



**PETROLOGIA DOS ESCARNITOS
HOSPEDADOS NOS MÁRMORES DA MINA IBARÉ,
VILA PALMA, RS**

Porto Alegre, 2015

MELISSA ABRÃO ZENI

**PETROLOGIA DOS ESCARNITOS
HOSPEDADOS NOS MÁRMORES DA MINA IBARÉ,
VILA PALMA, 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 III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marcus V. D. Remus

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

Zeni, Melissa Abrão

Petrologia dos escarnitos hospedados nos mármores da Mina Ibaré, Vila Palma, RS . / Melissa Abrão Zeni. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.
[85 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): Marcus Vinicius Dorneles Remus

1. Escarnito 2. Metabasito 3. Mármore 4. Metassomatismo I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

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 **“PETROLOGIA DOS ESCARNITOS HOSPEDADOS NOS MÁRMORES DA MINA IBARÉ, VILA PALMA, RS”**, elaborado por **“MELISSA ABRÃO ZENI”** como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

Profa. Dra. Lauren da Cunha Duarte

Prof. Dr. Pedro Luiz Juchem

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela oportunidade que me foi proporcionada de concluir uma graduação com qualidade e de forma gratuita. Agradeço também a todos os meus professores ao longo desses cinco anos de curso na UFRGS, por dividirem seus conhecimentos comigo, principalmente ao Prof. Marcus Remus, pela orientação sempre dedicada. Ao Eng. Carlos Alves da Votorantim Cimentos pela autorização de acesso à área da Mina Ibaré. Agradeço ao Governo Brasileiro e ao CNPq pelo apoio financeiro aos meus estudos e também pelo investimento para estudar um ano na Espanha. Não poderia deixar de agradecer a Universidad de Alicante, pela atenção especial que me foi dada durante meu ano de intercâmbio, e também aos meus professores de lá, pela paciência e interesse em me ensinar. Agradeço aos meus colegas e amigos de geologia, em especial Ana, Cris, Fabi e Camila, por dividirmos tantos momentos especiais e por sempre estarem de braços abertos quando precisei. À minha amiga Manoela, pela parceria ao longo do andamento desse projeto. Seria impossível citar aqui todas as pessoas que de alguma forma me ajudaram em todo esse tempo de graduação, mas tenho por todos um carinho mais do que especial. Por último e mais importante, sem meus pais, Edison e Maristela, e seus investimentos na minha educação desde cedo, e minha irmã Marília, pelo apoio sempre presente, nada disso seria possível. Gratidão!

RESUMO

Os mármores da Mina Ibaré, pertencentes à Formação Cerro do Ouro do Grupo Palma, hospedam rochas geradas por metassomatismo denominados escarnitos. A hipótese desse trabalho é de que essas rochas foram geradas a partir da interação de fluidos de origem magmática, provenientes de diques máficos, e a rocha encaixante carbonática. A metodologia de estudo foi desenvolvida com o objetivo de descrever detalhadamente a mineralogia, inferir as reações ocorridas entre os fluidos magmáticos e o mármore, além de estabelecer uma correlação das rochas com base na sua afinidade geoquímica. A partir do trabalho de campo, foi possível observar que os corpos de escarnitos encontram-se nas adjacências de diques máficos, onde ocorrem feições que indicam infiltração de fluidos. Os diques estão metamorfisados na fácies xisto verde devido à circulação de fluidos de baixa temperatura, e apresentam diferentes graus de alteração. Texturas ígneas hipabissais e alguns minerais primários preservados podem ser observados no dique menos alterado, classificado como lamprófiro espessartítico. Nos diques com maior intensidade de alteração, os fenocristais de anfibólio estão integralmente substituídos por actinolita, clorita, quartzo, clinzoisita e calcita. Esses diques apresentam maior interação com a rocha hospedeira carbonática. As análises químicas de rocha total dos diques quando plotadas no diagrama classificatório para rochas vulcânicas posicionam-se no campo dos andesitos e andesitos basálticos. Os escarnitos foram classificados como exoescarnitos calcíticos de contato, de granulação média a grossa. Apresentam porfiroblastos de granada andradita associados a agregados de actinolita fina em uma matriz composta predominantemente por calcita. A presença da andradita e magnetita, combinado com ausência de piroxênio, indica que a formação dessas rochas se deu em ambiente oxidante e temperaturas em torno de 350 a 450°C. Os mesmos fluidos que alteraram os diques também produziram uma paragênese retrogressiva nos escarnitos, formando minerais como a actinolita, epidoto, quartzo, calcita e óxidos de ferro. Os escarnitos apresentam notavelmente baixos valores de Al_2O_3 e TiO_2 comparados com aqueles encontrados nos diques máficos, devido a imobilidade relativa desses elementos. Quando comparados com depósitos escarníticos clássicos, a tipologia presente nesse trabalho indica seu potencial para depósitos escarníticos de Cu-Fe (Au).

Palavras-Chave: escarnito, metabasito, mármore, metassomatismo

ABSTRACT

The marble from Ibare Mine, on the Cerro do Ouro Formation of Palma Group, hosts peculiar rocks generated by metasomatism called skarns. The hypothesis of this study is that these rocks were generated from the interaction of magmatic derived fluids, from mafic dykes, and the carbonate host rock. The methodology was concentrated in to describe the mineralogy in detail, to infer the reactions occurred between magmatic fluids and marble, as well as establishing a correlation of rocks based on their geochemical affinity. Field work observations show that the skarn bodies are adjacent to the mafic dykes, where there are clear evidences of fluid infiltration. The dykes are metamorphosed at greenschist facies due to the low-temperature fluid percolation, and have variable degrees of mineralogical changes. Hypabyssal igneous textures and preserved primary minerals can be observed in the least altered dyke, classified as spessartitic lamprophyre. In the most altered dyke, the amphibole phenocrysts are fully replaced by actinolite, chlorite, quartz, clinozoisite and calcite. These dykes have more interaction with the carbonate host rock. The whole rock chemical analyses of the dykes, when plotted on the classification diagram for volcanic rocks, are placed in the domain of andesite and basaltic andesite. The skarns were classified as contact calcitic exoskarns, of medium to large grain size. They have porphyroblasts of andradite garnet associated with fine actinolite aggregates in a matrix composed predominantly by calcite. The presence of andradite and magnetite, combined with the absence of pyroxene, indicates that the formation of these rocks occurred at 350 to 450°C and oxidant environment conditions. The same fluids that altered the dykes also caused a retrogressive paragenesis in the skarns, forming minerals such as actinolite, epidote, quartz, calcite, and iron oxides. The skarns exhibit remarkably low Al_2O_3 and TiO_2 values compared to those found in mafic dykes, due to the relative immobility of these elements. When compared to classic skarn deposits, the typology in this work suggests the potential for skarn deposits of Cu-Fe (Au).

Keywords: skarn, metabasite, marble, metasomatism

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Mapa de localização geral da área de estudo, mostrando as principais vias de acesso. Fonte: Google Maps – Map data 2015 Google, MapLink. 4

Figura 2.2: Mapa da área de pesquisa mostrando a Mina Ibaré e o município de Vila Palma. Fonte: Google Earth 2015 – MapLink/Tele Atlas – Digital Globe..... 5

Figura 2.3: Mapa Geológico utilizado no trabalho. Modificado da Carta Geológica Lagoa da Meia Lua (SH.21-Z-B-VI), escala 1:100.000 – CPRM, 2012. Fonte: <http://www.cprm.gov.br> 9

Figura 3.1: (A) Intrusão de um magma produzindo auréola metamórfica nas rocha encaixantes. Reação local gerando escarnitos. (B) Formação dos endoescarnitos e exoescarnitos a partir da infiltração de fluidos derivados do resfriamento do corpo magmático. Figura modificada de Einaudi *et al.* (1981).13

Figura 3.2: Metamorfismo das rochas máficas (metabasaltos) representado pelos diagramas ACF. Figura modificada de Bucher and Grapes (2011).....18

Figura 4.1: (A) Reflexão do feixe incidente em planos atômicos paralelos. Extraído e adaptado de Padilha & Filho (1985). (B) Equação de Bragg.....24

Figura 4.2: (A) Desenho esquemático do funcionamento da coluna do MEV. Figura modificada de <http://ssyf.ua.es/>. (B) Foto do Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL 6610-L – Laboratório de Geologia Isotópica – UFRGS.....27

Figura 4.3: Foto da microsonda eletrônica CAMECA modelo SXFive utilizado no trabalho. Fonte: <http://www.ufrgs.br/microsonda>29

Figura 5.1: (A) Visão geral da Mina Ibaré na qual é possível observar os mármores calcíticos aflorando como lentes métricas intercaladas com as rochas metavulcânicas. (B) Visão das bancadas da mina mostrando dique máfico cortado por falha. (C) Frente de lavra na qual se observa dique associado às intrusões

básicas apresentando pouca interação com as rochas carbonáticas. (D) Dique (meta)básico exibindo grande interação com o mármore. Presença de feições indicando injeções de fluidos. (E) Zona de interação dos fluidos e o mármore, resultando na formação dos escarnitos. (F) Desenvolvimento de associações mineralógicas resultantes da interação dos fluidos magmáticos e o mármore. Ocorrência de porfiroblastos de andradita com até 3cm.32

Figura 5.2: (A) Panorama da lâmina petrográfica da amostra AM03, apresentando incipiente orientação dos anfibólios em meio a matriz fanerítica muito fina – PC. (B) Fenocristais de hornblenda apresentando formatos euédricos e tênue zonação mineral, com cor de interferência mais intensa na borda dos grãos – PC. (C) Substituição avançada da hornblenda pela actinolita. Agregados granoblásticos de grão fino constituído por quartzo localizado na borda direita do fenocristal – PC.34

Figura 5.3: Imagem de elétrons retroespalhados obtida no microscópio eletrônico de varredura, mostrando alguns dos minerais constituintes da matriz. (B) Cristal de actinolita apresentando pequenas inclusões de titanita e bordas corroídas – PC. (C) Antigo fenocristal de anfibólio substituído por agregado de actinolita, clinozoisita, calcita, titanita e quartzo. Limite do fenocristal é demarcado por agregados de leucoxênio – PC. (D) Fenocristal pseudomorfo alterado para leucoxênio e carbonato. Apresenta formato original euédrico losangular de seção basal de anfibólio – PC.36

Figura 5.4: Difratoograma de raios-X de um porfiroblasto de granada. Picos em vermelho referentes à andradita, picos em azul referentes ao quartzo.37

Figura 5.5: Visão geral da lâmina petrográfica de um andradita escarnito. Porfiroblastos de andradita com até 1cm de diâmetro – PC.38

