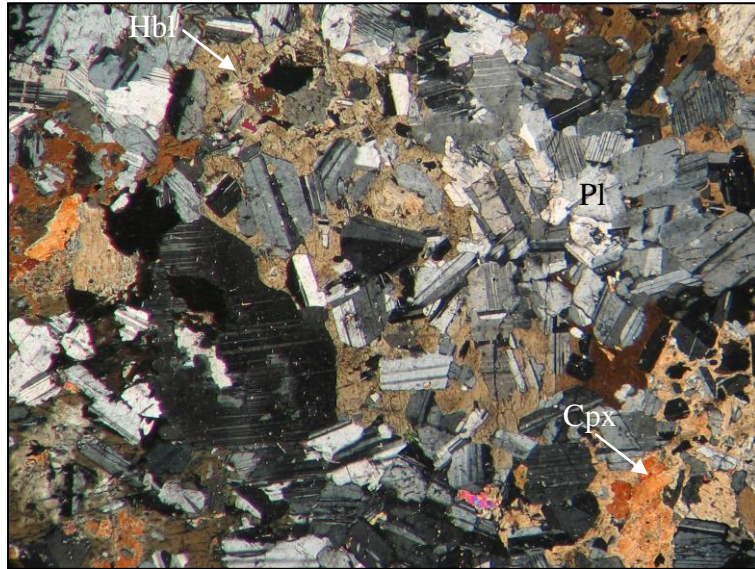


Figura 50. Fotomicrografia de hornblenda leucogabro (GPF-3a). Hornblenda poiquilítica em oikocristais grossos englobando chadacristais de plagioclásio e clinopiroxênio (aumento de 4x, polarizadores cruzados).

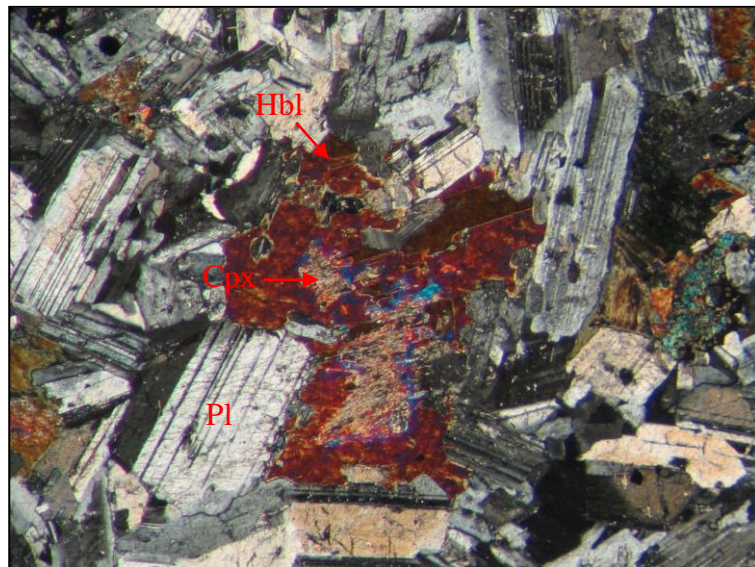


Figura 51. Fotomicrografia de hornblenda leucogabro (GPF-131). Núcleo de clinopiroxênio parcialmente preservado incluso em hornblenda (aumento de 6,3x, polarizadores cruzados).

Como visto anteriormente, o clinopiroxênio ocorre como grãos médios a finos, anédricos a subédricos, como relictos no núcleo de hornblendas, ou então

como chadacristais englobados pelo anfibólio poiquilítico. Neste caso, apresenta contatos totalmente irregulares e golfos de corrosão.

Como minerais acessórios ocorrem apatita e opacos. Os últimos são subédricos a anédricos, isolados na proximidade dos piroxênios, ou por vezes em grãos mais grossos e aglomerados. Na amostra GPF-131, a associação destes aglomerados de opacos com tremolita e clorita, sugere que possam estar relacionados com o processo de substituição dos minerais máficos (figura 52).

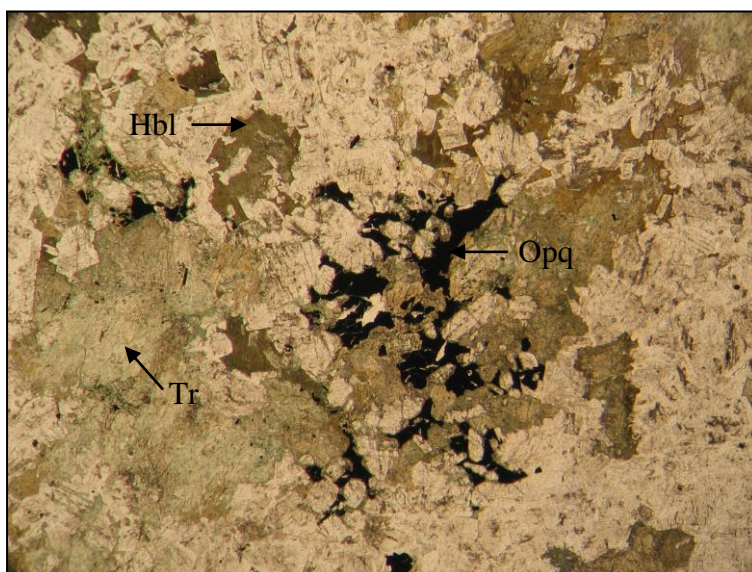


Figura 52. Fotomicrografia em hornblenda leucogabro (GPF-131). Relação entre os máficos, a tremolita e os minerais opacos (aumento de 2,5x, luz plano-polarizada).

Em relação aos minerais secundários, a tremolita e a clorita são os principais produtos da alteração dos piroxênios e anfibólios, respectivamente. Ocorre ainda carbonato preenchendo fraturas nas zonas de cataclase, e formação de mica branca nos plagioclásios. Observam-se ainda algumas áreas localizadas fortemente alteradas (GPF-131), apresentando zonas compostas por tremolita, clorita, opacos em aglomerados (acima descritos), com ocorrência local de epidoto.

- Passo da Olaria/Santa Fé (ocorrência central)

Em campo, estes ocorrem como gabros de coloração acinzentada, mesocráticos, de granulação média a grossa, podendo apresentar acamamento modal cíclico, centimétrico e regularmente espaçado (figura 53), com atitude geral (78/354). Este é marcado pela alternância de camadas mais félsicas com acúmulo de plagioclásio, com camadas mais máficas onde predomina hornblenda, olivina e piroxênio. Na borda do corpo, pode apresentar granulação média a fina e aspecto foliado.



Figura 53. Acamamento modal cíclico, centimétrico e regularmente espaçado em olivina gabro, segundo orientação da linha vermelha. Ponto GPF-10.

Petrograficamente, estes variam entre hornblenda gabros, olivina gabros e piroxênio-hornblenda gabronoritos, com as principais características descritas a seguir.

Nos **hornblenda gabros** os plagioclásios constituem grãos subédricos, médios a grossos, apresentando maclas complexas e contatos poligonais localmente, sendo os últimos sugestivos dos processos de equilíbrio textural *subsolidus*. Podem apresentar-se ainda como grãos tabulares, orientados preferencialmente ao longo do seu eixo maior, marcando a foliação da rocha.

Os minerais máficos, constituídos predominantemente por hornblenda com relictos de clinopiroxênio nas porções de núcleo (figura 54), estão parcialmente a totalmente substituídos por tremolita de hábito fibroso e secundariamente para

clorita. Em algumas áreas onde ocorre esta intensa substituição, observa-se em alguns minerais relevo relativamente mais alto, traços moderadamente marcados que sugerem resquícios da clivagem do mineral pretérito e coloração mais clara. Isto pode sugerir que anteriormente à substituição, estes deveriam corresponder a piroxênios. Isto demonstra que esses minerais poderiam ocorrer também como grãos isolados, e não somente como relictos no núcleo de hornblendas, como resultado dos processos de hidratação tardia. Por serem mais reativos, estes foram alterados em maior intensidade que a hornblenda durante os processos de substituição.

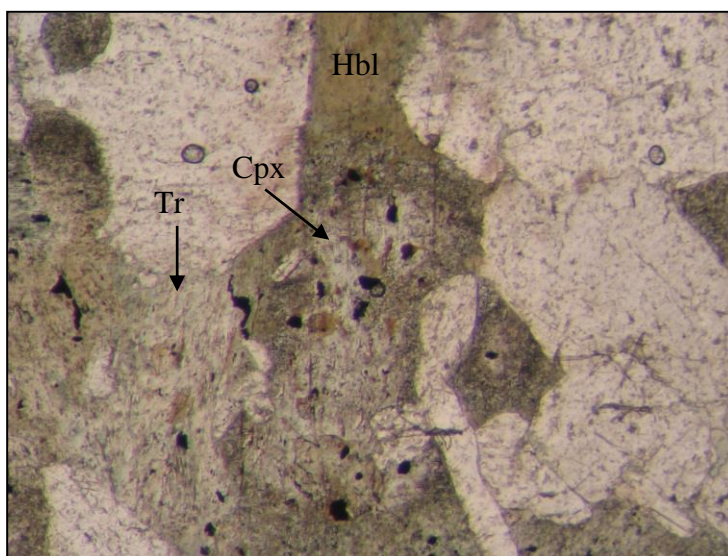


Figura 54. Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-13m). Núcleos parcialmente preservados de clinopiroxênio em hornblenda, e substituição por tremolita (aumento de 10x, luz plano-polarizada).

Como minerais acessórios ocorrem apatita e opacos subédricos a anédricos de granulação fina a média. A relação dos opacos abundantes na amostra GPF-12 com a tremolita pode sugerir que pelo menos uma parte destes possa estar associada à substituição dos máficos primários.

Em relação aos minerais secundários anteriormente descritos, a intensa substituição pode estar relacionada ao fato destas amostras se localizarem nas bordas do corpo, próximas às zonas de contato com os granitos, e por isso podem ter sofrido maior influência das encaixantes. Registra-se ainda a ocorrência local de epidoto.

No **olivina gabro** os plagioclásios ocorrem em grãos médios a grossos, cumulados, homogêneos e não zonados. Muitos apresentam maclas complexas, observando-se a presença localizada de maclas encurvadas. Esta última feição, aliada ao fato da rocha apresentar contatos tríplexes em maior número e melhor

desenvolvidos (figura 55) em relação às outras rochas da mesma ocorrência, podem representar, respectivamente, os efeitos de recuperação causados pela compactação do *mush* cristalino, bem como sua evolução no estado *subsolidus* com os processos de equilíbrio textural. Os plagioclásios podem ainda apresentar orientação preferencial, marcada pelo alinhamento do eixo maior dos cristais tabulares.

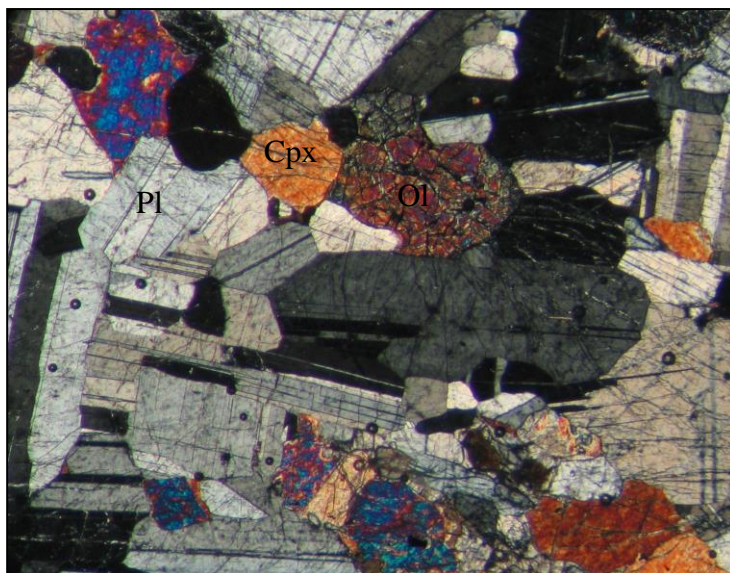


Figura 55. Fotomicrografia de olivina gabro (GPF-10). Formação de contatos poligonais através do equilíbrio textural *subsolidus* entre pl-cpx-ol (aumento de 8x, polarizadores cruzados).

A olivina é abundante, constituindo a fase cumulada subordinada, em grãos subédricos médios a grossos. Ocorre de forma orientada, marcando a foliação junto ao plagioclásio. Possui uma textura cataclástica bastante pronunciada em relação aos outros minerais. Localmente, pode estar parcialmente alterada para boulingita e iddingsita, ou em alguns casos para talco, serpentina e opacos.

O clinopiroxênio também ocorre como grãos grossos, alongados, por vezes marcando a foliação da rocha juntamente aos outros dois minerais anteriormente citados, ou então como grãos subédricos médios, disseminados. Também apresenta contatos poligonais entre si (figura 56), bem como com grãos de olivina e plagioclásio.

O ortopiroxênio ocorre tanto como coronas no entorno das olivinas, como em grãos subédricos médios, disseminados.

A hornblenda apresenta coloração marrom, e ocorre de maneira intersticial, juntamente à flogopita. Esta possui pleocroísmo de incolor a alaranjado, em grãos lamelares finos. Estes correspondem aos minerais tardios da associação.

Como acessórios, ocorrem apatita e opacos, sendo os últimos finos e concentrados junto às olivinas.

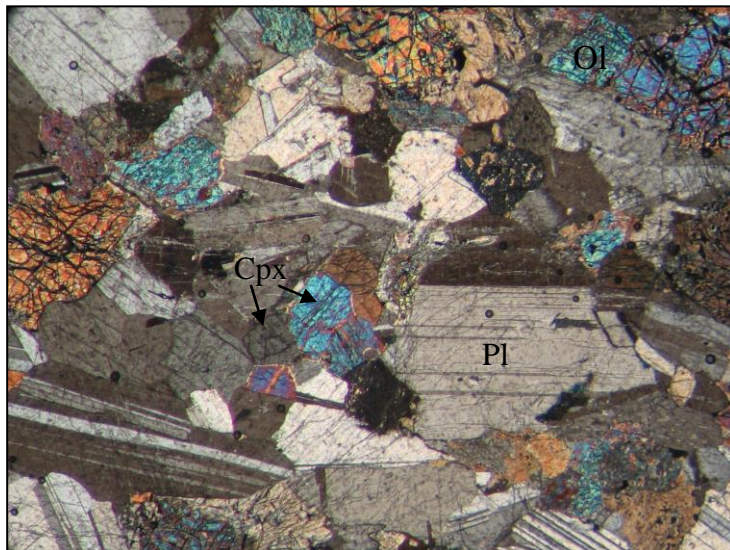


Figura 56. Fotomicrografia de olivina gabro (GPF-10). Formação de contatos poligonais através do equilíbrio textural *subsolidus* em grãos de clinopiroxênio (aumento de 6,5x, polarizadores cruzados).

No **piroxênio-hornblenda gabronorito**, os plagioclásios podem se apresentar em zonas cumuladas com maclas complexas e contatos poligonais locais (equilíbrio textural *subsolidus*), porém ocorrem majoritariamente como grãos subédricos, tabulares, com contatos de interferência abaulados (figura 58). Estão orientados segundo seu eixo maior, marcando a foliação da rocha. Quando englobados por anfibólio poiquilítico, estes se encontram arredondados a parcialmente corroídos, exibindo golfos de corrosão.

Através do imageamento em *BSE* destes minerais observou-se que os mesmos apresentam composição homogênea (figura 57) e feições com contatos amalgamados nas porções cumuladas (figura 58), o que pode ser reflexo dos processos de compactação nos cumulados. As análises por *EDS* com fechamentos próximos a 98 *wt%* (a exemplo da análise *PM-01 24*, seção “Apêndices”) tiveram sua fórmula química calculada e determinação dos membros finais.

Estes apresentaram teores de $An_{72}Ab_{28}$ a $An_{73}Ab_{27}$, classificando-se assim como bitownitas.

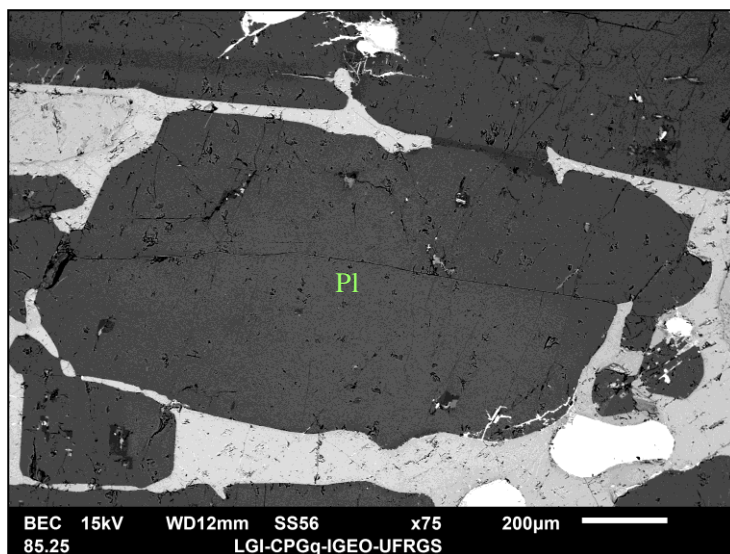


Figura 57. Amostra PM-01. Imagem de *BSE* dos plagioclásios, demonstrando a homogeneidade de sua composição.

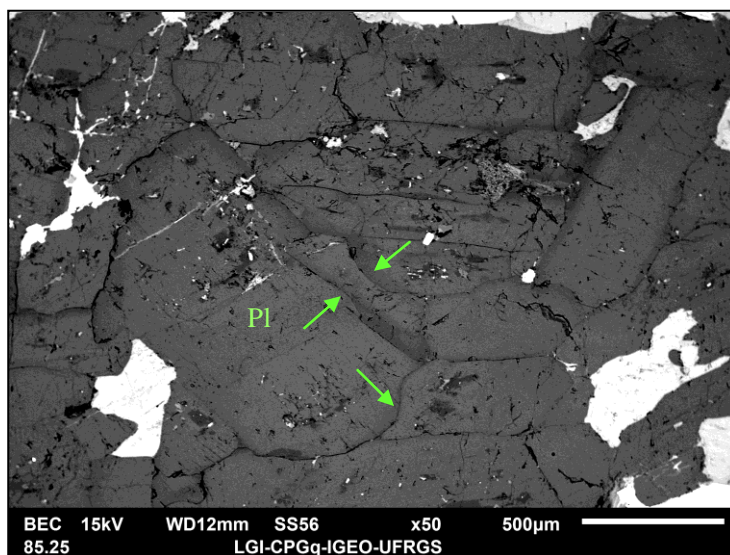


Figura 58. Amostra PM-01. Imagem de *BSE* de área com plagioclásios cumulados, apresentando texturas de interferência (indicado pelas setas), as quais podem representar a compactação do cumulado.

O clinopiroxênio ocorre como grãos subédricos médios, intergranulares, com clivagem bem marcada. Estes podem ocorrer ainda como chadacristais com contatos irregulares e parcialmente corroídos incluídos no anfibólio poiquilítico (figura 59), também exibindo golfos de corrosão. Isto demonstra o desequilíbrio entre a fase incluída (piroxênio) e a fase hospedeira (hornblenda).

Ao microscópio eletrônico, nas imagens de *BSE*, observou-se que o aspecto bem marcado das clivagens se dá devido à presença de exsoluções de ortopiroxênio

segundo as direções cristalográficas (100), como ilustrado na figura 60, e na direção (001) (figura 61).

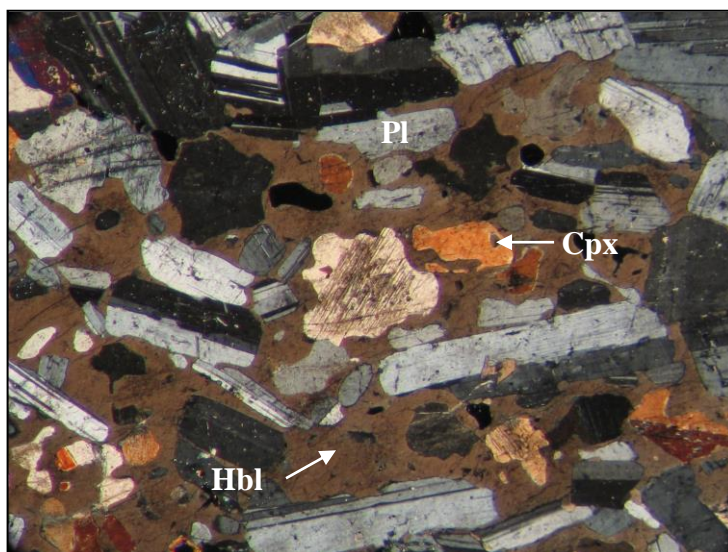


Figura 59. Fotomicrografia de piroxênio-hornblenda gabronorito (PM-01). Oikocristal de hornblenda englobando chadacristais de plagioclásio e clinopiroxênio. Notam-se os contornos irregulares dos chadacristais, bem como golfos de corrosão, como o observado no clinopiroxênio indicado pela seta (aumento de 7,5x, polarizadores cruzados).

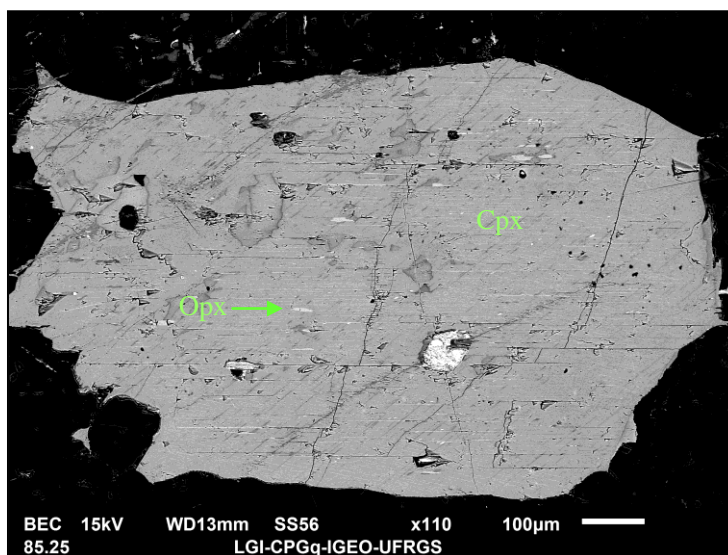


Figura 60. Amostra PM-01. Imagem de BSE de clinopiroxênio com exsolução de ortopiroxênio segundo direção cristalográfica (100).

A hornblenda possui pleocroísmo entre marrom claro e escuro, ocorrendo em grandes porções da lâmina, na forma de oikocristais anédricos grossos a muito grossos, poiquilíticos, englobando chadacristais predominantemente de plagioclásio e clinopiroxênio, constituindo uma textura heteroadcumulada (figura 62). Esta feição é

novamente comparável àquelas descritas por Holness *et al.* (2013) e Leuthold *et al.* (2014) como resultante dos processos de infiltração em cumulados.

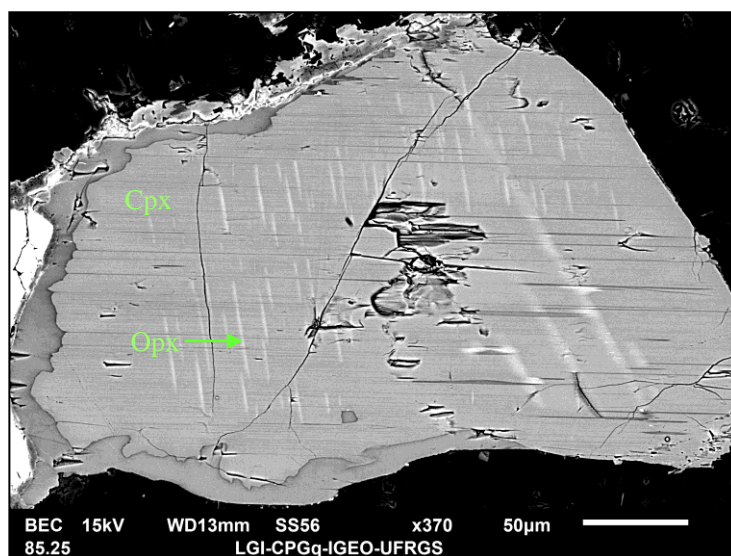


Figura 61. Amostra PM-01. Imagem de *BSE* de clinopiroxênio com exsolução de ortopiroxênio segundo direção cristalográfica (001).

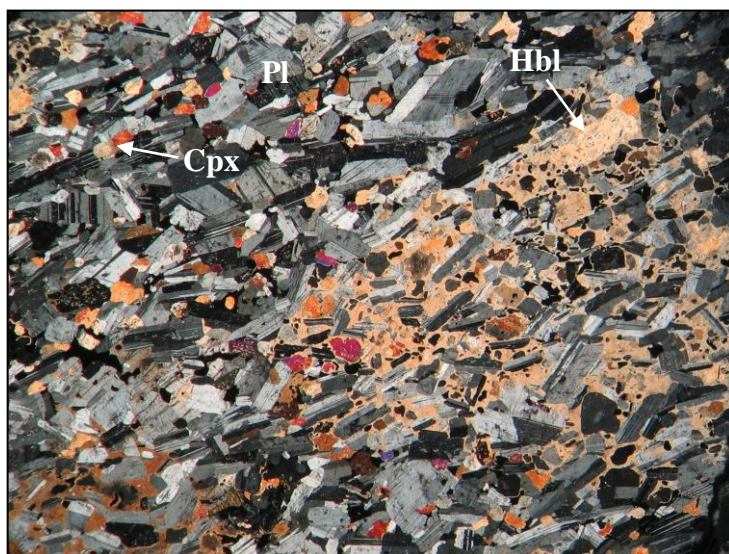


Figura 62. Fotomicrografia de piroxênio-hornblenda gabronorito (PM-01). Observa-se a orientação preferencial dos grãos de plagioclásio, bem como a textura heteroadcumulada formada por um oikocristal de hornblenda muito grosso englobando chadacristais de plagioclásio e clinopiroxênio (aumento de 6,5x, polarizadores cruzados).

A análise por *EDS* dos anfibólios revelou que se tratam de anfibólios cálcicos ricos em TiO_2 (com teores entre 2,5 e 4,3 *wt%*). Os que apresentaram fechamento da análise superiores ou próximos a 94 *wt%* (2 unidades percentuais abaixo da análise ideal) tiveram sua fórmula química calculada (ver análise *PM-01* 15, seção

“Apêndices”). Os resultados apontam para composições de magnésio-hastingita, segundo cálculo na base de 23 O, cálculo do Fe^{+3} de Schumacker (1997), distribuição na fórmula estrutural de IMA (2012) e classificação segundo Hawthorne *et al.* (2012).

O ortopiroxênio ocorre como coroas em torno da olivina, ou então como grãos subédricos médios, disseminados. Raramente pode apresentar granulação grossa a muito grossa.

A olivina ocorre como grãos grossos, anédricos, e geralmente é manteeda por ortopiroxênio, acompanhado de simplectitos com opacos. Pode estar parcialmente alterada para boulingita.

Como acessórios ocorre flogopita tardia em grãos finos e intersticiais, com pleocroísmo de incolor a avermelhado, apatita e opacos. Os últimos constituem-se por magnetita, ilmenita e pirita, nesta ordem de abundância, ocorrendo na forma de simplectitos com ortopiroxênio, ou então como grãos isolados, anédricos e mais grossos, acompanhando a mineralogia máfica.

Através do imageamento em *BSE* nota-se que a magnetita e a ilmenita se apresentam predominantemente de forma intercrescida (figura 63), em grãos maiores em relação à pirita. As análises *EDS* na magnetita demonstram que esta possui teores baixos (menores que 1 *wt%*) de Cr_2O_3 , Al_2O_3 e ZnO (ver análise *PM-01* 1, na seção “Apêndices”).

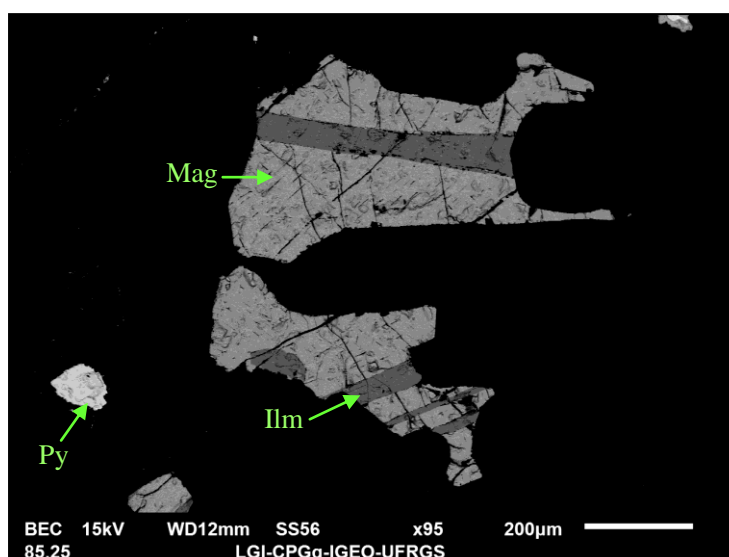


Figura 63. Amostra PM-01. Imagem de *BSE* dos minerais opacos. Observa-se a magnetita e a ilmenita intercrescidas.

- Passo da Olaria/Santa Fé (ocorrência a leste)

Nesta ocorrência, a observação das feições macroscópicas que dizem respeito a relações de contato e interação entre dois magmas de composição distinta é evidente.

Estes estão registrados como zonas de interação entre magmas de composição ácida - representados por um biotita sienogranito equigranular médio, contendo enclaves microgranulares máficos, bem como xenólitos máficos centimétricos de granulação média a fina - com magmas gabroicos, resultando em feições de mistura de magmas e hibridização (figura 64b), formando inclusive brechas magmáticas (figura 64a).

Estas feições atestam para o fato de haver contemporaneidade entre a formação destes dois componentes de diferente afinidade nesta ocorrência. A presença de xenólitos angulares decimétricos de rochas gabroicas, também observados neste ponto, demonstra que há interação com estes componentes em diferentes graus de cristalização. Ora já cristalizados e comportando-se de maneira frágil, ora como líquidos sob processos de mistura.



Figura 64. Feições de mistura: (a) Formação de brechas magmáticas constituídas pela interação entre magmas sienograníticos e gabroicos, com fragmentos angulosos de gabros (escuros); (b) zona de hibridização entre magmas sienograníticos e gabroicos, onde se pode notar os contatos irregulares e gradacionais, com interação entre os dois componentes.

- Desvio Herval

Em campo, estes ocorrem como leucogabros de coloração acinzentada a melagabros de coloração preta, equigranulares médios a grossos, isótipos. Apresentam contatos retos e “frios” com as encaixantes (figura 65a), representadas por biotita sienogranito médio, rosado, isótipo, de modo que não se observam processos de interação ou mistura.

Observa-se ainda a presença de veios milimétricos a centimétricos e apófises de aspecto pegmatóide e composição quartzo-feldspática com até 60 cm de espessura cortando os melagabros (figura 65b). Estas feições sugerem a anterioridade dos gabros em relação aos granitos.

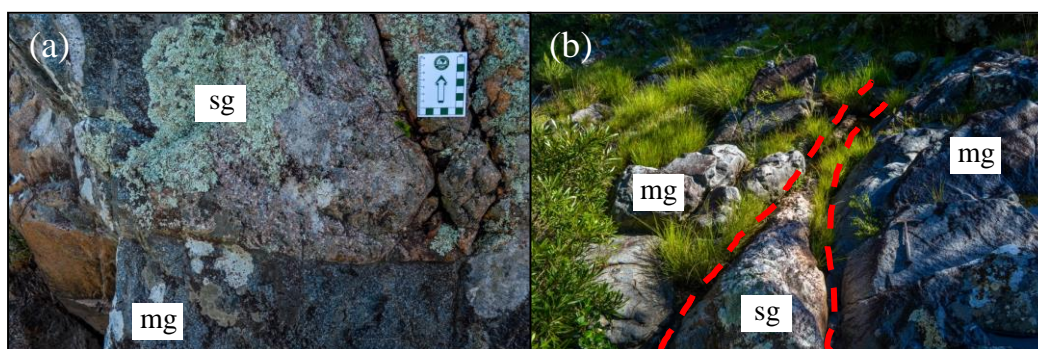


Figura 65. (a) Contato reto e abrupto entre melagabro (mg) e sienogranito (sg), ponto GPF-18; (b) relação de corte entre sienogranito (porção central destacada em vermelho) e melagabro, ponto GPF-18.

No **melagabro** os plagioclásios apresentam-se em porções agregadas localizadas entre os máficos (figura 66) em grãos médios, subédricos a anédricos, com maclas complexas, estando geralmente arredondados ou corroídos em suas extremidades.

Os minerais máficos apresentam-se quase totalmente substituídos por tremolita fibrosa e clorita, na forma de agregados intercrescidos. Por vezes, observam-se cristais subédricos preservados de hornblenda com coloração verde-amarronada e alguns grãos médios, arredondados e pouco preservados de clinopiroxênio (figura 67).

Os minerais opacos são abundantes, anédricos, intersticiais e tardios, e a sua relação com as áreas de intensa alteração para tremolita e clorita pode sugerir que estejam relacionados à transformação da mineralogia máfica (figura 67).

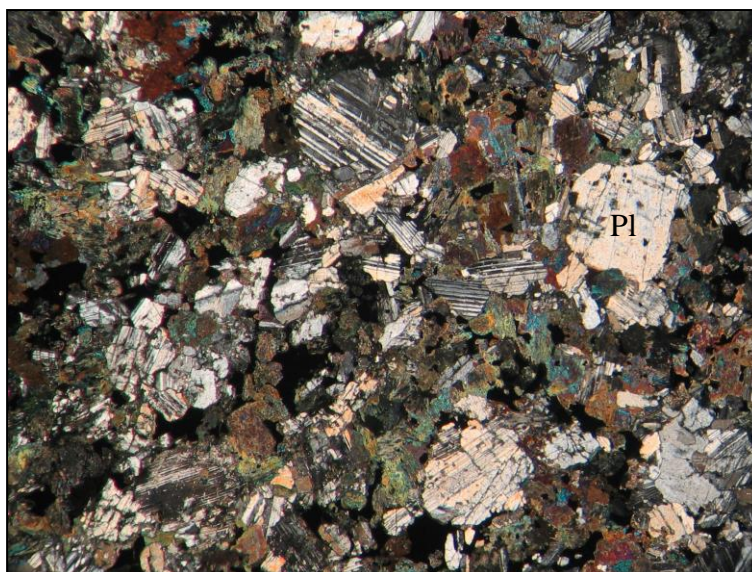


Figura 66. Fotomicrografia de melagabro (GPF-18). Plagioclásios com formas arredondadas em meio aos máficos (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados).

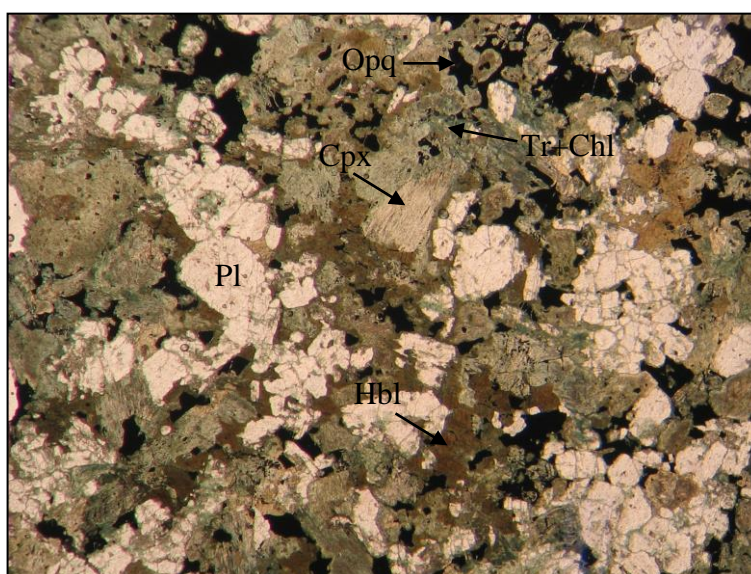


Figura 67. Fotomicrografia de melagabro (GPF-18). Intensa alteração da mineralogia máfica para tremolita e clorita, com opacos associados. Hornblenda marrom e grãos de clinopiroxênio parcialmente preservados (aumento de 2,5x, luz plano-polarizada).

Localmente ocorre um veio com aproximadamente 2 mm de espessura que corta a lâmina, composto essencialmente por epidoto (90%) e clorita (10%). Em sua proximidade ocorre epidoto disseminado na rocha, demonstrando interação, pelo menos na proximidade destes, com a encaixante. Isto pode sugerir ainda que a alteração da mineralogia máfica pode ter relação com estas zonas dos veios, os quais

podem injetar fluidos no sistema, promovendo a substituição dos minerais menos estáveis.

No **leucogabro** os plagioclásios apresentam-se em grandes áreas da lâmina, como cumulados (figura 68), em grãos médios a grossos, com maclas complexas (figura 69) e desenvolvimento de contatos poligonais locais. Alguns grãos podem apresentar feições de recuperação, como extinção ondulante e encurvamento de maclas, observando-se por vezes contatos abaulados. Estas feições podem ser resultado dos mecanismos de compactação do cumulado.