Figura 5.6: (A) Detalhe da matriz do escarnito (esquerda da foto), e zona de formação da actinolita, andradita, quartzo, clinozoisita, opacos e calcita fina (direita da foto) – PC. (B) Porfiroblasto de andradita envolto por actinolita fina – PC. (C) Linhas de crescimento em um porfiroblasto de andradita, com inclusões de calcita, actinolita e opacos – LN. (D) Epidoto incluído em agregados aciculares de actinolita – PC. (E) Stilpnomelano associado a pirita e hematita – PC. (F) Imagem de elétrons retroespalhados obtida no microscópio eletrônico de varredura mostrando a associação mineralógica presente nos escarnitos.39

Figura 5.7: Composição química dos anfibólios do lamprófiro espessartítico (círculos em vermelho). Figura modificada de Rock (1987).	42
Figura 5.8: Composição química das granadas (simbolizadas pela estrela em preto) plotadas no diagrama ternário para composição do protólito. Figura modificada de Suggate & Hall (2013).....	44
Figura 5.9: Amostras dos diques metabásicos plotados no diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y para classificação de rochas vulcânicas. Campos delimitados por Winchester & Floyd (1977) e modificados por Pearce (1996).	47
Figura 5.10: Análises químicas dos mármore, diques metabásicos e escarnitos plotados nos diagramas ternários CaO-SiO ₂ -MgO e CaO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂	48
Figura 5.11: Gráfico de barras mostrando adição ou depleção dos elementos maiores nos escarnitos (verde) e dique alterado (vermelho), baseando-se na composição química do lamprófiro (rocha sã). Valores <1 indicam depleção e vice-versa.	49
Figura 6.1: Trajetória estimada de temperatura e fugacidade de O ₂ (valores fixos de pressão e fugacidade de CO ₂) com base na mineralogia e texturas dos andradita escarnitos. Provavelmente as condições iniciais eram referentes ao ponto 1 e finais em 2, assinalados na figura. O ponto 3 corresponde a extrapolação da trajetória, inferindo a mineralogia se as condições de T e <i>f</i> (O ₂) continuassem aumentando. Adaptado de Bowman (1998).....	52
Figura 6.2: Diagramas ACF representando as assembleias mineralógicas características durante o metamorfismo progressivo de rochas metabásicas (linha ligando os diagramas). A seta em vermelho indica o retrometamorfismo, análogo ao metamorfismo observado nos diques metabásicos. Figura adaptada de Bucher and Grapes (2011).	54

LISTA DE TABELAS

- Tabela 3.1:** Classificação e nomenclatura dos lamprófiros baseados em sua mineralogia. Feldspato alcalino (or), plagioclásio (pl), feldspato (feld), feldspatóide (foid). Modificado de Streckeisen (1978); Le Maitre (2002).....20
- Tabela 5.1:** Composição química e fórmula estrutural (considerando base 22 de oxigênio) de fenocristais de anfibólios representativos do lamprófiro espessartítico. As concentrações dos óxidos estão expressas em percentagem em peso.....41
- Tabela 5.2:** Composição química, fórmula estrutural (considerando base 12 de oxigênio) e composição das granadas dos escarnitos. As concentrações dos óxidos estão expressas em peso %.....43
- Tabela 5.3:** Composição química dos diques metabásicos e escarnitos* (elementos maiores).....45
- Tabela 5.4:** Composição química dos diques metabásicos e escarnitos* (elementos traços).....46

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Minerais

Ab	Albita
Act	Actinolita
Adr	Andradita
Cal	Calcita
Czo	Clinozoisita
Ep	Epidoto
Hbl	Hornblenda
Hem	Hematita
Mca	Mica
Py	Pirita
Qtz	Quartzo
Ttn	Titanita
Stp	Stilpnomelano

Outros

DRX	Difração de Raios-X
ICP-AES	Espectroscopia de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente
ICP-MS	Espectroscopia de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente
LN	Luz Natural
ME	Microsonda Eletrônica
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
PC	Polarizadores Cruzados
ppm	Partes por Milhão

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Justificativa.....	1
1.2. Problema, premissa e hipóteses	1
1.3. Objetivos gerais e específicos	2
2. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO.....	3
2.1. Localização da área de estudo	3
2.2. Contexto geológico	5
2.2.1. Mapa Geológico.....	8
3. ESTADO DA ARTE - CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA	10
3.1. Escarnitos	10
3.1.1. Formação e subdivisões dos escarnitos.....	11
3.1.2. Mineralogia dos escarnitos.....	14
3.1.3. Profundidade de formação dos escarnitos	15
3.2. Metamorfismo de Rochas Máficas	16
3.2.1. Química das rochas máficas	18
3.2.2. Lamprófiros.....	19
4. MÉTODOS E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO.....	21
4.1. Petrografia	22
4.2. Difratomia de Raios X (DRX)	23
4.3. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	25
4.4. Microsonda Eletrônica (ME).....	27

4.5. Litogeoquímica	29
5. RESULTADOS	31
5.1. Geologia de Campo	31
5.2. Petrografia	32
5.2.1. Diques Metabásicos.....	33
5.2.2. Escarnitos	36
5.3. Química Mineral.....	40
5.3.1. Anfibólio	40
5.3.2. Granada.....	42
5.4. Litogeoquímica	44
6. DISCUSSÕES	50
6.1. Escarnitos	50
6.2. Diques Máficos	52
6.3. Litogeoquímica	54
7. CONCLUSÕES.....	56
REFERÊNCIAS	57
APÊNDICES.....	64
A1 – Tabela Minerais – Lâminas Petrográficas	64
A2 – Localização Amostras	65
A3 – Tabelas Química Mineral – Anfibólio	66
A4 – Tabelas Química Mineral – Granada.....	69

1. INTRODUÇÃO

1.1. Justificativa

Os escarnitos possuem grande importância tanto pelo interesse acadêmico, devido à variedade de processos metassomáticos e hidrotermais que os envolvem, e também por sua frequente associação a depósitos metálicos, nos quais elementos como ferro, cobre, ouro, prata, estanho, zinco, molibdênio, tungstênio, urânio, flúor, boro e elementos terras-raras são explorados (Einaudi *et al.*, 1981; Meinert, 1992).

Este trabalho visa o estudo das interações entre os fluidos magmáticos e as litologias carbonáticas que resultaram na formação dos escarnitos na Mina Ibaré, propondo uma análise petrográfica detalhada das litologias em questão. A pesquisa pretende formar uma base para melhor compreensão dos escarnitos na área de estudo, e também acrescentar literatura sobre o assunto, prosseguindo com os estudos que vem sendo desenvolvidos sobre os escarnitos no Rio Grande do Sul (Remus *et al.*, 2011, 2014; Hoerlle, 2013; Reis, 2013).

1.2. Problema, premissa e hipóteses

Através de um reconhecimento prévio de campo, foram identificadas interações entre os mármores calcínicos e fluidos de origem desconhecida, situados na Mina Ibaré em Vila Palma, município de São Gabriel. Essas interações geraram rochas denominadas escarnitos, os quais têm como principais aspectos definidores sua textura de granulação grossa e sua mineralogia, que inclui uma grande variedade de minerais cálcio-silicáticos, sendo os principais granada e piroxênio.

Os escarnitos podem ter sido originados pela interação de fluidos de origem magmática e o mármore, ou podem ter sido gerados a partir da recristalização metamórfica da rocha carbonática. A hipótese desse trabalho é que os escarnitos

têm origem na interação de fluidos magmáticos e o mármore, devido à presença de intrusões e diques associados na região, que carregaram elementos químicos exóticos para a rocha hospedeira.

A origem desse fluido pode ser de diversas fontes, pois se sabe que há diferentes eventos magmáticos na região. Devido às associações observadas em campo, outra hipótese nesse trabalho é de que a origem desse fluido está relacionada com as intrusões máficas recorrentes na mina, que atualmente se apresentam metamorfisados junto com o restante da sequência. Há também o conhecimento da existência de sulfetos na Mina Ibaré, e possivelmente eles estejam relacionados aos escarnitos, entretanto, seu padrão de ocorrência nessas rochas ainda é desconhecido.

1.3. Objetivos gerais e específicos

Esse trabalho tem como objetivo principal a caracterização dos escarnitos e das litologias adjacentes a esses, situados na Mina Ibaré. Foi realizada uma descrição petrográfica detalhada, além da determinação da composição química dessas rochas. A integração destes dados permitiu realizar a interpretação petrológica, buscando uma melhor compreensão da interação entre os mármore e os fluidos magmáticos que os afetaram. Entre os objetivos específicos, destacam-se: (i) definir o tipo de escarnito presente na área,; (i) descrever o processo e estimar as condições físico-químicas da formação dos escarnitos (intervalo de temperatura e pressão, condições de oxidação), e por fim; (iii) indicar qual a mais provável fonte dos fluidos formadores das alterações mineralógicas situadas nos mármore.

2. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Localização da área de estudo

A área de estudo localiza-se nas imediações da Vila Palma, município de São Gabriel, situada na região centro-oeste do estado do Rio Grande do Sul, a 420 km de Porto Alegre. A partir do município de Lavras do Sul são percorridos 25 km a sul pela RS-357 chegando a BR-473, que liga Bagé a São Gabriel. A partir daí, percorre-se em torno de 20 km a norte até o entroncamento com a via que leva a Vila Palma (Fig. 2.1). A pesquisa foca principalmente a cava em atividade da Mina Ibaré, da qual é extraído mármore calcítico utilizado na fabricação de cimento, atualmente propriedade do Grupo Votorantim S.A. A cava possui cerca de 600 metros de comprimento (Fig. 2.2), e sua profundidade pode ser estimada em 70 metros dividido em bancadas de diferentes tamanhos.

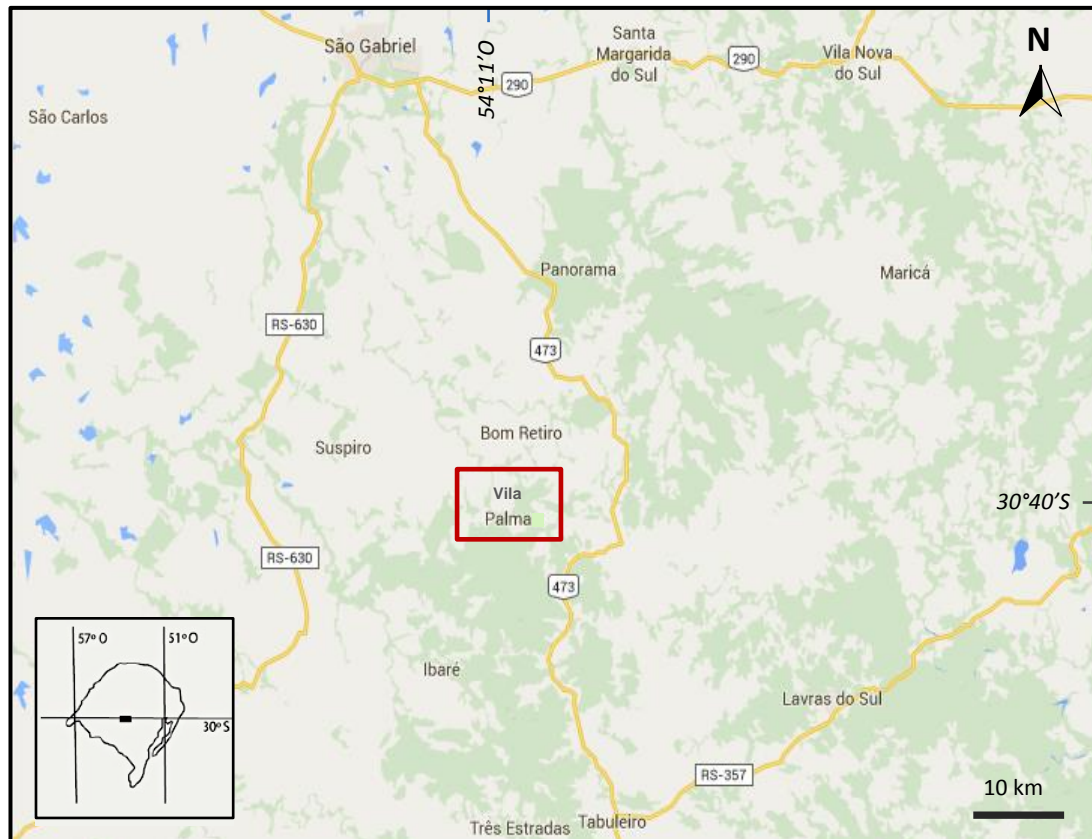


Figura 2.1: Mapa de localização geral da área de estudo, mostrando as principais vias de acesso. Fonte: Google Maps – Map data 2015 Google, MapLink.



Figura 2.2: Mapa da área de pesquisa mostrando a Mina Ibaré e a Vila Palma. Fonte: Google Earth 2015 – MapLink/Tele Atlas – Digital Globe.

2.2. Contexto geológico

As rochas estudadas nesse trabalho estão situadas no Bloco São Gabriel (também chamado de Domínio São Gabriel ou Terreno São Gabriel), limitado a norte e a oeste pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Paraná, a leste pelo Cinturão Porongos, e ao sul pelo Bloco Taquarembó. O Bloco São Gabriel é composto pelas unidades estratigráficas Formação Passo Feio, Grupo Palma (Formações Cerro do Ouro, Cambaizinho e Campestre) e Complexo Cambaí, bem como pelas rochas graníticas intrusivas sintectônicas e tardi a pós-tectônicas (Saalman *et al.*, 2005).

A Mina Ibaré está localizada na região da Palma, onde afloram o Complexo Cambaí, o Grupo Palma, rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná e também sedimentos quaternários. As litologias estudadas nesse trabalho estão situadas na Formação Cerro do Ouro, mapeada por Bittencourt *et al.* (1996), e recentemente pela CPRM (2012), composta principalmente por anfíbolitos, xistos magnesianos, serpentinitos e inclui os metabasaltos, metabasaltos andesíticos e os

mármore estudados nesse trabalho. Adotou-se nessa pesquisa a divisão litoestratigráfica de Saalman *et al.* (2006), sendo abordada de maneira a simplificar o estudo, pois o foco não está nos eventos tectônicos ou subdivisões de unidades estratigráficas. Todavia, diversos autores já estudaram a região e, dessa forma, é importante conhecer suas divisões e interpretações para que se tenha conhecimento das equivalências de unidades e a história geológica da região.

Goni (1962) constatou a existência de rochas ultrabásicas ao sul de Lavras do Sul, chamando esse conjunto de Formação Cerro das Mantiqueiras, e que estaria associada a uma sequência de rochas metamórficas na proximidade, que denominou de Formação Cerro do Ouro. Jost e Villwock (1966) agruparam essas duas formações em uma única unidade estratigráfica, denominando de Formação Cerro das Mantiqueiras. Esta formação estaria interdigitada com a seção basal da Formação Vacacaí, e no grupo Porongos. Jost (1966) estudando a região definiu um conjunto de complexos que chamou de *serpentine belt*, anterior as deformações e ao metamorfismo Porongos, considerando tais rochas como parte de um complexo ofiolítico resultante de um vulcanismo do tipo alpino. Szubert *et al.* (1978) caracterizaram a área de ocorrência de rochas máficas e ultramáficas metamorfisadas da localidade da Vila Palma como sendo “uma associação ofiolítica completamente desenvolvida”, com metacherts, metagabros, metavulcanitos ácidos e intermediários, posicionando tal associação no Grupo Cambaí. Ribeiro e Fantinel (1978) denominam o conjunto de rochas da Vila Palma como sendo um complexo ofiolítico parcial, e consideram este complexo como parte de um grupamento mais amplo, de rochas petrogeneticamente ligadas, e anteriores ao Ciclo Brasileiro. Szubert (1978) interpretou a associação litológica presente na região da Palma como pertencente a uma *mélange* tectônica, com imbricações tectônicas devido a justaposição de corpos alongados e delgados de variadas afinidades. Garcia e Hartmann (1981) propõem a designação de Complexo Palma para a associação de rochas sedimentares e ígneas metamorfisadas que se apresentam dobradas e falhadas. São descritos nesse trabalho metassedimentos de fácies *flysch*, acompanhados de granitos, metadacitos, metabasaltos, metagabros, metaperidotitos, metapiroxenitos e serpentinitos. A Formação Cerro do Ouro corresponde à Sequência Cerro da Cruz de Chemale Jr. (1982), incluindo-se ainda nessa unidade o maciço máfico-ultramáfico Passo do Ivo (Oliveira, 1982), composto por dunitos, peridotitos, xistos magnesianos, anfíbolitos e gabros em associação estratiforme. A Formação Campestre corresponde a Sequência Pontas do Salso de

Chemale Jr. (1982), anteriormente designada por Szubert (1978) e Ribeiro e Fantinel (1978) de Grupo Porongos. Estudos geoquímicos realizados por Chemale Jr. (1982) e Strieder *et al.* (1995) demonstraram afinidade komatiítica para as rochas ultramáficas, e cálcico-alcálica para as rochas metabásicas, médio a alto K.

Hartmann e Remus (2000) descrevem a região da Vila Palma como uma das áreas mais importantes do Estado, com grande potencial mineral. Apresenta duas sequências principais, a Formação Campestre, no lado leste, e a Formação Cerro do Ouro, no lado oeste. O Complexo Cambaí cobre parte da porção oeste, margeado pela Formação Cambaizinho. Grande volume de rochas graníticas pós-tectônicas na região (Granitos Jaguari, Santa Zélia e Santa Rita) causaram metamorfismo de contato muito forte nas rochas supracrustais. Lopes e Hartmann (2003) estudando as rochas metabasálticas da Mina Palma (Mina Ibaré), afirmam que essas rochas tiveram origem a partir de protólito ígneos toleíticos transicionais para alcalinos, com características geoquímicas de magmatismo intraplaca, sugerindo uma associação de platô oceânico, identificado principalmente pela associação geológica com mármore, metacherts, homogeneidade e composição química dos metabasaltos. A idade do magmatismo basáltico da Mina da Ibaré foi obtida por Hartmann *et al.* (2003) por comparação com a datação U-Pb (Beijing SHRIMP II) de cristais de zircão extraídos de uma amostra de chert, mostrando idades de 705 ± 2 Ma.

Saalmann *et al.* (2006) dividiram o Bloco São Gabriel em três unidades estratigráficas que são representadas pelas sucessões metamórficas vulcanossedimentares do Grupo Palma (subdividido em inferior e superior), os ortognaisses cálcico-alcálicos do Complexo Cambaí e pela Formação Passo Feio. O Grupo Palma inferior é composto pela Formação Cerro do Ouro e pelo Complexo Cambaizinho. Saalmann *et al.* (2005), com base nos estudos de Remus *et al.* (1993), denominou algumas rochas do Complexo Cambaizinho de Formação Cerro do Ouro, consistindo principalmente de metabasaltos, anfibólitos, rochas ultramáficas (xistos magnesianos e serpentinitos). As rochas metavulcânicas estão intercaladas com gnaisses, camadas de chert, quartzitos e mármore. O Complexo Cambaizinho é composto por paragnaisses, quartzitos, metapelitos e anfibólio gnaisses. A partir de análises, uma idade neoproterozóica é indicada no Grupo Palma inferior e se sugere que as rochas metassedimentares são principalmente derivadas de rochas ígneas juvenis ainda que haja uma contribuição menor de uma crosta continental antiga (Saalmann *et al.*, 2005). O Grupo Palma inferior foi

intrudido por granitóides com orientação sudoeste-nordeste, datações Pb-Pb em zircões realizadas por Remus *et al.* (2001) indicaram idades de 697 ± 3 Ma para essas rochas. O Grupo Palma superior é formado pela Formação Campestre, que é composta por rochas metavulcânicas (vulcânicas e vulcanoclásticas, andesitos, dacitos, tufos) de baixo grau que se assemelham a arcos de ilha modernos. Datações por U-Pb em zircões de rochas da Formação Campestre indicam idades de 753 ± 2 e 757 ± 17 Ma, interpretadas como idades de cristalização por Machado *et al.* (1990) e Remus *et al.* (1999).