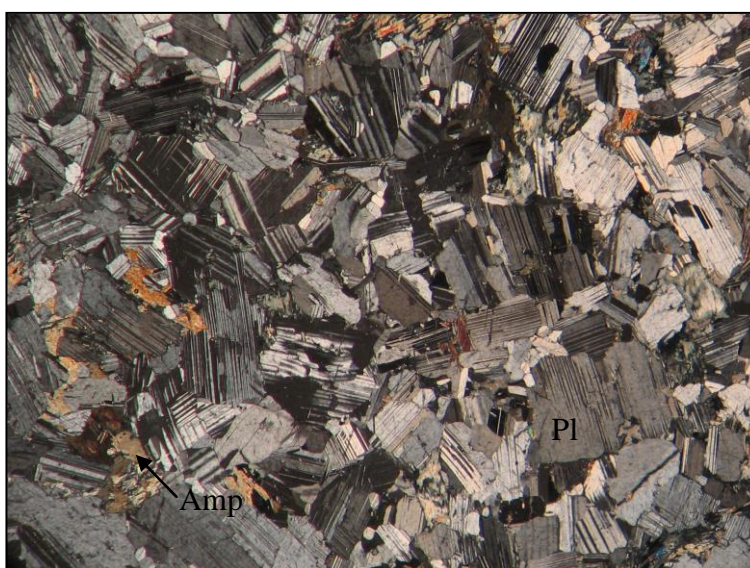


Figura 68. Fotomicrografia de leucogabro (GPF-19). Plagioclásios cumulados com maclas complexas. Máficos essencialmente intersticiais (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados).

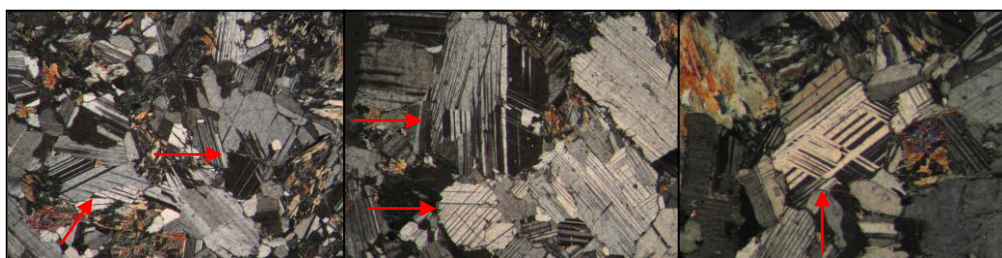


Figura 69. Fotomicrografia de leucogabro (GPF-19). Detalhe das maclas complexas (indicadas pelas setas) em plagioclásio (da esquerda para a direita, aumentos de 5, 6 e 10x, polarizadores cruzados).

As análises por *EDS* nos plagioclásios demonstram que estes possuem composição homogênea, com teores de CaO variando entre 16 e 17,7 *wt%* (análises *GPF-19* 45 e 46, figura 70 e resultado nos “Apêndices”). Todos os grãos analisados apresentaram bom fechamento das análises (acima de 99 *wt%*) e tiveram sua fórmula

química mineral e membros finais determinados. O resultado demonstra que estes variam em teores de $An_{75}Ab_{25}$ a $An_{83}Ab_{17}$, classificando-se todos como bitownitas.

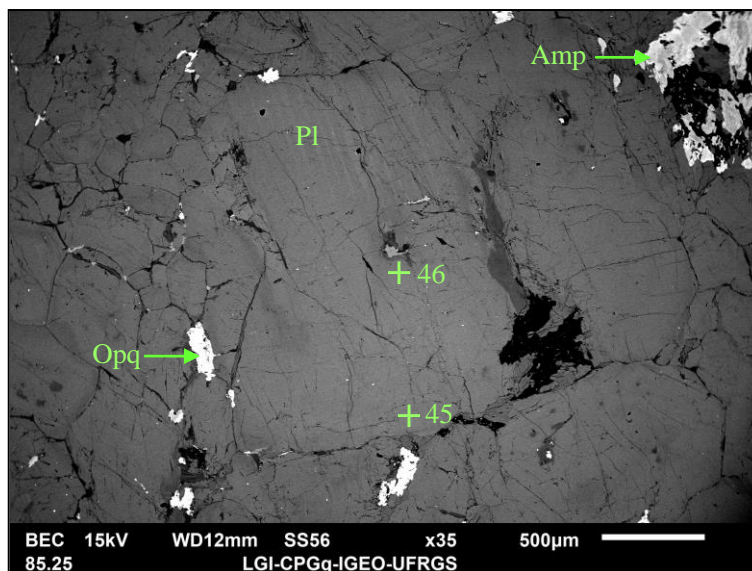


Figura 70. Amostra GPF-19. Imageamento em *BSE* dos plagioclásios. Observa-se a composição homogênea dos mesmos, e os pontos de análise *GPF-19* 45 e 46 (resultado em anexo).

Os máficos ocorrem de maneira intersticial (figura 68), em agregados, estando atualmente substituídos para tremolita, em cristais prismáticos a fibrosos. Por vezes observam-se pequenos relictos de relevo mais alto inclusos, mal preservados, de clinopiroxênio.

O imageamento em *BSE* dos anfibólios (figura 71) possibilitou a observação das relações complexas de substituição e intercrescimento entre os mesmos. As análises por *EDS* os caracterizam como anfibólios cálcicos, sendo que a única análise que apresentou bom fechamento (acima de 94 *wt%*, ou seja, apenas 2% abaixo do fechamento da análise ideal, em 96 *wt%*) teve sua fórmula química calculada. Este se classificou como magnésio-hornblenda (cálculo na base de 23 O, cálculo do Fe^{+3} de Schumacker (1997), distribuição na fórmula estrutural de *IMA* (2012) e classificação de Hawthorne *et al.* (2012)).

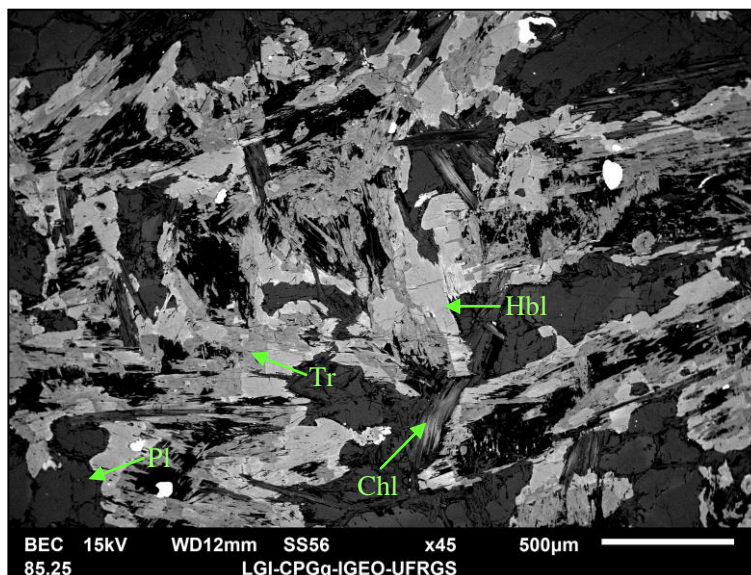


Figura 71. Amostra GPF-19. Imagem de *BSE* dos anfibólios, demonstrando suas relações de substituição.

Como acessórios ocorrem apatita e minerais opacos, os quais são escassos (porcentagem traço), anédricos e associados aos máficos, compondo-se por calcopirita, pirita, ilmenita, magnetita e titanita intercrescida com rutilo (figuras 72 e 73), como verificado pelas análises *EDS* (Ccp: análise *GPF-19* 11; Ilm: análise *GPF-19* 35; Ttn: análise *GPF-19* 37 e Rt: análise *GPF-19* 40, nos “Apêndices”).

A ilmenita apresentou teores de MnO de 2 a 3 *wt%* e a magnetita é cromífera (Cr-magnetita), com teores de Cr₂O₃ de 4 a 8 *wt%* (análise *GPF-19* 34, seção “Apêndices”). Além deste elemento, pode apresentar pequenas quantidades (abaixo ou em torno de 1 *wt%*) de V, ZnO e Al₂O₃.

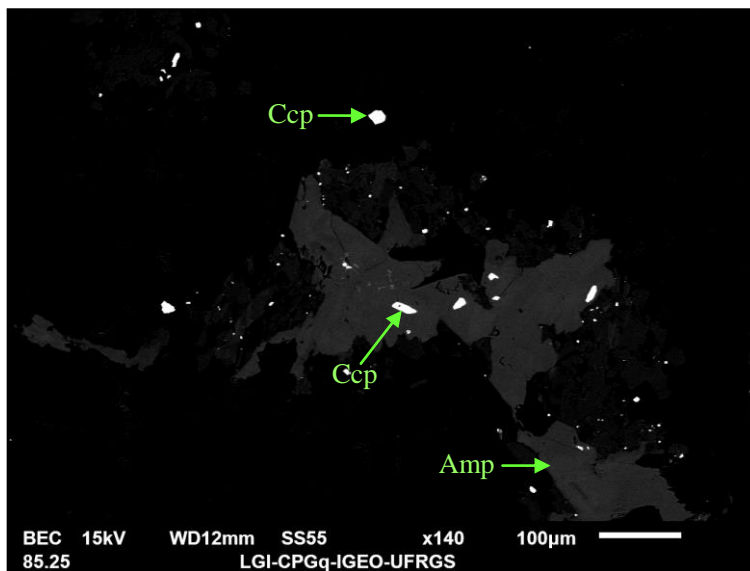


Figura 72. Amostra GPF-19. Imagem de *BSE*. Observam-se os cristais de calcopirita, disseminados e com granulação fina (análise *EDS* GPF-19 11).

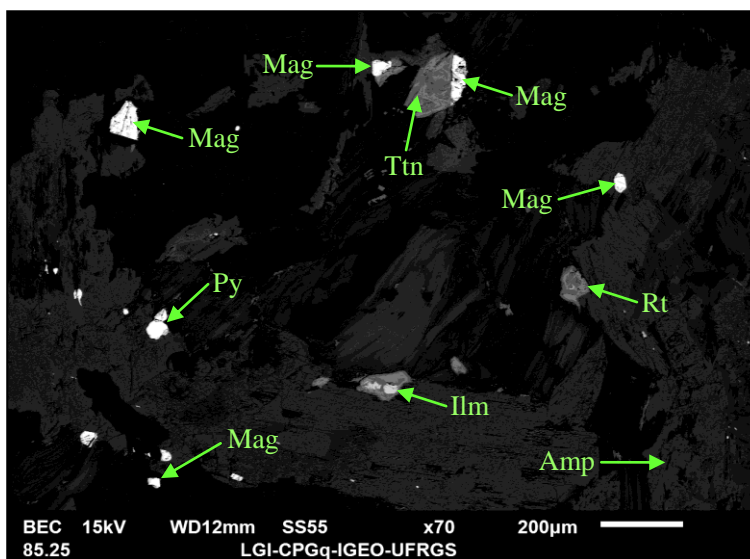


Figura 73. Amostra GPF-19. Imagem de *BSE* dos minerais opacos e acessórios. Análises *EDS* nos “Apêndices”, conforme citadas anteriormente no texto.

- Campo Bonito

Em campo, as rochas desta ocorrência afloram como hornblenda gabros de coloração acinzentada, mesocráticos, isótipos, equigranulares médios a grossos, ou então levemente inequigranulares, sendo a fase de granulação maior composta por anfibólios poiquilíticos de coloração escura (figura 74b).

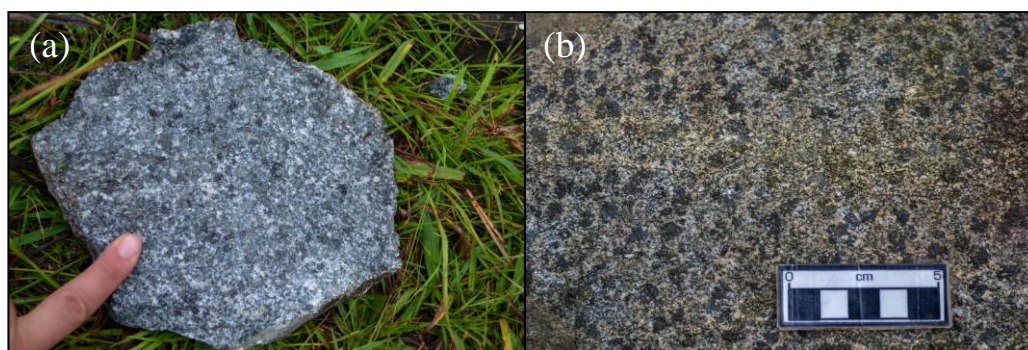


Figura 74. (a) Aspectos texturais macroscópicos em hornblenda gabro com textura equigranular média, ponto GPF-14; (b) textura inequigranular marcada por anfibólios poiquilíticos de granulação grossa (minerais escuros), ponto GPF-16.

Petrograficamente todos se constituem por **hornblenda gabros**. Nesses, os plagioclásios ocorrem como grãos subédricos a euédricos, médios a grossos, com zonação oscilatória e núcleos predominantemente de contorno irregular, pronunciada textura em peneira e padrão de zonação *patchy*, seguidos por bordas de crescimento posteriores límpidas, evidenciando episódios de reabsorção parcial destes minerais (figura 75). Estas feições são dominantes nos grãos mais grossos, enquanto nos mais finos, de hábito predominantemente tabular, estas também ocorrem, porém são menos expressivas.

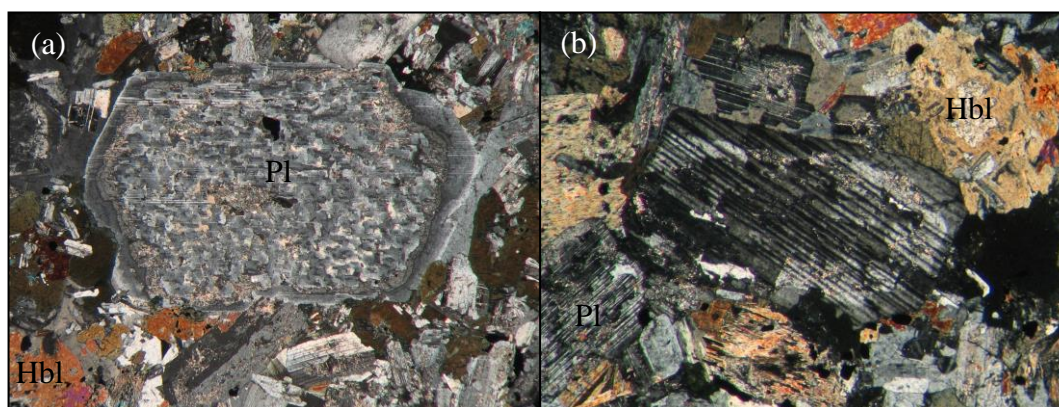


Figura 75. Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-14). (a) Feições de reabsorção com textura em peneira em núcleo de plagioclásio zonado de granulação grossa, e borda de crescimento posterior (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados); (b) plagioclásio zonado com núcleo de contato irregular (aumento de 6x, polarizadores cruzados).

Através das imagens em *BSE* e análises por *EDS*, confirmou-se que estes possuem um espectro composicional diversificado, sendo subdivididos em três grupos principais, com teores de CaO de 8,8 a 9,9 *wt%*; de 10,6 a 12,2 *wt%* e de 15 a 15,9 *wt%*. Os valores do primeiro grupo são comparáveis aos teores de CaO da andesina, os do segundo aos da labradorita, e do terceiro aos da bitownita.

Esta variação é o resultado de três padrões diferentes de zonação nestes minerais, conforme o que segue:

1) uma família de grãos com zonação oscilatória, a qual possui núcleo de composição mais sódica (com teores de CaO de aproximadamente 9,9 a 12,2 *wt%*), uma zona intermediária mais cálcica (teores aproximados de CaO de 15,5 *wt%*) e bordas mais sódicas (com teores de CaO entre 8,8 a 11,2 *wt%*), a exemplo do plagioclásio central da figura 76;

2) cristais com zonação normal, com núcleos mais cálcicos (teores de CaO aproximados entre 15,5 e 15,9 *wt%*) e bordas mais sódicas (CaO em torno de 11,5 a 11,7 *wt%*);

3) cristais com zonação inversa, com núcleos de composição mais sódica (teores de CaO em torno de 10,6 *wt%*) e bordas mais cálcicas (com teores de CaO em torno de 15,7 *wt%*).

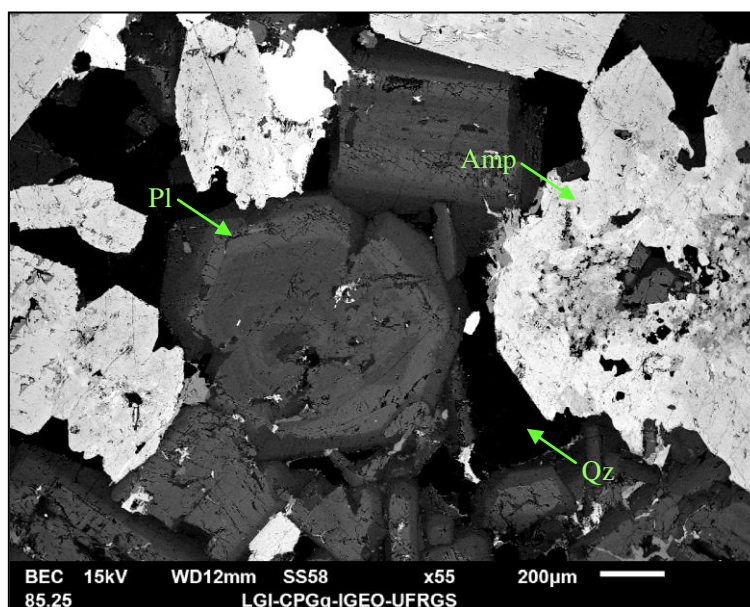


Figura 76. Amostra GPF-17. Imagem de *BSE*. Nota-se o plagioclásio central com zonação oscilatória concêntrica, parte de um anfíbólio poiquilítico de granulação mais grossa e o quartzo anédrico e intersticial, claramente tardio.

A hornblenda possui grãos com pleocroísmo em tons de verde e grãos com pleocroísmo em tons amarronados, em uma população minoritária com cristais mais finos, precoces e euédricos, e outra com grãos poiquilíticos subédricos mais grossos (dominantes), englobando plagioclásio e clinopiroxênio. Na amostra GPF-17 a porcentagem deste mineral chega a 44%, e o seu caráter poiquilítico em oikocristais grossos a muito grossos (figura 77) define a textura dominante da rocha.

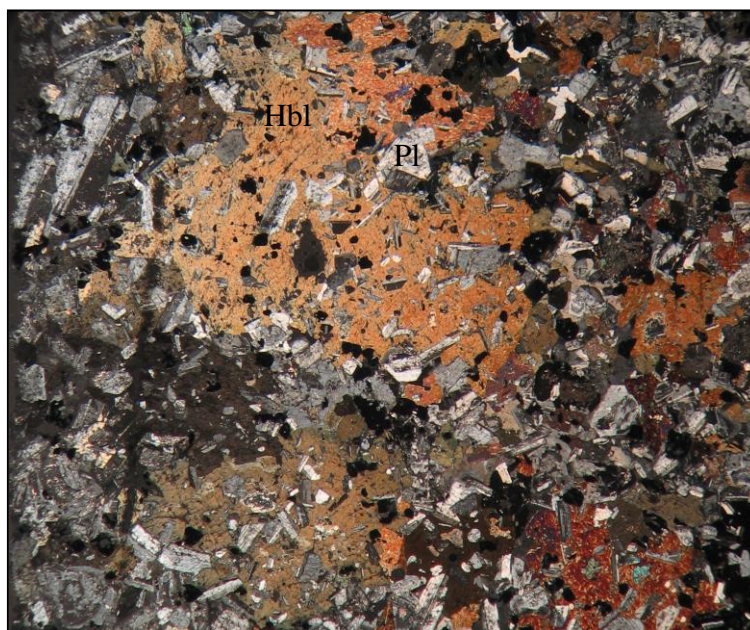


Figura 77. Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-17). Oikocristais grossos de anfibólio, os quais determinam a textura poiquilítica dominante na rocha, englobando chadacristais de plagioclásio (aumento de 1,6x, polarizadores cruzados).

Outra feição que se destaca em relação aos anfibólios, é que estes comumente apresentam relictos de clinopiroxênio em seus núcleos (figura 78). Raramente, pode-se ainda encontrar cristais de clinopiroxênio bastante preservados, sendo substituídos para hornblenda em direção às bordas, como se observa na figura 79, evidenciando processos de hidratação progressiva durante a cristalização.

Os anfibólios analisados por *EDS* apresentaram composição homogênea, caracterizando-se como anfibólios cálcicos ricos em TiO_2 , com teores deste elemento entre 2,2 e 5 *wt%*.

Naqueles em que o fechamento da análise ficou acima de 94 *wt%*, ou seja, com um erro de 2 unidades percentuais em relação ao fechamento ideal de 96 *wt%* (a

exemplo da análise *GPF-17* 47 nos “Apêndices”), foi realizado o cálculo da fórmula química mineral.

O resultado desta possibilitou classificá-los como magnésio-hastingitas (cálculo na base de 23 O, cálculo do Fe^{+3} de Schumacker (1997), distribuição na fórmula estrutural de *IMA* (2012) e classificação de Hawthorne *et al.* (2012)).

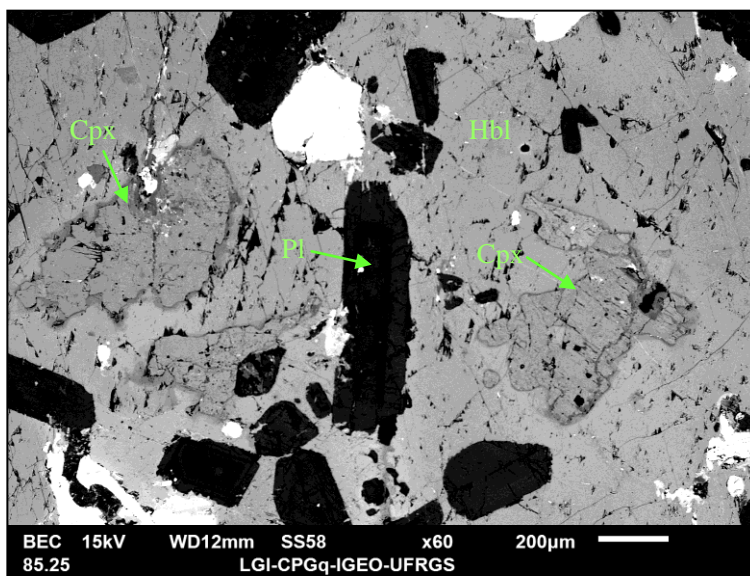


Figura 78. Amostra GPF-17. Imagem de *BSE*. Relictos isolados de clinopiroxênio inclusos em anfibólio poiquilítico.

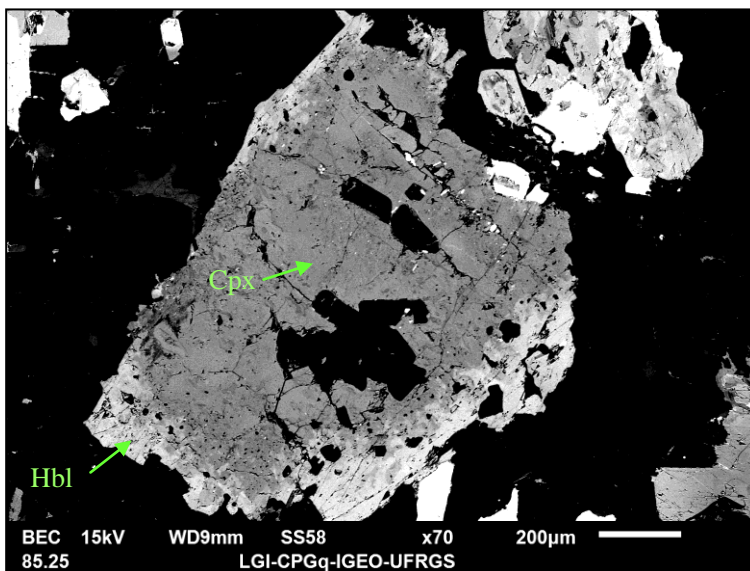


Figura 79. Amostra GPF-17. Imagem de *BSE*. Clinopiroxênio sendo substituído por hornblenda nas bordas. Nota-se o contato difuso e irregular entre as duas fases minerais.

A biotita ocorre como mineral acessório, em grãos finos, disseminados e de hábito lamelar, por vezes em pequenos agregados na proximidade dos anfibólios.

O quartzo possui forma anédrica, disposto em espaços intersticiais, evidenciando seu caráter tardio no sistema, podendo exibir leve extinção ondulante.

O clinopiroxênio ocorre como grãos anédricos e arredondados, finos, sempre como relictos inclusos na hornblenda. Por vezes, estes estão substituídos por tremolita e clorita

Como acessórios, além da biotita, ocorre predominantemente titanita em grãos euédricos de hábito losangular a subordinadamente anédrica. Além desta, ocorrem minerais opacos anédricos a euédricos, geralmente em associação com a mineralogia máfica, além de apatita e zircão.

A mineralogia opaca compõe-se por magnetita, ilmenita e pirita (figura 80). As análises *EDS* demonstraram que a magnetita apresenta pequenos teores (tipicamente abaixo de 1 *wt%*) de ZnO , Al_2O_3 e TiO_2 , além de V , o que pode explicar os valores anômalos deste elemento na análise química em rocha total. A ilmenita, por sua vez, apresenta teores de MnO variáveis entre 1,8 e 4,3 *wt%* (análises *GPF-17* 24, 25 e 27 nos “Apêndices”).

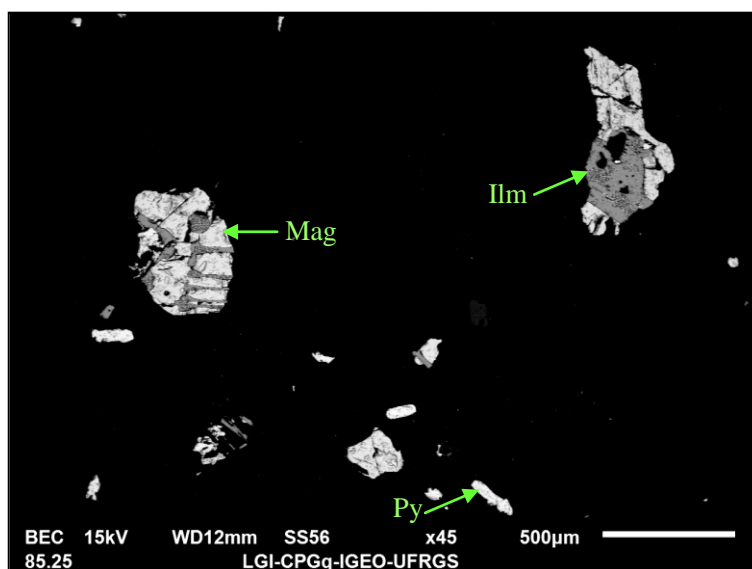


Figura 80. Amostra *GPF-17*. Imagem de *BSE* dos minerais opacos. Ver análises *GPF-17* 24, 25 e 27 na seção “Apêndices”.

Como minerais secundários, registra-se a presença de sericita sobre o plagioclásio, bem como substituição para tremolita e clorita localizada em alguns anfibólios e principalmente, no entorno e sobre os relictos de clinopiroxênio.

- Passo dos Machados

As rochas desta ocorrência constituem-se por biotita-hornblenda quartzo dioritos de coloração acinzentada, predominantemente mesocráticos, equigranulares médios, isotrópicos a levemente foliados na borda do corpo (figura 81a), com orientação (81/050).

Observam-se zonas de interação entre magmas leucocráticos e mesocráticos, bem como enclaves máficos em vários graus de hibridismo, além de cristais mais grossos de plagioclásio em desequilíbrio textural, com formação de anéis parciais de máficos.

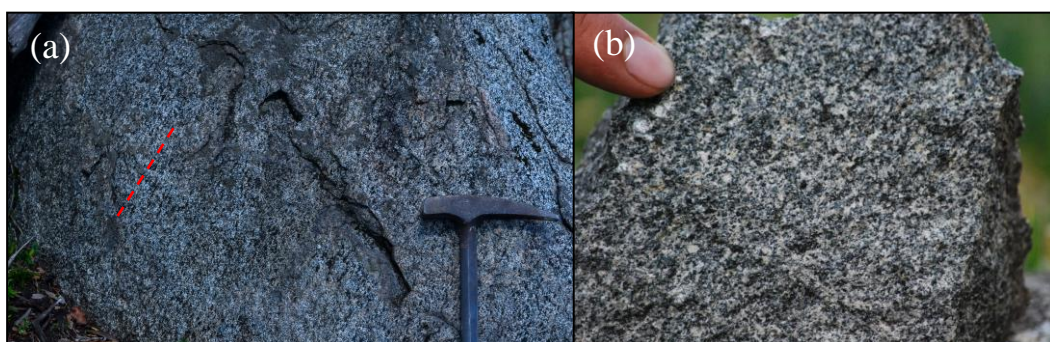


Figura 81. (a) Foliação em biotita-hornblenda quartzo diorito, marcada pelo alinhamento preferencial dos minerais máficos (linha vermelha), ponto GPF-04; (b) aspectos texturais macroscópicos dos biotita-hornblenda quartzo dioritos em amostra de mão, ponto GPF-04.

Os plagioclásios podem ser compostos por duas famílias, ou então constituírem grãos médios a finos, orientados segundo o eixo maior marcando a foliação da rocha juntamente à biotita e ao anfibólio (figura 82a). Estes são subédricos, por vezes com zonação oscilatória concêntrica, com núcleos de aspecto turvo e alterado e bordas inalteradas.

Quando ocorrem como duas famílias (figura 82b), uma compõe-se por grãos médios a grossos aproximadamente equidimensionais, subédricos a anédricos, geralmente com zonação concêntrica. Alguns grãos apresentam núcleos com contatos irregulares, zonação *patchy* e evidências de reabsorção localizada, com textura em peneira. A outra família compõe-se por grãos homogêneos ou por vezes zonados, mais finos e tabulares.

Esta variação pode estar associada às feições de interação anteriormente descritas.

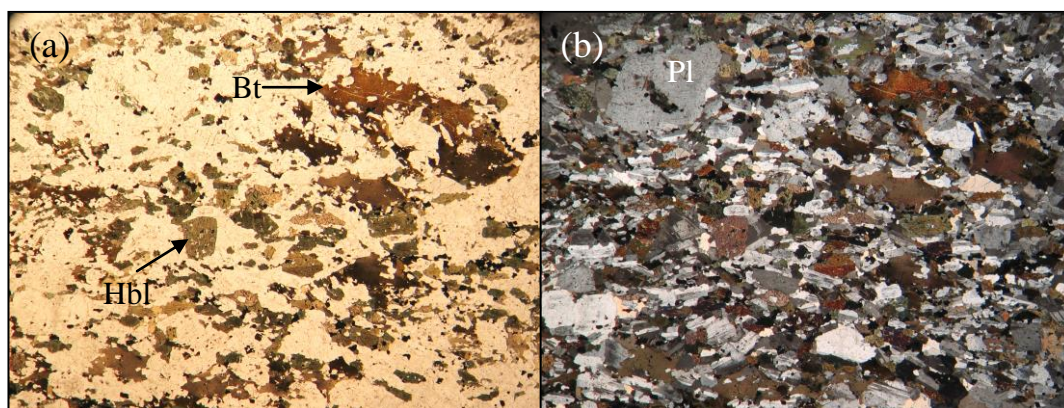


Figura 82. Fotomicrografia de biotita-hornblenda quartzo diorito (GPF-04). (a) Biotita e anfibólio orientados, marcando a foliação da rocha (aumento de 1,6x, luz plano-polarizada); (b) imagem da mesma área, demonstrando duas famílias de plagioclásio, com a segunda, de grãos mais finos, marcando a foliação juntamente à biotita e ao anfibólio (aumento de 1,6x, polarizadores cruzados).

O imageamento em *BSE* e a análise por *EDS* dos plagioclásios demonstrou que estes apresentam uma zonação oscilatória e concêntrica (figura 83). Esta é marcada por núcleos de composição mais sódica, com teores de CaO variáveis entre 7,8 e 8,8 wt%, comparáveis portanto ao teor de CaO das andesinas. Segue-se então uma zona intermediária com composição mais cálcica (teores de CaO entre 10,5 e 14,2 wt%), comparáveis ao teor de CaO das labradoritas. As bordas apresentam novamente composição mais sódica, com CaO variável entre 7,5 wt% e 8,9 wt%, comparáveis aos teores das andesinas.

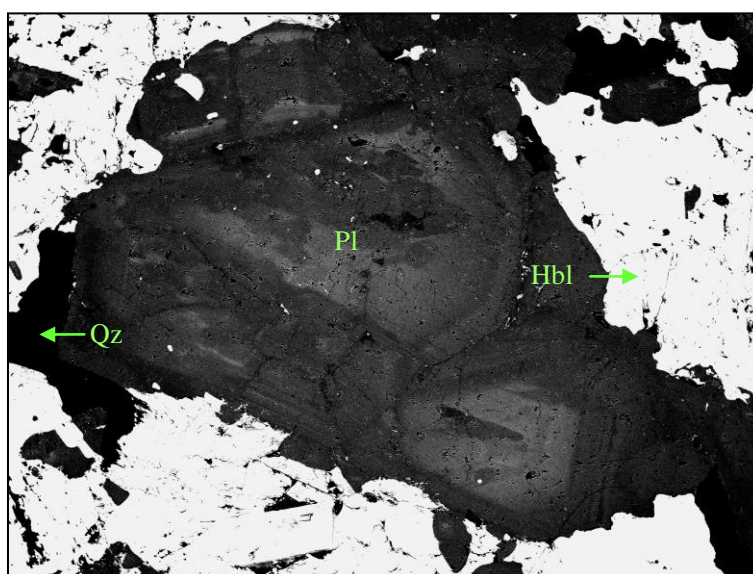


Figura 83. Amostra GPF-04. Imagem de *BSE* dos cristais de plagioclásio. Nota-se a zonação oscilatória e concêntrica.

Para as porções mais cálcicas (zona intermediária) as análises que apresentaram fechamento maior que 98 wt% (a exemplo da análise *GPF-04 67*, seção “Apêndices”) tiveram sua fórmula química e membros finais calculados, o que resultou em teores entre $An_{58}Ab_{42}$ e $An_{67}Ab_{33}$, confirmando que se tratam de labradoritas. Para as porções mais sódicas (núcleos e bordas) o mesmo foi efetuado, porém levando-se em conta os dados disponíveis, consideraram-se as análises com fechamento acima de 97 wt% (exemplo da análise *GPF-04 66*, nos “Apêndices”). Estas apresentaram teores entre $An_{40}Ab_{60}$ e $An_{41}Ab_{59}$, confirmando se tratarem de andesinas.

A hornblenda possui pleocroísmo em tons de verde a marrom claro, em cristais médios predominantemente subédricos, podendo apresentar secundariamente grãos médios a finos, anédricos a subédricos.

As análises *EDS* em anfibólio revelaram que os mesmos são anfibólios cálcicos, com teores de TiO_2 de 1 a 2,5 wt%. Para os que apresentaram fechamento acima de 94 wt% (ou seja, com erro percentual de 2 unidades em relação a análise ideal), a fórmula química foi calculada, classificando-se como magnésio-hastingsitas (cálculo na base de 23 O, cálculo do Fe^{+3} de Schumacker (1997), distribuição na fórmula estrutural de *IMA* (2012) e classificação de Hawthorne *et al.* (2012)).

A biotita é abundante, ocorrendo em grãos grossos, subédricos a anédricos, e também em grãos mais finos, tabulares e euédricos. A associação desta em agregados com o anfibólio é comum.

O quartzo ocorre em grãos finos a médios, de forma anédrica, nos espaços intersticiais (figura 84), evidenciando sua condição como mineral tardio. Apresenta ainda forte extinção ondulante.

O mineral acessório dominante é a titanita, em grãos euédricos de hábito losangular. Ocorrem ainda minerais opacos, disseminados ou em agregados, bem como zircão e apatita em cristais aciculares.

A análise dos minerais opacos por *EDS* (figura 85) caracteriza a magnetita como mineral mais abundante, seguido por ilmenita e pirita. A magnetita apresenta teores baixos de ZnO e Al_2O_3 (abaixo de 1 wt%, ver análise *GPF-04 11*, nos “Apêndices”). A ilmenita pode apresentar teores variáveis entre 1,5 e 9 wt% de MnO, com valores típicos da ordem de 4 a 5 wt% (ver análise *GPF-04 11*, seção “Apêndices”).

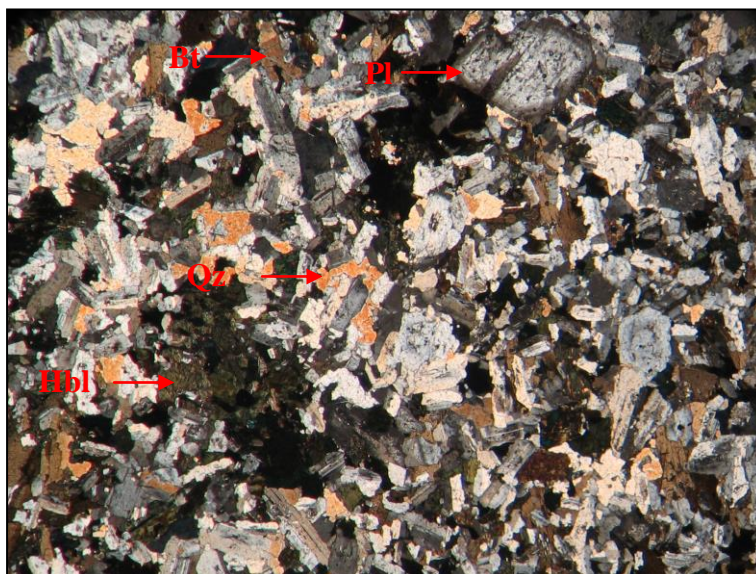


Figura 84. Fotomicrografia de biotita-hornblenda quartzo diorito (GPF-06). Destaca-se a forma totalmente anédrica e intersticial do quartzo, observando-se ainda os plagioclásios zonados e de grãos mais grossos, bem como a população de grãos mais finos e tabulares. (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados).

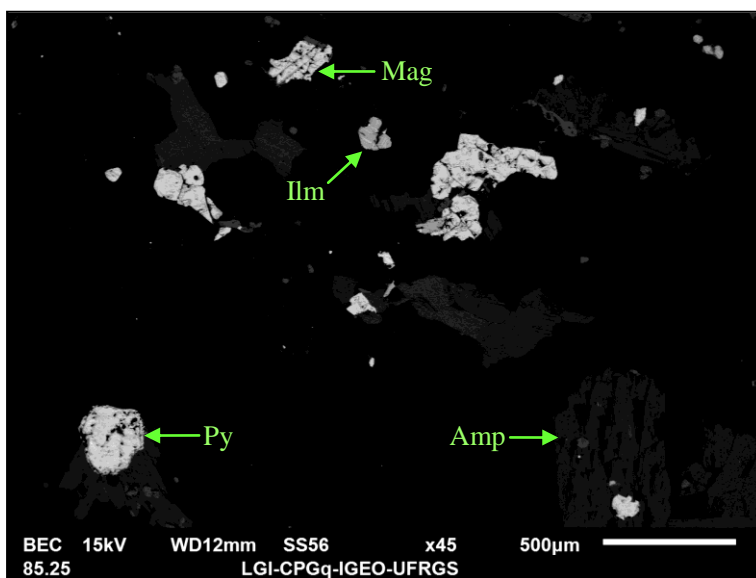


Figura 85. Amostra GPF-04. Imagem de *BSE* dos minerais opacos, constituídos por magnetita, ilmenita e pirita.

Como minerais secundários, registra-se a presença de sericita como alteração nos plagioclásios, predominantemente na população dos grãos mais grossos e nas porções de núcleo.

- Alto Alegre

Nesta ocorrência, as rochas se constituem por hornblenda dioritos de coloração cinza-escuro, mesocráticos, equigranulares médios, predominantemente isotrópicos (figura 86). Localmente podem apresentar granulação média a fina, e foliação marcada pela orientação preferencial do anfibólio e do plagioclásio.



Figura 86. Aspecto macroscópico dominante em amostra de mão dos hornblenda dioritos da ocorrência Alto Alegre. Amostra AP-8.

Nestas rochas, os plagioclásios também ocorrem como duas famílias (figura 87), uma de grãos subédricos a euédricos, íntegros e bem preservados, médios e tabulares, podendo apresentar orientação preferencial segundo seu eixo maior, a qual marca a foliação da rocha juntamente ao anfibólio (subordinado).

A outra, com grãos grossos, subédricos a anédricos, apresenta zonação oscilatória concêntrica e por vezes núcleos de contatos irregulares e forte extinção ondulante (figura 88). Nestes, é comum se observar padrões de zonação do tipo *patchy*.

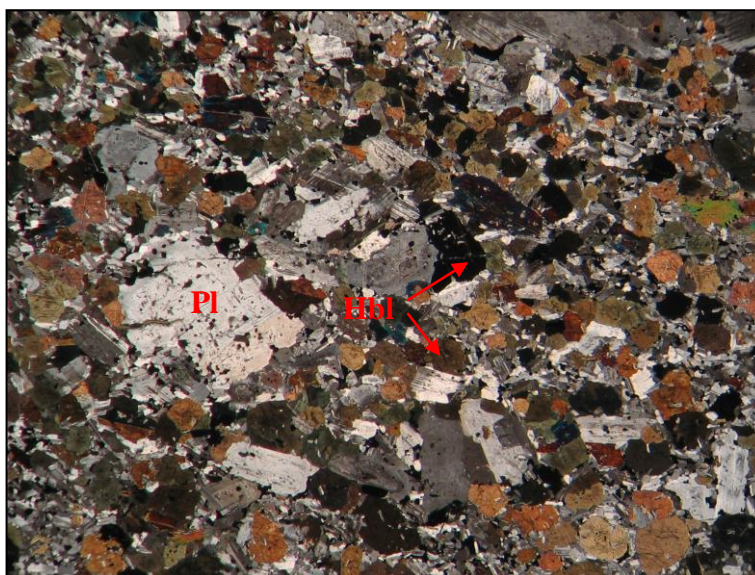


Figura 87. Fotomicrografia de hornblenda gabro (AP-8). Nota-se as duas populações de plagioclásio, bem como os cristais subédricos a euédricos de hornblenda (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados).



Figura 88. Fotomicrografia de hornblenda gabro (GPF-22). Observa-se o agregado de grãos de plagioclásio mais grossos e com extinção ondulante, além da forma anédrica da biotita (aumento de 4x, polarizadores cruzados).

O imageamento em *BSE* juntamente às análises por *EDS* nas amostras AP-8 e GPF-22 confirmaram que os plagioclásios apresentam variação no espectro composicional, com teores de CaO entre 8,2 e 14,4 *wt%*, segundo três padrões principais:

1) grãos que apresentam uma zonação normal (figuras 89 e 90), com núcleos de composição correspondendo provavelmente a labradoritas (dado os teores de CaO

variáveis entre 10,5 e 14,4 *wt%*) e bordas mais sódicas (prováveis andesinas, com teores de CaO de 8,2 a 9,9 *wt%*). Estes representam a população dominante.

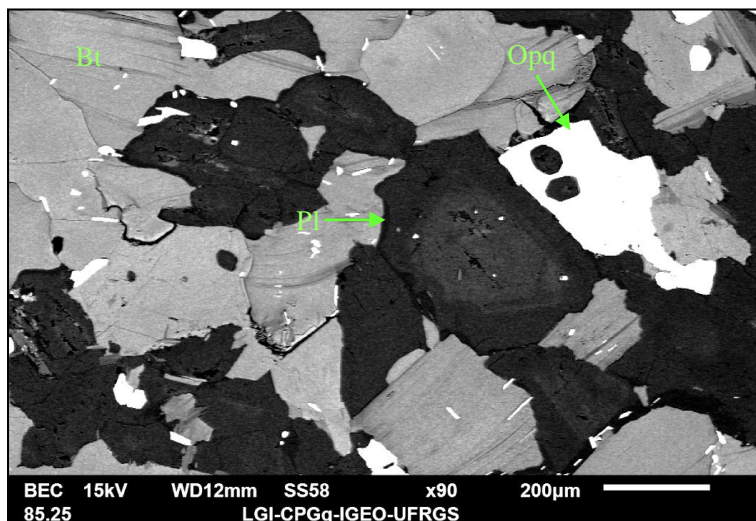


Figura 89. Amostra AP-8. Imagem de *BSE* em plagioclásio com zonação normal concêntrica.

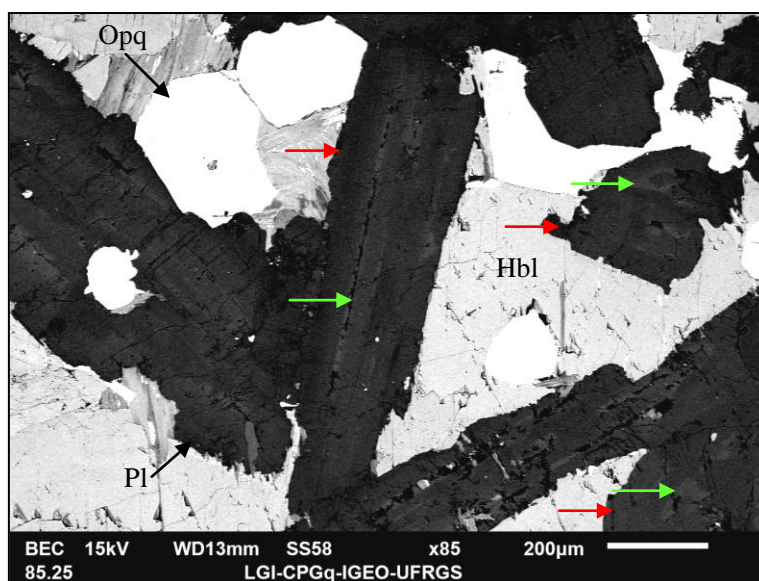


Figura 90. Amostra GPF-22. Imagem de *BSE* dos plagioclásios com zonação normal. Setas vermelhas representam as bordas mais sódicas, e setas verdes os núcleos mais cálcicos.

2) grãos com zonação inversa, por vezes concêntrica (figura 91), formados por núcleos com teores de CaO correlacionáveis a andesinas (8,2 a 9,4 *wt%*) e bordas com composição correlacionável a labradoritas (acima de 10,7 *wt%* de CaO). Pode apresentar ainda grãos com composição que variam dentro do intervalo das

andesinas ou das labradoritas, com empobrecimento em CaO do núcleo para a borda. Estes são o segundo grupo mais abundante.

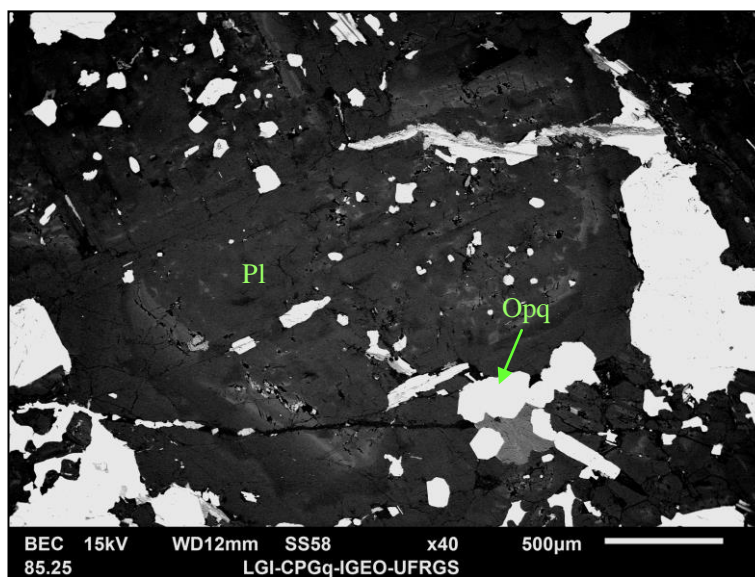


Figura 91. Amostra AP-8. Imagem de *BSE* de plagioclásio com zonação inversa concêntrica, com núcleo mais sódico, uma zona intermediária mais cálcica, e bordas novamente mais sódicas.

3) grão homogêneos, com composição similar a de andesinas (em torno de 10 *wt%* de CaO). Constitui o grupo menos abundante.

De todos os grãos analisados, apenas um apresentou bom fechamento da análise (em 99,6 *wt%*), tendo sua fórmula química e membros finais calculados. Este apresentou teor de CaO de 9.9 *wt%*, e teor de $An_{46}Ab_{54}$. Este dado confirma que os teores de CaO abaixo de 10 *wt%* mencionados acima e correlacionados a andesinas são confiáveis.

As análises *EDS* representativas das composições citadas podem ser verificadas na seção “Apêndices”. A análise *GPF-22 74* representa o intervalo composicional das labradoritas; a análise *GPF-22 32* a que apresentou fechamento ideal e teve sua fórmula química calculada, representando o intervalo das andesinas; e por fim a análise *GPF-22 82*, representando os plagioclásios homogêneos com teores de CaO em torno de 10 *wt%*.

Nas análises por *WDS* em microsonda eletrônica, estes apresentaram-se divididos em dois grupos. O primeiro, dominante, com teores de $An_{40}Ab_{60}$ a $An_{50}Ab_{50}$, classificando-se como andesinas. O segundo, pouco expressivo (em torno de 15% dos grãos analisados) apresentou teores de $An_{53}Ab_{47}$ a $An_{69}Ab_{31}$,

correspondendo a labradoritas. Estas análises correspondem a núcleos de plagioclásio de composição mais cálcica (geralmente dos grãos de granulação maior), ou então a porções intermediárias de plagioclásios zonados, enriquecidas em CaO, como ilustrado na imagem 91.

A hornblenda possui pleocroísmo em tons esverdeados a amarronados, e ocorre tanto como grãos médios a finos, subédricos a anédricos, quanto como grãos grossos, prismáticos e euédricos, os quais acompanham a orientação do plagioclásio segundo a foliação. Ocorrem ainda como grãos grossos, subédricos a euédricos, poiquilíticos, englobando cristais de plagioclásio (figura 92).

Pode-se observar ainda exsoluções de opacos do tipo Schiller em alguns grãos, bem como extinção e coloração diferenciada, o que sugere uma zonalidade na composição dos mesmos.



Figura 92. Fotomicrografia de hornblenda diorito (GPF-22). Observam-se os anfibólios subédricos em cristais mais grossos englobando plagioclásio poiquiliticamente (aumento de 2x, polarizadores cruzados).

Os anfibólios analisados via *EDS* constituem anfibólios cálcicos ricos em TiO_2 , apresentando teores deste elemento variáveis entre 1 e 3,7 *wt%*, com valores típicos entre 2 e 3 *wt%*. Através do imageamento em *BSE* confirmou-se a variação composicional mencionada acima, apresentando nas porções centrais zonas descontínuas e irregulares de coloração mais escura. Já em direção à borda, observam-se zonas mais claras (figura 93).

Ao serem analisadas via *EDS*, estas demonstraram que a porção central é enriquecida em MgO (ver análise *GPF-22 41*, nos “Apêndices”), e a zona periférica é enriquecida em FeO (ver análise *GPF-22 40*, seção “Apêndices”).

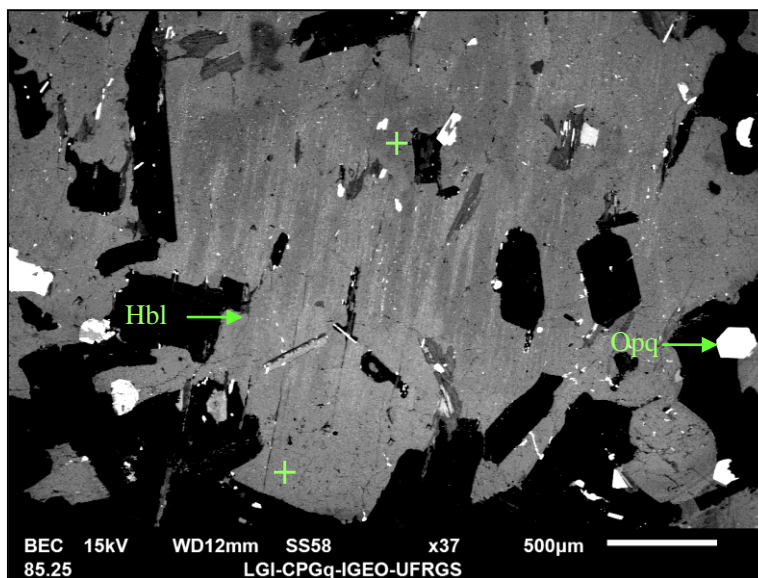


Figura 93. Amostra GPF-22. Imagem em *BSE* de anfibólio. Notam-se zonas de coloração mais escura (enriquecidas em MgO) e zonas mais claras, enriquecidas em FeO.

Os anfibólios apresentaram nas análises *WDS* composição homogênea, classificando-se todos como magnésio-ferri-hornblendas a magnésio-ferri-hornblendas ricas em Ti (cálculo na base de 23 O, cálculo do Fe^{+3} de Schumacker (1997), distribuição na fórmula estrutural de *IMA* (2012) e classificação de Hawthorne *et al.* (2012)).

Observam-se ainda na rocha agregados de granulação mais grossa em relação à média da rocha, compostos por hornblenda, biotita, plagioclásio e opacos (figura 94). Podem constituir autólitos, pois apresentam a mesma mineralogia da rocha em que estão inseridos, além de não apresentarem feições de corrosão ou absorção parcial que indiquem desequilíbrio com o seu entorno.

Como minerais acessórios, ocorre biotita em cristais médios e anédricos (figura 88), juntamente aos opacos, apatita e zircão. A partir do imageamento em *BSE* e análises *EDS* nos minerais opacos, ilustrados nas figuras 95 e 96, pode-se observar que estes são predominantemente magnetita, seguidos por pirita e ilmenita, respectivamente.

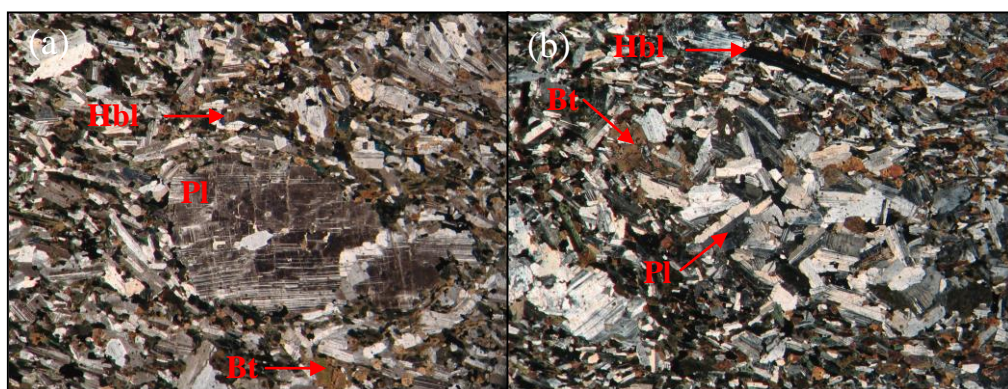


Figura 94. Fotomicrografia de hornblenda diorito (GPF-25). (a) Observam-se os agregados de plagioclásio de granulação grossa, sendo contornados pela foliação da rocha (aumento de 2,5x, polarizadores cruzados); (b) autólitos de granulação mais grossa. Nota-se ainda o alinhamento do anfibólio indicado na parte superior da figura (aumento de 2x, polarizadores cruzados).

As ilmenitas demonstraram teores de MnO em torno de 2 wt% (a exemplo da análise *GPF-22* op-09, anexa nos “Apêndices”) e teores próximos de 1 wt% de ZnO na magnetita (análise *GPF-22* op-08, seção “Apêndices”).

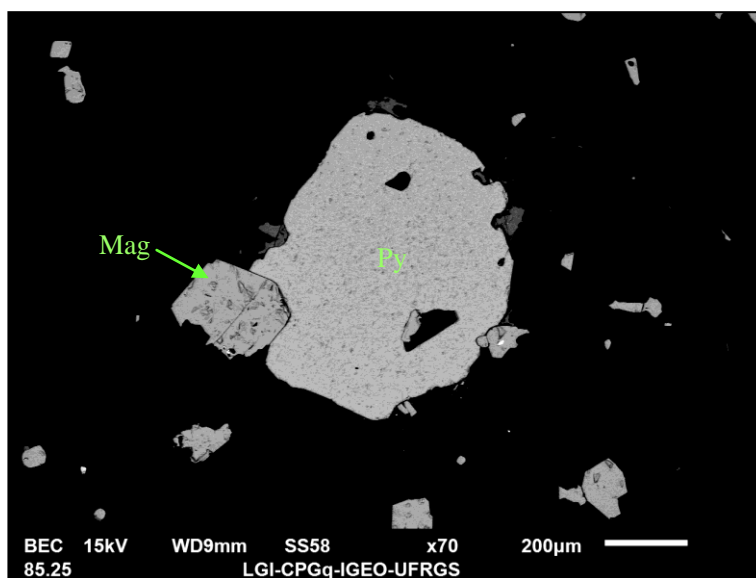


Figura 95. Amostra AP-8. Imagem de *BSE* dos minerais opacos.

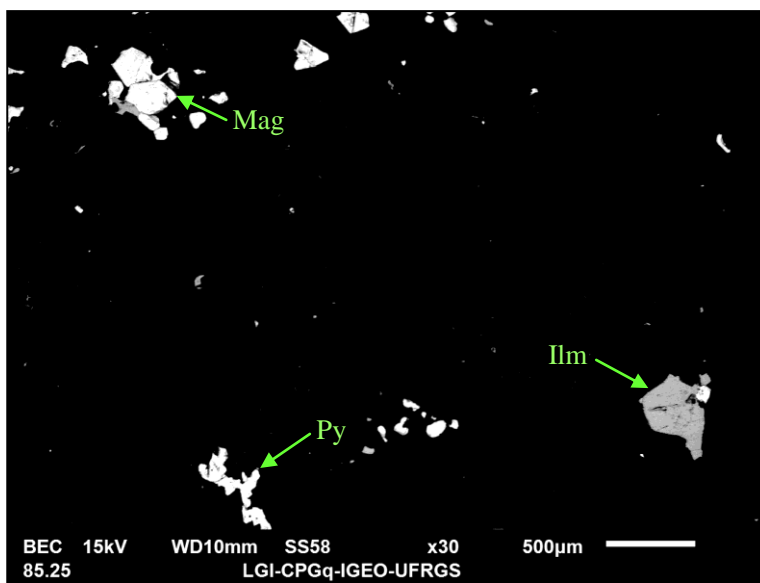


Figura 96. Amostra GPF-22. Imagem de *BSE* dos minerais opacos.

4.5 ASSINATURAS GEOQUÍMICAS

Os resultados das análises geoquímicas em rocha total (elementos maiores e traços) serão apresentados a seguir, subdivididos de acordo com cada ocorrência estudada. Na sequência, serão apresentados os padrões de elementos terras raras (ETR's) e alguns diagramas para a caracterização química de rochas ígneas.

- Passo da Fabiana

Esta unidade constitui-se por rochas de caráter básico, com teores de SiO_2 variáveis entre 45,7 e 47,2 wt%. Os teores de Al_2O_3 (entre 19,9 e 22,4 wt%) e CaO (12,2-14,6 wt%) são elevados, o que pode ser explicado pelo fracionamento e acumulação do plagioclásio nas rochas cumuladas. Apresentam teores de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ entre (5,6-8,9 wt%), MgO (5,5-8,2 wt%), Na_2O (1,5-2,4 wt%) e TiO_2 (0,2-1 wt%).

- Passo da Olaria

Esta apresenta teores de SiO_2 variáveis entre 42,4 e 47,5 wt%, classificando-se portanto como rochas básicas-ultrabásicas. Novamente, os elevados teores de Al_2O_3 (16,8-23 wt%) e CaO (11,5-14,3 wt%) podem ser explicados pelo fracionamento e acumulação do plagioclásio.

Os valores de MgO são os mais altos de todas as ocorrências analisadas (entre 6,4 e 8,9 wt%), e pode ser explicado pela presença de maior porcentagem modal de olivina (até 19%) em relação aos outros corpos. Apresentam teores de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ entre (5,2-16,4 wt%), Na_2O (1,2-1,9 wt%) e TiO_2 (0,15-1,9 wt%).

- Desvio Herval

Apresentam teores de SiO_2 entre 41,1 e 47,2 wt%, classificando-se portanto como rochas básicas-ultrabásicas. Os teores de Al_2O_3 variam entre 16,7 e 25,8 wt%, sendo que o maior valor corresponde ao hornblenda leucogabro (constituído por 76% de Pl). Desta forma, este valor elevado pode ser explicado pelo fracionamento e acumulação deste mineral como fase cumulada.

Os teores de CaO variam entre (11,2-13,1 wt%), $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ (5-17 wt%), MgO (4,8-7,7 wt%), Na_2O (1,2-1,8 wt%) e TiO_2 (0,3-1,9 wt%).

- Campo Bonito

Esta unidade constitui-se por rochas de caráter básico a fracamente intermediário, com teores de SiO_2 variáveis entre 44,4 e 53 *wt%*. Os teores de CaO (9,1-10,2 *wt%*) são mais baixos em relação às ocorrências anteriormente citadas, enquanto os de Na_2O são mais elevados (2-2,9 *wt%*).

Apresenta teores de Al_2O_3 entre (16,3 e 17,8 *wt%*), $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ (9,2-16,5 *wt%*), MgO (4,8-7,4 *wt%*) e TiO_2 (0,8-2 *wt%*).

- Passo dos Machados

Possui teores de SiO_2 entre 52 e 54,3 *wt%*, o que lhe confere caráter fracamente intermediário, ou seja, próximo ao limite superior das rochas básicas (52%). Os teores de MgO (4-4,2 *wt%*) e CaO (7,3-7,5 *wt%*) são os mais baixos de todos os corpos amostrados, enquanto os de Na_2O são elevados (3,1-3,3 *wt%*).

Demonstra teores de Al_2O_3 variáveis entre (16,6 e 17,6 *wt%*), $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ (8,1-11 *wt%*) e TiO_2 (1,1-1,9 *wt%*).

- Alto Alegre

Constitui-se por rochas de caráter ultrabásico, com teores de SiO_2 variáveis entre 43,1 e 45,6 *wt%*. Os valores de Na_2O são comparáveis à unidade anterior, com valores entre 3,1 e 3,2 *wt%*. Apresenta teores de Al_2O_3 entre (17-6-18,8 *wt%*), CaO (10-10,4 *wt%*), $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ (12,7-14,3 *wt%*), MgO (5,9-6,4 *wt%*) e TiO_2 (1,9-2 *wt%*).

A seguir, apresentam-se os diagramas de classificação química de rochas ígneas com base nos elementos maiores segundo o diagrama *TAS* (figura 97) e $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (figura 99), bem como dois diagramas de classificação de séries magmáticas a partir da análise química em clinopiroxênio (figuras 98 e 100).

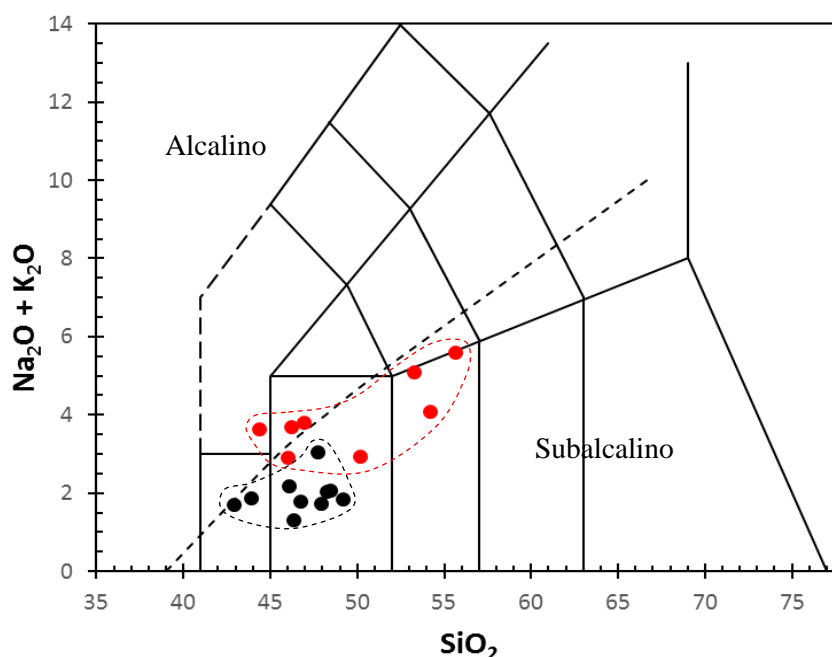


Figura 97. Classificação das rochas no diagrama TAS (Le Maitre, 2002), em base anidra. Limite tracejado marca a divisão entre os campos alcalino e sub-alcalino. Associação I: Passo da Olaria, Passo da Fabiana e Desvio Herval, em preto; Associação II: Alto Alegre, Campo Bonito e Passo dos Machados, em vermelho.

Observa-se que as amostras distribuem-se predominantemente no campo sub-alcalino, ou então com leve tendência para o campo alcalino, como é o caso das três amostras correspondentes à ocorrência do Alto Alegre, localizadas ligeiramente acima do limite.

Nota-se ainda a separação das mesmas em duas associações principais. A associação inferior, a partir de agora referida como “Associação I” (em preto), é representada pelas ocorrências do Passo da Fabiana, Passo da Olaria e Desvio Herval, apresentando teores de álcalis mais baixos.

A segunda associação, em vermelho, deste ponto em diante tratada como “Associação II”, apresenta-se enriquecida em álcalis comparativamente à primeira, e é representada pelas ocorrências do Alto Alegre, Campo Bonito e Passo dos Machados.

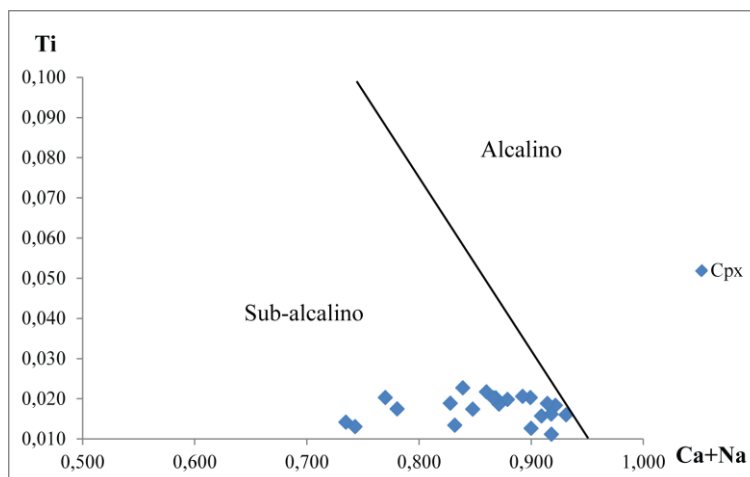


Figura 98. Diagrama Ti *versus* (Ca+Na) para identificação da afinidade geoquímica de rochas vulcânicas (Letterier, 1982), com base na composição do clinopiroxênio (cálculo dos íons na base de 6 O, amostra GPF-3B – Passo da Fabiana).

A análise da composição dos clinopiroxênios por WDS da amostra GPF-3B, correspondente à ocorrência do Passo da Fabiana, com posterior cálculo da fórmula química e classificação no diagrama (Ti *versus* Ca+Na) acima ilustrado (figura 98), permite confirmar a afinidade sub-alcálica desta ocorrência, como apresentada no diagrama anterior.

A vantagem desta classificação, com base em química mineral, é que se excluem os efeitos causados pelo fracionamento nos cumulados, os quais irão refletir-se, em maior ou menor proporção, na definição da afinidade geoquímica de uma rocha, quando levada em conta sua composição em rocha total.

Para a identificação da afinidade cálcio-alcálica ou toleítica da série, utilizou-se o diagrama K_2O-SiO_2 de Peccerillo e Taylor (figura 99). Para tal fim, excluíram-se as amostras GPF-01, GPF-2A, GPF-3B, GPF-10 e GPF-19, pois estas apresentaram características de cumulados tanto na petrografia, quanto nos padrões de elementos traços e ETR's (figura 104), nos últimos com pronunciadas anomalias positivas de Eu. Análises com anomalias sutis ou inexistentes foram consideradas para a classificação.

Como se pode observar na figura a seguir, as amostras distribuem-se no campo da série cálcio-alcálica. As duas análises que apresentam teores mais elevados de K_2O correspondem à ocorrência do Passo dos Machados.

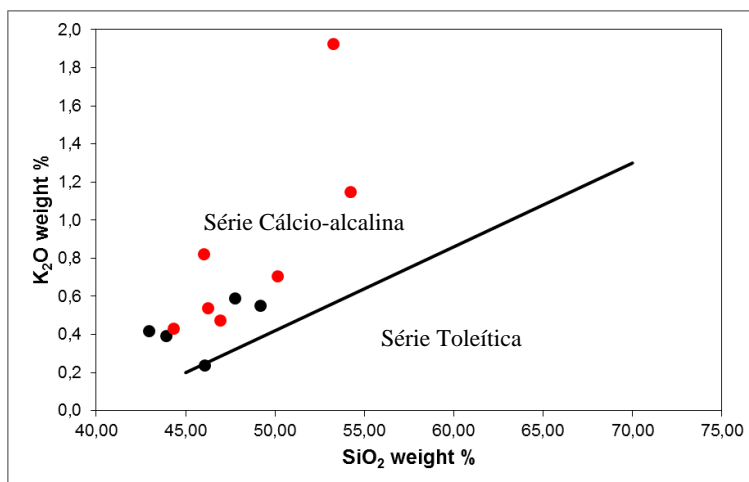


Figura 99. Classificação das rochas no diagrama K_2O-SiO_2 (Peccerillo e Taylor, 1976), em base anidra. “Associação I” em preto e “Associação II” em vermelho.

As análises em clinopiroxênios por *WDS* da amostra GPF-3B foram dispostas no diagrama “Ti” versus “Al”, abaixo ilustrado (figura 100), para determinar a afinidade geoquímica da série. A partir deste, percebe-se que uma pequena porção das análises distribui-se próximo ao limite do campo toleítico x cálcio-alcálico, mas que a maioria destas define um *trend* evolutivo para o campo cálcio-alcálico, confirmando assim a afinidade demonstrada no diagrama anterior, com base na análise química em rocha total.

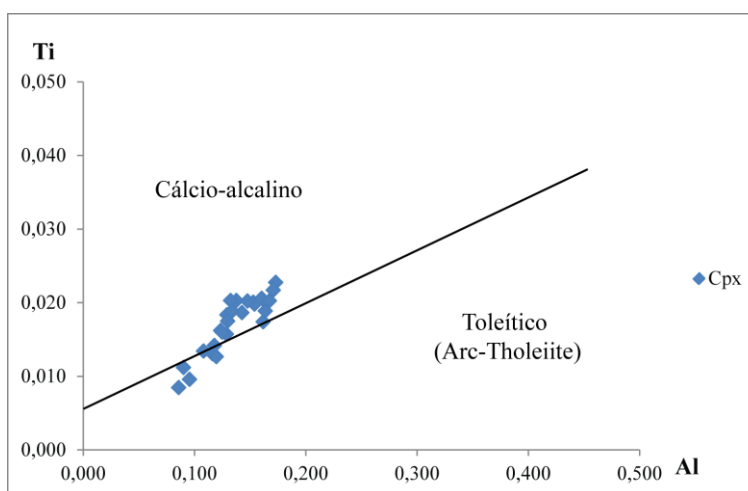


Figura 100. Diagrama para identificação da afinidade cálcio-alcálica ou toleítica de rochas vulcânicas (Letterier, 1982), com base na composição do clinopiroxênio (cálculo dos íons na base de 6 O, amostra GPF-3B – Passo da Fabiana).

A separação das unidades caracterizadas em duas associações distintas também é evidenciada a partir da análise dos padrões de alguns elementos maiores (*wt%*) e traços (ppm), como pode se observar a seguir, nas figuras 101 a 103.

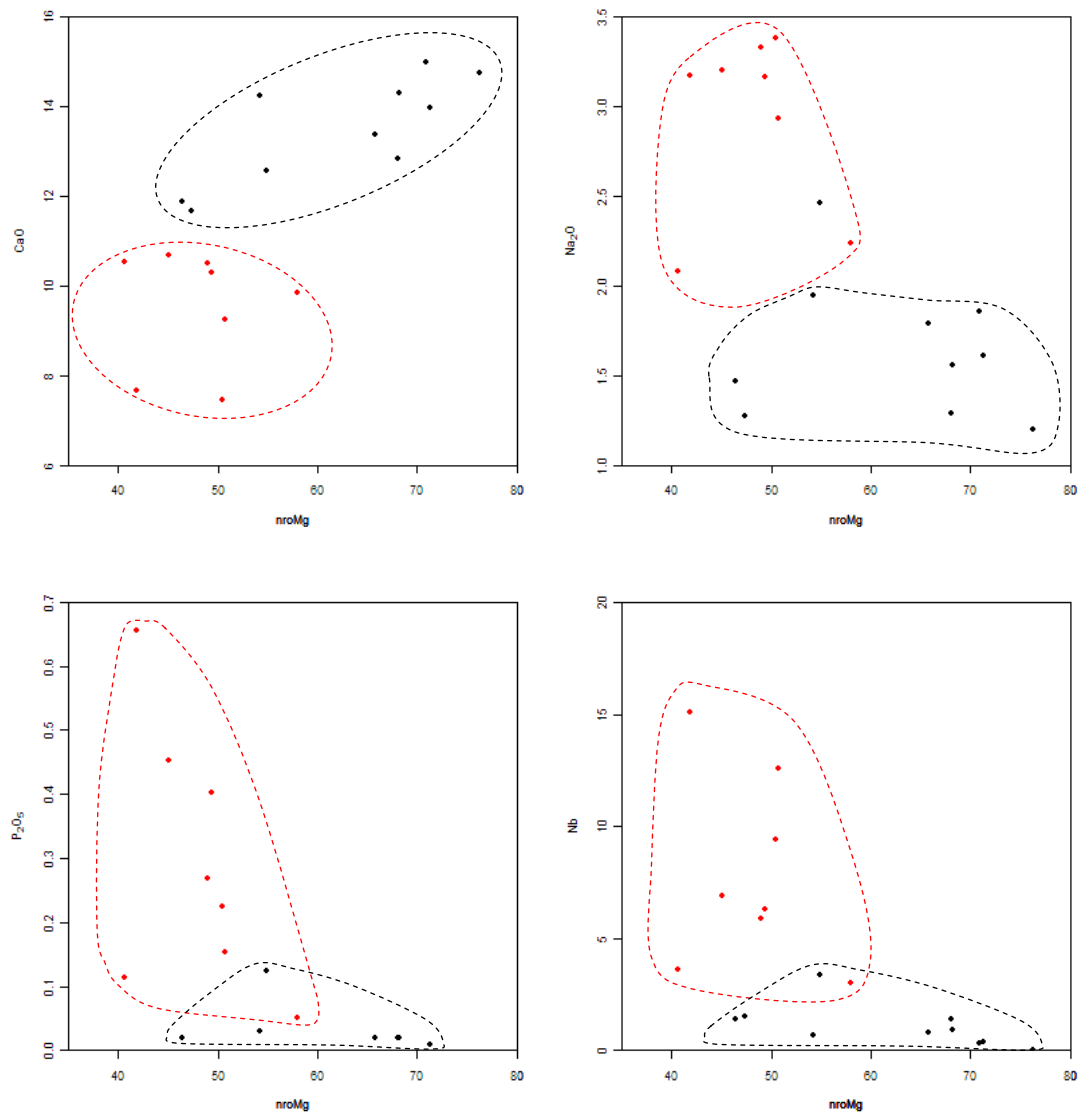


Figura 101. Diagramas de elementos maiores e traços *versus* número de magnésio (nroMg, equivalente a mg#). “Associação I” em preto e “Associação II” em vermelho.