2.2.1. Mapa Geológico

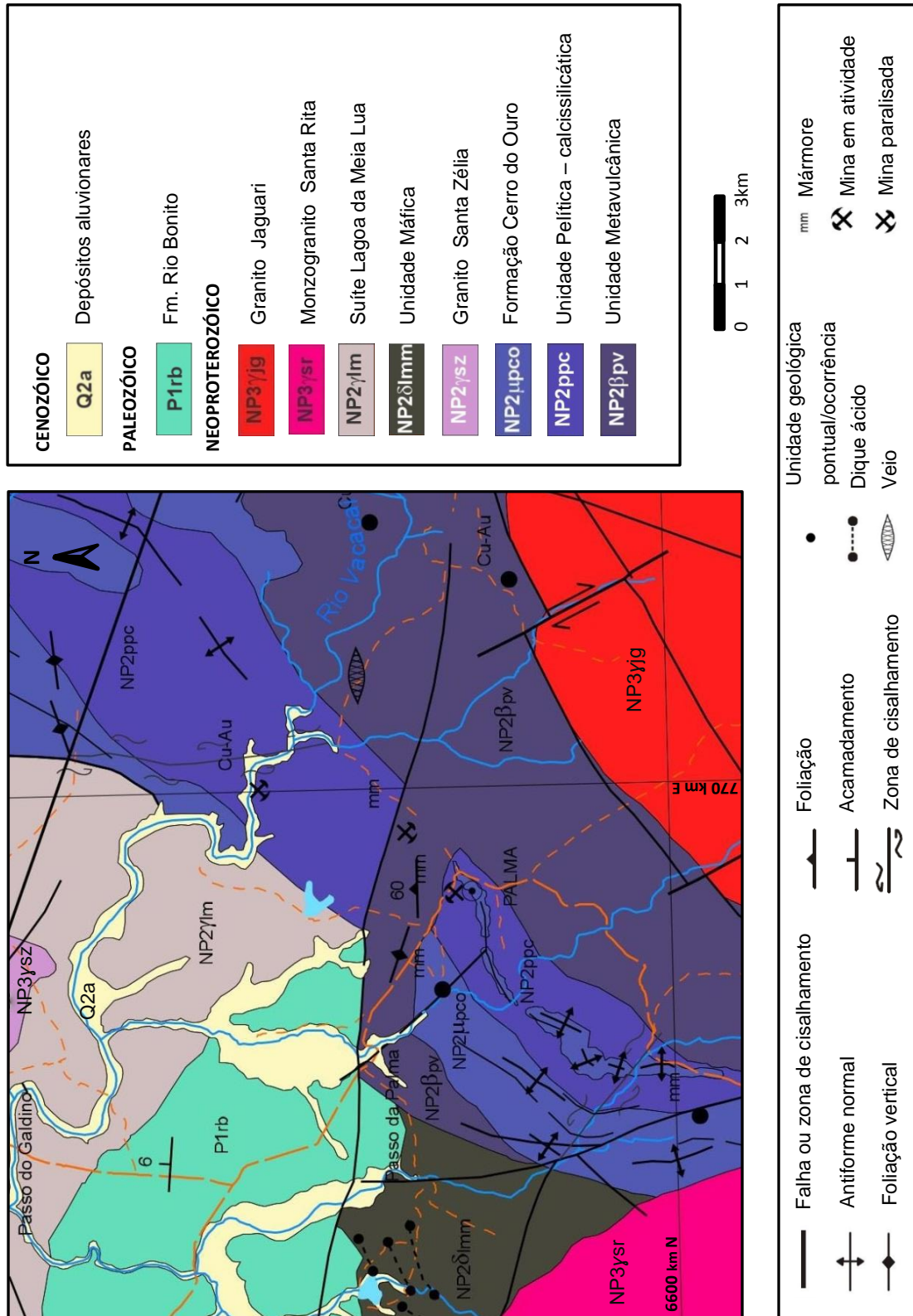


Figura 2.3: Mapa Geológico utilizado no trabalho. Modificado da Carta Geológica Lagoa da Meia Lua (SH.21-Z-B-VI), escala 1:100.000 – CPRM, 2012. Fonte: <http://www.cprm.gov.br>

3. ESTADO DA ARTE - CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

3.1. Escarnitos

Escarnitos (*skarn, tactites*) são rochas formadas por silicatos de cálcio, ferro, magnésio e manganês, usualmente gerados pela substituição de rochas carbonáticas durante o metamorfismo de contato ou associado ao metamorfismo regional. São rochas encontradas adjacentes a plútons, ao longo de falhas, zonas de cisalhamento, sistemas geotermiais rasos, no topo do assoalho oceânico ou em terrenos metamórficos na crosta inferior. O que define uma rocha como escarnito é sua mineralogia, que inclui uma ampla variedade de minerais cálcio-silicáticos e minerais associados, sendo granada e piroxênio os mais comuns (Meinert, 1992). O seu desenvolvimento indica que a combinação de temperatura, pressão e composição da rocha hospedeira e fluido estão no intervalo de equilíbrio dos minerais identificados, e sua presença não define o ambiente geotectônico ou a composição específica do protólito. Em geral, os escarnitos são encontrados principalmente em rochas carbonáticas em contato com rochas ígneas intrusivas, embora possam ocorrer associados a outras litologias como arenitos, folhelhos, basaltos, komatiitos entre outras. Os escarnitos podem estar relacionados a um variado grupo de depósitos minerais, podendo ser explorados elementos como ferro, cobre, ouro, prata, estanho, zinco, molibdênio, tungstênio, urânio, flúor, boro e elementos terras-raras. Os depósitos associados aos escarnitos geralmente se caracterizam pelo minério e rocha resultarem do mesmo sistema hidrotermal, embora possa haver diferenças significativas na distribuição tempo/espaço em uma escala local (Meinert, 1992). No entanto, nem todos os escarnitos possuem mineralização econômica.

3.1.1. Formação e subdivisões dos escarnitos

A maioria dos escarnitos é formada por processos metassomáticos, seja através da infiltração de fluidos hidrotermais de origem magmática em rochas carbonáticas, ou pela difusão no contato entre duas litologias distintas, embora a recristalização de rochas carbonáticas impuras também possa produzir escarnitos (Einaudi et al. 1981). Os principais processos propostos para explicar a substituição das rochas originalmente ricas em carbonato e formação dos escarnitos são:

(1) Recristalização metamórfica de margas, calcários xistosos ou rochas carbonáticas ricas em sílica e metais, com pequena introdução de componentes químicos, sendo referidos como “**escarnitóide**” (Zharikov, 1970). Geneticamente, escarnitóide é uma rocha intermediária entre um cornubianito puramente metamórfico e um escarnito puramente metassomático. Enquanto um cornubianito calcio-silicático é relativamente homogêneo, formado por metamorfismo isoquímico (exceto por devolatização) de rochas carbonáticas impuras, os escarnitos são rochas cálcio-silicáticas formadas a partir da infiltração e difusão de fluidos metassomáticos para os carbonatos.

(2) Troca local de componentes químicos entre litologias distintas (como por exemplo, intercalações de finas camadas de folhelhos e carbonatos) durante metamorfismo regional ou de contato, conhecido como “**escarnito de reação**” (Magnusson, 1960). A transferência metassomática dos elementos químicos ocorre em escala centimétrica, resultante de processos de difusão (bimetassomatismo).

(3) Troca local em altas temperaturas de componentes químicos entre magmas e rochas carbonáticas, sendo referidos como “escarnitos primários” ou “**escarnito de contato**” (Tilley, 1951; Watanabe, 1960).

(4) A transferência em grande escala de componentes químicos ao longo de uma ampla faixa de temperatura entre fluidos hidrotermais (geralmente de origem magmática) e rochas carbonáticas refere-se aos termos “escarnito secundário”, “**escarnito**”, “escarnito de substituição” ou “**escarnito de minério**” (Watanabe, 1960). São extensivas substituições de rochas carbonáticas por silicatos, causadas por grandes volumes de infiltração de fluidos que estão fora do equilíbrio com as rochas hospedeiras. São relativamente grandes e muito visados para extração de ferro, cobre, zinco, tungstênio e outros metais.

Todos os processos descritos acima, isoladamente ou em conjunto, podem resultar na formação de escarnitos. O primeiro é metamórfico envolvendo pequena transferência de componentes no sistema sedimentar. O segundo também é metamórfico se visto na sequência completa das litologias, porém em escala local o processo envolve a transferência metassomática de componentes em distâncias de dezenas de centímetros. O terceiro e quarto processo envolvem a introdução de componentes externos à sequência sedimentar através de um fluido aquoso derivado de um magma. Este dois últimos são os processos mais conhecidos na geração de escarnitos.

Os escarnitos podem ser subdivididos de acordo com vários critérios. Endoescarnitos e exoescarnitos são termos comuns utilizados para indicar o protólito ígneo ou sedimentar, respectivamente (Einaudi *et al.*, 1981). O metassomatismo associado a intrusões ígneas geralmente é controlado por infiltrações de fluidos liberados a partir do resfriamento do corpo intrusivo nas rochas encaixantes. Entretanto, o **endoescarnito** (*endoskarn*) é formado quando CaO e/ou CO₂ migram para dentro do corpo ígneo, causando a desidratação de minerais como hornblenda e biotita e alterando-os para piroxênio, por exemplo. Localiza-se na rocha não-carbonática da reação e geralmente possui volume limitado. Quando o endoescarnito está presente, o termo **exoescarnito** (*exoskarn*) é utilizado para os escarnitos que substituem as rochas carbonáticas. Na figura 3.1, é possível verificar as diferentes etapas de formação e as subdivisões dos escarnitos. A partir da intrusão de um magma em uma sequência sedimentar, ocorre a geração de uma auréola metamórfica nas rochas encaixantes, mobilizando para fora da sequência a água conata (H₂O metamórfico). Através da liberação de fluidos com altas temperaturas derivados da cristalização do magma, ocorrem processos metassomáticas que resultam na formação dos escarnitos, desenvolvendo principalmente minerais anidros. Usualmente é nessa etapa que se inicia as mineralizações dos corpos envolvidos. Com o resfriamento do plúton, começam a circular fluidos com mais baixa temperatura, o que causa uma alteração retrógrada nos minerais cálcio-silicáticos, gerando minerais hidratados a partir dos minerais anidros. É importante observar que nem sempre os minerais hidratados representam alteração retrógrada. Em alguns casos, a mineralização também pode se desenvolver nessa segunda etapa.