Observa-se a individualização em duas associações em relação ao CaO, marcado por um campo inferior empobrecido, referente à “Associação II”, e um campo superior enriquecido, representado pela “Associação I”. Já em relação ao Na₂O, P₂O₅ e Nb, observam-se padrões inversos, ou seja, empobrecidos para a “Associação I” e enriquecidos nestes elementos para a “Associação II”.

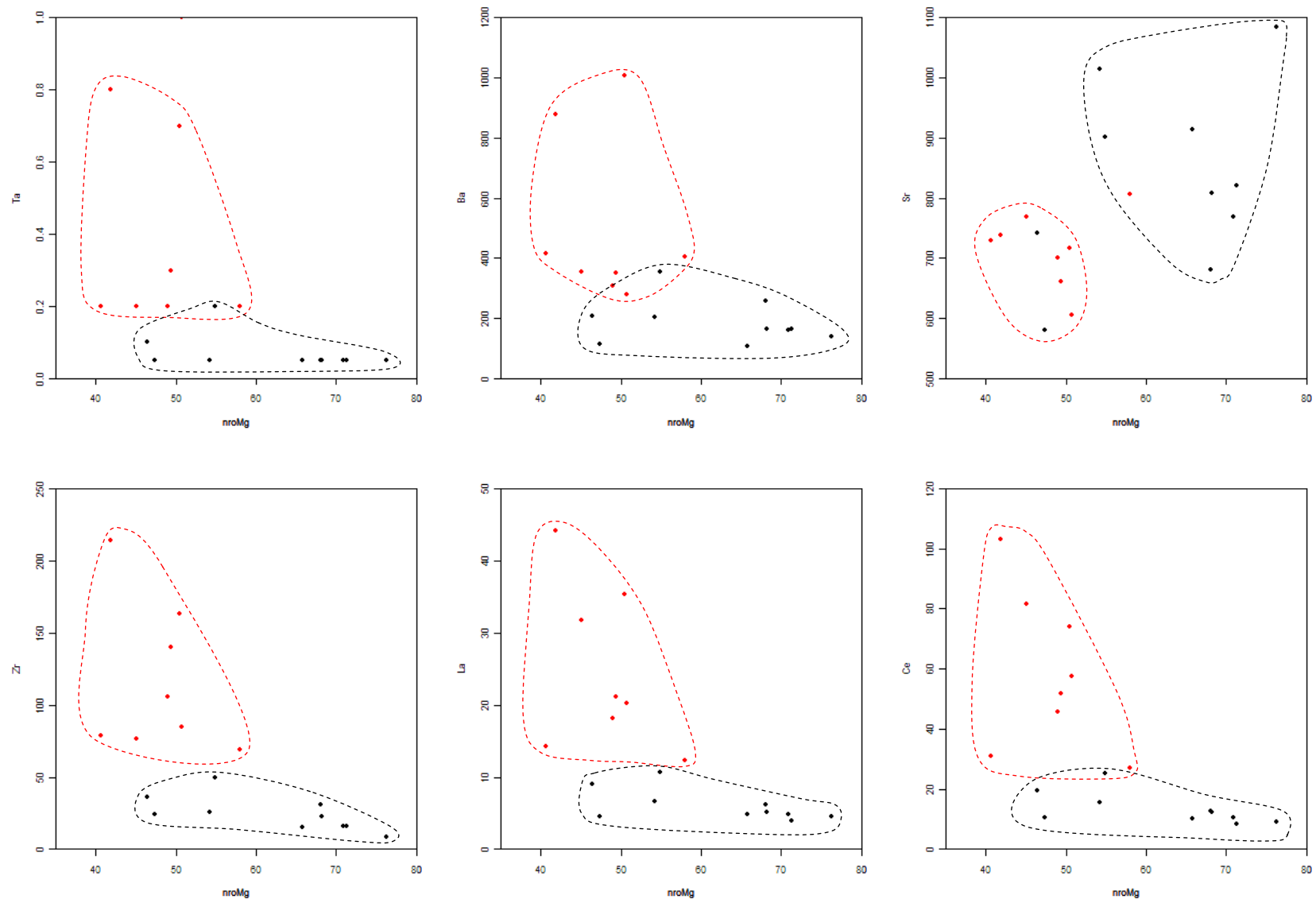


Figura 102. Diagramas de elementos traços *versus* número de magnésio (nroMg, equivalente a mg#). “Associação I” em preto e “Associação II” em vermelho.

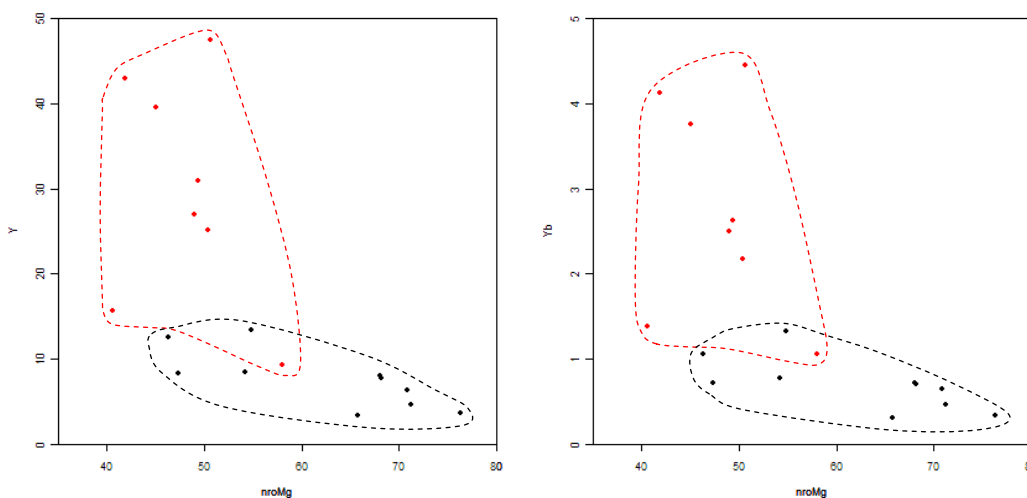


Figura 103. Diagramas de elementos traços *versus* número de magnésio (mg#). “Associação I” em preto e “Associação II” em vermelho.

Observam-se nas figuras 102 e 103 padrões enriquecidos em Ta, Ba, Zr, La, Ce, Y e Yb para a “Associação II” e padrões empobrecidos nestes mesmos elementos para a “Associação I”.

O comportamento do Sr também marca dois campos claramente diferentes para cada associação, em virtude da evolução do número de magnésio. A ocorrência de amostras deslocadas em relação ao campo esperado deve estar relacionada aos processos de fracionamento de plagioclásio nos cumulados, já que este elemento é compatível com esta fase mineral.

Por fim, estão ilustrados a seguir (figura 104) os padrões de elementos terras raras (ETR’s), normalizados segundo McDonough e Sun (1995), para cada unidade estudada.

Tendo por base o padrão de ETR’s característicos para cada unidade, a individualização em duas associações distintas também é confirmada:

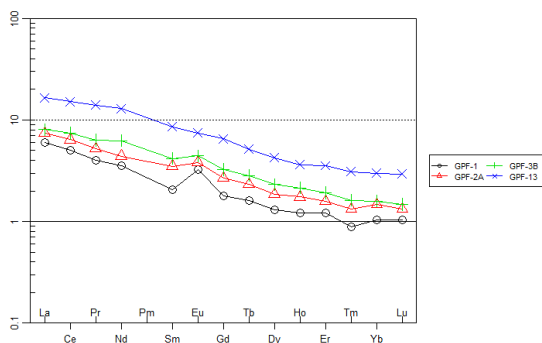
A “Associação I” (Passo da Fabiana, Passo da Olaria e Desvio Herval) apresenta padrões entre 1 e 20 vezes enriquecidos em relação ao manto primitivo, com ETR’s leves enriquecidos em relação aos ETR’s pesados, e marcadas a suaves anomalias positivas de Eu. Estas refletem o caráter cumulado do plagioclásio nestas rochas, como já demonstrado na petrografia.

A “Associação II” (Alto Alegre, Campo Bonito e Passo dos Machados) apresenta padrões entre 6 e 70 vezes enriquecidos em relação ao manto primitivo,

com ETR's leves enriquecidos em relação aos ETR's pesados, e marcadas a suaves anomalias negativas de Eu.

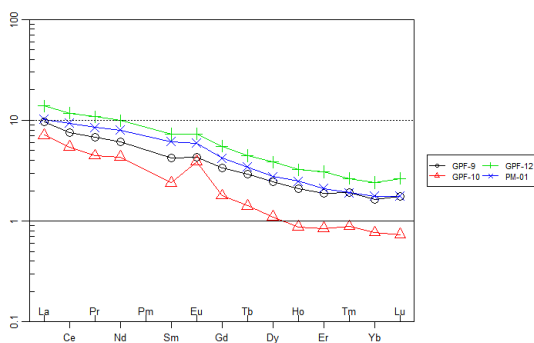
Passo da Fabiana

Spider plot – REE Primitive mantle (McDonough and Sun 1995)



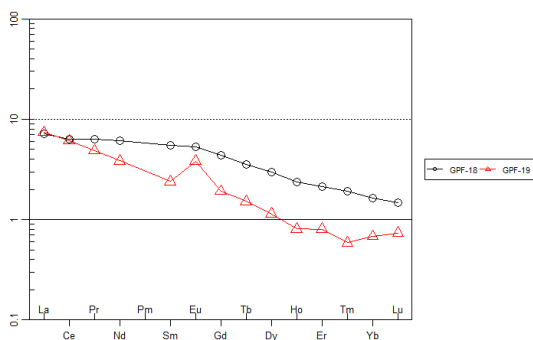
Passo da Olaria

Spider plot – REE Primitive mantle (McDonough and Sun 1995)



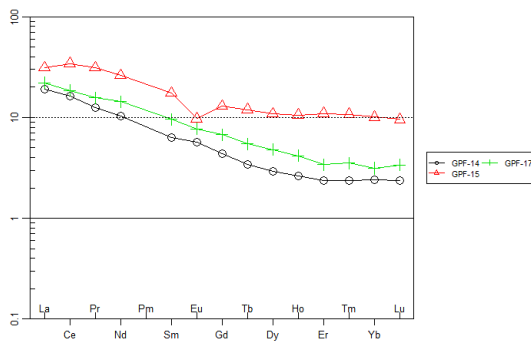
Desvio Herval

Spider plot – REE Primitive mantle (McDonough and Sun 1995)



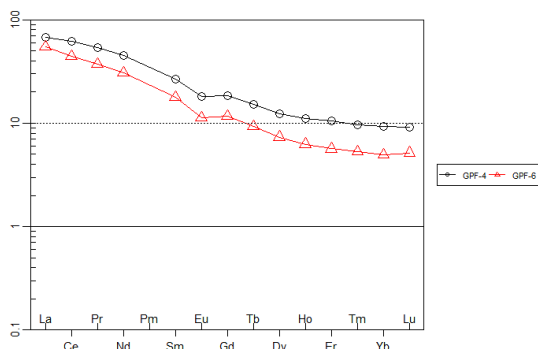
Campo Bonito

Spider plot – REE Primitive mantle (McDonough and Sun 1995)



Passo dos Machados

Spider plot – REE Primitive mantle (McDonough and Sun 1995)



Alto Alegre

Spider plot – REE Primitive mantle (McDonough and Sun 1995)

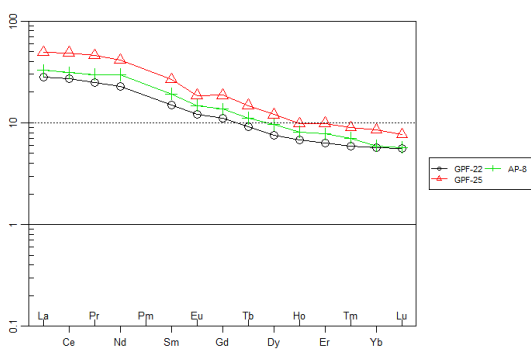


Figura 104. Padrão de elementos ETR's normalizados (McDonough e Sun, 1995) para as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas.

5 DISCUSSÕES

5.1 ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS GERAIS E ESTABELECIMENTO DE CORRELAÇÕES ENTRE AS OCORRÊNCIAS ESTUDADAS

Tomando-se por base os poucos trabalhos realizados na região, conforme descritos no item 2.4, percebe-se que o único que apresenta um estudo integrado de todas as ocorrências documentadas é o de Ramgrab *et al.* (1994).

Com base nos aspectos petrográficos, os autores também propõem a subdivisão destas rochas em duas associações, denominadas Gabros Passo da Fabiana e Diorito Capim Branco. A primeira seria representada pelas ocorrências do Passo da Olaria, Passo da Fabiana, Campo Bonito, Santa Fé e Desvio Herval, compondo-se por rochas básicas estratiformes com texturas cumuláticas reliquiares e compatíveis com associações toleíticas.

A segunda, representada por rochas dioríticas com quartzo dioritos, granodioritos e monzogranitos subordinados, estaria submetida a um evento metamórfico regional, obliterando as texturas ígneas reliquiares. Estas seriam representadas pelas rochas do Alto Alegre, Campo Bonito, Passo dos Machados e Fazenda Cambará, com similaridade litológica ao Diorito Capim Branco, localizado nas proximidades da cidade de Dom Feliciano, e sendo compatíveis com associações cálcio-alcalinas.

Primeiramente, em relação à denominação das ocorrências, observam-se algumas questões não esclarecidas. A Fazenda Cambará, mencionada pelos autores, não possui nenhuma referência acerca da sua localização, além de não constar como pertencente à unidade “*Rochas Intrusivas Básicas*” segundo CPRM (2000).

A partir da verificação das toponímias regionais nas cartas topográficas em

escala 1:50.000 das áreas em que se localizam os corpos, bem como da carta topográfica de Pedro Osório (1:250.000), a qual abrange toda a área de mapeamento em que ocorrem estas rochas, a localidade não foi identificada.

Em segundo lugar, a ocorrência do Campo Bonito é citada em ambas as associações, como pertencente tanto aos Gabros Passo da Fabiana, quanto à associação Diorito Capim Branco, não havendo esclarecimento algum do porquê da inclusão desta nas duas associações descritas.

No mapeamento realizado por CPRM (2000), todas as ocorrências são agrupadas sob a denominação de “*Rochas Intrusivas Básicas*”, segundo a mesma lógica apresentada por Ramgrab *et al.* (1994). São descritas como “*gabros com níveis estratiformes de anortositos, hornblenda gabros e troctolitos, com mineralogia fortemente toleítica (Gabros Passo da Fabiana) e de granitoides composicionalmente diversificados, desde dioritos a monzogranitos, com mineralogia cálcio-alcalina (Diorito Capim Branco)*”.

Já em CPRM (2005) estas ocorrências são todas denominadas como Gabro Passo da Fabiana, sendo descritas como “*gabro, hornblenda gabro a troctolito, com níveis estratiformes de afiliação toleítica*”.

A seguir serão apresentados e discutidos os principais aspectos levantados neste trabalho, os quais conduziram à proposição das “Associações I e II”, anteriormente citadas.

A “Associação I”, composta pelas ocorrências do Passo da Fabiana, Passo da Olaria e Desvio Herval, constitui-se por uma associação de rochas gabroicas compreendendo leucogabros, hornblenda leucogabros, olivina leucogabronoritos, gabros, hornblenda gabros, olivina gabros, piroxênio hornblenda gabronoritos e melagabros.

Estes se apresentam na forma de intrusões acamadadas, com acamamento modal cíclico centimétrico, regularmente espaçado. As texturas cumuladas constituem-se pela fase *cumulus* representada predominantemente por plagioclásio, e secundariamente por olivina. Estes minerais podem apresentar localmente feições de maturação em direção ao equilíbrio textural *subsolidus*, com formação de contatos poligonais, como os descritos por Holness *et al.* (2005, 2006).

Além disto, as feições como formação de contatos ondulados entre os grãos de plagioclásio, aliado às maclas encurvadas ou em cunha, podem representar os

processos de recuperação causados pela compactação em cumulados, ou também referidos como efeitos da compactação dos *mushes* cristalinos, como tratados por Hunter (1996) e Naslund e McBirney (1996).

Os termos menos diferenciados apresentam textura poiquilofítica constituída por oikocristais grossos e anédricos de clinopiroxênio englobando chadacristais médios e comumente arredondados de plagioclásio e olivina. A textura poiquilítica também é comum, formada por oikocristais grossos a muito grossos e anédricos de anfibólio, os quais englobam chadacristais de plagioclásio e clinopiroxênio (subordinadamente de olivina) apresentando-se arredondados e até mesmo corroídos.

Estas feições descritas caracterizam as texturas heteroadcumuladas, indicativas de sistema aberto, e são comparáveis às descritas por Holness *et al.* (2013) e Leuthold *et al.* (2014). Essas são interpretadas, por sua vez, como resultantes de processos de infiltração tardios em cumulados, também denominados como fluxo de líquidos reativos.

Estas rochas exibem ainda exsoluções de ortopiroxênio em clinopiroxênio e texturas em corona no entorno das olivinas. As últimas constituem-se por ortopiroxênio, o qual é raramente sucedido e manteado por flogopita/biotita magnésiana. Associado às coronas, é abundante a formação de simplectitos constituídos por ortopiroxênio e opacos. Localmente ainda podem exibir agregados de plagioclásio com textura adcumulada preservada, neste caso apresentando maclas complexas.

Os termos mais diferenciados são representados pela acumulação de plagioclásio, onde estas duas últimas feições mencionadas são dominantes. Nestes casos, os máficos tendem a ser intergranulares a intersticiais, ou então ocorrem subordinadamente como grãos subédricos médios, poiquilíticos.

Observam-se ainda áreas com relictos de clinopiroxênio, preservados a parcialmente alterados, bordejados por hornblenda de coloração marrom a esverdeada, indicando processos de hidratação tardia. Além disso, há substituição da mineralogia máfica para tremolita e clorita, e secundariamente alteração para serpentina, boulingita e iddingsita, interpretados como processos de alteração deutérica tardi-magmáticas a *subsolidus*, resultantes da interação com fluidos hidratados tardios.

Estas características, juntamente às feições de recuperação anteriormente

mencionadas nos plagioclásios - as quais podem ser explicadas pelos efeitos de compactação dos cumulados - foram anteriormente consideradas (*vide Ramgrab et al.*, 1994) como evidências de um evento metamórfico incipiente superimposto, em fácies xisto-verde inferior.

Aqui, estas são consideradas como processos de hidratação tardia (substituição de piroxênio para hornblenda) e alteração (substituição dos máficos para tremolita) causada pela interação com fluidos finais enriquecidos e hidratados a partir da diferenciação do próprio sistema, ou da interação com fluidos provenientes das rochas encaixantes.

Como mineralogia acessória ocorre ainda flogopita tardia (fina, anédrica e intersticial), apatita e opacos.

Com base em química mineral por WDS em amostra da unidade Passo da Fabiana, os plagioclásios constituem-se por labradoritas a bitaunitas, os anfibólios apresentam composição dominante entre magnésio-hastingita e pargasita (com termos ricos em Ti) e magnésio-ferri-hornblendas subordinadas. Os clinopiroxênios são augitas, os ortopiroxênios enstatitas e as olivinas forsteritas.

Geoquimicamente esta associação apresenta teores de SiO₂ entre 41,1-47,5 e MgO de 4,8 a 8,9 wt%, caracterizando-se como básica-ultrabásica de afinidade sub-alcalina. Define-se em um campo empobrecido em álcalis e K₂O, respectivamente, nos diagramas TAS e K₂O x SiO₂. Desta forma, propõe-se para esta uma afinidade cálcio-alcalina baixo-K.

Mineralogicamente, a presença de olivina e dois piroxênios por si só não justificam o emprego da designação toleítica para a associação, como proposto nos trabalhos anteriores.

Além do mais, as texturas de desequilíbrio na olivina, com formação das coronas, aliada à hidratação tardia observada a partir dos anfibólios com relictos de clinopiroxênio, das texturas de infiltração com anfibólio em oikocristais poiquilíticos e ocorrência de flogopita/biotita magnesianas tardias, registram o processo de hidratação no sistema, compatível com o *trend* de diferenciação e evolução dos magmas cálcio-alcalinos.

Esta etapa de hidratação progressiva nos magmas basálticos ou andesíticos geralmente se dá quando estes se alojam na base da crosta, ou até mesmo em porções mais rasas, nas quais a cristalização de minerais como o anfibólio é favorecida.

Os minerais anidros e mais precoces - como a olivina e os piroxênios – irão conseqüentemente tornar-se instáveis, podendo formar reações localizadas, ou até mesmo serem parcialmente a totalmente reabsorvidos, dependendo da intensidade do processo de interação destes com líquidos mais evoluídos e hidratados.

Tendo por base que as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas inserem-se em um contexto caracterizado pela ocorrência de pequenos corpos em meio às rochas graníticas, estes processos de interação com líquidos mais diferenciados e enriquecidos em fluidos são plausíveis.

Por fim, estas apresentam-se ainda enriquecidas em CaO e Sr, com padrões de ETR's menos enriquecidos em relação à segunda associação, e anomalias fracas a fortemente positivas de Eu, as quais refletem o fracionamento e acumulação do plagioclásio, constituindo a fase *cumulus* dominante nesta associação.

A “Associação II”, composta pelas ocorrências do Alto Alegre, Passo dos Machados e Campo Bonito, constitui-se predominantemente por termos dioríticos isótipos a localmente foliados, com rochas gabroicas subordinadas (Campo Bonito), compreendendo biotita-hornblenda quartzo dioritos, hornblenda dioritos e hornblenda gabros.

Há que se destacar, porém, que a classificação da ocorrência do Campo Bonito como gabros deve ser tomada com precaução, visto a complexidade apresentada pelos plagioclásios, os quais possuem composições variáveis de andesinas até bitownitas. Trabalhos futuros de química mineral em detalhe seriam necessários para definir com maior certeza os seus teores de An e padrões de zonação química, para determinar assim quais são as composições predominantes.

As rochas desta associação apresentam-se como predominantemente isótropas e de granulação média a grossa. Localmente podem apresentar-se foliadas e com granulação média a fina, preponderantes nas porções de borda. A foliação nestes casos é marcada pelo alinhamento preferencial do eixo maior dos cristais de plagioclásio e anfibólio, ou então por plagioclásio, anfibólio e biotita. Na ocorrência do Campo Bonito, algumas porções apresentam textura inequigranular, marcada por grãos mais grossos e poiquilíticos de anfibólio.

Nesta associação os plagioclásios, em sua maioria, exibem padrões de zonação complexos, por vezes com núcleos de contornos irregulares. Feições de reabsorção nestas porções são comuns e bem desenvolvidas, formando texturas em

peneira e zonações do tipo *patchy*.

O máfico dominante é o anfibólio (em alguns casos superior a 40% da porcentagem modal da rocha) - exibindo exsoluções de opacos do tipo Schiller e por vezes padrões zonados irregulares - seguido por biotita. Em algumas amostras, a última ocorre apenas como mineral acessório. Os piroxênios estão restritos somente a relictos como núcleos de anfibólio, evidenciando os processos de hidratação tardia.

A substituição da mineralogia máfica para tremolita e clorita é reduzida em relação à associação anterior, também interpretada como processos de alteração deutérica tardi-magmática a *subsolidus*, resultantes da interação com fluidos hidratados tardios.

Novamente, em Ramgrab *et al.* (1994), é mencionado que “*não obstante a deformação impressa nestas rochas e o seu grau metamórfico, são preservadas as suas texturas ígneas*”, propondo assim para esta associação um evento metamórfico em fácies xisto-verde a anfibolito inferior.

As evidências para o evento metamórfico apresentadas seriam epidotização e carbonatação no plagioclásio, substituição do anfibólio original por tremolita-actinolita e da biotita para clorita.

As feições descritas pelos autores como deformação e existência de metamorfismo em fácies xistos-verdes a anfibolito não foram observadas nas ocorrências estudadas, a não ser pela substituição dos máficos. Porém, esta não necessita de um evento metamórfico posterior para ser explicada, como já citado anteriormente.

A ocorrência de quartzo anédrico, intersticial e tardio, com pronunciada extinção ondulante também é feição comum nestas rochas, além de apresentarem como mineral acessório dominante a titanita, seguida por opacos, apatita e zircão.

As análises por *WDS* em plagioclásio, para amostra da ocorrência do Alto Alegre, demonstraram composições dominantes de andesina, com uma proporção reduzida de labradoritas, as quais constituem núcleos mais cálcicos ou então análises em grãos zonados com porções intermediárias mais cálcicas. Os anfibólios apresentaram composições homogêneas, variando entre magnésio-ferri-hornblendas e magnésio-ferri-hornblendas ricas em Ti.

Geoquimicamente esta associação apresenta teores de SiO₂ entre 43,1-54,3 e MgO de 4 a 7,4 wt%, caracterizando-se como básica-ultrabásica a fracamente

intermediária, com afinidade sub-alcálica, definindo-se em um campo enriquecido em álcalis e K_2O , respectivamente, nos diagramas *TAS* e $K_2O \times SiO_2$. Desta forma, propõe-se para esta uma afinidade cálcio-alcálica médio a alto-K.

As duas amostras mais enriquecidas em álcalis e K_2O e que tendem ao campo alto-K, correspondem às rochas do Passo dos Machados, o que deve ser reflexo do seu grau de diferenciação, visto que as mesmas são as que apresentam as composições fracamente intermediárias.

Esta associação apresenta ainda padrões de ETR's enriquecidos em relação à "Associação I", com anomalias negativas de Eu, além de enriquecimento em Na_2O , P_2O_5 , Nb, Ta, Ba, Zr, La, Ce, Y e Yb.

5.2 AS POSSÍVEIS RELAÇÕES COM A SUÍTE GRANÍTICA DOM FELICIANO E O COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO PINHEIRO MACHADO E CONSIDERAÇÕES ACERCA DA NATUREZA DAS ROCHAS INTRUSIVAS BÁSICAS-ULTRABÁSICAS

As rochas intrusivas básicas-ultrabásicas, conforme citado anteriormente, possuem como encaixantes os granitoides da Suíte Granítica Dom Feliciano e do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, segundo CPRM (2000).

De acordo com este trabalho, as três ocorrências localizadas a norte da localidade de Pinheiro Machado estariam incluídas na primeira suíte mencionada, enquanto todas as outras ocorreriam como corpos inclusos no Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (CGGPM).

Todavia, estas relações não estão suficientemente claras no que diz respeito à caracterização e denominação das encaixantes, bem como das suas relações com os corpos de rochas básicas-ultrabásicas que ocorrem associados a estas.

Na primeira designação da nomenclatura Gabros Passo da Fabiana, por Fragoso-Cesar (1991), o autor propõe a referida denominação ao estudar a ocorrência de maior extensão, a sul de Pinheiro Machado - por este elegida como localidade tipo - além de outras duas ocorrências a norte da mesma cidade, na região do Passo da Olaria e do Arroio Santa Fé. Os outros corpos não foram estudados pelo autor.

Desta forma, o trabalho descreve como encaixantes das rochas gabroicas

nesta região a Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF), composta predominantemente por sienogranitos róseo-avermelhados, equigranulares médios, localmente porfiríticos a monzogranitos cinza-claros ou levemente avermelhados, porfiríticos, de matriz média a grossa.

Isto vai de encontro ao que é proposto por CPRM (2000), a qual inclui apenas as três ocorrências a norte de Pinheiro Machado na SGDF, definindo como encaixantes, inclusive da localidade do Passo da Fabiana, as rochas do CGGPM.

Além disso, o CGGPM caracteriza-se por apresentar extensa área de ocorrência, englobando termos extremamente variados, descritos como metagranitos porfiríticos com deformação semiplástica até ortognaisses com ocorrências de anfibolitos e rochas calcissilicáticas (CPRM, 2000). Percebe-se assim que trabalhos em escalas de maior detalhe são necessários para melhor definir as relações entre estes litotipos, bem como a disposição e a área de abrangência em que estão inseridos.

Phillip (1998) define a Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM) como composta por termos granodioríticos, com dioritos, tonalitos e monzogranitos associados. A presença de enclaves máficos é comum, os quais demonstram estruturas e texturas indicativas de misturas com magmas de composição intermediária a básica, citados pelo autor como “*commingling*”.

Destaca ainda que a presença de enclaves microdioríticos (bt-hbl dioritos) exibindo texturas de mistura física, associados à presença de dioritos e hornblenda dioritos equigranulares indicam a importância dos magmas intermediários a básicos na gênese da SIPM.

A observação das feições de campo que demonstram relações entre as rochas encaixantes e as rochas intrusivas básicas-ultrabásicas são dificultadas pela exposição escassa e descontínua dos afloramentos. Todavia, nas localidades do Passo da Fabiana, Passo da Olaria/Santa Fé e Desvio Herval algumas feições foram observadas, conforme o que segue.

No Passo da Fabiana, a ocorrência local de apófises de espessura decimétrica, quartzo-feldspáticas, de coloração rosada e aspecto pegmatóide seccionando as rochas gabroicas, descrita na seção 4.4, confirma as observações de Fragoso-Cesar (1991). Além destas, registrou-se a presença das zonas com venulações esbranquiçadas, milimétricas e de orientação caótica cortando os gabros,

apresentando em lâmina textura cataclástica. Como minerais relacionados a estas, estão predominantemente tremolita e clorita, com epidoto em pequena proporção.

Outro fator a se considerar é que nas imediações de alguns pontos visitados (Passo da Fabiana, Passo da Olaria e Desvio Herval), as encaixantes compõem-se por biotita sienogranitos a leucosienogranitos eguigranulares médios, rosados, e isotropos. Estes são similares às descrições apresentadas na bibliografia para as rochas graníticas da SGDF, e não para as rochas do CGGPM, sugerindo assim que as encaixantes deste corpo sejam os granitos da SGDF, como proposto por Fragoso-Cesar (1991).

No Passo da Olaria/Santa Fé, na ocorrência de menor extensão a E, a presença dos enclaves microgranulares máficos centimétricos e feições de mistura de magmas envolvendo brechação e hidridização (descritas no item 4.4) são claras, e sugerem contemporaneidade entre os granitos da SGDF com magmas de caráter básico. Juntamente a estes, a presença dos xenólitos pode indicar a interação das rochas graníticas tanto com porções já sólidas e cristalizadas de rochas gabroicas, como com líquidos que causam as feições de hibridização com contatos irregulares e gradacionais entre os dois termos (gabros e sienogranitos).

Isto poderia explicar o que é apresentado por Fragoso-Cesar (1991), ao afirmar que a evidência das apófises de granitos cortando os gabros indicaria a anterioridade dos últimos, mas que a diferença temporal seria mínima, “*sendo os Gabros Passo da Fabiana sin-plutônicos aos granitos da Suíte Dom Feliciano*”.

Esta proposição foi estabelecida pelo autor, com base na observação da série de cristalização destas rochas, a qual se tornava progressivamente enriquecida em fluidos (com a geração de anfibólio + flogopita). Desta forma, este propõe que os fluidos graníticos derivados das rochas encaixantes, teriam efeito na cristalização dos gabros.

Não há, porém, dados suficientes aqui para determinar se os fluidos provenientes das encaixantes graníticas têm influência direta na cristalização dos gabros, ou se estes são responsáveis apenas pelos mecanismos de alteração deutérica tardi-magmática a *subsolidus* (substituição de máficos predominantemente tremolita e clorita). O processo de progressiva hidratação ainda durante a cristalização poderia ter ocorrido em um estágio anterior, como será tratado a seguir.

Tomando-se por base este contexto, a formação do acamamento ígneo

observado nestas rochas poderia ter iniciado o seu desenvolvimento ainda quando alojadas em porções inferiores da crosta, ou posteriormente à sua colocação junto aos granitoides. Estes, ainda aquecidos, forneceriam as condições necessárias para que as intrusões básicas-ultrabásicas resfriassem lenta e gradualmente, produzindo estas feições.

Em relação às fontes e processos responsáveis pela geração destas rochas, estudos mais aprofundados incluindo caracterização isotópica (petrologia e idades) precisam ser desenvolvidos, porém podem-se levantar algumas possibilidades com as informações coletadas até o momento.

Como mencionado na seção 2.1, as rochas gabroicas e dioríticas constituem importantes marcadores petrogenéticos, os quais fornecem evidências acerca da geração de granitoides em ambientes orogênicos a pós-colisionais. Isto possibilita a avaliação dos processos de interação manto-crosta e a contribuição mantélica na geração de magmas mais evoluídos dentro deste contexto. Estes podem contribuir ainda com grande parte do calor necessário à geração destas rochas, quando alojados nas porções inferiores da crosta.

Neste contexto, o modelo das *DCHZ*, proposto por Annen *et al.* (2006), exemplificado no item 2.1, pode ser um modelo passível de aplicação para explicar a origem destas rochas. Desta forma, as intrusões básicas-ultrabásicas poderiam representar os líquidos hidratados de composição basáltica a andesítica alojados nas porções inferiores da crosta.

A progressiva hidratação destes, observados atualmente na petrografia na forma dos oikocristais poiquilíticos de anfibólio, na substituição tardia do piroxênio por hornblenda e na cristalização tardia de flogopita/biotita magnesianas, poderia ter ocorrido durante a sua permanência nas *DCHZ*, já que estas são por definição zonas ricas em H₂O. Isto levaria à estabilização das fases hidratadas e ao desequilíbrio das fases mais precoces e anidras (piroxênio e olivina).

Ao hidratar-se, estes líquidos tornam-se menos densos e viscosos, o que facilita a sua ascensão, como demonstrado por Sisson *et al.* (1996), no caso do batólito de *Sierra Nevada*. Esta seria favorecida ainda através da existência de descontinuidades litosféricas, como mencionado em Solano *et al.* (2012), Deves (2010) e inclusive no trabalho de caráter regional de Fragoso-Cesar (1991).

A existência destas descontinuidades na área é apresentada no item 4.2

(“Assinaturas Geofísicas”), onde se observa a influência de grandes estruturas regionais, por vezes com padrões entrecruzados, a qual provavelmente controla o posicionamento das ocorrências.

As feições de mistura observadas, ainda que locais, seriam feições comuns neste tipo de ambiente (Solano *et al.*, 2012), onde os processos de contaminação, assimilação e mistura entre os termos menos evoluídos e os líquidos intermediários a ácidos aparentam ser uma inevitável consequência da segregação e interação dos líquidos nas *DCHZ*.

Por fim, o calor gerado nestas porções da crosta teria forte influência na geração dos magmas graníticos evoluídos, juntamente à participação dos líquidos fracionados a partir destas zonas com os processos anteriormente citados.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Levando-se em consideração as feições de campo, os aspectos petrográficos, de química mineral, geoquímica e geofísica, podem-se individualizar duas associações de rochas:

1) Uma associação gabroica, a “Associação I”, composta pelas ocorrências do Passo da Fabiana, Passo da Olaria e Desvio Herval. Esta compreende leucogabros, hornblenda leucogabros, olivina leucogabronoritos, gabros, hornblenda gabros, olivina gabros, piroxênio hornblenda gabronoritos e melagabros.

Estes se apresentam predominantemente na forma de intrusões acamadadas, com acamamento modal cíclico centimétrico, regularmente espaçado.

Os minerais máficos varietais são olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e anfibólio. Como acessórios ocorre flogopita/biotita magnésiana, opacos e apatita. As texturas dominantes são a cumulática, com a fase *cumulus* representada predominantemente por plagioclásio e secundariamente por olivina, e a fase *intercumulus* por piroxênio e anfibólio.

Os termos menos diferenciados apresentam textura poiquilítica e poiquilofítica em oikocristais grossos e anédricos, constituindo as texturas heteroadcumuladas, englobando chadacristais médios e comumente arredondados, podendo apresentar golfos de corrosão.

Apresentam ainda maclas complexas em plagioclásio, exsoluções de ortopiroxênio em clinopiroxênio, texturas em corona no entorno das olivinas e simplectitos constituídos por ortopiroxênio e opacos.

Os termos mais diferenciados são representados pela acumulação de

plagioclásio, onde estão preservadas texturas acumuladas e a ocorrência de maclas complexas nos plagioclásios é comum. Nestes casos, os máficos tendem a ser intergranulares a intersticiais, ou subordinadamente grãos subédricos médios, poiquilíticos.

Constituem rochas básicas-ultrabásicas, com afinidade cálcio-alcalina baixo-K, enriquecidas em CaO e Sr e com padrões de ETR's menos enriquecidos em relação à segunda associação. Apresentam anomalias fracas a fortemente positivas de Eu, evidenciando o fracionamento e acumulação do plagioclásio.

2) A “Associação II”, composta pelas ocorrências do Alto Alegre, Passo dos Machados e Campo Bonito, constitui-se predominantemente por termos dioríticos, com rochas gabroicas subordinadas (Campo Bonito), compreendendo biotita-hornblenda quartzo dioritos, hornblenda dioritos e hornblenda gabros.

Apresentam-se como rochas predominantemente isotropas, de granulação média a grossa. Localmente podem apresentar-se foliadas e com granulação média a fina, preponderantes nas porções de borda. Neste caso, a foliação é marcada por plagioclásio e anfibólio, ou então por plagioclásio, anfibólio e biotita.

Nesta associação os plagioclásios, em sua maioria, exibem padrões de zonação complexos, com núcleos de contornos irregulares e feições de reabsorção com texturas em peneira.

O mineral máfico dominante é o anfibólio - exibindo exsoluções de opacos do tipo Schiller e por vezes padrões zonados irregulares - seguido por biotita. Os piroxênios estão restritos somente a relictos como núcleos de anfibólio, evidenciando os processos de hidratação tardia.

A ocorrência de quartzo anédrico, intersticial e tardio, com pronunciada extinção ondulante é feição comum nestas rochas, além de apresentarem como mineral acessório dominante a titanita, seguida por opacos, apatita e zircão.