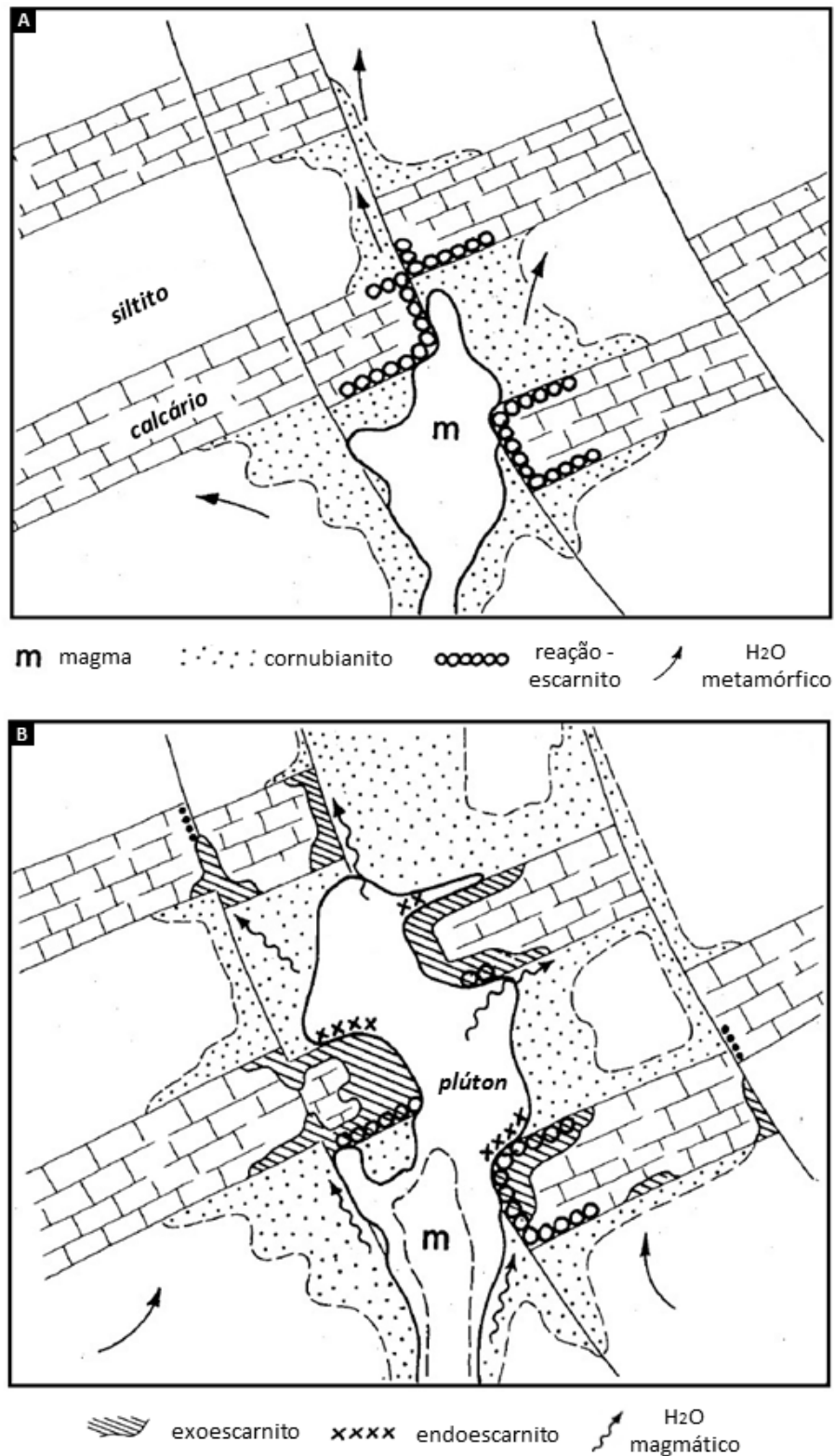


Figura 3.1: (A) Intrusão de um magma produzindo auréola metamórfica nas rochas encaixantes. Reação local gerando escarnitos. (B) Formação dos endoescarnitos e exoescarnitos a partir da infiltração de fluidos derivados do resfriamento do corpo magmático. Figura modificada de Einaudi *et al.* (1981).

3.1.2. Mineralogia dos escarnitos

A mineralogia é fundamental para reconhecer e definir um escarnito, sendo essencial na compreensão da sua origem e na identificação entre os escarnitos que são importantes do ponto de vista econômico daqueles que são interessantes cientificamente, mas sem importância econômica. A classificação mais utilizada dos escarnitos é baseada nas associações de minerais cálcio-silicáticos, e os depósitos escarníticos são nomeados com base no metal economicamente dominante. Einaudi *et al.* (1981) classifica os escarnitos em magnesianos, escarnitos cálcicos, e vários escarnitos de minério. Os escarnitos formados no contato entre rochas magmáticas com rochas carbonáticas magnesianas ou calco-magnesianas são denominados de **escarnitos magnesianos**. Consistem na sua maioria de silicatos de magnésio, tais como forsterita e serpentina, podendo conter diopsídio, espinélio, periclásio, clinohumite, flogopita e pargasita. São tipicamente de alta temperatura e podem hospedar minérios de ferro, metais base, cobre, ouro, e boratos de ferro e magnésio. **Escarnitos cálcicos** são formados no contato entre rochas magmáticas e rochas carbonáticas cálcicas, contendo silicatos de ferro e cálcio como andradita e hedenbergita. Outros minerais como grossulária, vesuvianita, clinopiroxênios (diopsídeo - salita - ferrossalita - hedenbergita ou johannsenita), wollastonita, rodonita, bustamita, epidoto, escapolita e plagioclásio também podem ocorrer. Comumente hospedam minério de ferro, metais base, cobre, tungstênio, molibdênio, berílio, boro, urânio e elementos terras-raras. (Zharikov *et al.*, 2007).

A maioria dos depósitos escarníticos apresenta zonação e, dessa forma, o reconhecimento das feições de alteração distais é de grande importância em estágios iniciais de exploração. Para alguns sistemas escarníticos os padrões de zonação podem ser estendidos e podem servir de guia para exploração (Meinert, 1987). Zonações temporais e espaciais ocorrem nos escarnitos e na maioria dos depósitos existe um padrão com granadas proximais, piroxênios distais e wollastonita (ou outro piroxenóide como vesuvianita, bustamita ou rodonita) no contato entre o escarnito e o mármore. Os minerais também podem apresentar zonações na sua composição ou mudança de coloração ao longo de um padrão de zonação maior. As granadas tendem a ser castanho escuro em porções proximais e mais claras em ocorrências mais distais, tornando-se verde claro próximo ao contato com o mármore (Atkinson & Einaudi, 1978). Os piroxênios apresentam uma diferença de coloração menos acentuada, com aumento no teor de ferro e/ou manganês em direção ao mármore (Harris & Einaudi, 1982). Minerais de

metamorfismo retrógrado, na forma de epidoto, anfibólios, clorita e outros minerais hidratados, são tipicamente controlados estruturalmente e sobrepõe a sequência de zonação progressiva.

3.1.3. Profundidade de formação dos escarnitos

Cabe destacar que o desenvolvimento dos escarnitos depende da profundidade de sua formação, controlando seu tamanho, geometria e padrão de alteração. Para se estimar a profundidade do metamorfismo foram realizados estudos geobarométricos quantitativos utilizando equilíbrio mineral, inclusões fluidas ou uma combinação desses dois métodos. Métodos qualitativos incluem reconstituições estratigráficas e interpretação de texturas ígneas. A distinção entre ambientes mais rasos ou mais profundos é realizada através da simples observação de margens resfriadas, tamanho de grão dos pórfiros, morfologia dos plútons e a presença de brechações e fraturas.

O efeito da profundidade no metamorfismo é em grande parte função da temperatura da rocha encaixante, antes, durante e pós-intrusão. Adotando um gradiente geotérmico médio de aproximadamente 35°C/km (Blackwell *et al.*, 1990), a temperatura da rocha encaixante a 2 km seria de 70°C, enquanto que em 12 km seria de 420°C. Logo, o volume de rochas afetado pelo fluxo de calor adicional proveniente de uma intrusão ígnea será consideravelmente maior e os efeitos mais prolongados em escarnitos mais profundos do que os mais rasos. Além disso, ambientes de mais alta temperatura também minimizam a quantidade de minerais gerados pelo metamorfismo retrógrado. Segundo Meinert (1991), a maior intensidade e extensão do metamorfismo em profundidade podem afetar a permeabilidade das rochas hospedeiras e reduzir a quantidade de carbonato disponível para a reação com os fluidos metassomáticos. Com uma profundidade de 12 km e temperaturas ao redor dos 400°C, o escarnito pode não resfriar abaixo da zona de estabilidade da granada e piroxênio sem alguma mudança tectônica. Além dos efeitos sobre a mineralogia, a profundidade de formação também afeta as propriedades mecânicas das rochas hospedeiras. Contatos intrusivos nas rochas sedimentares em profundidade tendem a serem subparalelos ao acamamento, pois o plúton intrude ao longo de planos de acamamento ou as rochas sedimentares dobram-se ou fluem até que estejam alinhadas com o contato intrusivo. Em contraposição, rochas hospedeiras em sistemas mais rasos tendem a deformar-se

formando fraturas ou falhas. Nesses casos, em geral os contatos são discordantes ao acamamento e os escarnitos cortam a sequência. A alteração da mineralogia escarnítica é uma das características dos escarnitos formados em ambientes rasos, devido à ação de fluidos posteriores ou mesmo de água meteórica ao longo das fraturas recorrentes.

3.2. Metamorfismo de Rochas Máficas

As rochas ígneas máficas extrusivas podem ocorrer de diversas formas, entre elas pillow lavas, fluxos de lava, sills, diques, brechas e tufos, e compreendem maior volume de rochas se comparadas aos seus equivalentes plutônicos. As rochas basálticas constituem a maior porção da crosta oceânica e, em sua maioria, foram submetidas ao metamorfismo de fundo oceânico imediatamente após sua formação. Quando transportado para a margem continental pelo movimento das placas, essas rochas são novamente recristalizadas nas zonas de convergência, e são tipicamente retidas como fragmentos dentro do complexo de subducção. A mudança na mineralogia nessas rochas depende se a crosta oceânica foi subductada para debaixo da crosta continental, ou se a crosta oceânica é obductada. Por outro lado, rochas andesíticas e vulcânicas cálcio-alcalinas relacionadas, associadas a sedimentos vulcanogênicos, são litologias dominantes em arcos de ilhas e margens continentais tipo pacífico. Estas rochas estão sujeitas a alteração por fluidos hidrotermais, ou podem ser transformadas durante o metamorfismo regional e de soterramento. Dessa forma, rochas máficas metamorfasadas, também chamadas de metabasitos, são derivadas principalmente de basaltos e andesitos metamorfasados, além de gabros e dioritos, porém com menor importância (Bucher & Grapes, 2011).

As rochas máficas metamorfasadas são particularmente suscetíveis a mudanças de temperatura e pressão, sendo esta a principal razão pela qual os nomes das fácies metamórficas são derivados das diferentes assembleias mineralógicas desse grupo (xisto verde, anfíbolito, granulito, xisto azul e eclogito), ou seja, seus minerais são de especial utilidade na definição da intensidade do metamorfismo. Além disso, as rochas máficas que foram metamorfasadas em condições incipientes, abaixo da fácies xisto verde, podem apresentar variações sistemáticas na mineralogia o que permite uma subdivisão adicional, denominadas de zeolita, prehnita-pumpellyita e pumpellyita-actinolita. O desenvolvimento dessas rochas metamórficas e de suas transições mineralógicas é passível também da

disponibilidade de fluidos e da composição química do mesmo. A presença de H₂O é essencial para a “hidratação” das rochas máficas e consequente transformação de seus minerais. Sem água disponível, as rochas máficas podem permanecer amplamente inalteradas em terrenos metamórficos (Winter, 2001). Fluidos ricos em CO₂ podem resultar em basaltos alterados com abundância modal de carbonatos, além de formarem assembleias menos hidratadas comparadas com fluidos essencialmente de H₂O.

As principais mudanças na mineralogia nos metabasitos se devem a quebra do plagioclásio e do clinopiroxênio, minerais mais comuns nos basaltos. O plagioclásio sistematicamente muda sua composição de albita, estável em mais baixo grau, para oligoclásio na fácies xisto verde superior, e finalmente para andesina e plagioclásios mais cálcicos a partir da fácies anfíbolito superior. O excesso de cálcio e alumínio liberados quando um plagioclásio ígneo rico em An quebra formando albita ou oligoclásio pode produzir calcita, epidoto, titanita, anfíbólio entre outros, dependendo do grau metamórfico e da composição da rocha. Com a quebra do clinopiroxênio são formados vários minerais máficos, entre eles estão a clorita, actinolita, hornblenda, epidoto, piroxênios metamórficos, etc., e estes são comumente diagnósticos do grau e da fácies metamórfica. O anfíbólio, outro mineral constituinte das rochas máficas, muda sua composição de actinolita em grau baixo para hornblenda em grau alto, e as variações de coloração estão relacionadas às mudanças na sua composição química (de azul-verde, verde, até verde-marrom). A biotita está presente como um mineral portador de potássio extra nessas rochas, presente nas fácies xisto verde até anfíbolito superior, mudando sua composição durante o metamorfismo progressivo, como por exemplo, ficando mais rica em titânio e magnésio. Quartzo ocasionalmente está presente e, conseqüentemente, os diagramas ACF o utilizam com cautela (Fig. 3.2). A calcita ocorre em rochas de baixo grau, podendo ser usada pelas reações dos voláteis durante o metamorfismo progressivo (Bucher & Grapes, 2011). Para representar os efeitos do metamorfismo sobre a mineralogia das rochas máficas, utilizam-se os diagramas ACF (Fig. 3.2). Estes diagramas retratam as assembleias mineralógicas características dos metabasaltos em determinada pressão e temperatura, e estão dispostas ao longo de três trajetórias típicas de metamorfismo progressivo, simbolizadas pelas três linhas que ligam os diagramas.

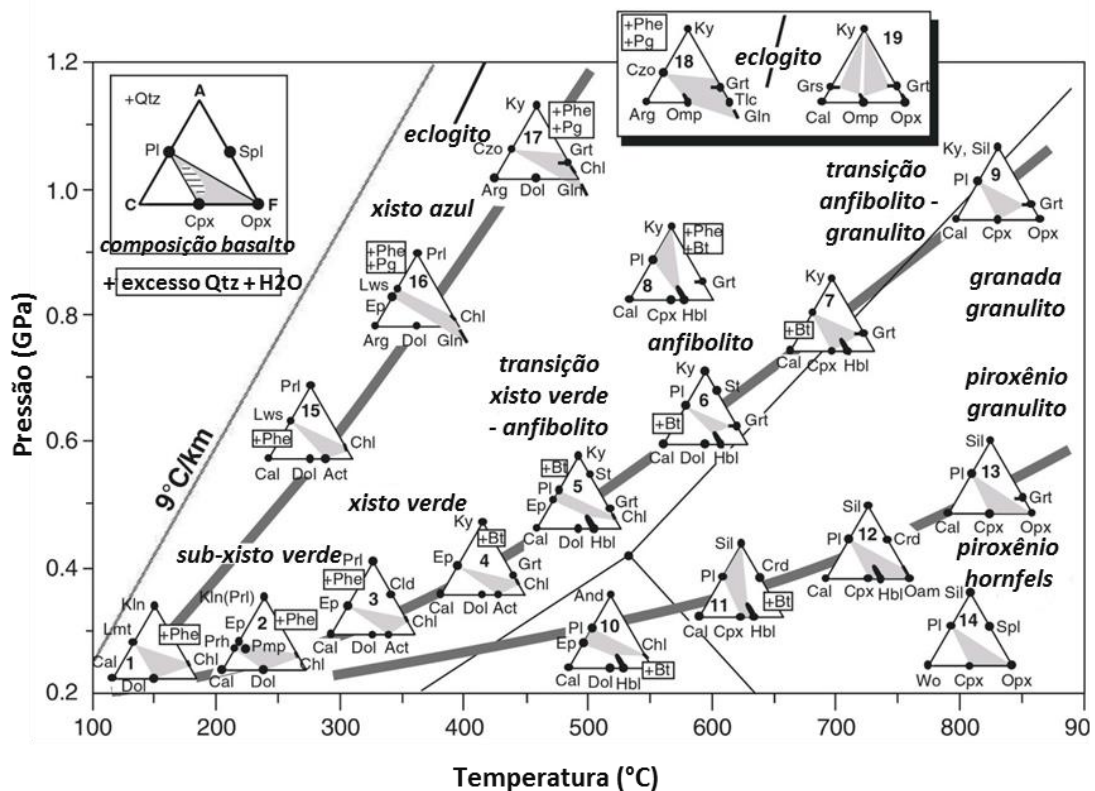


Figura 3.2: Metamorfismo das rochas máficas (metabasaltos) representado pelos diagramas ACF. Figura modificada de Bucher and Grapes (2011).

3.2.1. Química das rochas máficas

As rochas máficas são caracterizadas por conteúdos de sílica entre 45-60 % e são relativamente ricas em MgO, FeO, CaO e Al₂O₃ (geralmente na petrologia o termo básico é dado para rochas ígneas com 45-52 % de SiO₂). Seus derivados metamórficos são chamados de rochas metabásicas ou metabasálticas. Rochas andesíticas, por outro lado, contêm valores mais altos de SiO₂, Al₂O₃ e álcalis, e valores mais baixos de MgO, FeO e CaO se comparados aos basaltos. Andesitos basálticos e andesitos pertencem às rochas ígneas intermediárias, definidas por conteúdos de sílica entre 52-63 %. Rochas ígneas máficas contêm quantidades significativas de pelo menos oito componentes óxidos: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO, Na₂O, com quantidades menores de K₂O, MnO, P₂O₅, H₂O e CO₂, e estes últimos componentes estão armazenados em relativamente poucos minerais. A complexa composição química dos basaltos será redistribuída de poucas espécies minerais para uma variedade de novos minerais durante o metamorfismo. O alto conteúdo de CaO no plagioclásio e piroxênio resultarão na

formação de numerosos minerais metamórficos de cálcio como a prenhita, pumpellyita, titanita, epidoto e granada. Esta é a diferença básica das rochas metapelíticas, no qual CaO tem concentração muito baixa e não forma fases cálcicas distintas, ocorrendo como um componente menor em minerais comuns de Fe-Mg.

3.2.2. Lamprófiros

Os lamprófiros formam um grupo de diversas rochas altamente porfíricas em minerais máficos, com qualquer feldspato confinado apenas na matriz, e quimicamente não podem ser separadas facilmente de outras rochas ígneas comuns. Segundo Rock (1987, 1991), são rochas ígneas alcalinas hipabissais, normalmente melanocráticas, com textura porfírica, de preferência panidiomórfica, que apresentam fenocristais apenas de minerais máficos, tipicamente biotitas, anfibólios e piroxênios, e os minerais félsicos estão em geral restritos a matriz. Altos valores de Ba, Fe, Al ou Ti são característicos nos anfibólios, micas, piroxênios e feldspatos potássicos, e estes valores estão entre os mais altos conhecidos na natureza para estes minerais (Rock, 1991). Em muitos lugares, os lamprófiros estão associados com magmatismo granítico, shoshonítico, sienítico, ou carbonatítico. Comumente essas rochas ocorrem como diques ou pequenas intrusões e muitas vezes apresentam sinais de alteração hidrotermal (Le Maitre, 2002). Em relação a química dos lamprófiros, essas rochas tendem a ter índices mais altos de K_2O e/ou Na_2O , H_2O , CO_2 , S, P_2O_5 e Ba se comparados com outras rochas de composição semelhante. Diversas classificações contraditórias para os lamprófiros têm sido utilizadas desde o século passado. Entretanto, a IUGS (*International Union of Geological Sciences*) vem classificando essas rochas de acordo com a ocorrência e proporção dos seus minerais, conforme a tabela 3.1.

Tabela 3.1: Classificação e nomenclatura dos lamprófiros baseados em sua mineralogia. Feldspato alcalino (or), plagioclásio (pl), feldspato (feld), feldspatóide (foid). Modificado de Streckeisen (1978); Le Maitre (2002).

<u>Constituintes de cor clara</u>		<u>Minerais máficos predominantes</u>		
Feldspato	Foid	biotita > hornblenda, ± augita diopsídica, (± olivina)	hornblenda, augita diopsídica , ± olivina	anfíbólio marrom, Ti – augita, olivina , biotita
or > pl	-	minete	vogesito	-
pl > or	-	kersanito	espessartito	-
or > pl	feld > foid	-	-	sanaito
pl > or	feld > foid	-	-	camptonito
-	vidro ou foid	-	-	monchiquito

4. MÉTODOS E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO

Este trabalho foi dividido em três etapas principais com intuito de proporcionar maior organização da pesquisa e melhor aproveitamento do tempo disponível. Essas etapas são: pré-campo, campo e pós-campo.

O principal foco na etapa pré-campo foi a revisão bibliográfica, correspondendo ao levantamento de trabalhos, artigos e publicações relacionadas à geologia regional, familiarizando-se com as unidades adjacentes e com a ordem dos eventos geológicos na região. A revisão também abrangeu os escarnitos, o metamorfismo de rochas máficas e lamprófiros, pesquisando suas definições bem como situações semelhantes a da área de estudo na literatura. A análise bibliográfica foi efetuada durante todo o andamento do trabalho e serviu de suporte tanto para os estudos iniciais quanto para as interpretações e conclusões finais.

Na etapa de campo o principal objetivo foi a coleta de amostras representativas dos escarnitos e das rochas relacionadas a esses. Foram adquiridos dados de campo como fotografias dos afloramentos e seus detalhes, e também foram realizadas descrições das rochas estudadas e de suas relações com outras litologias.

A etapa pós-campo consiste no refinamento, na integração e na interpretação dos dados adquiridos em campo. Compreende a descrição macroscópica e microscópica das litologias, utilização do microscópio eletrônico de varredura e da microssonda eletrônica, análises por difratometria de raios X, por ICP-AES e ICP-MS. A partir da finalização das análises de laboratório e posterior interpretação dos resultados, foi elaborada a parte final do trabalho de conclusão, discorrendo sobre os resultados e conclusões obtidas com a pesquisa.

A seguir serão detalhadas as metodologias utilizadas na etapa de laboratório (pós-campo).

4.1. Petrografia

A microscopia em luz polarizada é essencial na investigação de minerais e rochas, sendo um dos métodos clássicos e até hoje imprescindível para análise mineralógica. Essa técnica permite a estimativa de composições químicas e fornece os elementos necessários para a compreensão da história da formação da rocha, mediante o estudo de relações texturais.