Caracterizam-se como rochas básicas-ultrabásicas a fracamente intermediárias, com afinidade cálcio-alcalina médio a alto-K.

Apresentam ainda padrões de ETR's enriquecidos em relação à primeira associação, com anomalias negativas de Eu, além de enriquecimento em Na₂O, P₂O₅, Nb, Ta, Ba, Zr, La, Ce, Y e Yb.

3) Na ocorrência a leste, no Passo da Olaria/Santa Fé, observa-se a existência de mistura de magmas (com geração de brechas magmáticas e hibridização), o que sugere relações de contemporaneidade entre o magmatismo básico-ultrabásico da “Associação I” e o magmatismo ácido da Suíte Granítica Dom Feliciano;

4) Estas associações (I e II) caracterizam-se por padrões gamaespectrométricos baixos a negativos e por altos magnéticos, com os últimos originados por fontes profundas. Os lineamentos magnéticos sugerem que a ocorrência do Alto Alegre esteja posicionada ao longo de estruturas ENE-WSW, enquanto a do Passo dos Machados dispõe-se segundo orientação NE-SW.

Nas outras ocorrências, observa-se o posicionamento destas próximas ou na intersecção de lineamentos. Para o Desvio Herval, observa-se sua disposição segundo direção WSW-ESE, interseccionada com lineamentos NE-SW. No oeste da área, as ocorrências do Passo da Fabiana, Campo Bonito e Passo da Olaria/Santa Fé, aparentam estarem posicionadas em zonas de interferência de lineamentos ENE-WSW com lineamentos NE-SW.

5) O mecanismo de geração das rochas intrusivas básicas-ultrabásicas através das *DCHZ* seria plausível, com posterior ascensão através destas estruturas, as quais podem constituir descontinuidades litosféricas que condicionam o seu posicionamento.

7 REFERÊNCIAS

- Alonso Perez, R., Müntener, O., Ulmer, P. 2009. Igneous garnet and amphibolite fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesite liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157: 541-558.
- Anjos, I.L.S., Mourão, L.M.F. 1987. Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil. Processamento de dados, Relatório final, Convênio DNPM/CPRM. Brasil, v. 5 (inédito).
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3): 505-539.
- Bonin, B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to whitin-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(2004): 1-24.
- Clark, D.A., Emerson, D.W. 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics*, 22(3): 547-555.
- Costa, A.F.U., Ramgrab, G.E., Vasconcelos, R. 1990. Interpretação do campo magnético na porção oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...Natal, SBG*, v. 5, p. 2439-2444.
- CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2000. *Carta Geológica Folha Pedro Osório, folha SH. 22-Y-C*. Porto Alegre, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, escala: 1:250.000.
- CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2005. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, escala: 1:750.000.
- CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2010. *Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CPRM, 260p.
- Deves, M., Tait, S., King, G.C., Grandin, R., Tapponnier, P. 2010. Continental magmatism by shear heating at geometric complexities on fault systems. In: American Geophysical Union, Fall Meeting, 2010, San Francisco. Physics Abstract Services, AGU, abstract T23A-2244.

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 II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.

Fragoso-Cesar, 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...* Goiânia, SBG, v. 3, p. 1322-1343.

Fragoso-Cesar, A.R.S., Cesar, A.R.S.F, Machado, R., Monteiro, R., Sallet, R. 1989. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio Sul-Riograndense: Uma introdução ao problema. *Acta Geológica Leopoldensia*, 30(13): 75-92.

Fragoso-Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 367p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Gill, R. 2010. *Igneous Rocks and Processes: A practical guide*. Oxford, Wiley-Blackwell, 325p.

Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D. 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup (IMA Report). *The American Mineralogist*, 97: 2031-2048.

Holness, M.B, Cheadle, M.J, McKenzie, D. 2005. On the Use of Changes in Dihedral Angle to Decode Late-stage Textural Evolution in Cumulates. *Journal of Petrology*, 46(8): 1565-1583.

Holness, M.B. 2006. Melt–Solid Dihedral Angles of Common Minerals in Natural Rocks. *Journal of Petrology*, 47(4): 791-800.

Holness, M.B., Nielsen, T.F.D., Tegner, C. 2006. Textural Maturity of Cumulates: a Record of Chamber Filling, Liquidus Assemblage, Cooling Rate and Large-scale Convection in Mafic Layered Intrusions. *Journal of Petrology*, NIL(NIL): 1-16.

Holness, M.B., Namur, O., Cawthorn, R.G. 2013. Disequilibrium Dihedral Angles in Layered Intrusions: a Microstructural Record of Fractionation. *Journal of Petrology*, 54(10): 2067-2093.

Horbach, R., Marimon, R.G., Kuck, L. 1984. Ocorrência de Rochas Granulíticas no Maciço Pelotas, Escudo Sul-Rio-Grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE

GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...Rio de Janeiro, SBG*, v.7, p. 3143-3150.

Hunter, R.H. 1987. Textural equilibrium in layered igneous rocks. *In: Parsons, I. (Ed.) Origins of Igneous Layering*. Dordrecht, Reidel, p. 473-503.

Hunter, R.H. 1996. Texture Development in Cumulate Rocks. *In: Cawthorn, R.G. (Ed.) Layered Intrusions*. Oxford, Developments in Petrology, p. 77-101.

IMA, Subcommittee on Pyroxenes., Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52: 535-50.

Irvine, T.N. 1980. Magmatic infiltration metassomatism, double-diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. *In: Hagraves, R.B. (Ed) Physics of magmatic processes*. Princeton University Press, New Jersey, p. 325-383.

Jackson, E.D. 1961. Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 358: 1-106.

Kay, R.W., Kay, S.M. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219: 177-189.

Kelemen, P.B. 1995. Genesis of high-Mg andesites and the continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120: 1-19.

Kelemen, P.B., Hanghøj, K., Greene, A. 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *In: Holland, H.D., Turekian, K.K., Rudnick, R.L. (Ed.) The Crust. Treatise on Geochemistry*, v.3. Oxford, Elsevier Pergamon, p. 593-659.

Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous Rocks. A classification and glossary of terms*. 2^a Ed. Cambridge Univ. Press, 236 p.

Letterier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. 1982. Clinopyroxene compositions as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 139-154.

Leuthold, J., Blundy, J.D., Holness, M.B. 2014. Successive episodes of reactive liquid flow through a layered intrusion (Unit 9, Rum Eastern Layered Intrusion, Scotland). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168: 1021.

Marsh, B.D. 2000. Magma chambers. *In: Sigurdsson, H. (Ed.) Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press, p. 191-206.

McDonough, W.F., Sun, S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.

Moreira, M.L.O., Marimon, M.P.C. 1984. Petrografia dos Granulitos do Leste do Escudo Sul-Riograndense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, SBG*, v.9, p. 4463 - 4471.

Naslund, H.R., McBirney, A.R. 1996. Mechanisms of Formation of Igneous Layering. In: Cawthorn, R.G. (Ed.). *Layered Intrusions*. Oxford, Developments in Petrology, p. 1-43.

Parsons, I. 1987. *Origins of Igneous Layering*. Boston, Reidel Publishing Company, 666p.

Peccerillo, A., 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.

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

Platevoet, B., Bebien, J., Gomes, E. 1998. Commingling of Contrasted Magmas in Various Geodynamic Settings. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7: 119-132.

Qian, Q., Hermann, J. 2010. Formation of High-Mg Diorites through Assimilation of Peridotite by Monzodiorite Magma at Crustal Depths. *Journal of Petrology*, 51(7): 1381-1416.

Raith, M.M., Raase, P., Reinhardt, J. *Guia para a microscopia de minerais em lâminas delgadas*. (Tradução para o português de Gastal, M.C. e Gomes, M.E.B). 126p. Disponível em 26/05/15 no sítio eletrônico: http://www.minsocam.org/msa/openaccess_publications/Thin_Sctn_Mercspy_2_prnt_portugues.pdf.

Ramgrab, G.E., Wildner, W., Camozzato, E., Sander, A. 1994. Corpos Básicos no Batólito de Pelotas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú. *Anais...Balneário Camboriú, SBG*, v.3, p. 49-50.

Ramos, R.C. 2011. *Geologia da Associação Metamáfica-Ultramáfica da Região de Arroio Grande, RS*. Porto Alegre, 94p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Ramos, R.C. 2014. *Complexo Ofiolítico Arroio Grande, Sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense: caracterização e discussão das unidades ortoderivadas*. Porto Alegre, 43p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Reed, S.J.B. 1996. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge, Cambridge University Press, 201p.

Renna, M.R., Tribuzio, R., Tiepolo, M. 2006. Interaction between basic and acid magmas during the latest stages of the post-collisional Variscan evolution: Clues from the gabbro–granite association of Ota (Corsica–Sardinia batholith). *Lithos*, 90: 92-110.

Schumacher, J.C. 1997. Appendix 2: the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, 35: 238-246.

Sisson, T.W., Grove, T.L., Coleman, D.S. 1996. Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 81-108.

Sítio eletrônico <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>, acesso em 25/05/15, às 21:23hs.

Solano, J.M.S., Jackson, M.D., Spars, R.S.J., Blundy, J.D., Annen, C. 2012. Melt Segregation in Deep Crustal Hot Zones: a Mechanism for Chemical Differentiation, Crustal Assimilation and the Formation of Evolved Magmas. *Journal of Petrology*, 53(10): 1999-2026.

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

Tessari, R., Picada, R.S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento à Produção Mineral*, DNPM, 124.

Tiepolo, M., Tribuzio, R., Langone, A. 2011. High-Mg Andesite Petrogenesis by Amphibole Crystallization and Ultramafic Crust Assimilation: Evidence from Adamello Hornblendites (Central Alps, Italy). *Journal of Petrology*, 52(5): 1011-1045.

Tiepolo, M., Tribuzio, R., Ji, W., Wu, F., Lustrino, M. 2014. Alpine Tethys closure as revealed by amphibole-rich mafic and ultramafic rocks from the Adamello and the Bergell intrusions (Central Alps). *Journal of the Geological Society, London*, 171: 793-799.

Veneziani, P., Anjos, C. E. 1982. Metodologia e interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia. São Paulo, Publicação n-INPE-2227-MD/014, 61p.

Vogt, K., Castro, A., Gerya, T.V. 2013. Numerical modelling of geochemical variations caused by crustal relamination (G-cubed). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14: 470-487.

Wager, L.R., Brown, G.M., Wadsworth, W.J. 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, 1: 73-85.

Wager, L.R. 1963. The mechanism of adcumulus growth in the Layered Series of the Skaergaard Intrusion. *Spec. Pap. Mineral Soc. Amer.* 1: 1-19.

Wager, L.R., Brown, G.M. 1968. *Layered Igneous Rocks*. Edinburgh, Freeman, 588p.

Whitney, D.L., Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *The American Mineralogist*, 95: 185-187.

Xu, X., Dong, C., Li, W., Zhou, X. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: the significance of the gabbro-diorite-granite association. *Lithos*, 46: 299-315.

Zhai, M., Fan, Q., Zhang, H., Sui, J., Shao, J.a, 2007. Lower crustal processes leading to Mesozoic lithospheric thinning beneath eastern North China: underplating, replacement and delamination. *Lithos*, 96: 36-54.

8 APÊNDICES

I – Análises geoquímicas em rocha total

II – Análises *WDS* em microsonda eletrônica

III – Análises *EDS* em *MEV*

I – Análises geoquímicas em rocha total

Amostra	Ocorrência	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
GPF-1	Passo da Fabiana	45,73	0,22	22,35	6,51	0,09	8,17	13,67	1,58	0,15	0,01	0,025
GPF-2A	Passo da Fabiana	47,24	0,27	21,38	5,59	0,08	6,86	14,61	1,81	0,20	< 0,01	0,033
GPF-3B	Passo da Fabiana	46,65	0,35	19,88	7,42	0,11	8,02	13,92	1,52	0,17	0,02	0,041
GPF-13	Passo da Fabiana	46,30	1,03	20,65	8,97	0,12	5,50	12,18	2,39	0,57	0,12	0,010
GPF-4	Passo dos Machados	52,02	1,88	16,64	10,97	0,17	3,99	7,48	3,10	1,88	0,64	0,003
GPF-6	Passo dos Machados	54,34	1,10	17,62	8,11	0,12	4,17	7,29	3,30	2,15	0,22	0,005
GPF-9	Passo da Olaria/Sta. Fé	47,50	0,45	17,84	8,29	0,14	8,94	12,4	1,25	0,53	0,02	0,054
GPF-10	Passo da Olaria/Sta. Fé	45,04	0,15	22,99	5,23	0,08	8,52	14,34	1,17	0,10	< 0,01	0,060
GPF-12	Passo da Olaria/Sta. Fé	42,39	1,93	16,75	16,42	0,18	7,17	11,47	1,42	0,38	0,02	0,009
PM-01	Passo da Olaria/Sta. Fé	44,97	1,01	19,31	10,73	0,11	6,42	13,89	1,90	0,23	0,03	0,028
GPF-14	Campo Bonito	48,41	0,79	17,85	10,55	0,14	7,38	9,52	2,16	0,68	0,05	0,006
GPF-15	Campo Bonito	53,00	0,96	17,43	9,17	0,13	4,76	9,05	2,87	1,12	0,15	0,006
GPF-17	Campo Bonito	44,40	1,97	16,27	16,54	0,14	5,71	10,16	2,01	0,79	0,11	< 0,002
GPF-18	Desvio Herval	41,07	1,92	16,7	16,96	0,16	7,71	11,17	1,22	0,40	< 0,01	0,002
GPF-19	Desvio Herval	47,18	0,31	25,75	4,98	0,07	4,84	13,09	1,75	0,24	0,02	0,017
GPF-22	Alto Alegre	45,57	1,88	17,64	12,72	0,16	6,18	10,19	3,23	0,46	0,26	0,006
GPF-25	Alto Alegre	43,11	1,97	18,79	14,29	0,17	5,92	10,40	3,11	0,42	0,44	< 0,002
AP-8	Alto Alegre	44,88	2,03	17,98	12,91	0,18	6,37	10,01	3,07	0,52	0,39	0,004

Amostra	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Ni	Co	Zn	La	Ce	Pr	Nd	Sm
GPF-1	165	1,6	821,3	16,0	0,4	94	47,7	24	3,9	8,4	1,01	4,4	0,84
GPF-2A	161	4,0	768,9	16,1	0,3	57	41,8	16	4,8	10,7	1,32	5,5	1,42
GPF-3B	165	2,1	807,5	22,9	0,9	41	52,2	18	5,2	12,4	1,61	7,8	1,70
GPF-13	353	11,8	902,2	49,7	3,4	< 20	41,6	30	10,7	25,4	3,56	16,2	3,48
GPF-4	880	45,2	737,6	213,9	15,1	< 20	28,9	84	44,1	103,2	13,58	56,8	10,9
GPF-6	1008	52,0	717,3	163,2	9,4	31	28,5	54	35,4	74,1	9,41	38,4	7,20
GPF-9	257	18,3	680,5	31,0	1,4	76	48,7	17	6,2	12,6	1,72	7,7	1,73
GPF-10	140	1,5	1084,3	8,6	< 0,1	86	44,1	21	4,6	9,1	1,13	5,4	0,97
GPF-12	209	13,7	741,7	36,5	1,4	62	66,6	38	9,0	19,7	2,75	12,4	2,96
PM-01	203	4,6	1014	26,0	0,7	64	50,0	23	6,6	15,7	2,16	10,0	2,49
GPF-14	405	16,2	807,2	69,3	3,0	69	53,9	41	12,4	27,2	3,19	13,0	2,59
GPF-15	278	38,3	604,8	85,0	12,6	< 20	34,3	38	20,2	57,5	7,94	32,8	7,10
GPF-17	414	23,9	729,4	78,5	3,6	< 20	63,8	52	14,3	31,0	3,99	17,9	3,90
GPF-18	113	24,4	581,4	24,0	1,5	48	75,4	50	4,6	10,6	1,60	7,6	2,22
GPF-19	108	9,3	913,5	15,4	0,8	46	25,8	20	4,8	10,2	1,23	4,8	0,97
GPF-22	307	5,0	700,8	105,7	5,9	67	56,7	38	18,2	45,6	6,32	28,3	6,09
GPF-25	356	3,6	769,1	76,4	6,9	25	51,4	63	31,8	81,6	11,64	51,6	10,84
AP-8	350	6,6	660,9	140,3	6,3	46	44,3	36	21,2	51,9	7,57	37,0	7,82

Amostra	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Cs	Ta	Hf
GPF-1	0,50	0,98	0,16	0,88	0,18	0,53	0,06	0,46	0,07	4,6	< 0,1	< 0,1	0,4
GPF-2A	0,59	1,45	0,23	1,25	0,26	0,69	0,09	0,65	0,09	6,3	< 0,1	< 0,1	0,6
GPF-3B	0,68	1,77	0,28	1,56	0,32	0,84	0,11	0,70	0,10	7,7	< 0,1	< 0,1	0,7
GPF-13	1,15	3,54	0,51	2,87	0,54	1,55	0,21	1,32	0,20	13,4	0,3	0,2	1,6
GPF-4	2,79	9,97	1,51	8,28	1,65	4,63	0,66	4,12	0,62	43,0	0,4	0,8	5,5
GPF-6	1,74	6,33	0,92	4,93	0,93	2,48	0,36	2,18	0,35	25,1	0,6	0,7	4,5
GPF-9	0,66	1,84	0,29	1,66	0,31	0,82	0,13	0,72	0,12	8,0	1,3	< 0,1	0,9
GPF-10	0,60	0,97	0,14	0,74	0,13	0,37	0,06	0,34	0,05	3,7	< 0,1	< 0,1	0,3
GPF-12	1,13	3,00	0,44	2,60	0,48	1,35	0,18	1,06	0,18	12,5	0,4	0,1	1,2
PM-01	0,91	2,29	0,34	1,87	0,37	0,92	0,13	0,78	0,12	8,5	0,2	< 0,1	0,8
GPF-14	0,87	2,37	0,34	1,96	0,39	1,04	0,16	1,06	0,16	9,3	0,3	0,2	1,8
GPF-15	1,50	7,03	1,18	7,32	1,58	4,81	0,73	4,45	0,65	47,4	1,0	1,0	2,7
GPF-17	1,19	3,67	0,54	3,23	0,62	1,49	0,24	1,38	0,23	15,6	0,6	0,2	2,2
GPF-18	0,82	2,39	0,35	2,01	0,35	0,94	0,13	0,72	0,10	8,3	0,7	< 0,1	0,8
GPF-19	0,59	1,04	0,15	0,77	0,12	0,35	0,04	0,30	0,05	3,4	0,4	< 0,1	0,4
GPF-22	1,85	6,07	0,91	5,09	1,01	2,75	0,40	2,50	0,38	27,0	0,2	0,2	3,0
GPF-25	2,86	10,13	1,46	8,10	1,46	4,33	0,61	3,76	0,52	39,6	< 0,1	0,2	2,6
AP-8	2,27	7,41	1,10	6,45	1,21	3,41	0,48	2,62	0,39	30,9	0,2	0,3	3,8

Amostra	Be	Ga	Sc	Sn	Th	U	V	W	Ag	As	Au	Bi	Cd
GPF-1	2	15,4	16	< 1	< 0,2	< 0,1	56	< 0,5	< 0,1	< 0,5	0,8	< 0,1	< 0,1
GPF-2A	< 1	15,8	28	< 1	0,2	< 0,1	97	< 0,5	< 0,1	< 0,5	0,8	< 0,1	< 0,1
GPF-3B	1	17,1	25	< 1	< 0,2	< 0,1	97	< 0,5	< 0,1	< 0,5	2,3	< 0,1	< 0,1
GPF-13	< 1	21,5	28	< 1	0,6	< 0,1	234	< 0,5	< 0,1	< 0,5	1,9	< 0,1	< 0,1
GPF-4	< 1	23,8	22	2	2,5	0,2	183	0,5	< 0,1	< 0,5	1,8	< 0,1	< 0,1
GPF-6	< 1	21,0	19	2	4,3	0,5	160	< 0,5	< 0,1	< 0,5	1,7	< 0,1	< 0,1
GPF-9	1	15,6	33	< 1	0,6	< 0,1	193	< 0,5	< 0,1	< 0,5	1,5	< 0,1	< 0,1
GPF-10	< 1	15,8	15	< 1	< 0,2	< 0,1	44	< 0,5	< 0,1	< 0,5	0,6	< 0,1	< 0,1
GPF-12	< 1	23,3	36	< 1	0,6	< 0,1	616	< 0,5	< 0,1	< 0,5	1,9	< 0,1	< 0,1
PM-01	< 1	20,3	32	< 1	0,3	< 0,1	316	< 0,5	< 0,1	< 0,5	< 0,5	< 0,1	< 0,1
GPF-14	< 1	19,4	20	1	1,3	0,2	237	< 0,5	< 0,1	< 0,5	3,0	< 0,1	< 0,1
GPF-15	2	20,5	28	5	4,8	1,3	232	< 0,5	< 0,1	< 0,5	1,7	< 0,1	< 0,1
GPF-17	1	24,2	33	2	2,3	0,2	679	0,7	< 0,1	< 0,5	1,5	< 0,1	< 0,1
GPF-18	1	20,2	26	< 1	< 0,2	< 0,1	508	0,9	0,1	< 0,5	1,2	< 0,1	< 0,1
GPF-19	< 1	20,9	7	1	0,2	< 0,1	62	< 0,5	< 0,1	< 0,5	1,1	< 0,1	< 0,1
GPF-22	< 1	21,7	32	2	0,8	< 0,1	364	< 0,5	< 0,1	< 0,5	1,7	< 0,1	< 0,1
GPF-25	< 1	24,4	31	3	0,4	< 0,1	305	< 0,5	< 0,1	< 0,5	1,8	< 0,1	< 0,1
AP-8	< 1	19,7	31	< 1	0,6	< 0,1	279	< 0,5	< 0,1	< 0,5	< 0,5	< 0,1	< 0,1

Amostra	Cu	Hg	Mo	Pb	Sb	Se	Tl	LOI	TOT/C	TOT/S	Sum
GPF-1	26,8	< 0,01	0,1	1,3	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,2	0,17	0,08	99,73
GPF-2A	57,4	< 0,01	< 0,1	1,9	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,7	0,06	0,17	99,75
GPF-3B	91,0	< 0,01	0,1	1,5	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,6	0,02	0,14	99,72
GPF-13	53,4	< 0,01	< 0,1	1,8	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,8	0,03	0,18	99,69
GPF-4	19,0	< 0,01	0,2	2,0	< 0,1	< 0,5	0,2	0,9	< 0,02	0,14	99,63
GPF-6	34,7	< 0,01	0,3	2,7	< 0,1	< 0,5	0,2	1,2	< 0,02	< 0,02	99,64
GPF-9	45,2	0,01	< 0,1	7,5	< 0,1	< 0,5	< 0,1	2,3	0,03	0,26	99,69
GPF-10	20,8	< 0,01	< 0,1	1,5	< 0,1	< 0,5	< 0,1	2,0	0,03	0,02	99,7
GPF-12	90,6	< 0,01	0,1	2,4	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,5	0,03	0,33	99,61
PM-01	55,8	< 0,01	< 0,1	1,9	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,0	0,03	0,27	99,67
GPF-14	54,4	< 0,01	0,1	3,3	< 0,1	< 0,5	< 0,1	2,1	0,04	0,09	99,66
GPF-15	41,2	< 0,01	0,1	3,8	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,1	0,05	0,16	99,73
GPF-17	46,3	< 0,01	0,1	3,1	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,5	0,05	0,37	99,6
GPF-18	122,8	< 0,01	0,2	1,5	< 0,1	< 0,5	< 0,1	2,3	0,09	0,33	99,65
GPF-19	24,9	< 0,01	< 0,1	1,9	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,5	< 0,02	0,09	99,78
GPF-22	80,0	< 0,01	0,2	1,3	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,4	0,05	0,21	99,66
GPF-25	48,1	< 0,01	0,2	1,3	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,0	0,04	0,31	99,65
AP-8	45,4	< 0,01	0,1	0,9	< 0,1	< 0,5	< 0,1	1,3	0,07	0,08	99,68

II – Análises WDS em microsonda eletrônica

AP-8	Na ₂ O	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Total
PI	5,781	54,737	< 0,023	28,104	0,031	10,078	0,041	< 0,023	0,085	98,812
PI	5,316	53,905	< 0,005	28,940	0,039	11,329	0,012	< 0,029	0,081	99,588
PI	5,682	55,104	0,019	28,066	0,033	10,346	0,026	0,013	0,053	99,343
PI	6,187	55,797	< 0,004	27,507	0,029	9,697	0,018	0,020	0,029	99,279
PI	6,174	55,955	0,011	27,720	0,025	9,475	0,034	< 0,017	0,065	99,441
PI	5,709	54,988	0,013	28,044	0,050	10,066	0,018	< 0,022	0,067	98,934
PI	6,319	55,798	0,004	27,212	0,015	9,232	0,037	< 0,009	0,071	98,677
PI	6,208	55,624	0,007	27,684	0,037	9,543	0,003	< 0,017	0,092	99,180
PI	5,729	54,886	< 0,012	27,918	0,039	10,108	0,010	0,007	0,242	98,927
PI	5,815	54,291	0,003	28,219	0,019	10,008	0,025	0,013	0,354	98,746
PI	6,364	56,362	0,005	27,149	0,032	9,284	0,025	0,015	0,144	99,380
PI	6,362	56,138	0,003	27,170	0,032	9,226	0,018	< 0,024	0,056	98,982
PI	5,810	55,153	0,013	27,870	0,035	10,103	0,030	0,013	0,173	99,198
PI	6,025	55,708	0,012	27,686	0,053	9,724	0,025	< 0,020	0,065	99,278
PI	4,242	51,091	< 0,001	30,401	0,024	12,763	0,028	< 0,006	0,084	98,621
PI	5,881	54,543	< 0,0036	28,165	0,030	10,194	0,039	< 0,014	0,059	98,892
PI	6,182	55,082	< 0,005	27,430	0,036	9,591	0,018	0,001	0,093	98,427
PI	6,011	54,791	0,012	27,627	0,023	9,599	0,026	< 0,051	< 0,017	98,021
PI	5,967	54,283	< 0,005	28,110	0,016	10,001	0,004	0,014	0,013	98,403
PI	5,645	54,602	0,004	28,337	0,040	10,446	0,016	0,023	0,052	99,166
PI	6,002	55,481	0,008	27,529	0,035	9,815	0,017	0,005	0,080	98,971
PI	6,065	54,806	< 0,012	27,809	0,028	9,751	0,012	0,009	0,011	98,477
PI	6,055	55,074	0,007	27,720	0,029	9,755	0,038	0,018	0,057	98,753
PI	6,057	55,320	0,007	27,858	0,029	9,899	0,016	0,023	0,069	99,278

AP-8	Na₂O	SiO₂	MgO	Al₂O₃	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	FeO	Total
PI	5,857	54,836	< 0,001	27,867	0,040	10,221	0,032	0,030	0,155	99,035
PI	5,968	54,442	0,011	28,245	0,032	10,056	0,023	0,028	0,078	98,882
PI	4,077	50,756	0,015	30,583	< 0,007	12,872	0,050	0,004	0,082	98,431
PI	5,771	54,156	< 0,001	28,231	0,036	10,169	0,022	< 0,020	0,016	98,380
PI	6,931	57,080	< 0,004	26,685	0,054	8,475	0,025	< 0,0145	< 0,002	99,231
PI	6,289	56,129	< 0,013	27,150	0,036	9,077	0,035	0,009	0,142	98,854
PI	5,011	53,412	0,011	29,094	0,021	11,542	0,035	< 0,014	0,100	99,213
PI	5,852	54,685	0,004	27,741	0,034	10,056	0,029	0,036	0,139	98,576
PI	6,012	55,109	0,000	27,740	0,024	9,941	0,030	0,021	0,023	98,900
PI	5,939	55,130	0,007	28,061	0,033	9,997	0,036	< 0,041	0,092	99,254
PI	6,098	55,665	0,010	27,608	0,045	9,946	0,011	< 0,022	0,106	99,467
PI	5,930	55,100	0,008	28,192	0,023	10,140	0,039	0,026	0,116	99,575
PI	6,052	55,425	0,000	27,900	0,027	9,736	< 0,008	0,009	0,066	99,207
PI	3,430	49,622	< 0,016	31,310	0,017	14,008	0,035	0,006	0,092	98,504
PI	5,693	54,257	0,005	28,101	0,047	10,128	0,032	< 0,025	0,051	98,290
PI	5,882	54,626	0,000	28,145	0,021	9,995	0,014	0,019	0,043	98,745
PI	6,181	55,679	< 0,003	27,377	0,032	9,514	0,007	0,002	0,087	98,875
PI	4,483	51,902	0,004	30,123	0,033	12,514	0,024	< 0,030	0,030	99,084
PI	4,727	52,252	0,002	29,811	0,047	11,926	< 0,008	< 0,011	0,098	98,843
PI	5,391	53,983	< 0,004	28,675	0,031	10,882	0,032	< 0,006	0,139	99,122
PI	5,960	54,973	< 0,021	28,013	0,023	10,128	0,012	0,017	0,083	99,187
PI	6,093	55,125	< 0,006	27,882	0,042	9,859	0,010	0,004	0,126	99,135

AP-8	Na ₂ O	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Total
Amp	1,409	42,129	12,007	11,791	0,636	11,323	2,665	0,330	14,444	96,734
Amp	1,503	43,658	12,438	10,515	0,520	11,143	2,149	0,337	13,669	95,931
Amp	1,612	42,811	12,746	10,636	0,518	10,913	1,810	0,322	14,072	95,439
Amp	1,678	40,826	11,854	11,627	0,660	10,884	3,269	0,339	14,038	95,176
Amp	1,530	43,235	12,266	10,875	0,540	11,278	2,292	0,328	14,205	96,549
Amp	1,402	43,008	12,162	11,096	0,577	11,243	2,507	0,354	14,125	96,474
Amp	1,599	42,775	12,312	10,914	0,497	11,063	1,900	0,358	14,261	95,677
Amp	1,558	41,644	12,245	11,728	0,662	10,992	3,350	0,327	13,794	96,299
Amp	1,721	42,270	12,310	11,413	0,626	10,957	3,047	0,344	13,856	96,542
Amp	1,689	42,694	12,386	11,291	0,567	10,790	2,404	0,357	14,152	96,329
Amp	1,574	43,247	12,242	10,969	0,521	11,116	1,993	0,289	14,365	96,315
Amp	1,576	41,448	11,682	12,000	0,596	11,024	3,374	0,327	14,000	96,026
Amp	1,649	42,894	12,319	11,174	0,568	10,892	2,540	0,333	13,999	96,367
Amp	1,707	42,324	11,821	11,711	0,610	11,013	2,160	0,300	14,682	96,327
Amp	1,466	41,884	11,984	11,771	0,597	11,191	3,425	0,312	13,490	96,118
Amp	1,772	42,560	12,334	11,415	0,566	11,028	2,090	0,392	14,231	96,389
Amp	1,601	42,000	12,430	11,544	0,601	10,979	2,596	0,350	13,688	95,789
Amp	1,710	42,862	12,425	11,368	0,561	10,872	2,104	0,314	14,255	96,471
Amp	1,718	42,236	11,983	11,749	0,598	10,957	3,175	0,350	14,168	96,932
Amp	1,636	42,060	12,671	11,417	0,583	10,962	3,144	0,319	13,387	96,179
Amp	1,737	42,862	12,435	11,037	0,601	10,748	2,541	0,321	14,208	96,489
Amp	1,625	42,496	12,291	11,329	0,603	11,016	2,433	0,321	14,438	96,553
Amp	1,714	42,239	12,285	11,787	0,602	10,809	2,552	0,370	14,030	96,387
Amp	1,398	42,777	11,809	11,288	0,437	11,567	1,874	0,270	14,440	95,860
Amp	1,799	42,195	12,413	11,102	0,581	10,804	2,795	0,330	13,994	96,015
Amp	1,677	42,608	12,415	11,327	0,614	10,799	2,601	0,344	14,000	96,385

AP-8	Na₂O	SiO₂	MgO	Al₂O₃	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	FeO	Total
Amp	1,684	42,112	12,139	11,689	0,595	11,049	3,319	0,311	13,775	96,673
Amp	1,757	42,969	12,531	11,133	0,596	10,743	2,313	0,339	14,163	96,544
Amp	1,706	42,316	12,487	11,166	0,579	10,876	2,930	0,290	13,790	96,139

GPF-3B	Na₂O	SiO₂	MgO	Al₂O₃	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	FeO	Total
PI	2,230	47,741	0,021	32,765	0,070	16,272	0,053	< 0,017	0,342	99,477
PI	2,236	47,437	< 0,010	32,734	0,050	16,117	0,036	0,015	0,346	98,961
PI	2,345	47,913	0,006	32,598	0,063	15,910	0,035	< 0,016	0,351	99,203
PI	2,322	47,365	0,007	32,609	0,066	15,950	0,040	< 0,003	0,269	98,626
PI	2,458	47,774	0,017	32,021	0,088	15,483	0,026	0,009	0,306	98,181
PI	2,313	47,305	0,020	32,539	0,045	16,005	0,033	0,028	0,286	98,574
PI	2,801	48,455	0,006	32,101	0,057	15,275	0,005	0,014	0,250	98,964
PI	2,859	48,760	0,006	31,621	0,086	14,969	0,049	< 0,018	0,395	98,727
PI	2,181	47,443	0,017	32,872	0,043	16,100	0,026	< 0,009	0,373	99,046
PI	2,304	47,266	0,004	32,739	0,059	15,961	< 0,012	< 0,026	0,301	98,595
PI	2,427	47,733	0,019	32,375	0,052	15,743	0,019	0,011	0,396	98,774
PI	2,273	46,953	0,001	32,724	0,061	16,070	0,025	0,035	0,359	98,501
PI	5,055	53,566	0,012	28,695	0,234	11,333	0,023	0,014	0,272	99,204
PI	2,656	47,914	0,016	32,634	0,060	15,632	0,031	0,012	0,275	99,231
PI	2,254	47,227	0,024	33,128	0,052	16,028	0,021	0,009	0,313	99,056
PI	2,147	46,824	0,002	33,052	0,048	16,233	0,040	0,003	0,361	98,710
PI	2,526	47,870	0,023	32,401	0,068	15,766	0,009	0,040	0,243	98,947
PI	4,769	52,998	0,031	28,806	0,187	11,701	< 0,004	< 0,021	0,355	98,821
PI	2,500	47,725	0,000	32,571	0,062	15,655	0,017	< 0,009	0,214	98,735
PI	2,394	47,765	0,001	32,680	0,081	15,744	0,014	< 0,028	0,280	98,931

GPF-3B	Na₂O	SiO₂	MgO	Al₂O₃	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	FeO	Total
PI	2,193	47,406	0,022	32,841	0,054	16,296	0,041	0,027	0,332	99,213
PI	2,468	48,299	0,029	32,407	0,057	15,843	0,009	0,033	0,334	99,479
PI	2,102	47,064	0,004	33,145	0,053	16,232	0,045	0,008	0,367	99,019
PI	2,182	47,084	0,014	32,838	0,062	16,094	0,037	< 0,038	0,358	98,631
PI	2,331	47,667	0,015	32,510	0,081	15,973	0,056	0,040	0,389	99,062
PI	2,122	47,056	0,007	32,520	0,061	16,276	0,029	0,012	0,354	98,437
PI	2,389	47,547	0,000	32,672	0,049	16,017	0,014	0,034	0,329	99,052
PI	2,306	47,351	0,007	32,836	0,071	15,965	0,033	0,041	0,318	98,928
PI	4,816	53,435	0,023	28,854	0,270	11,308	0,023	< 0,009	0,242	98,963
PI	2,305	47,490	0,012	32,501	0,050	15,498	0,016	0,024	0,359	98,255
PI	2,182	46,762	< 0,007	33,041	0,044	16,229	0,040	< 0,019	0,261	98,532
PI	2,206	47,133	< 0,001	32,902	0,058	16,268	0,032	0,032	0,394	99,024
PI	2,303	47,204	0,008	32,954	0,057	16,248	0,021	< 0,018	0,424	99,201
PI	2,540	48,048	0,017	32,348	0,077	15,674	0,034	< 0,009	0,249	98,978
PI	2,243	47,137	0,004	32,742	0,065	16,201	0,042	0,024	0,378	98,834
PI	2,077	46,849	0,014	33,082	0,057	16,459	0,025	< 0,026	0,370	98,907
PI	2,473	47,883	0,022	32,370	0,067	15,745	0,014	0,014	0,303	98,891
PI	4,925	53,900	0,008	28,478	0,210	11,433	0,018	< 0,016	0,251	99,207
PI	5,671	54,925	0,012	27,723	0,229	10,270	0,007	< 0,033	0,273	99,077

GPF-3B	Na₂O	SiO₂	MgO	Al₂O₃	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	FeO	Total
Amp	1,759	42,038	12,836	11,679	0,872	11,700	2,729	0,131	12,729	96,473
Amp	1,869	42,295	12,972	11,789	0,808	11,685	2,845	0,138	13,055	97,455
Amp	1,672	42,294	13,624	11,524	1,006	11,770	2,367	0,096	12,052	96,404
Amp	1,787	41,731	13,556	12,310	0,885	11,602	2,634	0,142	11,910	96,558
Amp	2,020	42,202	15,085	12,888	0,845	11,503	1,859	0,154	10,369	96,923
Amp	1,681	42,445	12,647	11,403	0,821	11,489	2,284	0,131	13,730	96,630
Amp	1,532	43,107	13,271	10,681	0,942	11,746	1,902	0,166	13,047	96,394
Amp	1,677	42,358	13,245	11,455	0,964	11,668	2,487	0,134	12,825	96,812
Amp	1,748	42,233	13,341	11,508	0,855	11,512	2,779	0,147	12,229	96,350
Amp	1,914	41,808	13,150	11,900	0,809	11,424	3,117	0,163	12,302	96,587
Amp	1,789	41,908	12,662	11,935	0,854	11,629	2,860	0,116	12,860	96,612
Amp	1,653	43,015	13,276	11,192	0,881	11,565	2,195	0,166	13,035	96,978
Amp	1,212	45,203	14,309	9,345	0,731	11,481	1,526	0,152	12,536	96,493
Amp	1,445	43,178	13,311	10,753	0,918	11,708	1,987	0,146	12,967	96,415
Amp	1,856	41,828	12,789	11,750	0,875	11,694	3,076	0,162	12,621	96,652
Amp	1,509	43,410	13,724	10,187	0,809	11,684	1,873	0,154	12,691	96,040
Amp	1,419	43,491	13,503	10,549	0,882	11,846	2,242	0,148	12,552	96,632
Amp	1,324	45,241	14,177	9,399	0,772	11,860	1,815	0,162	12,292	97,043
Amp	1,629	42,420	12,826	11,604	0,997	11,818	2,420	0,158	13,216	97,088
Amp	1,607	42,540	12,999	11,364	0,909	11,845	2,579	0,177	12,890	96,909
Amp	1,479	43,134	13,396	11,105	0,988	11,828	2,429	0,102	12,369	96,830
Amp	1,777	41,352	12,860	11,861	0,966	11,765	2,381	0,142	13,295	96,397
Amp	1,758	41,957	13,028	12,019	0,809	11,659	2,700	0,130	12,622	96,680
Amp	1,796	42,437	13,064	11,367	0,831	11,581	2,552	0,143	12,438	96,208
Amp	1,725	42,599	13,573	11,503	0,877	11,568	2,375	0,165	12,553	96,939
Amp	1,661	42,314	12,813	11,241	0,895	11,707	2,338	0,140	13,290	96,398

GPF-3B	Na₂O	SiO₂	MgO	Al₂O₃	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	FeO	Total
Amp	1,454	43,750	13,009	10,881	0,865	11,651	2,011	0,157	13,460	97,240
Amp	0,874	48,585	15,890	7,145	0,489	12,233	1,133	0,129	10,678	97,155
Amp	0,947	45,006	14,686	10,232	0,734	11,455	1,083	0,189	11,704	96,036
Amp	1,770	41,888	12,702	11,898	0,999	11,737	2,854	0,132	13,039	97,019
Amp	1,462	43,336	13,527	10,855	0,895	11,820	2,283	0,150	12,576	96,903
Amp	1,576	42,756	13,222	11,473	0,977	11,697	2,438	0,149	12,336	96,623
Amp	1,691	41,959	12,908	11,569	0,837	11,634	2,874	0,158	12,578	96,207
Amp	1,840	42,046	12,946	11,668	0,815	11,774	2,926	0,143	12,476	96,634
Amp	1,607	42,033	12,360	11,572	1,002	11,669	2,532	0,125	13,504	96,405
Amp	1,727	42,019	12,858	11,654	0,880	11,747	2,887	0,134	12,432	96,337
Amp	1,770	41,984	13,058	11,684	0,874	11,683	2,805	0,145	12,258	96,261
Amp	1,697	42,337	13,088	11,635	0,890	11,747	2,916	0,114	12,010	96,435

GPF-3B	Na₂O	SiO₂	MgO	Al₂O₃	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	FeO	Cr₂O₃	Total
Cpx	0,254	51,297	15,602	2,628	< 0,008	18,013	0,462	0,267	10,357	0,161	99,032
Cpx	0,445	49,948	14,278	3,421	0,138	20,530	0,703	0,193	8,614	0,040	98,308
Cpx	0,262	50,979	14,682	2,442	< 0,005	20,160	0,474	0,284	9,962	0,116	99,356
Cpx	0,380	50,112	13,938	3,459	0,001	21,014	0,696	0,338	8,562	0,188	98,687
Cpx	0,260	52,256	16,150	1,959	0,001	17,910	0,302	0,292	10,660	0,045	99,835
Cpx	0,275	51,070	14,333	2,937	< 0,006	22,524	0,653	0,234	7,409	0,082	99,511
Cpx	0,291	50,744	14,015	2,784	0,004	22,212	0,571	0,216	8,082	0,038	98,958
Cpx	0,534	50,309	14,495	3,908	0,152	19,875	0,804	0,194	8,524	0,100	98,895
Cpx	0,468	49,717	14,457	3,824	0,008	20,321	0,760	0,203	7,969	0,182	97,907
Cpx	0,316	50,921	14,347	2,915	< 0,007	22,054	0,557	0,256	7,793	0,057	99,210
Cpx	0,308	50,976	15,385	2,941	0,066	18,874	0,620	0,264	9,612	0,157	99,203
Cpx	0,262	51,231	14,657	2,839	< 0,003	22,807	0,569	0,135	6,677	0,116	99,290
Cpx	0,273	51,686	14,515	2,041	0,001	22,373	0,397	0,279	7,617	0,047	99,227
Cpx	0,373	50,920	14,817	3,126	0,014	21,788	0,721	0,207	7,310	0,018	99,293
Cpx	0,413	50,045	14,560	3,194	0,102	20,708	0,654	0,212	8,313	0,072	98,274
Cpx	0,379	50,274	14,468	3,317	0,050	20,776	0,712	0,162	8,311	0,060	98,508
Cpx	0,298	51,526	14,352	2,166	< 0,007	22,274	0,340	0,248	8,323	0,054	99,575
Cpx	0,459	50,293	14,970	3,634	0,026	21,394	0,730	0,219	6,962	0,231	98,917
Cpx	0,535	50,886	14,775	3,675	0,081	20,222	0,619	0,160	8,066	0,235	99,253
Cpx	0,444	50,370	14,792	3,791	0,103	20,777	0,718	0,243	7,682	0,151	99,071
Cpx	0,471	50,356	14,922	3,698	0,009	19,716	0,668	0,160	8,349	0,401	98,748
Cpx	0,304	51,386	15,491	3,020	< 0,003	18,759	0,724	0,279	9,887	< 0,017	99,830
Cpx	0,299	51,604	14,630	2,731	0,010	22,050	0,452	0,243	7,919	0,054	99,991
Cpx	0,275	51,065	15,556	2,661	0,007	17,744	0,501	0,254	10,946	0,093	99,102
Cpx	0,361	50,617	14,455	3,023	< 0,002	22,077	0,667	0,235	7,614	0,061	99,109

GPF-3B	Na₂O	SiO₂	MgO	Al₂O₃	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	FeO	Cr₂O₃	Total
Opx	0,031	53,082	24,871	1,755	0,007	1,353	0,257	0,371	18,833	0,047	100,606
Opx	0,025	52,816	24,713	1,716	< 0,019	1,565	0,284	0,424	18,748	0,019	100,291
Opx	< 0,023	52,328	24,333	1,397	< 0,022	0,864	0,188	0,464	20,056	0,037	99,621
Opx	0,018	52,458	23,852	1,493	< 0,015	1,517	0,234	0,448	19,632	0,040	99,678
Opx	0,005	52,084	25,639	2,125	< 0,010	0,868	0,199	0,433	18,323	0,021	99,687
Opx	0,017	52,300	25,973	2,088	< 0,004	1,580	0,179	0,409	17,030	0,005	99,577
Opx	0,000	52,687	24,007	1,336	0,004	1,203	0,166	0,449	19,589	0,008	99,450
Opx	0,004	53,096	26,087	2,114	< 0,006	1,372	0,189	0,329	16,817	0,014	100,017
Opx	0,006	52,490	25,345	1,912	< 0,018	1,096	0,189	0,419	18,338	< 0,011	99,767
Opx	< 0,002	53,090	26,003	1,972	< 0,007	1,277	0,225	0,398	16,903	0,012	99,871
Opx	< 0,019	53,206	27,184	1,793	< 0,016	0,819	0,161	0,408	15,768	0,018	99,321
Opx	0,026	53,049	26,174	1,901	0,003	0,701	0,195	0,439	18,106	0,019	100,613
Opx	< 0,026	53,663	26,872	1,223	< 0,008	1,169	0,150	0,359	16,514	0,010	99,926
Opx	0,034	52,824	25,482	2,013	0,004	1,358	0,206	0,413	17,682	0,036	100,052
Opx	0,024	52,674	25,277	1,135	0,005	1,275	0,147	0,418	18,676	0,012	99,642
Opx	0,025	52,506	25,622	2,100	< 0,009	1,242	0,200	0,402	17,933	0,029	100,049
Opx	0,041	52,300	25,145	1,648	0,001	1,288	0,182	0,466	18,058	0,037	99,165
Opx	0,018	52,817	25,683	2,140	< 0,011	0,735	0,189	0,396	18,217	< 0,004	100,178
Opx	< 0,010	52,514	24,999	1,744	0,001	1,155	0,189	0,420	18,083	0,017	99,111
Opx	0,040	52,927	26,017	2,095	< 0,015	1,601	0,252	0,374	16,891	0,023	100,204
Opx	< 0,007	53,118	25,037	1,700	0,001	0,896	0,223	0,504	19,240	0,035	100,746
Opx	< 0,003	52,989	26,716	2,064	< 0,004	1,175	0,248	0,381	16,246	0,025	99,837
Opx	0,003	52,681	26,222	2,020	0,004	1,250	0,222	0,380	17,090	0,012	99,884
Opx	0,013	52,573	26,221	1,864	< 0,002	1,296	0,206	0,417	16,862	< 0,006	99,444
Opx	< 0,008	52,963	27,085	1,818	< 0,003	0,793	0,228	0,409	17,083	0,028	100,395
Opx	0,007	52,106	24,793	1,955	< 0,015	2,307	0,507	0,431	17,654	0,026	99,772

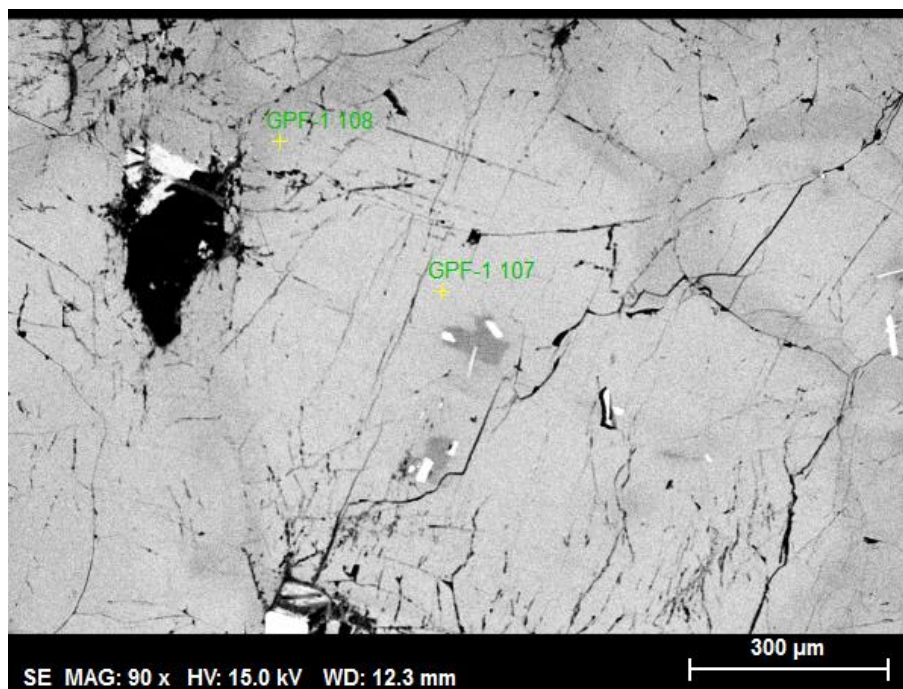
GPF-3B	Na₂O	SiO₂	MgO	Al₂O₃	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	FeO	Cr₂O₃	Total
Opx	0,017	52,365	24,688	1,682	< 0,011	1,289	0,201	0,435	18,567	0,034	99,267
Opx	0,003	51,974	24,421	1,598	< 0,001	0,828	0,223	0,463	19,551	0,030	99,090
Opx	0,026	52,434	26,072	1,836	< 0,010	1,173	0,209	0,393	17,355	0,012	99,499
Opx	0,033	53,727	26,069	1,158	< 0,005	1,265	0,127	0,418	16,849	< 0,009	99,632
Opx	0,031	52,353	24,324	1,404	< 0,002	1,112	0,204	0,427	19,684	0,030	99,568
Opx	< 0,016	52,519	24,568	1,649	< 0,020	1,352	0,248	0,387	18,638	0,020	99,346
Opx	0,032	52,281	24,114	1,567	< 0,002	1,480	0,256	0,379	19,054	0,035	99,196
Opx	< 0,009	52,842	25,440	1,708	< 0,002	1,233	0,290	0,399	17,983	0,023	99,907
Opx	0,019	52,909	24,916	1,599	< 0,008	1,010	0,209	0,441	18,800	0,016	99,911
Opx	0,009	52,073	25,438	2,013	0,003	1,231	0,236	0,410	17,821	0,030	99,265
Opx	< 0,001	52,918	26,394	2,041	< 0,008	1,263	0,220	0,447	16,797	0,021	100,092

GPF-3B	Na₂O	SiO₂	MgO	Al₂O₃	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	FeO	Cr₂O₃	NiO
OI	< 0,006	37,762	39,814	0,011	< 0,017	0,013	0,007	0,429	22,063	0,004	0,008
OI	< 0,012	37,440	40,526	0,008	< 0,002	0,012	0,020	0,376	21,694	< 0,003	< 0,002
OI	< 0,009	37,477	40,111	< 0,015	< 0,003	0,012	< 0,004	0,400	21,647	< 0,003	0,040
OI	< 0,009	37,606	40,235	< 0,001	< 0,007	0,010	0,012	0,378	21,691	< 0,002	0,021
OI	0,016	37,895	40,109	< 0,010	< 0,011	0,013	0,014	0,396	21,962	0,011	0,077
OI	< 0,010	37,881	39,454	< 0,008	0,001	0,017	0,006	0,410	22,578	0,006	0,027
OI	0,012	37,207	39,462	< 0,014	0,000	0,017	0,026	0,357	22,547	0,005	0,035
OI	0,001	37,536	39,331	< 0,011	< 0,004	0,002	0,008	0,395	22,785	0,002	0,026
OI	0,016	37,636	39,332	< 0,003	0,008	0,018	0,005	0,387	23,101	< 0,002	0,030
OI	< 0,024	37,433	39,452	< 0,008	0,000	0,017	0,016	0,427	22,970	0,000	0,024
OI	0,013	37,634	39,689	0,007	0,004	0,007	0,029	0,365	22,349	0,005	0,007
OI	< 0,023	38,021	39,489	< 0,005	< 0,001	0,004	< 0,008	0,386	22,681	0,011	< 0,009

GPF-3B	Na₂O	SiO₂	MgO	Al₂O₃	K₂O	CaO	TiO₂	MnO	FeO	Cr₂O₃	NiO
OI	< 0,015	37,393	39,137	0,000	< 0,006	0,015	0,026	0,419	23,051	0,006	< 0,044
OI	< 0,016	38,108	40,197	0,002	< 0,005	0,029	0,007	0,377	22,058	< 0,005	0,040
OI	< 0,008	37,795	39,714	0,006	< 0,016	0,021	0,010	0,396	22,644	< 0,021	0,029
OI	0,014	37,749	39,646	< 0,013	0,004	0,007	0,011	0,396	22,283	< 0,007	0,044
OI	< 0,003	37,622	39,508	< 0,010	< 0,017	0,018	0,009	0,426	22,467	< 0,004	0,064
OI	0,016	37,602	39,451	0,021	0,001	0,027	0,011	0,407	22,689	< 0,002	0,032
OI	0,003	37,959	39,778	< 0,006	< 0,014	0,019	0,036	0,397	22,259	< 0,005	0,030
OI	< 0,011	37,283	39,020	< 0,013	< 0,008	0,019	0,026	0,405	22,791	0,006	0,009
OI	< 0,016	38,356	39,614	0,029	< 0,002	0,022	0,020	0,381	22,333	< 0,016	0,035
OI	0,001	37,719	39,643	0,000	0,004	0,029	0,019	0,452	22,255	0,008	< 0,059
OI	0,018	37,673	39,019	< 0,019	< 0,004	0,041	0,037	0,416	23,128	< 0,003	< 0,024
OI	< 0,005	37,701	39,671	0,019	< 0,010	0,007	0,006	0,387	22,616	0,000	0,030

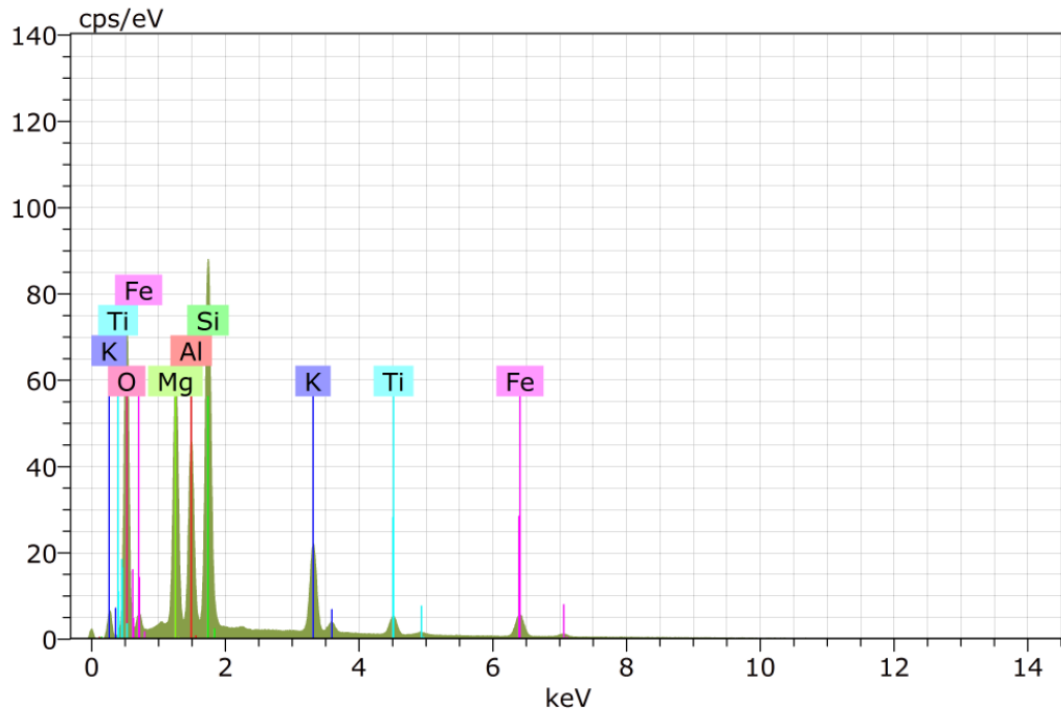
III – Análises EDS em MEV

➤ GPF-01



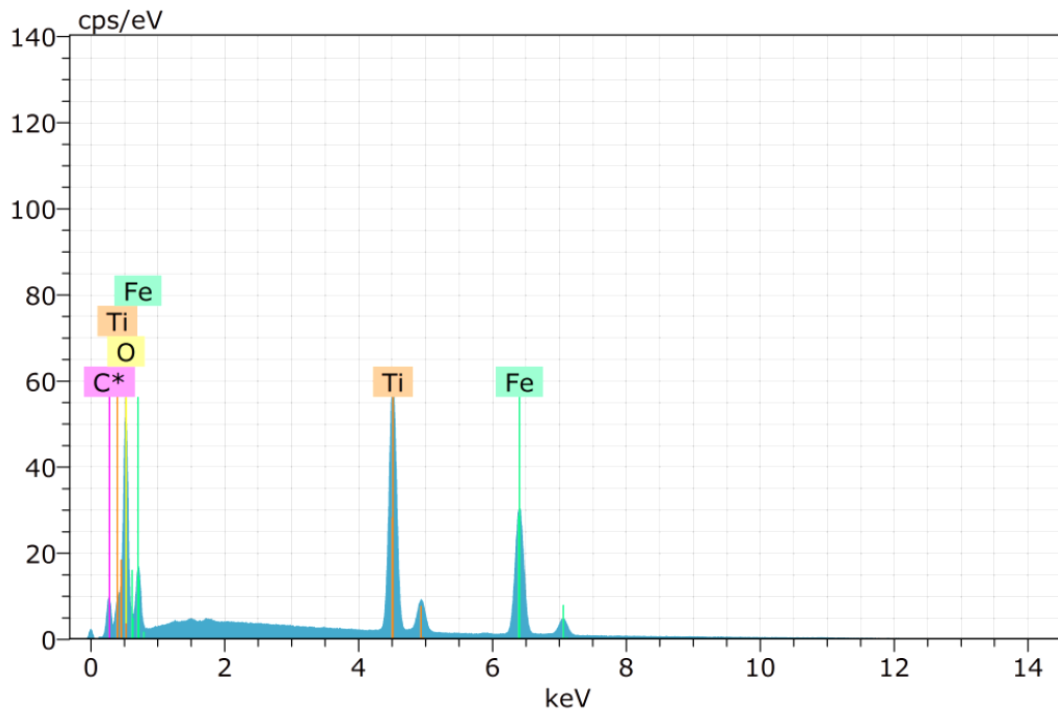
Spectrum: GPF-1 107

El Sigma)	AN	Series	unn. C norm. C Atom. C Compound Comp. C norm. Comp. C	[wt.%]	[wt.%]	[at.%]	[wt.%]	[wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
O	8	K-series	46.17	46.37	61.38		0.00	0.00
Na	11	K-series	1.84	1.85	1.71	Na2O	2.50	2.49
Al	13	K-series	17.89	17.96	14.10	Al2O3	33.94	33.80
Si	14	K-series	21.87	21.96	16.56	SiO2	46.98	46.78
Ca	20	K-series	11.79	11.85	6.26	CaO	16.58	16.50
Total:			99.57	100.00	100.00			



Spectrum: GPF-1 122

El Sigma)	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C
[wt.%]			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]
O	8	K-series	38.90	42.34	58.74		0.00	0.00
	4.19							
Mg	12	K-series	10.76	11.71	10.69	MgO	19.41	17.84
	0.59							
Al	13	K-series	8.09	8.80	7.24	Al ₂ O ₃	16.63	15.28
	0.40							
Si	14	K-series	16.63	18.10	14.31	SiO ₂	38.73	35.58
	0.72							
K	19	K-series	6.60	7.19	4.08	K ₂ O	8.66	7.96
	0.23							
Ti	22	K-series	3.15	3.43	1.59	TiO ₂	5.72	5.25
	0.12							
Fe	26	K-series	7.75	8.44	3.35	FeO	10.86	9.97
	0.25							
Total:			91.89	100.00	100.00			

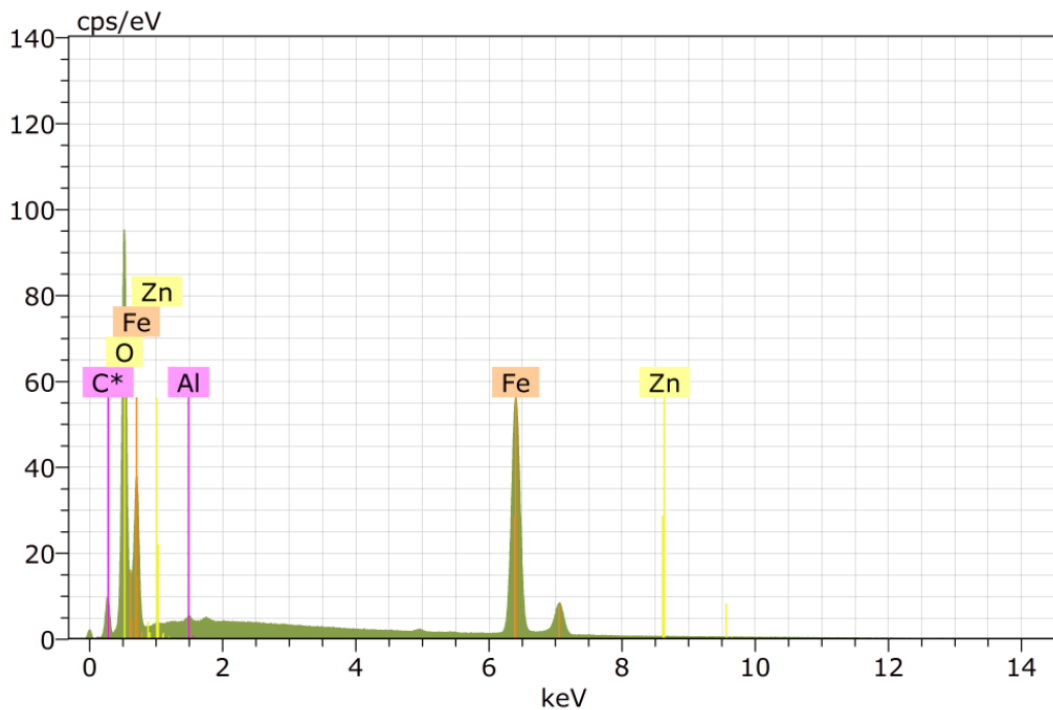


Spectrum: op 3

El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]
			[wt.%]					

C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
			0.00					
O	8	K-series	29.74	31.53	59.90		0.00	0.00
			3.26					
Ti	22	K-series	29.43	31.19	19.80	TiO2	52.03	49.09
			0.87					
Fe	26	K-series	35.18	37.28	20.30	FeO	47.97	45.26
			1.05					

Total:			94.35	100.00	100.00			

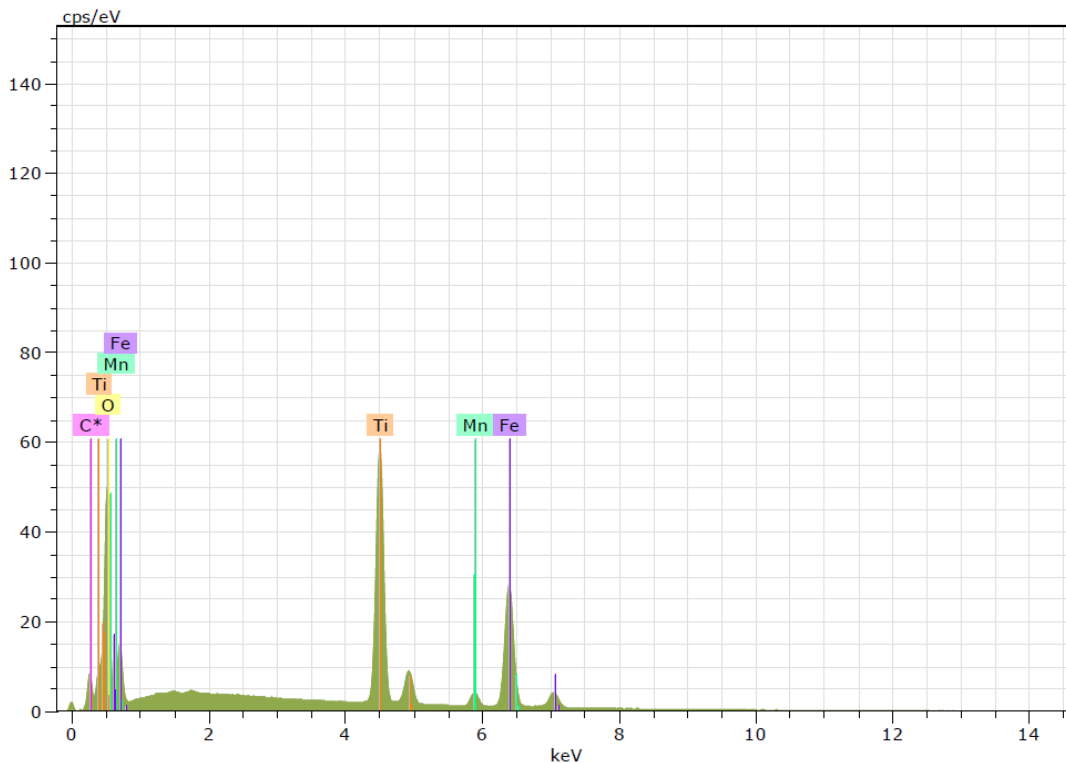


Spectrum: op 4

El AN Series un. C norm. C Atom. C Compound Comp. C norm. Comp. C Sigma)

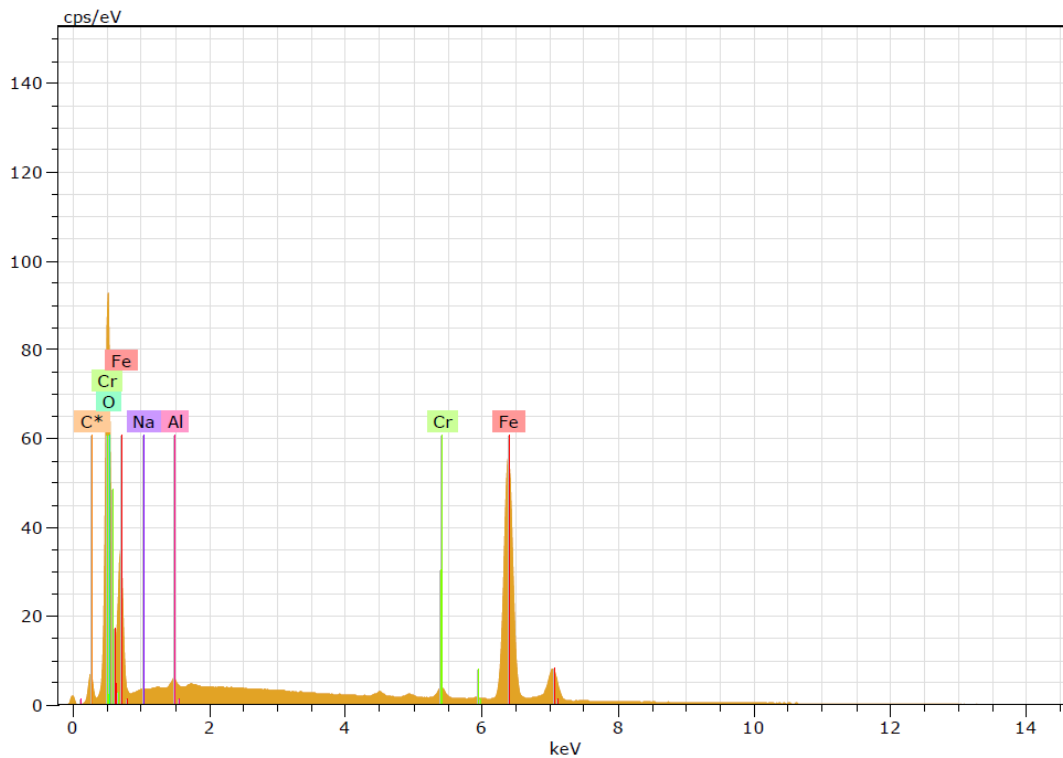
		[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	20.42	22.39	50.09	0.00	0.00
Al	13	K-series	0.26	0.29	0.38	Al2O3	0.54
Fe	26	K-series	70.06	76.80	49.24	FeO	98.80
Zn	30	K-series	0.48	0.53	0.29	ZnO	0.66
Total:			91.23	100.00	100.00		

➤ **GPF-3B**



Spectrum: op 1

El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
O	8	K-series	30.10	31.58	59.94		0.00	0.00
Ti	22	K-series	29.87	31.34	19.88	TiO2	52.29	49.83
Mn	25	K-series	2.87	3.01	1.66	MnO	3.89	3.71
Fe	26	K-series	32.46	34.06	18.52	FeO	43.82	41.76
Total:			95.30	100.00	100.00			



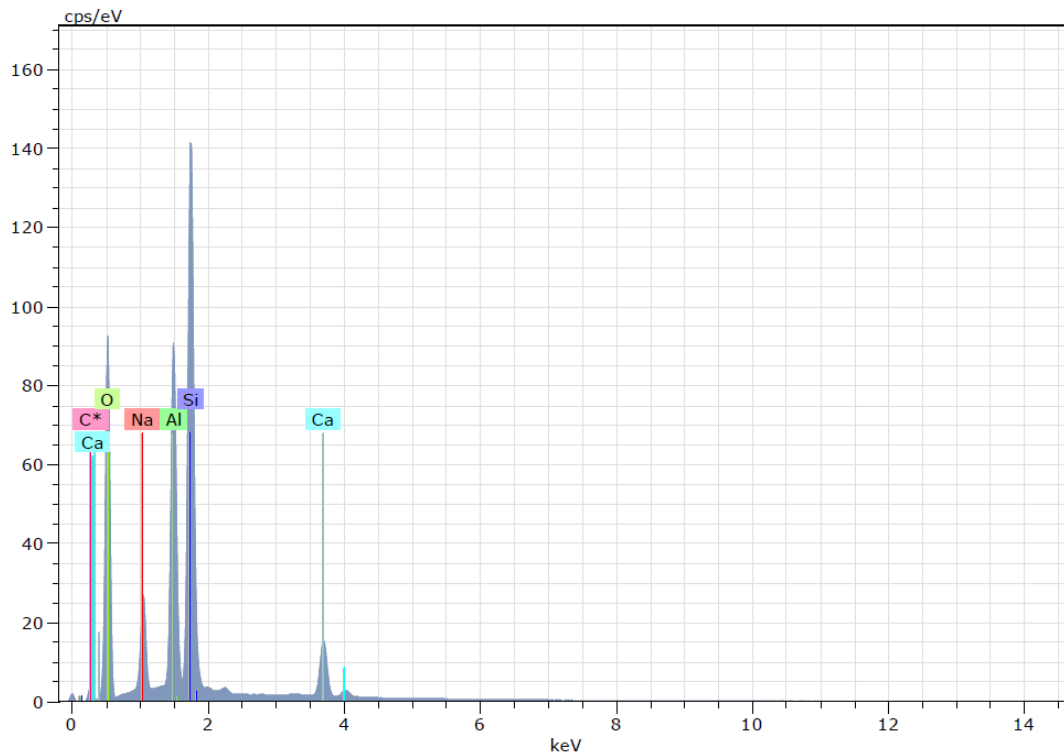
Spectrum: op 3

	El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C
				[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]
				[wt.%]					

C	6	K-series		0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
				0.00					
O	8	K-series		19.91	22.76	50.16		0.00	0.00
				2.14					
Zn	11	K-series		0.62	0.71	1.08	ZnO	0.95	0.83
				0.07					
Al	13	K-series		0.47	0.54	0.70	Al2O3	1.01	0.89
				0.05					
Cr	24	K-series		1.33	1.52	1.03	Cr2O3	2.23	1.95
				0.06					
Fe	26	K-series		65.14	74.47	47.02	FeO	95.81	83.80
				1.93					

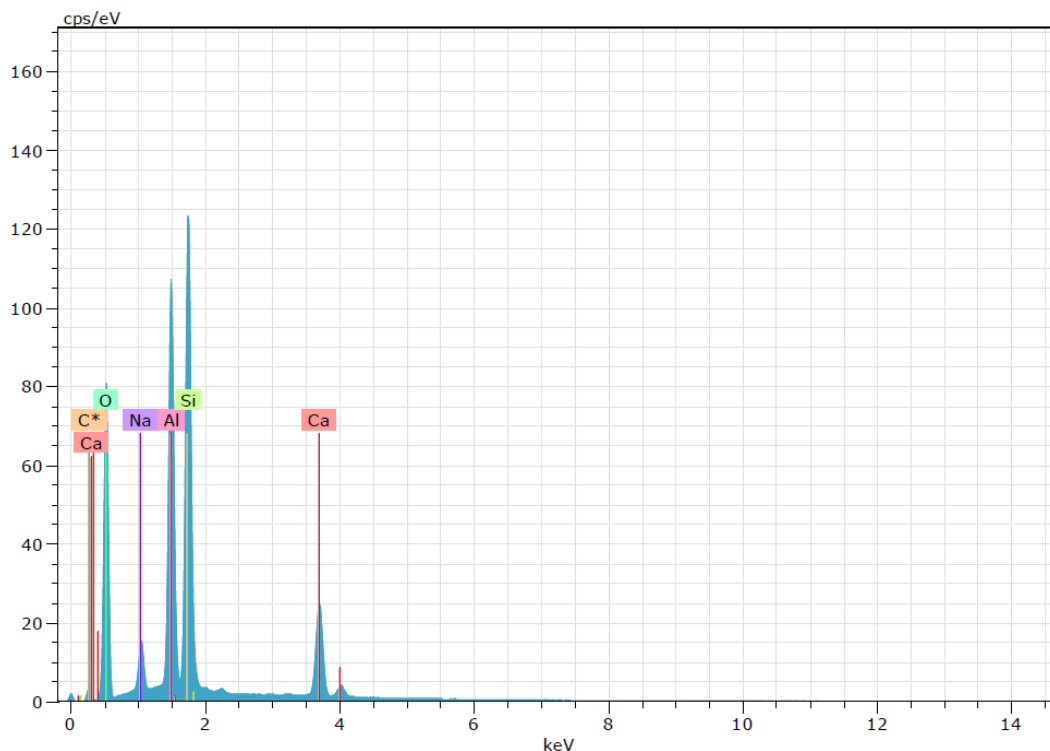
Total:				87.46	100.00	100.00			

➤ GPF-04



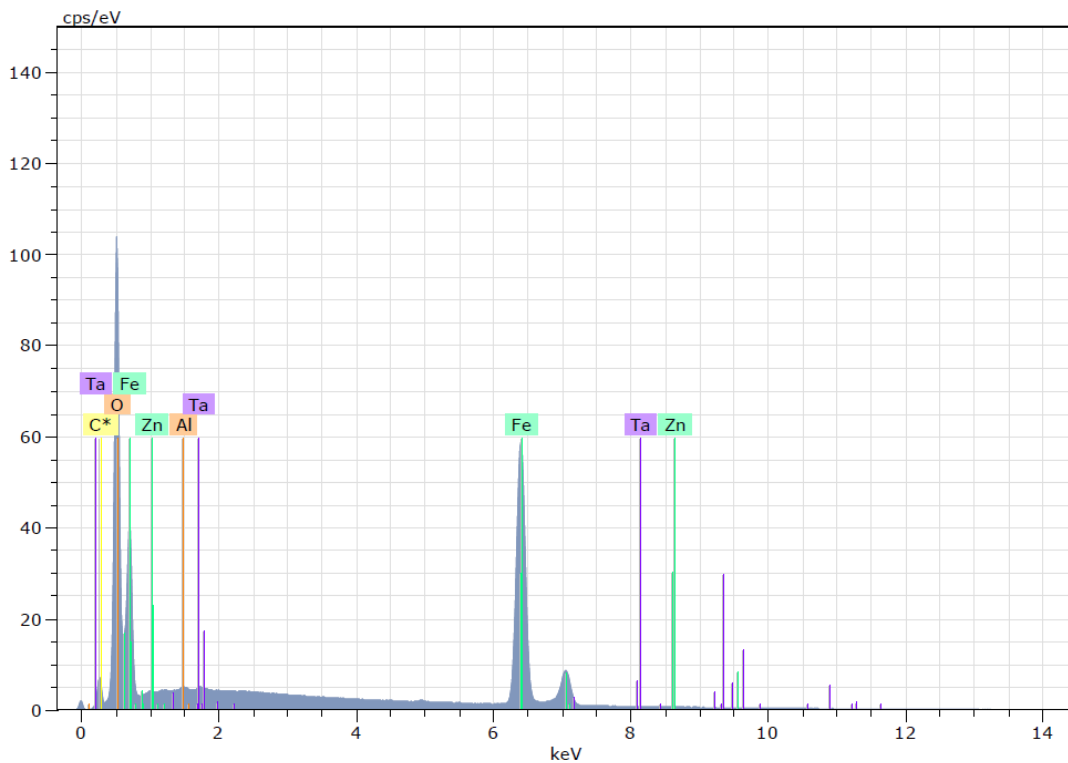
Spectrum: GPF-4 66

		[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]
C	6 K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
O	8 K-series	46.06	47.38	61.29		0.00	0.00
Na	11 K-series	5.27	5.43	4.88	Na2O	7.31	7.11
Al	13 K-series	14.03	14.43	11.07	Al2O3	27.27	26.51
Si	14 K-series	25.72	26.46	19.50	SiO2	56.60	55.02
Ca	20 K-series	6.13	6.30	3.25	CaO	8.82	8.57
Total:		97.21	100.00	100.00			