Para o estudo petrográfico das amostras coletadas em campo, foram confeccionadas lâminas delgadas, uma seção extremamente fina da rocha, da ordem de 0,03 mm, aderida a uma lâmina de vidro com aproximadamente 25 x 45mm. Essas lâminas são obtidas quando uma parcela da amostra é cortada com uma serra circular de corte adiamantado e, na superfície cortada, a área da lâmina é marcada. O pequeno bloco resultante do corte é aderido a uma lâmina de vidro, desbastado e polido até a espessura da rocha ser de apenas 0,03mm. A vantagem desse procedimento é que todos os minerais presentes na seção tem mesma espessura conhecida, o que permite determinar uma série de propriedades ópticas. A preparação das sete lâminas foi realizada pelo Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UFRGS.

Para a descrição das lâminas petrográficas, foi necessário a utilização do microscópio polarizador. Um microscópio é constituído fundamentalmente pela associação de dois sistemas de lentes convergentes denominadas: objetiva e ocular. O primeiro sistema de lentes (objetiva) produz a imagem real invertida e ampliada do objeto. Esta imagem real é novamente ampliada pelo segundo sistema de lentes (ocular). A imagem final é criada na retina do olho humano. O microscópio petrográfico nada mais é que um microscópio ao qual são introduzidos dois filtros de polarização, um acima da amostra (analisador) e outro abaixo da amostra (polarizador), transmitindo a luz em apenas uma direção. A forma na qual os minerais interagem com a luz polarizada pode fornecer informações sobre sua estrutura e composição. Existem diversos componentes em um microscópio petrográfico, a introdução de alguns ou todos os elementos no caminho óptico do microscópio permite a determinação das diferentes propriedades dos minerais analisados.

A microscopia de polarização pode ser utilizada com luz transmitida ou luz refletida. A luz transmitida é utilizada para a análise de minerais transparentes, no qual a luz atravessa o objeto a ser estudado e atinge a objetiva. A luz refletida é

utilizada para análise de minerais opacos, em que a luz incide na superfície do mineral e é refletida em direção a objetiva. Os dois métodos foram utilizados nesse trabalho.

A descrição das lâminas petrográficas foi realizada através da utilização de um microscópio polarizador trinocular Leica 4500 com câmera acoplada, sendo possível a obtenção de fotomicrografias. Além da microscopia óptica, as amostras também foram analisadas macroscopicamente utilizando lupa Leica S6D.

4.2. Difratometria de Raios X (DRX)

A difratometria de raios X é uma técnica utilizada para a identificação e caracterização de fases minerais não identificados pela microscopia óptica. Corresponde a uma das principais técnicas de caracterização microestrutural de materiais cristalinos.

A análise por difração consiste em utilizar raios X que, ao atingirem um material, espalham-se sem perda de energia, ou seja, após a colisão, o feixe incidente muda sua trajetória, porém mantendo a mesma fase e energia. Se um feixe de raios X com dada frequência incidir sobre um átomo isolado, os elétrons deste átomo serão excitados e vibrarão com a frequência do feixe incidente, emitindo raios X em todas as direções. Por outro lado, quando os átomos estão regularmente espaçados em um retículo cristalino e a radiação incidente tem comprimento de onda da ordem destes espaçamentos, ocorrerá uma difração em certas direções, chamada de interferência construtiva (Padilha & Filho, 1985).

A figura 4.2A representa um feixe de raios X incidindo com ângulo θ em um conjunto de planos cristalinos com espaçamento d . Esse feixe ao atingir o material, muda sua trajetória de acordo com a Lei de Bragg (Fig. 4.2B). Os feixes refletidos por dois planos subsequentes apresentarão o fenômeno da difração. Pode-se observar que os raios refletidos em dois planos adjacentes têm certa diferença de caminho entre seus caminhos ópticos ($PO+OQ$). Se essa diferença for um número inteiro de comprimentos de onda, um feixe de raios X será observado (interferência construtiva), caso contrário não se observará qualquer sinal de raios X (interferência destrutiva).

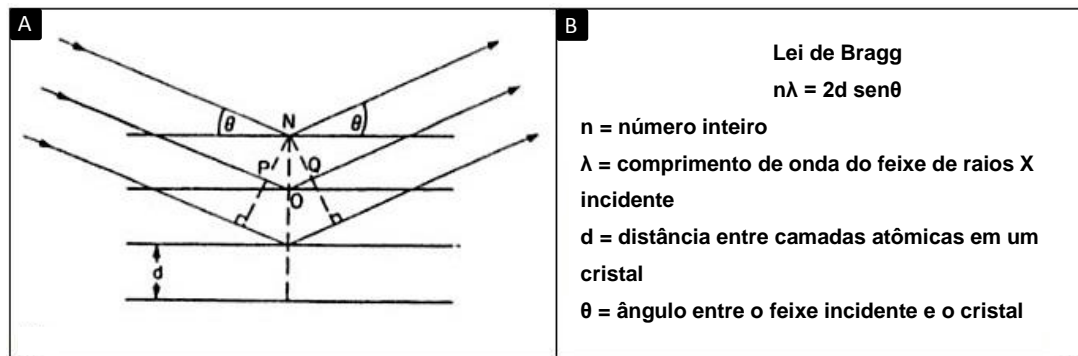


Figura 4.1: (A) Reflexão do feixe incidente em planos atômicos paralelos. Extraído e adaptado de Padilha & Filho (1985). (B) Equação de Bragg.

Primeiramente as amostras coletadas passaram por um processo de separação do mineral que se desejava identificar, desagregando a amostra com ajuda de um martelo, e escolhendo os fragmentos com maior quantidade do mineral a ser analisado. Esses fragmentos selecionados são pulverizados utilizando-se um cadinho de porcelana até se chegar a granulometria de 200 mesh, sendo solicitado pelo laboratório um mínimo de dez gramas por amostra. O pó do mineral é colocado em um porta-amostra de vidro, procurando-se manter a desorientação das partículas, com intuito de não ocorrer nenhuma preferência que possa influenciar o resultado.

As análises foram realizadas no Laboratório de Difractometria de Raios-X do Instituto de Geociências da UFRGS, utilizando um difratômetro da marca SIEMENS, modelo D5000 do ano de 1992. O equipamento possui um contador de radiação para detectar o ângulo e a intensidade do feixe difratado. À medida que o detector de radiação se move num goniômetro que está sincronizado a amostra, é registrado também a intensidade do feixe difratado. Os dados detectados pelo contador são traduzidos em termos de sinal eletrônico para um registrador gráfico, sendo enviados a um computador e interpretados por um software (DiffracPlus®). O difratograma representa o valor da intensidade do feixe difratado (eixo Y) relacionado com o ângulo de espalhamento (eixo X). Esse ângulo é gerado pelo feixe de raio-X ao incidir nos planos cristalinos do mineral. A intensidade do feixe difratado, dentre outros fatores, é dependente do número de elétrons no átomo. Os átomos são distribuídos no espaço de tal forma que vários planos de uma estrutura cristalina possuem diferentes densidades de átomos ou elétrons, fazendo com que as intensidades difratadas sejam, por consequência, distintas para os diversos planos cristalinos.

Em resumo, cada substância cristalina possui um conjunto de distâncias interplanares diferentes, gerando um padrão difratométrico específico. Este padrão é comparado a um banco de dados e então é possível a identificação da amostra analisada.

Deve-se adotar certo cuidado tanto na etapa de preparação da amostra, quanto na fase de interpretação dos resultados. Muitas vezes o mineral a ser analisado está associado a outras fases comuns na amostra, podendo atrapalhar na interpretação da análise, dado que os picos resultantes no difratogramas podem ser confundidos e/ou ocultados por essas fases. Na leitura dos difratogramas também é necessária cautela, estudando todas as possibilidades de minerais para o padrão gerado, uma vez que os difratogramas não apontam assinaturas minerais com absoluta exatidão. Dessa forma, o geólogo tem papel fundamental na interpretação das assinaturas, comparando-as a assinaturas conhecidas armazenadas em banco de dados, e adequando o resultado para determinada assembleia mineral.

4.3. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

O microscópio eletrônico de varredura (MEV ou SEM - *Scanning Electron Microscopy*) agrupa um conjunto de técnicas que permitem a caracterização e identificação de minerais de difícil reconhecimento na microscopia óptica. Essa técnica permite a observação de detalhes, como inclusões, texturas, alterações e zonações mineralógicas, uma vez que possui aumentos muito superiores ao do microscópio óptico. Além disso, com a ajuda de detectores acoplados ao equipamento, o microscópio eletrônico de varredura pode também identificar elementos químicos formadores dos minerais.

A técnica consiste basicamente na aplicação de um feixe de elétrons sobre a superfície de uma amostra, resultando na manifestação de diferentes sinais. Esses sinais quando captados com detectores adequados, proporcionam informações sobre a natureza da amostra.

O sinal de elétrons secundários (SE) proporciona uma imagem de alta resolução da morfologia superficial do mineral. Considera-se um elétron secundário aquele que emerge da superfície da amostra com uma energia inferior a 50 eV. Como são de muito baixa energia, somente saem da amostra os elétrons mais superficiais, gerando uma imagem mais sensível as feições topográficas (Goldstein

et al., 2003). O sinal de elétrons retroespalhados (BEC – *Backscattered Electron*) é composto por elétrons que emergem da amostra com uma energia superior a 50 eV, proporcionando informações de regiões mais profundas da amostra. A vantagem desse sinal consiste na sua sensibilidade as variações do número atômico dos elementos presentes na superfície analisada, permitindo a obtenção de imagens de composição do mineral (Goldstein *et al.*, 2003). Quanto maior for o número atômico médio, mais claro será o tom de cinza e vice-versa. Isto porque elétrons arrancados de átomos cujo núcleo possui muitos prótons são mais energéticos do que átomos que apresentam pequeno número de prótons.

As imagens de elétrons secundários e retroespalhados podem ser complementadas através de análises de espectrometria por dispersão de energia (EDS – *Energy Dispersive Spectroscopy*). A técnica consiste na resposta característica de cada elemento químico à emissão do feixe de elétrons. Esse feixe é capaz de retirar elétrons de camadas menos energéticas dos átomos (mais próximas ao núcleo), causando uma vacância que é suprida pela migração de um elétron mais energético (mais distante do núcleo). Esta transição produz a emissão de um fóton de raios X característico ou a emissão de outro elétron de uma camada mais externa que absorveu o fóton, chamado de elétron *Auger*, que possui uma energia característica do átomo (Goldstein *et al.*, 2003).