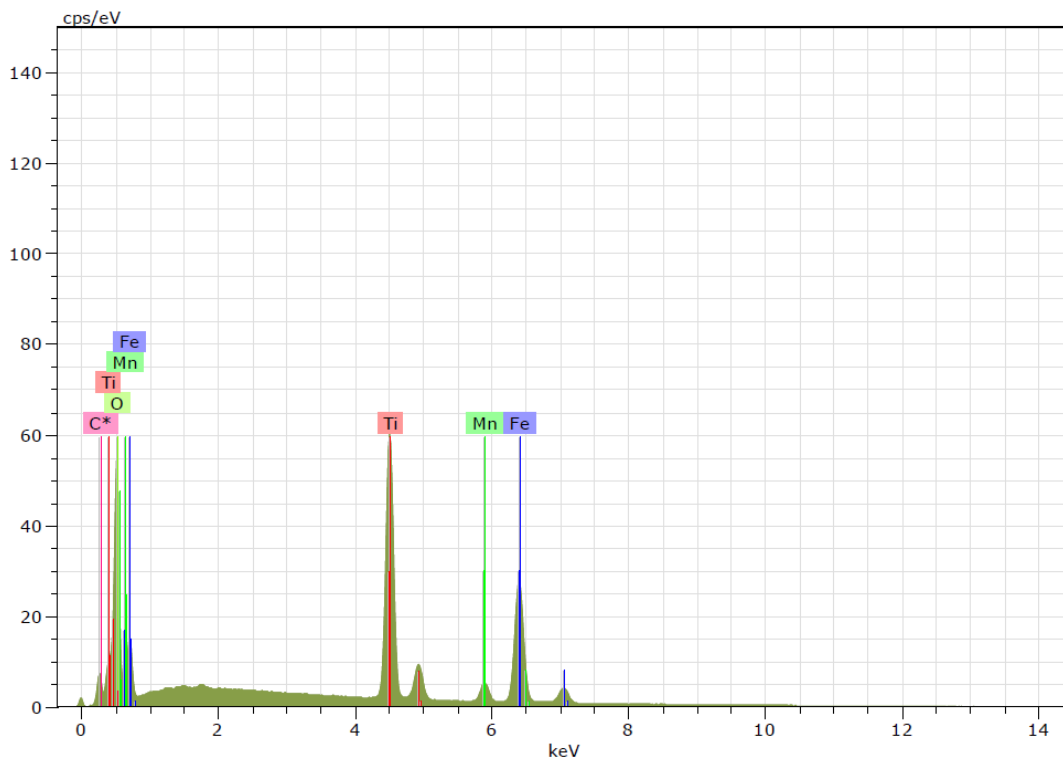
Spectrum: GPF-4 67

		unn. C norm.	C Atom.	C Compound Comp.	C norm. Comp.	C Sigma)
		[wt.%]	[wt.%]	[at.%]	[wt.%]	[wt.%]
C	6 K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	8 K-series	45.93	46.63	61.32	0.00	0.00
Na	11 K-series	2.90	2.95	2.70	Na2O	3.97
Al	13 K-series	16.69	16.94	13.21	Al2O3	32.01
Si	14 K-series	22.85	23.20	17.38	SiO2	49.64
Ca	20 K-series	10.12	10.28	5.40	CaO	14.38
Total:		98.50	100.00	100.00		



Spectrum: GPF-04 11

El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]			[wt.%]	[wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00			0.00	0.00
O	8	K-series	21.07	21.96	49.90			0.00	0.00
Al	13	K-series	0.20	0.21	0.28	Al2O3		0.40	0.38
Fe	26	K-series	72.47	75.53	49.16	FeO		97.16	93.23
Zn	30	K-series	0.54	0.57	0.32	ZnO		0.71	0.68
Ta	73	L-series	1.66	1.73	0.35			1.73	1.66
Total:			95.95	100.00	100.00				

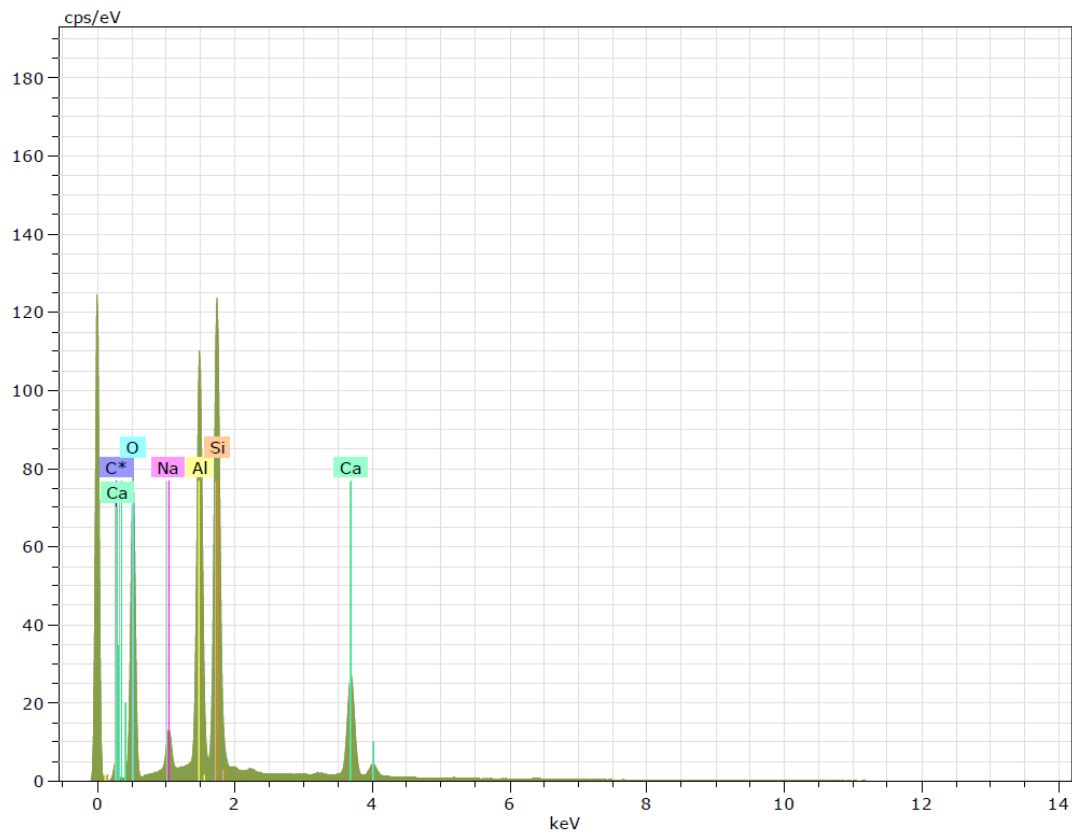


Spectrum: GPF-04 15

El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.	C
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]			[wt.%]	[wt.%]	
			[wt.%]	-----						
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00			0.00		0.00
O	8	K-series	29.75	31.48	59.84			0.00		0.00
Ti	22	K-series	29.27	30.97	19.67	TiO2		51.67		48.83
Mn	25	K-series	3.99	4.22	2.34	MnO		5.45		5.15
Fe	26	K-series	31.50	33.34	18.16	FeO		42.89		40.53

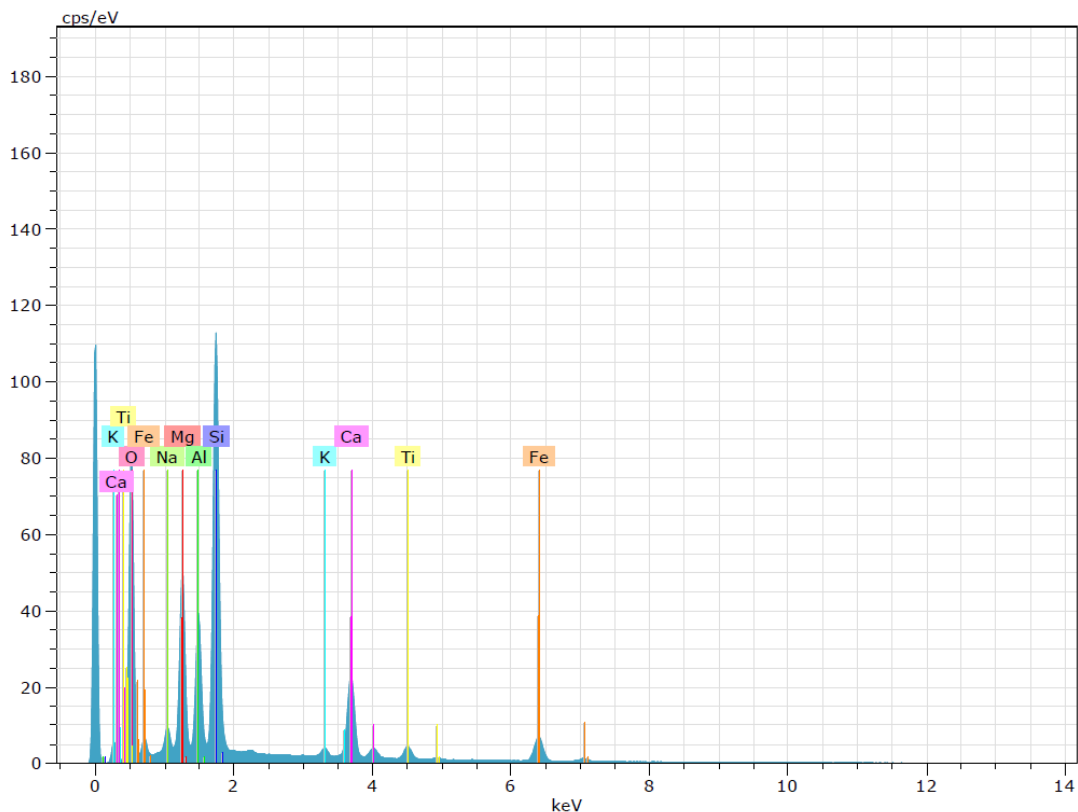
			Total:	94.50	100.00	100.00				

➤ PM-01



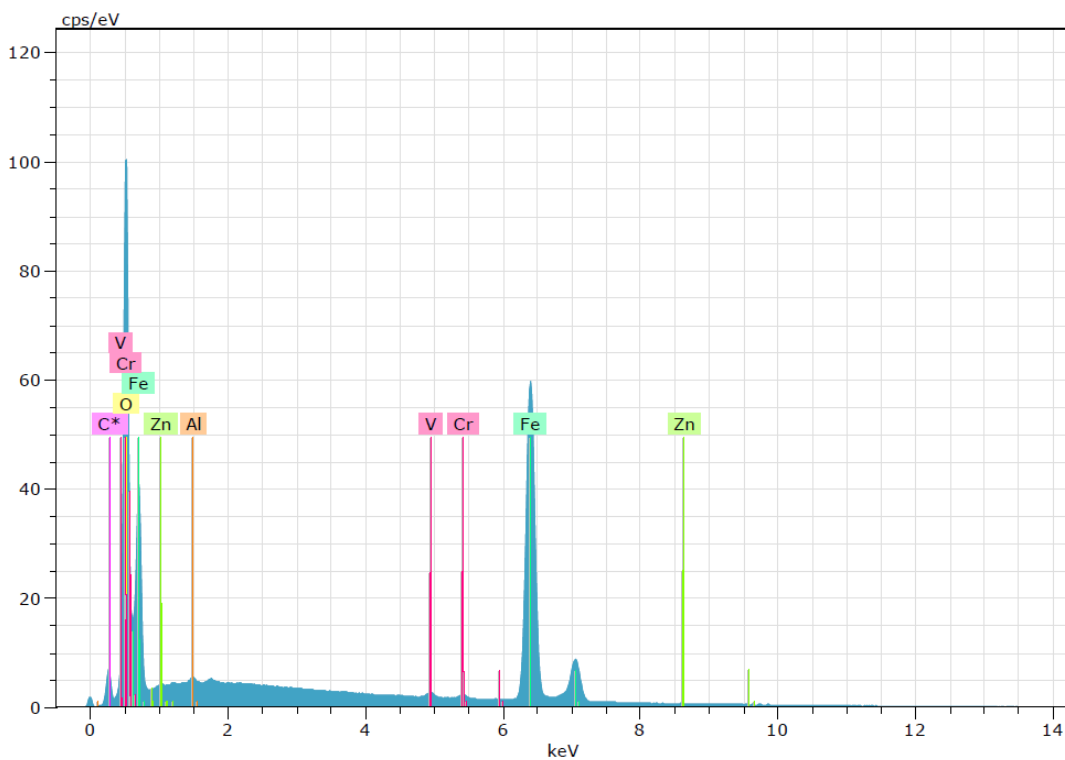
Spectrum: PM-01 24

El Sigma	AN	Series	unn. [wt.%]	C norm. [wt.%]	C Atom. [at.%]	Compound	Comp. [wt.%]	C norm. [wt.%]	Comp. [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	
O	8	K-series	45.48	46.53	61.38		0.00	0.00	
Na	11	K-series	2.33	2.38	2.19	Na2O	3.21		3.14
Al	13	K-series	16.90	17.29	13.53	Al2O3	32.68		31.94
Si	14	K-series	22.22	22.74	17.09	SiO2	48.64		47.54
Ca	20	K-series	10.81	11.06	5.82	CaO	15.47		15.12
Total:			97.74	100.00	100.00				



Spectrum: PM-01 15

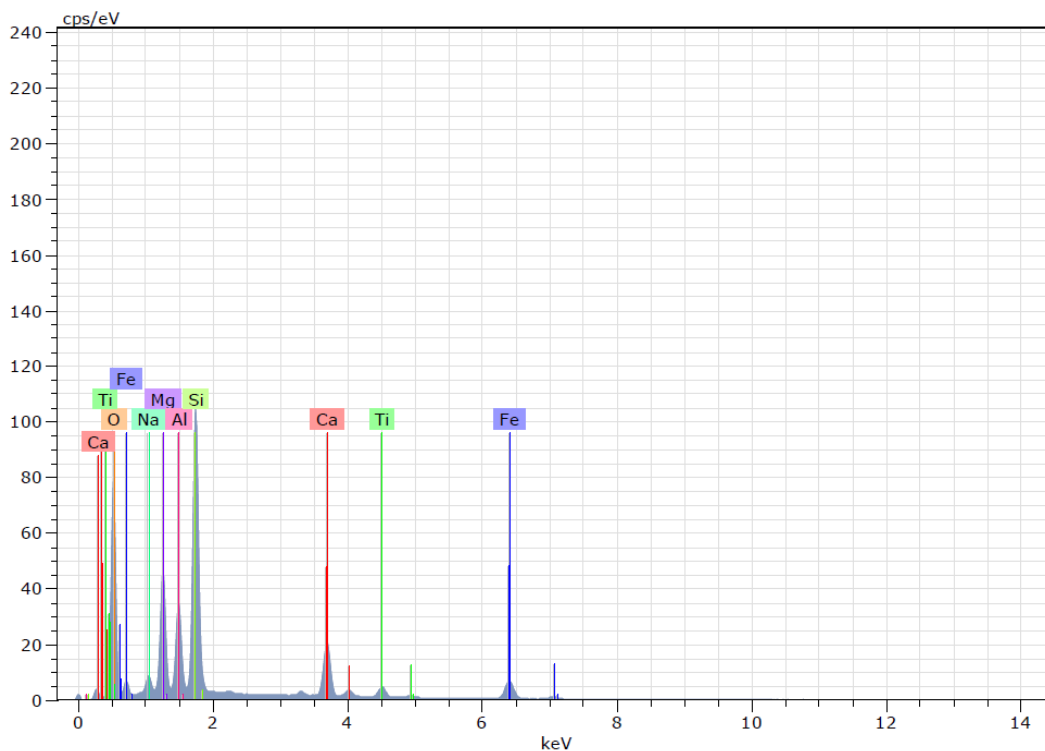
El	AN	Series	unn. [wt.%]	C norm. [wt.%]	Atom. [at.%]	Compound	Comp. [wt.%]	C norm. [wt.%]	Comp. [wt.%]
O	8	K-series	39.73	42.29	59.21		0.00	0.00	
			4.26						
Na	11	K-series	1.54	1.63	1.59	Na2O	2.20	2.07	
			0.12						
Mg	12	K-series	8.09	8.61	7.93	MgO	14.28	13.41	
			0.45						
Al	13	K-series	5.96	6.34	5.26	Al2O3	11.98	11.25	
			0.30						
Si	14	K-series	18.51	19.71	15.72	SiO2	42.16	39.61	
			0.79						
K	19	K-series	0.62	0.66	0.38	K2O	0.80	0.75	
			0.04						
Ca	20	K-series	8.48	9.03	5.05	CaO	12.63	11.87	
			0.28						
Ti	22	K-series	2.12	2.25	1.05	TiO2	3.76	3.53	
			0.09						
Fe	26	K-series	8.91	9.48	3.80	FeO	12.20	11.46	
			0.29						
Total:			93.95	100.00	100.00				



Spectrum: PM-01 1

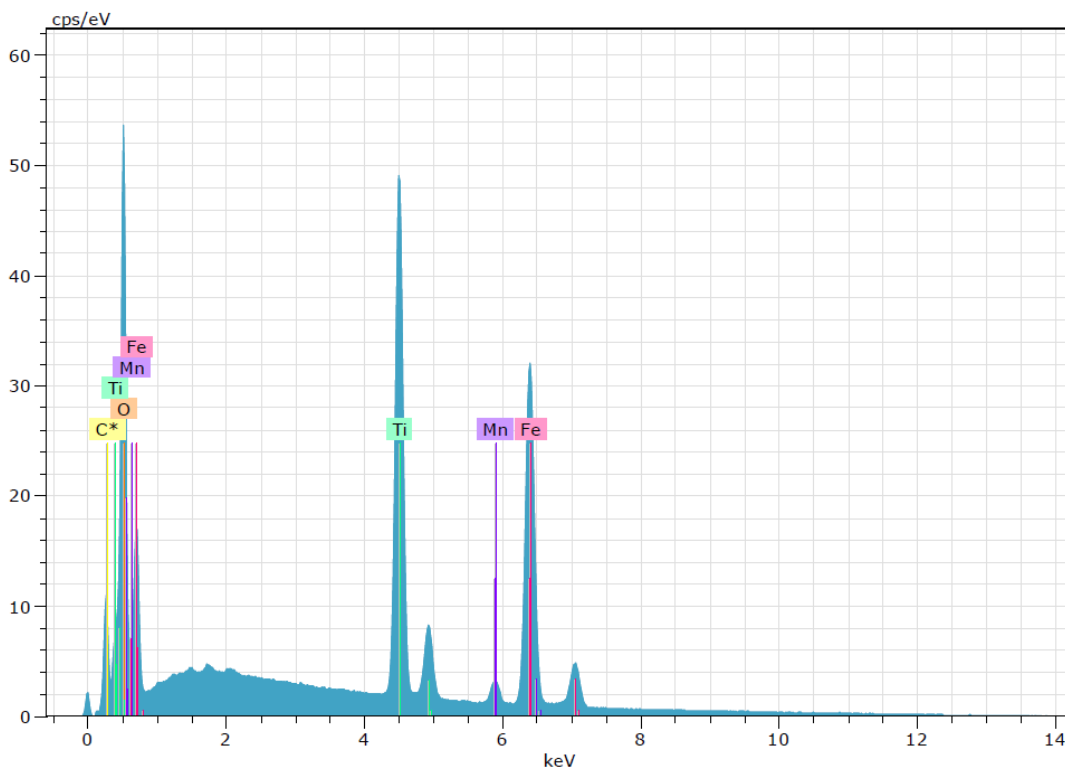
El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]		[wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00		0.00
O	8	K-series	20.23	22.34	50.02		0.00		0.00
Al	13	K-series	0.23	0.25	0.33	Al2O3	0.48		0.43
V	23	K-series	0.32	0.36	0.25		0.36		0.32
Cr	24	K-series	0.31	0.34	0.24	Cr2O3	0.50		0.46
Fe	26	K-series	69.02	76.23	48.90	FeO	98.06		88.79
Zn	30	K-series	0.44	0.48	0.26	ZnO	0.60		0.54
Total:			90.54	100.00	100.00				

➤ GPF-17



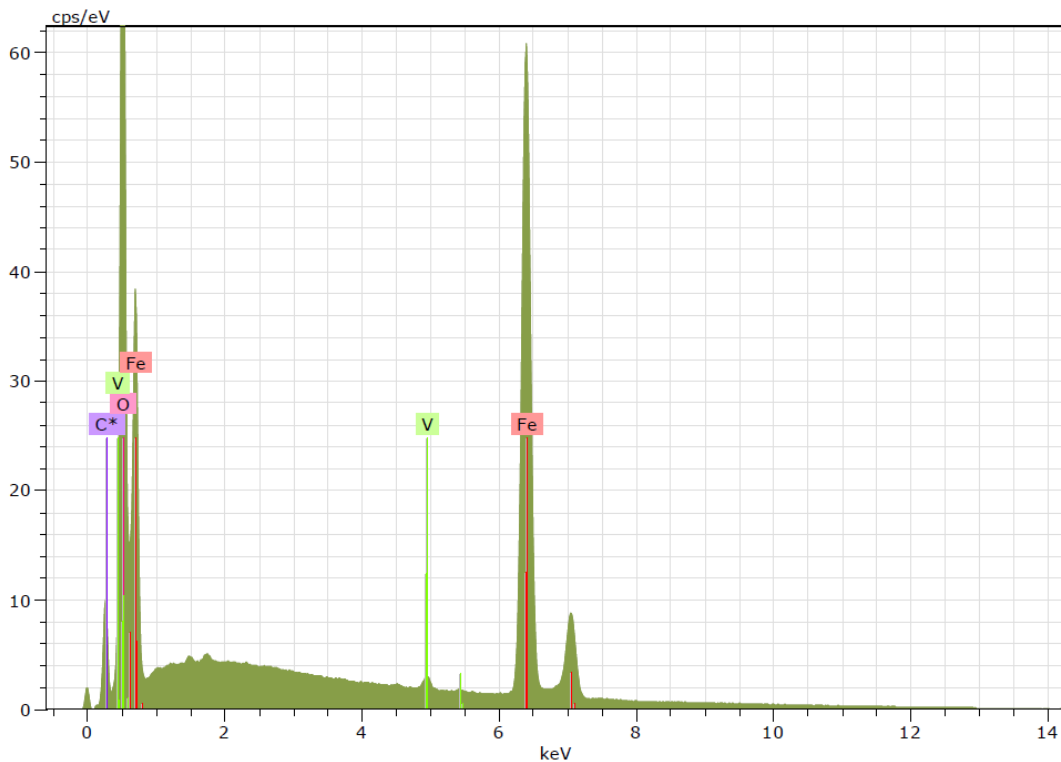
Spectrum: GPF-17 47

El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C
[wt.%]	[wt.%]	[wt.%]	[at.%]	[wt.%]	[wt.%]			
O	8	K-series	40.54	42.76	59.54		0.00	0.00
Na	11	K-series	1.58	1.67	1.62	Na2O	2.25	2.13
Mg	12	K-series	8.29	8.75	8.01	MgO	14.50	13.75
Al	13	K-series	5.92	6.25	5.16	Al2O3	11.80	11.19
Si	14	K-series	19.22	20.28	16.08	SiO2	43.38	41.12
Ca	20	K-series	7.99	8.43	4.68	CaO	11.79	11.18
Ti	22	K-series	2.48	2.62	1.22	TiO2	4.37	4.15
Fe	26	K-series	8.77	9.25	3.69	FeO	11.90	11.28
Total:			94.79	100.00	100.00			



Spectrum: GPF-17 24

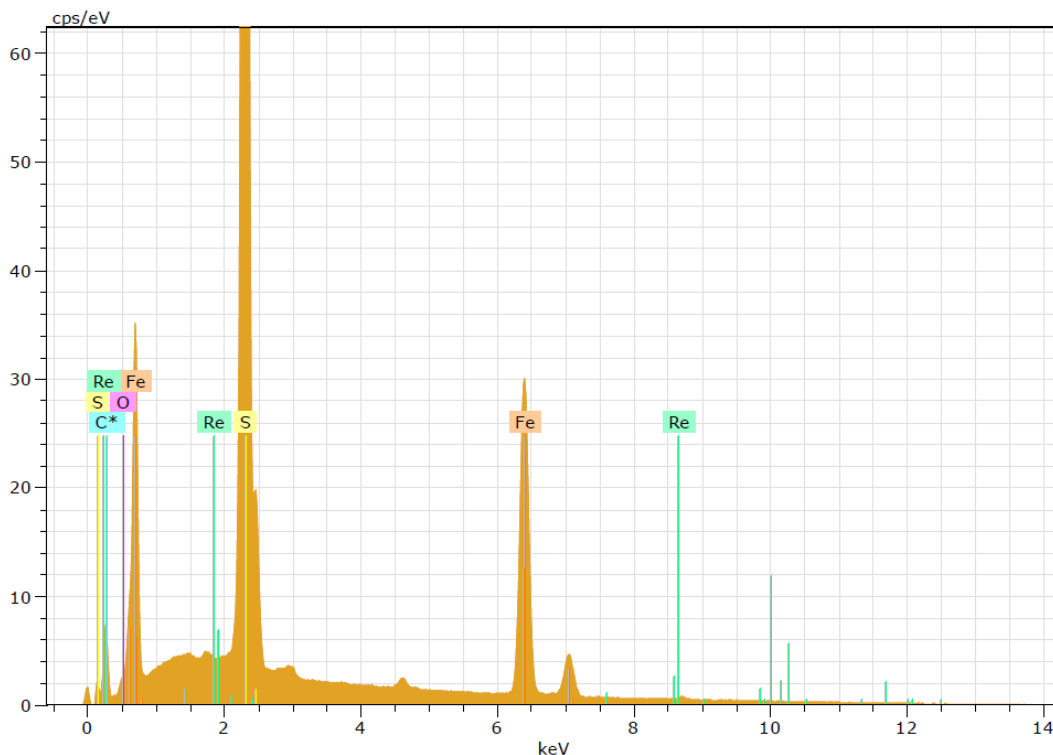
		unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C
		[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]
C	6 K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
O	8 K-series	27.76	30.22	58.68		0.00	0.00
Ti	22 K-series	24.58	26.75	17.36	TiO2	44.63	41.00
Mn	25 K-series	2.02	2.20	1.24	MnO	2.84	2.61
Fe	26 K-series	37.52	40.84	22.72	FeO	52.53	48.27
Total:		91.88	100.00	100.00			



Spectrum: GPF-17 25

El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.	C
				[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]		[wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00			0.00		0.00
O	8	K-series	18.38	22.13	49.78			0.00		0.00
V	23	K-series	0.52	0.63	0.44			0.63		0.52
Fe	26	K-series	64.15	77.24	49.78	FeO	99.37			82.53

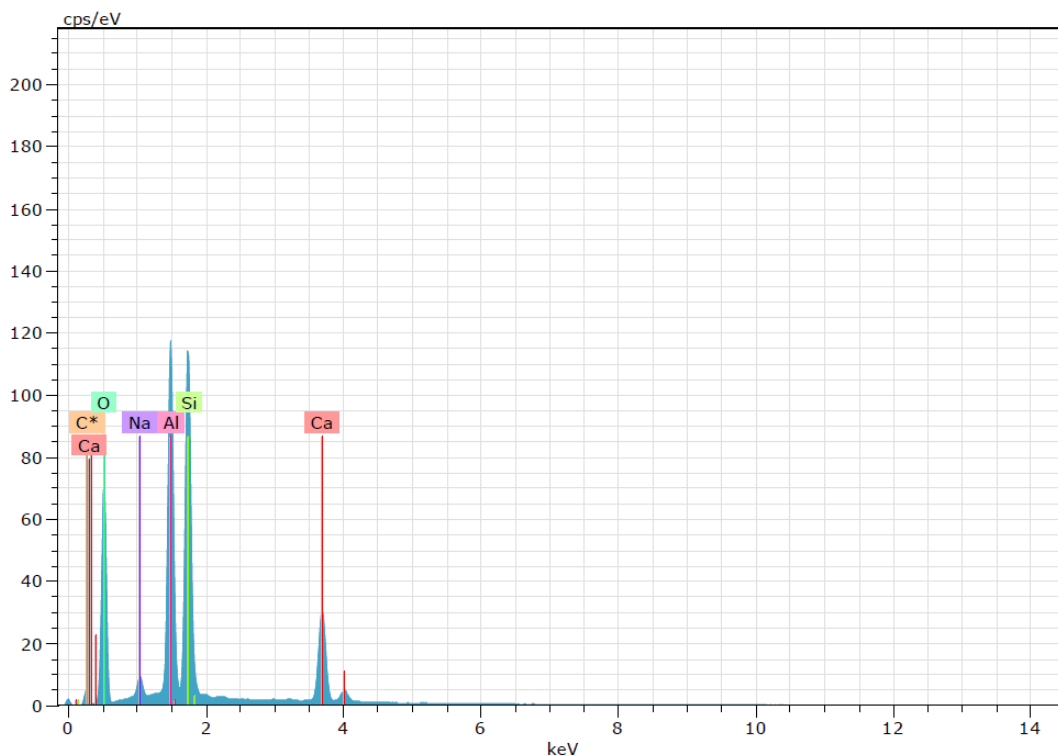
Total:			83.05	100.00	100.00					



Spectrum: GPF-17 27

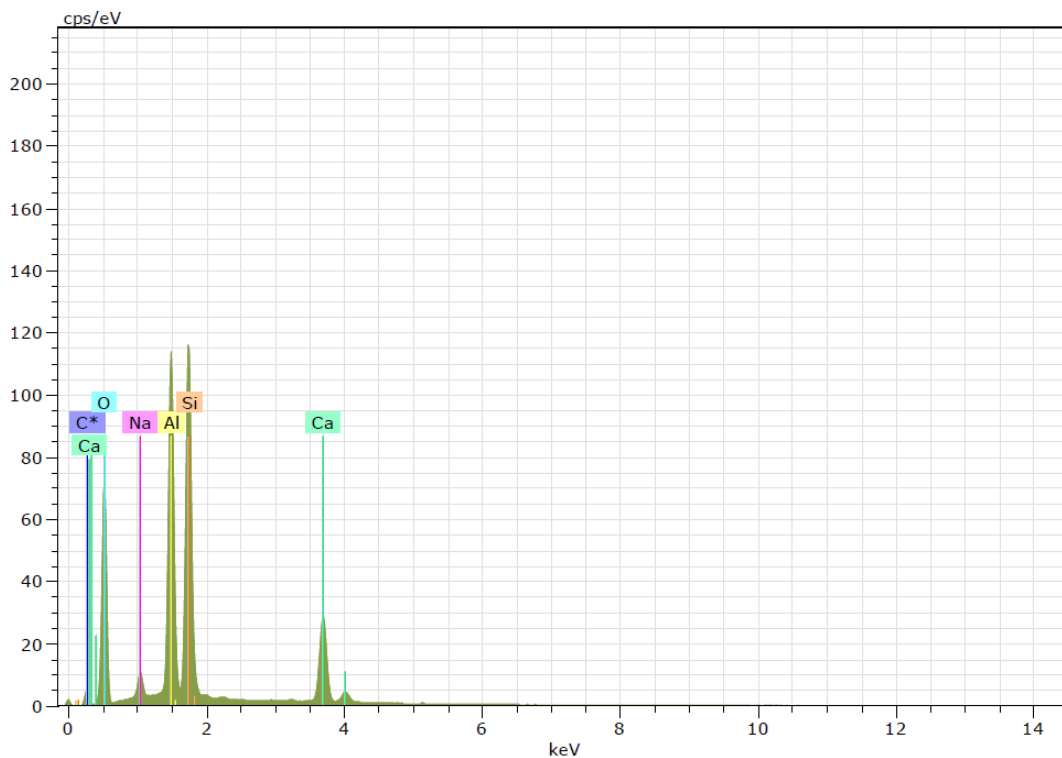
El	AN	Series	unn. C norm.	C Atom.	C Compound	Comp. C norm.	Comp. C
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]	[wt.%]	[wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	8	K-series	60.03	47.46	69.72	0.00	0.00
S	16	K-series	34.12	26.98	19.77	SO3	67.35
Fe	26	K-series	31.26	24.71	10.40	FeO	31.79
Re	75	L-series	1.08	0.85	0.11		0.85
Total:			126.50	100.00	100.00		

➤ GPF-19



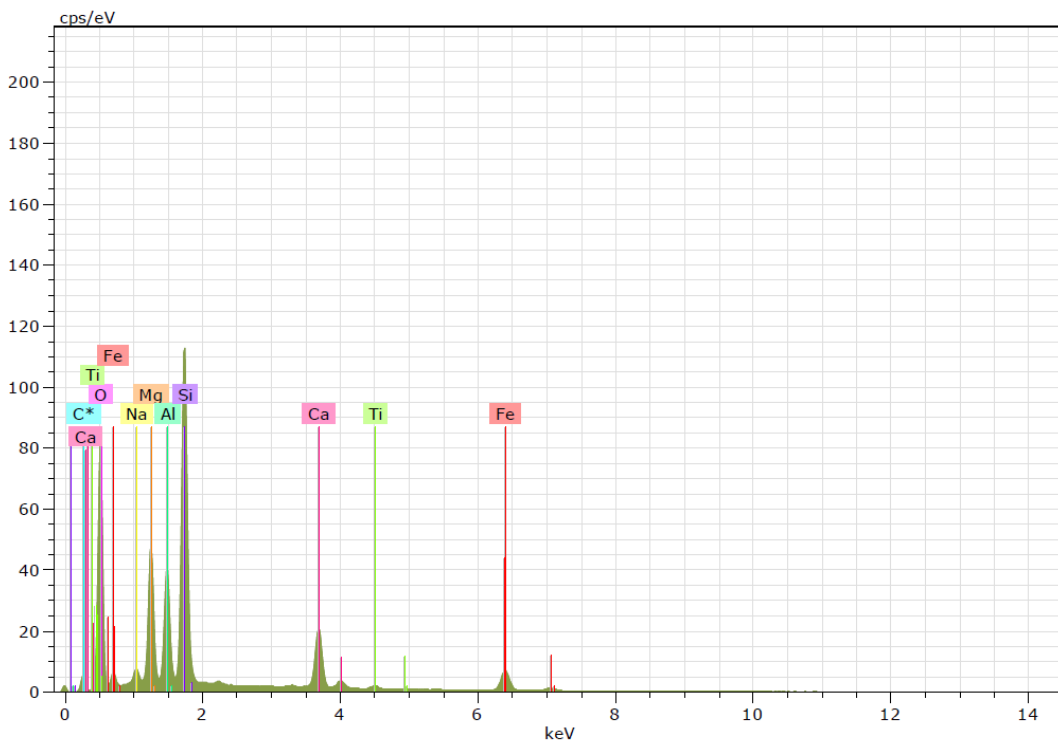
Spectrum: GPF-19 45

El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.	C
				[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]		[wt.%]
C	6	K-series		0.00	0.00	0.00		0.00		0.00
O	8	K-series		45.77	46.15	61.31		0.00		0.00
Na	11	K-series		1.51	1.52	1.41	Na2O	2.05		2.03
Al	13	K-series		18.09	18.24	14.37	Al2O3	34.46		34.18
Si	14	K-series		21.16	21.33	16.14	SiO2	45.63		45.26
Ca	20	K-series		12.66	12.76	6.77	CaO	17.85		17.71
Total:				99.19	100.00	100.00				



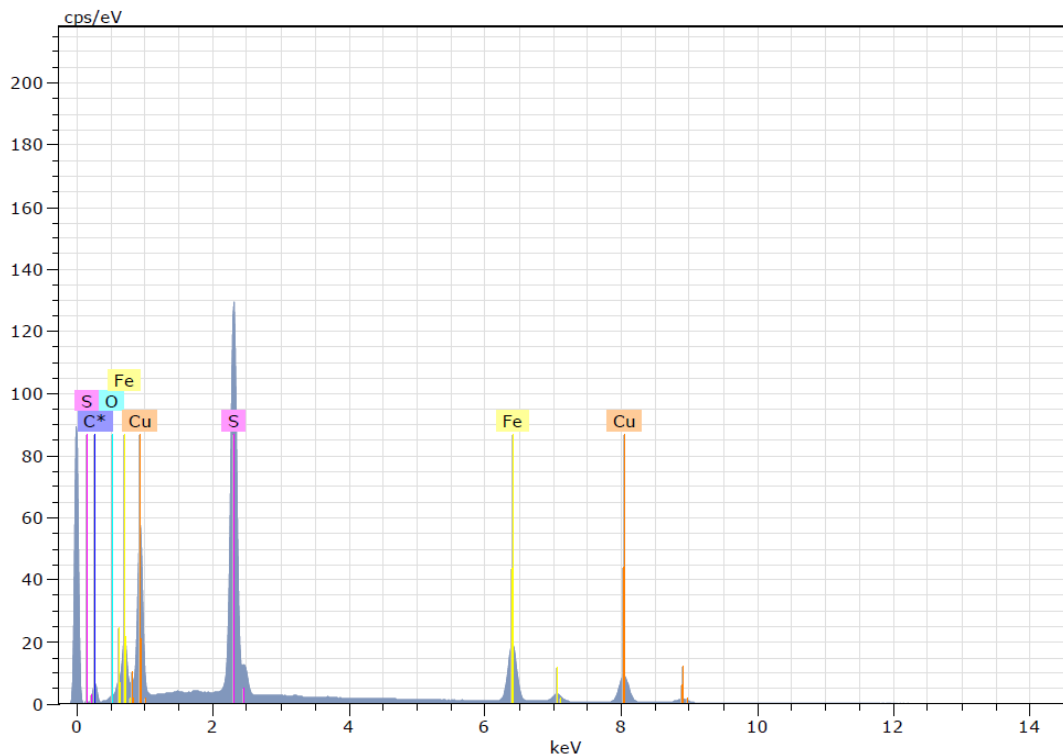
Spectrum: GPF-19 46

El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.	C
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]		[wt.%]	
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00		0.00	
O	8	K-series	45.90	46.28	61.32		0.00		0.00	
Na	11	K-series	1.88	1.90	1.75	Na2O	2.56		2.53	
Al	13	K-series	17.76	17.91	14.07	Al2O3	33.84		33.56	
Si	14	K-series	21.65	21.83	16.48	SiO2	46.70		46.31	
Ca	20	K-series	11.98	12.08	6.39	CaO	16.90		16.76	
Total:			99.16	100.00	100.00					



Spectrum: GPF-19 74

El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.	C Sigma)
[wt.%]			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]		[wt.%]	
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00		0.00	
O	8	K-series	40.76	43.28	59.71		0.00		0.00	
Na	11	K-series	1.20	1.28	1.23	Na2O	1.72		1.62	
Mg	12	K-series	8.17	8.67	7.87	MgO	14.38		13.54	
Al	13	K-series	6.74	7.15	5.85	Al2O3	13.52		12.73	
Si	14	K-series	20.18	21.42	16.84	SiO2	45.83		43.16	
Ca	20	K-series	7.73	8.21	4.52	CaO	11.48		10.81	
Ti	22	K-series	0.53	0.57	0.26	TiO2	0.94		0.89	
Fe	26	K-series	8.88	9.42	3.73	FeO	12.13		11.42	
Total:			94.17	100.00	100.00					

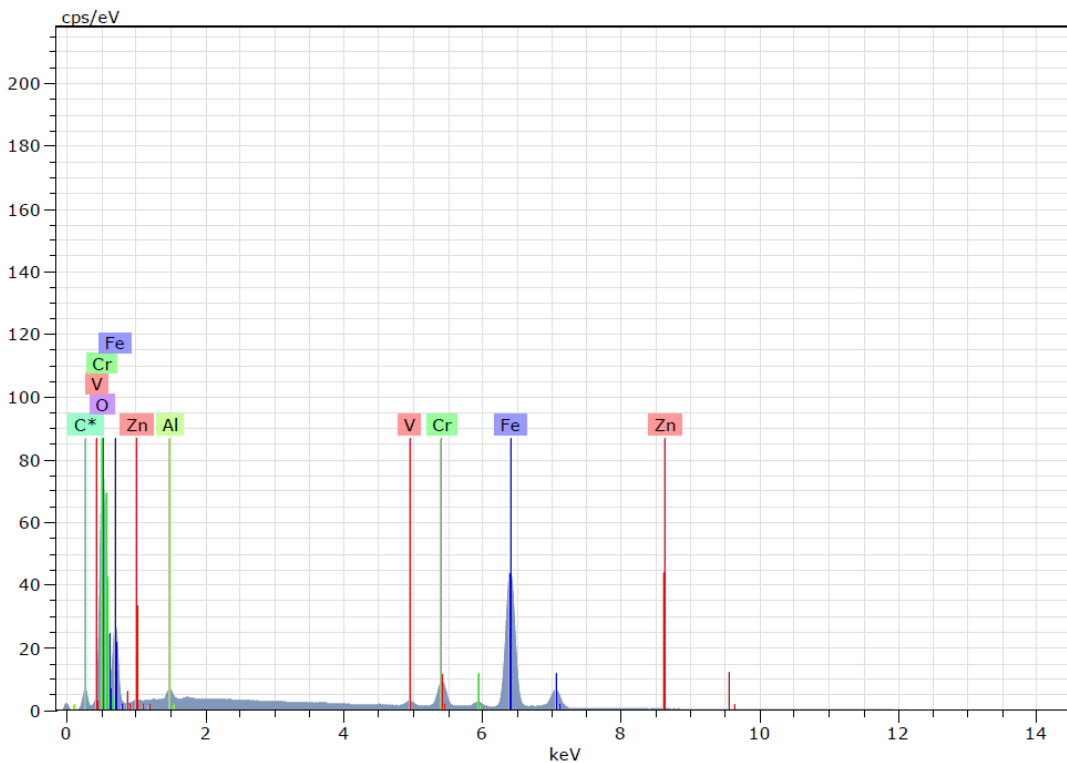


Spectrum: GPF-19 11

El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.
Sigma)			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]		[wt.%]
			[wt.%]						

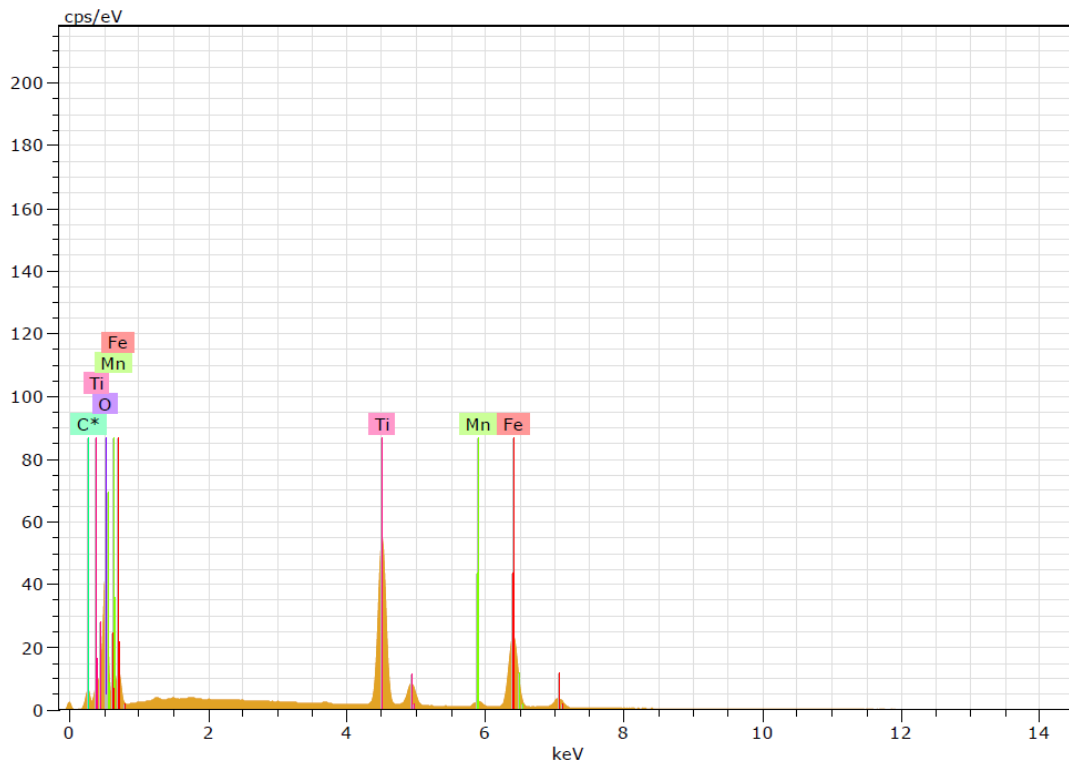
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00		0.00
			0.00						
O	8	K-series	39.86	38.00	63.71		0.00		0.00
			11.04						
S	16	K-series	22.71	21.64	18.11	SO3	54.04		56.70
			0.83						
Fe	26	K-series	20.51	19.55	9.39	FeO	25.15		26.39
			0.63						
Cu	29	K-series	21.84	20.81	8.79		20.81		21.84
			0.72						

Total:			104.92	100.00	100.00				



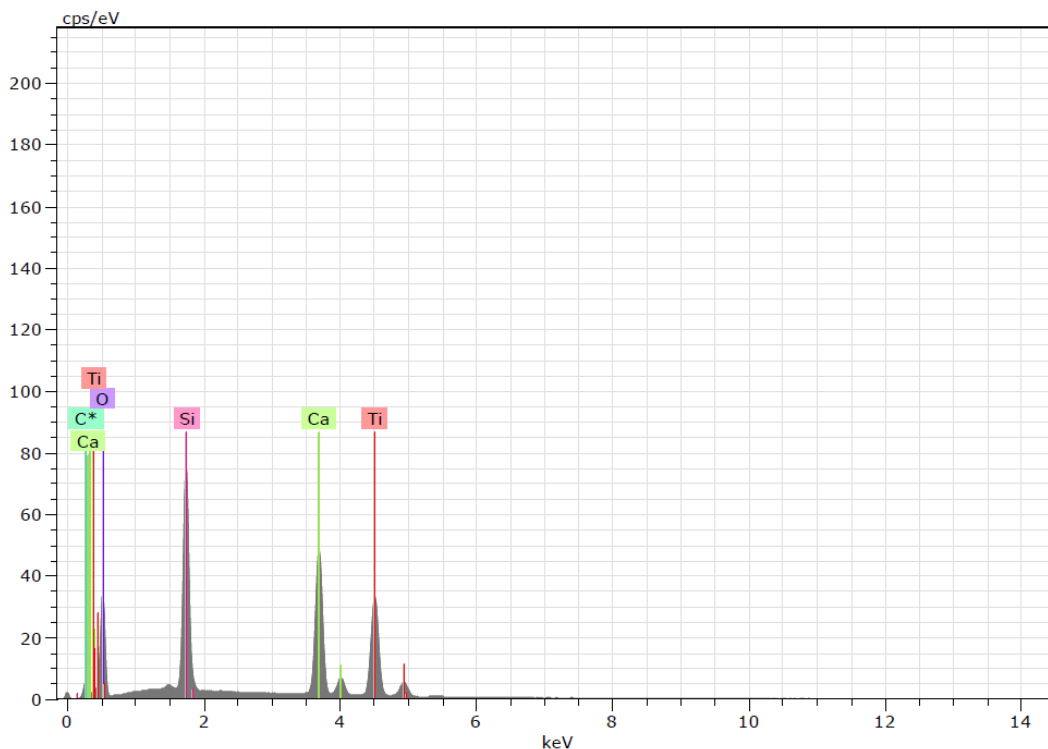
Spectrum: GPF-19 34

El	AN	Series	unn. [wt.%]	C norm. [wt.%]	C Atom. [at.%]	C Compound	Comp. C norm. [wt.%]	Comp. C [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
O	8	K-series	21.28	23.25	51.00		0.00	0.00
Al	13	K-series	0.69	0.76	0.98	Al2O3	1.43	1.31
V	23	K-series	0.76	0.83	0.57		0.83	0.76
Cr	24	K-series	5.63	6.15	4.15	Cr2O3	8.99	8.23
Fe	26	K-series	62.49	68.26	42.89	FeO	87.82	80.39
Zn	30	K-series	0.69	0.75	0.40	ZnO	0.94	0.86
Total:			91.54	100.00	100.00			



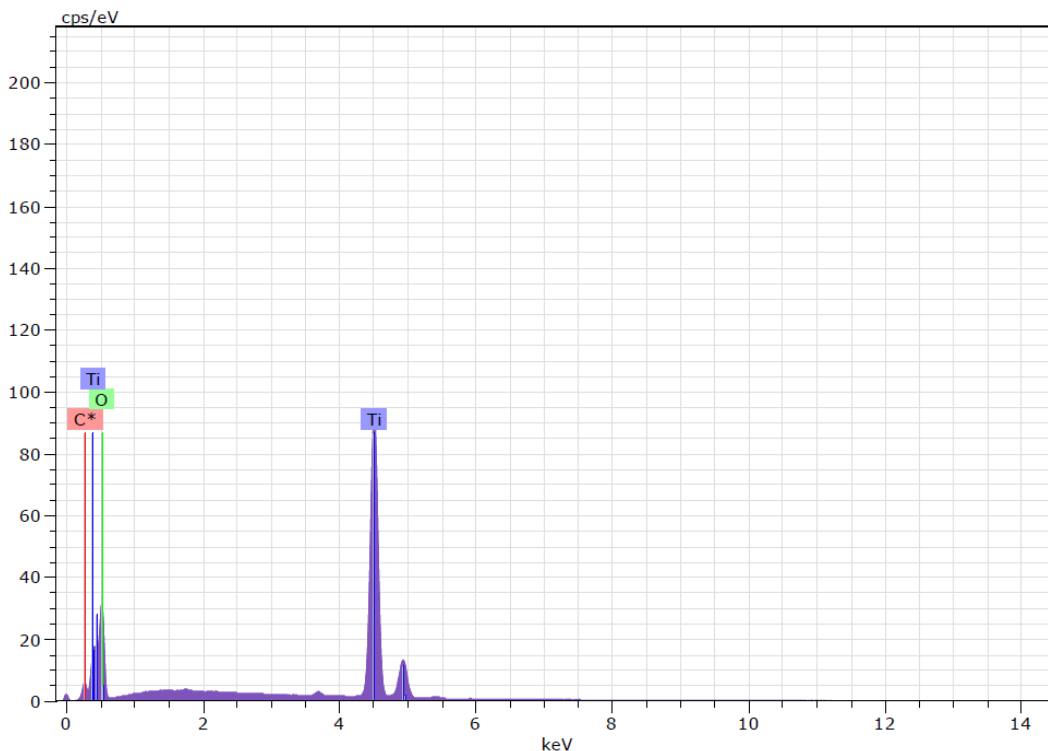
Spectrum: GPF-19 35

El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
O	8	K-series	30.57	32.02	60.34		0.00	0.00
Ti	22	K-series	31.35	32.83	20.67	TiO2	54.77	52.30
Mn	25	K-series	1.90	1.99	1.09	MnO	2.57	2.45
Fe	26	K-series	31.66	33.16	17.90	FeO	42.66	40.73
Total:			95.48	100.00	100.00			



Spectrum: GPF-19 37

El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.	C
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]		[wt.%]	
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00		0.00	
O	8	K-series	39.45	40.44	62.30		0.00		0.00	
Si	14	K-series	13.20	13.53	11.87	SiO2	28.95		28.23	
Ca	20	K-series	20.78	21.31	13.10	CaO	29.82		29.08	
Ti	22	K-series	24.11	24.72	12.72	TiO2	41.24		40.22	
Total:			97.54	100.00	100.00					



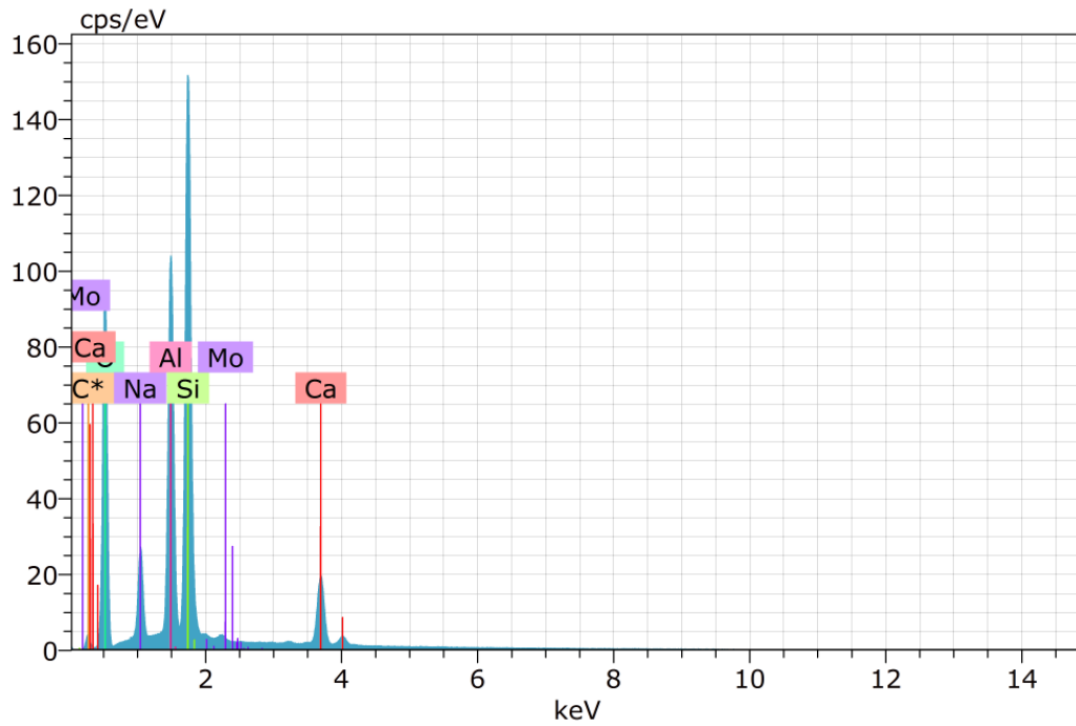
Spectrum: GPF-19 40

El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.	C
										Sigma)
				[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]		[wt.%]

C	6	K-series		0.00	0.00	0.00		0.00		0.00
				0.00						
O	8	K-series		41.03	40.06	66.67		0.00		0.00
				4.58						
Ti	22	K-series		61.40	59.94	33.33	TiO2	100.00		102.43
				1.79						

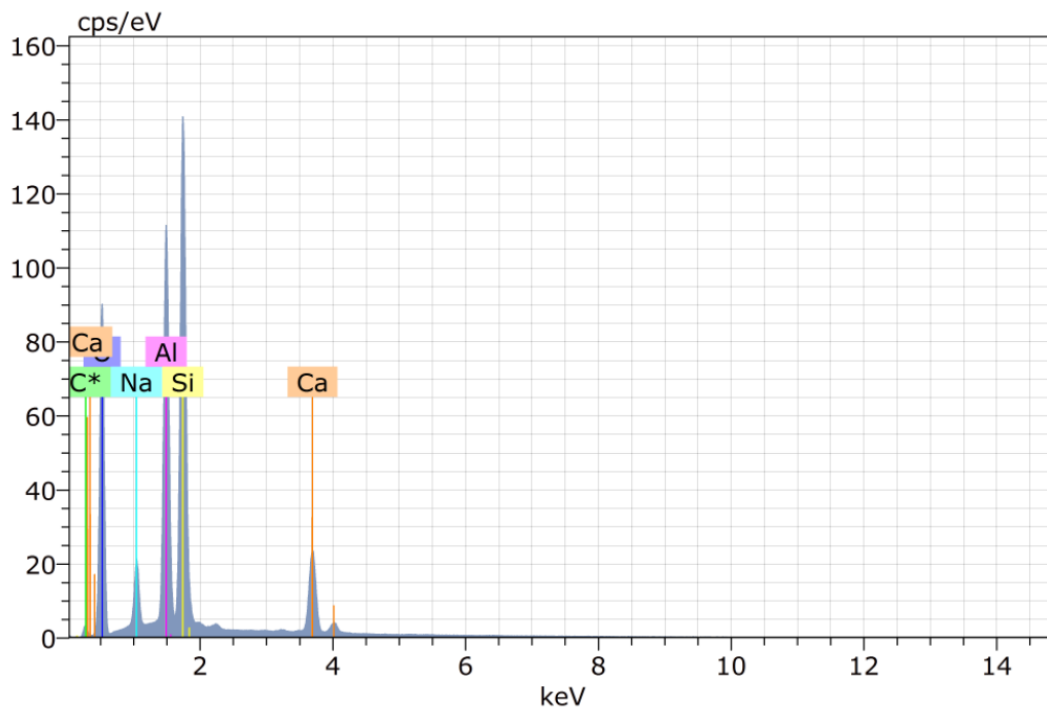
				Total:	102.43	100.00	100.00			

➤ GPF-22



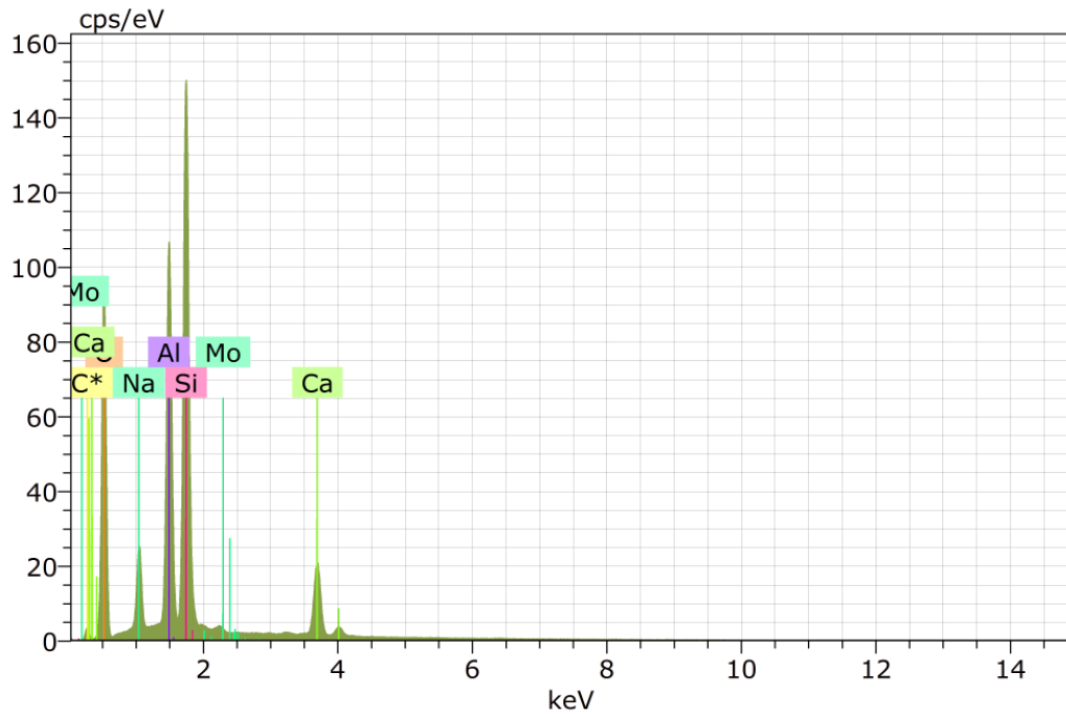
Spectrum: GPF-22 32

El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp.	C
[wt.%]			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]		[wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00		0.00
O	8	K-series	46.75	46.95	61.21		0.00		0.00
Na	11	K-series	4.81	4.83	4.39	Na ₂ O	6.52		6.49
Al	13	K-series	15.03	15.10	11.67	Al ₂ O ₃	28.53		28.40
Si	14	K-series	25.34	25.45	18.90	SiO ₂	54.45		54.21
Ca	20	K-series	7.10	7.13	3.71	CaO	9.98		9.93
Mo	42	L-series	0.53	0.53	0.12		0.53		0.53
Total:			99.56	100.00	100.00				



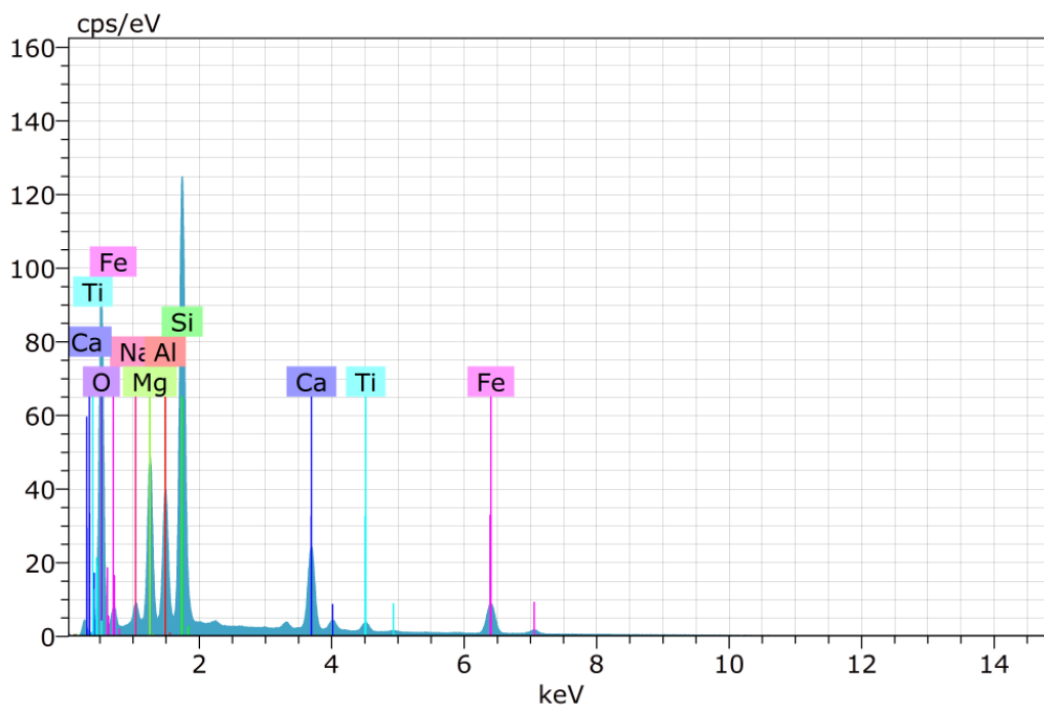
Spectrum: GPF-22 74

El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
O	8	K-series	45.37	46.86	61.30		0.00	0.00
Na	11	K-series	3.59	3.71	3.37	Na2O	5.00	4.84
Al	13	K-series	15.71	16.22	12.59	Al2O3	30.65	29.68
Si	14	K-series	23.39	24.15	18.00	SiO2	51.67	50.03
Ca	20	K-series	8.78	9.06	4.73	CaO	12.68	12.28
Total:			96.83	100.00	100.00			



Spectrum: GPF-22 82

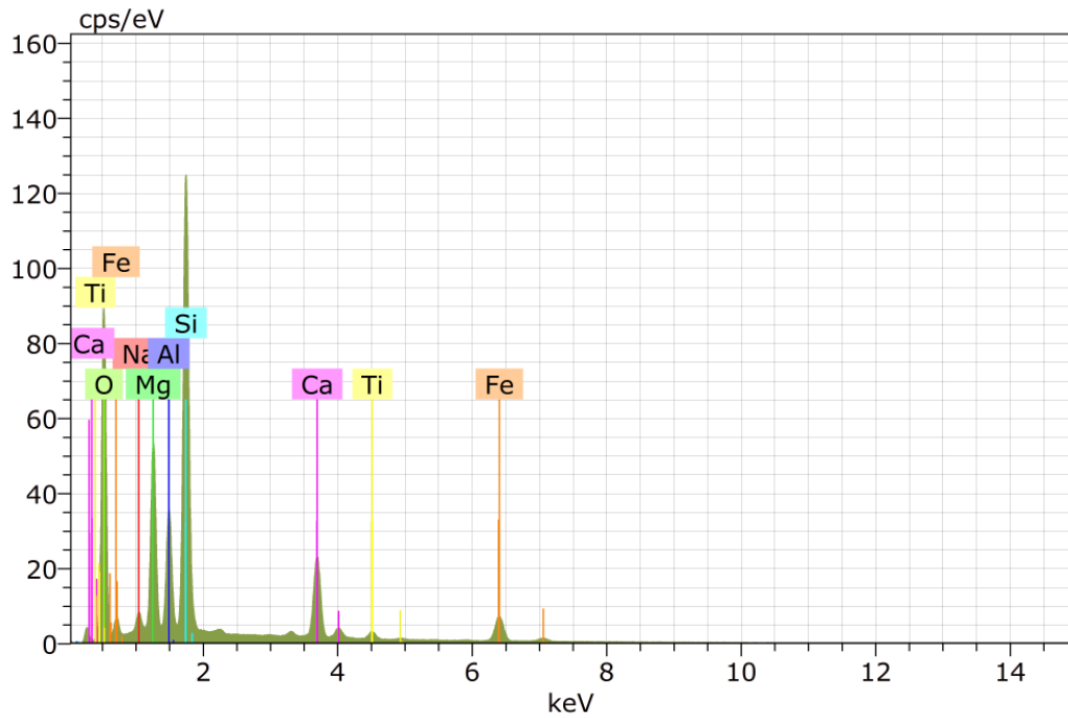
El	AN	Series	unn. [wt.%]	C norm. [wt.%]	C Atom. [at.%]	C Compound	Comp. [wt.%]	C norm. [wt.%]	Comp. [wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	
O	8	K-series	45.28	46.90	61.24		0.00	0.00	
Na	11	K-series	4.37	4.53	4.11	Na2O	6.10		5.89
Al	13	K-series	14.82	15.36	11.89	Al2O3	29.01		28.01
Si	14	K-series	24.27	25.14	18.70	SiO2	53.78		51.92
Ca	20	K-series	7.32	7.58	3.95	CaO	10.61		10.24
Mo	42	L-series	0.48	0.50	0.11		0.50		0.48
Total:			96.54	100.00	100.00				



Spectrum: GPF-22 40

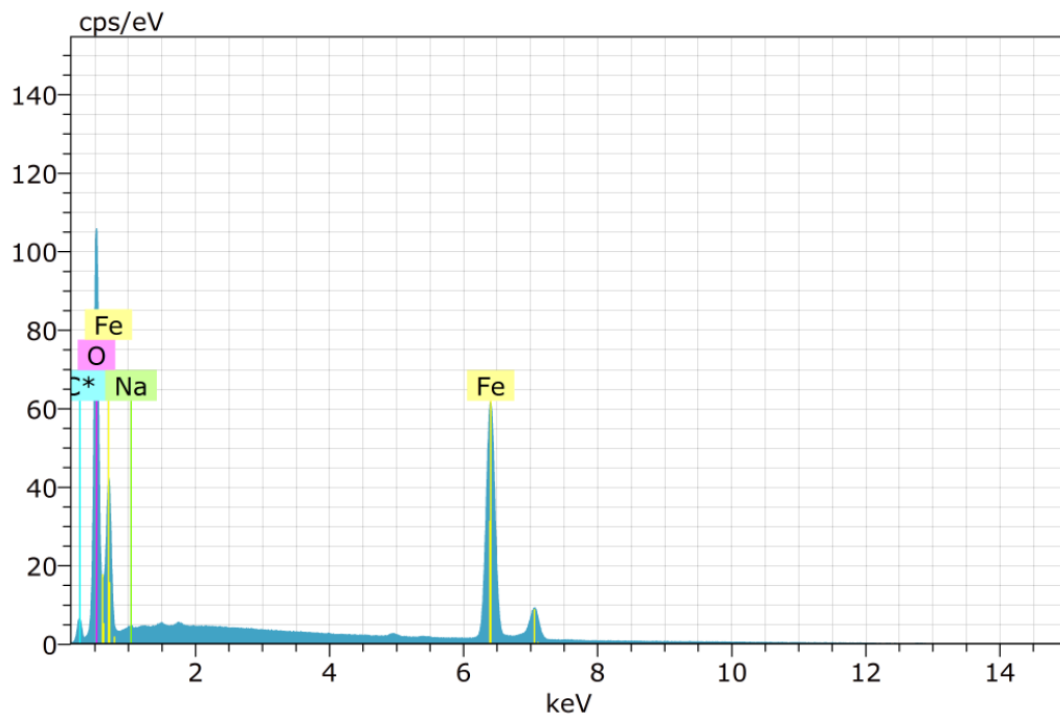
El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C
[wt.%]			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]
O	8	K-series	38.05	42.35	59.56		0.00	0.00
Na	11	K-series	1.23	1.37	1.34	Na2O	1.85	1.66
Mg	12	K-series	6.98	7.77	7.19	MgO	12.88	11.57
Al	13	K-series	5.49	6.11	5.09	Al2O3	11.54	10.37
Si	14	K-series	18.54	20.63	16.53	SiO2	44.13	39.65
Ca	20	K-series	8.05	8.96	5.03	CaO	12.53	11.26
Ti	22	K-series	1.36	1.51	0.71	TiO2	2.52	2.26
Fe	26	K-series	10.16	11.30	4.55	FeO	14.54	13.07

Total:			89.85	100.00	100.00			



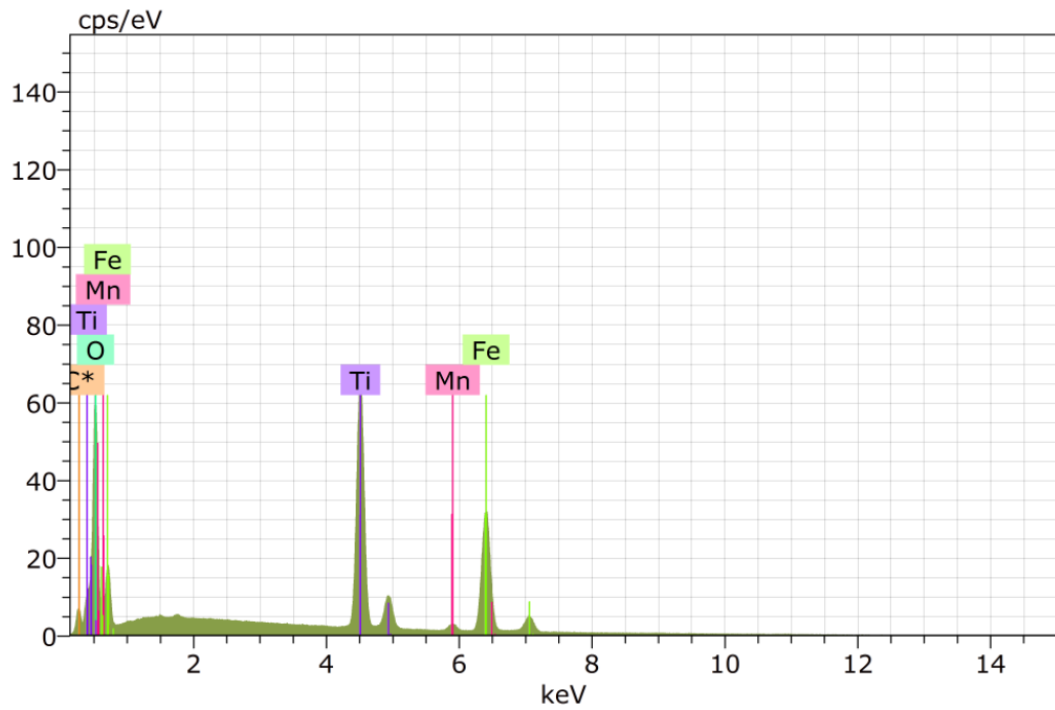
Spectrum: GPF-22 41

El	AN	Series	unn. [wt.%]	C norm. [wt.%]	C Atom. [at.%]	C Compound	Comp. [wt.%]	C norm. [wt.%]	Comp. [wt.%]
O	8	K-series	39.17	43.09	59.68		0.00	0.00	
Na	11	K-series	1.19	1.31	1.26	Na2O	1.76	1.60	
Mg	12	K-series	8.16	8.98	8.19	MgO	14.89	13.54	
Al	13	K-series	5.19	5.71	4.69	Al2O3	10.80	9.82	
Si	14	K-series	19.68	21.65	17.08	SiO2	46.31	42.10	
Ca	20	K-series	8.00	8.80	4.86	CaO	12.31	11.19	
Ti	22	K-series	1.11	1.22	0.57	TiO2	2.04	1.86	
Fe	26	K-series	8.41	9.25	3.67	FeO	11.90	10.82	
Total:			90.92	100.00	100.00				



Spectrum: op 8

El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.	C
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]		[wt.%]	
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00		0.00	
O	8	K-series	18.18	22.32	49.61		0.00		0.00	
Na	11	K-series	0.82	1.01	1.56	Na2O	1.36		1.10	
Fe	26	K-series	62.48	76.68	48.83	FeO	98.64		80.38	
Total:			81.48	100.00	100.00					



Spectrum: op 9

El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
O	8	K-series	28.64	31.53	59.89		0.00	0.00
Ti	22	K-series	28.32	31.17	19.79	TiO2	52.00	47.24
Mn	25	K-series	1.44	1.58	0.87	MnO	2.04	1.86
Fe	26	K-series	32.46	35.73	19.45	FeO	45.96	41.76
Total:			90.86	100.00	100.00			