O microscópio eletrônico de varredura é composto por vários elementos básicos, conforme ilustrado na figura 4.3A: um canhão de elétrons com um filamento emissor do feixe eletrônico; ânodo para a aplicação uma voltagem positiva, atraindo e acelerando os elétrons; lentes magnéticas que dirigem e focalizam o feixe sobre a amostra; unidade de varredura; sistema de detectores; e um sistema de visualização e obtenção de imagens. Para analisar uma amostra no MEV, requerem-se geralmente condições estritas de vácuo no interior do microscópio, já que ao contrário os elétrons podem ser dispersados pelas moléculas de ar. Além disso, os melhores resultados são obtidos com amostras condutoras ou convertidas em condutoras mediante recobrimento pelicular com um material condutor (ouro, alumínio ou carbono).

As amostras selecionadas foram analisadas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências da UFRGS. O equipamento é constituído por um microscópio eletrônico de varredura da marca JEOL modelo 6610-LV (Fig. 4.3B), utilizado para análises por elétrons retroespalhados e elétron secundários, operando em alto vácuo a 15 Kv. É utilizado conjuntamente ao MEV

um detector EDS da marca BRUKER modelo Nano X Flash Detector 5030 (133eV). As amostras recebem recobrimento por um material condutor através do metalizador DENTOM VACUUM – DESK V.

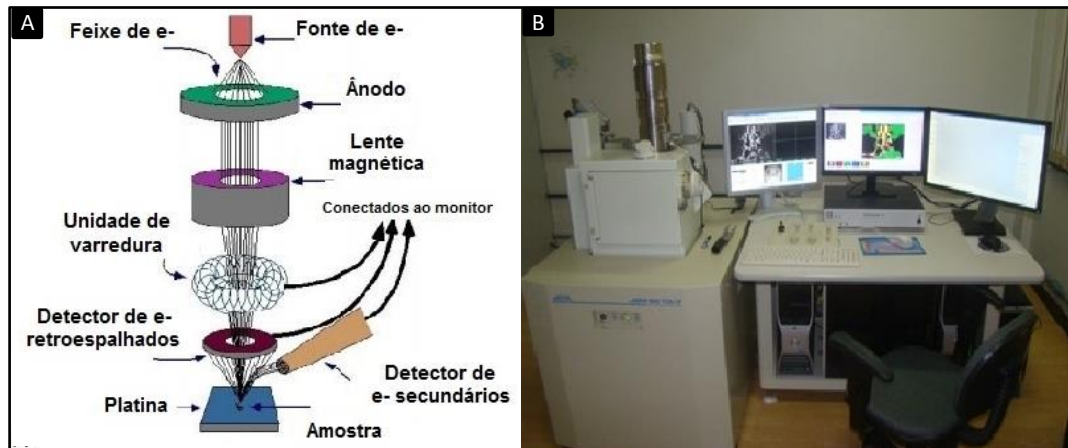


Figura 4.2: (A) Desenho esquemático do funcionamento da coluna do MEV. Figura modificada de <http://ssyf.ua.es/>. (B) Foto do Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL 6610-L – Laboratório de Geologia Isotópica – UFRGS.

Para localizar precisamente os pontos a serem analisados pelo MEV, utiliza-se uma imagem geral da lâmina, que pode ser adquirida através de uma lupa. Esse “mapa” auxilia na localização dos pontos de forma simples e rápida, evitando erros envolvendo os constituintes a serem submetidos a análise, o que poderia acarretar a geração de produtos pouco úteis para utilização no trabalho. Alguns problemas inerentes ao equipamento também podem interferir nos resultados, podendo originar dados inadequados, entretanto esses problemas não são frequentes.

4.4. Microsonda Eletrônica (ME)

A análise por microsonda eletrônica é uma técnica de grande precisão, fundamental para a obtenção de informações qualitativas e quantitativas de superfícies, sendo aplicada em diversos estudos científicos. A ME é basicamente um microscópio eletrônico de varredura otimizado, que permite determinar a composição química de uma substância sólida, em áreas muito pequenas (escala micrométrica), podendo detectar pequenas diferenças químicas (<0,01% de peso). Na geologia, as análises da ME medem quantitativamente a composição química *in situ* do mineral, podendo detectar zoneamento e heterogeneidades químicas. Estes dados químicos podem ser utilizados para determinar outros parâmetros, como pressão e temperatura durante o crescimento do mineral (Klein & Dutrow, 2012).

Neste trabalho os dados obtidos foram utilizados para determinar a composição química de alguns dos principais minerais presentes nas amostras.

O princípio da microsonda eletrônica é bombardear um fino feixe de elétrons dirigido sobre a amostra, como objetivo de medir a longitude da onda e a intensidade dos raios X característicos emitidos. O feixe de elétrons é produzido por um catodo de tungstênio aquecido e por um anodo de aceleração. Duas lentes eletromagnéticas focalizam o feixe, com diâmetro entre 0,1 e 1 μm de diâmetro, na amostra a ser analisada. Geralmente, a amostra a ser analisada é uma lâmina de um mineral, rocha ou outro material sólido com excelente polimento. Um microscópio óptico associado é usado para localizar a área a ser bombardeada. Os elétrons incidentes de alta energia deslocam elétrons das camadas mais internas dos átomos constituintes da amostra, e esse vazío é preenchido elétrons das camadas mais externas. Essa troca libera energia pela emissão de raios X cujo comprimento de onda é característico para cada elemento. Os raios X característicos gerados na amostra são detectados por espectrômetros dispersores de longitude de onda (WDS - *Wavelength-Dispersive X-Ray Spectroscopy*). A análise qualitativa é relativamente fácil de obter identificando as linhas e suas longitudes de onda. Para determinar a concentração dos elementos, análise quantitativa, é realizada comparações entre as intensidades destas linhas com aquelas emitidas por padrões (elementos puros ou componentes de composição conhecida).

As lâminas selecionadas foram analisadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UFRGS, utilizando equipamento da marca CAMECA modelo SXFive (Fig. 4.3). A voltagem utilizada na microsonda foi de 15 KeV, e corrente de 15 nA. O diâmetro do feixe variou conforme a mineralogia: anfibólios com 20 μm e granadas com 1 μm de diâmetro.



Figura 4.3: Foto da microsonda eletrônica CAMECA modelo SXFive utilizado no trabalho.

Fonte: <http://www.ufrgs.br/microsonda>

4.5. Litogeoquímica

As análises em rocha total são ferramentas importantes para a caracterização das amostras e para o estabelecimento de uma correlação entre as mesmas com base na sua afinidade geoquímica. Foram realizadas análises dos elementos maiores e vários elementos menores por ICP-AES (Espectroscopia de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente) e elementos traços por ICP-MS (Espectroscopia de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente), buscando correlacionar as litologias estudadas nesse trabalho.

A espectrometria de emissão atômica mede a intensidade da luz emitida por átomos ou íons excitados, quando ocorre uma transição de seu elétron de valência para um estado de energia mais baixa. Essa transição é acompanhada da emissão de um fóton de energia característica na faixa da luz visível ou ultravioleta. Para obter uma fonte de alta temperatura para excitação de átomos se utiliza uma fonte de plasma indutivamente acoplado, chamado de “tocha”. Seu plasma é formado por elétrons e íons de argônio, sendo sustentada pelo movimento circular de íons e elétrons no campo magnético oscilante de uma bobina de indução. A temperatura (de íons) no plasma atinge 10.000 K, suficiente para excitar todos os tipos de átomos da amostra (Holler *et al.* 2009). Cada elemento têm suas linhas de emissão características e, devido à alta temperatura, todas são emitidas simultaneamente por todos os elementos constituintes da amostra. Esse detalhe é especialmente

relevante em amostras geológicas, que podem muitos elementos em teores acima do limite de determinação do ICP-AES (0,05-5 ppm).

O plasma indutivamente acoplado associado à espectroscopia de massas (ICP-MS) melhora os limites de detecção em duas a cinco ordens de magnitude para muitos elementos (Holler *et al.*, 2009), dessa forma é utilizado na análise de elementos traços, devido aos seus baixos limites de detecção. Um espectrômetro de massas é um instrumento que converte os átomos em íons e os separa com base em suas razões massa/carga. Os íons positivos são amostrados e seu espectro produzido consiste em picos dos isótopos de cada elemento que está presente na amostra. Esses espectros são utilizados para identificar os elementos presentes na amostra e para obter suas determinações quantitativas. Geralmente, os limites de detecção com espectrometria de massas variam de 0,02 a 0,7 ppb.

Para a preparação das cinco amostras a serem analisadas (três escarnitos e dois metabasitos), primeiramente se fez necessário fragmentar as rochas com a ajuda de uma martelo, envolvendo-as em sacos plásticos e fita crepe com intuito de evitar possíveis contaminações. Posteriormente, garantindo a representatividade das amostras, os fragmentos resultantes são cominuídos em um gral de porcelana até atingirem um tamanho de areia fina. Por fim, as amostras passam por um moinho de bolas, que consiste em quatro cadinhos de ágata com doze bolas do mesmo material, com aproximadamente um centímetro de diâmetro cada uma. A amostra permanece no equipamento por 30 minutos a 300 rotações por minutos e, ao final desse procedimento, a amostra é reduzida a um tamanho inferior a 70 μ m. Todos os procedimentos de cominuição foram realizados no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências. As análises foram realizadas pelo laboratório ALS em Goiás, onde as amostras foram fundidas em um forno entre 1000 a 1025°, e o resultado dessa fusão foi resfriado e dissolvido em ácido para então ser analisada pelos espectrômetros.

5. RESULTADOS

5.1. Geologia de Campo

Os levantamentos de campo constituíram resultados relevantes para esta pesquisa, principalmente aqueles relacionados à ocorrência dos escarnitos. A Mina Ibaré apresenta uma condição favorável de estudo devido a extensa exposição das rochas e por apresentar pouca alteração intempérica na cava a céu aberto, pois às frentes de lavra são relativamente recentes (Fig. 5.1A). As principais litologias presentes na mina são mármore e metabasitos, com variações dessas rochas na forma de diques e, de maneira subordinada, os escarnitos. Estas rochas são cortadas ocasionalmente por falhas de direção NE-SW, conforme mostrado na figura 5.1B. O mármore calcítico possui granulação fina a média, coloração predominantemente branca a cinza claro, aflorando como camadas ou lentes métricas intercaladas com rochas metavulcânicas. Os diques máficos são porfíricos, apresentam colorações em tons de cinza escuro, por vezes esverdeados, com orientação aproximada NW-SE e espessura em torno de 1m. Zonas de precipitação de sulfeto maciço ocorrem principalmente nos contatos entre o mármore e metabasitos. O escarnito ocorre de maneira irregular ao longo da mina, porém sempre no contato entre o mármore e os diques básicos (Fig. 5.1D), e geralmente apresentam feições que indicam injeções de fluidos (Fig. 5.1E). Em campo foi possível verificar a ocorrência de porfiroblastos de granada com até 3cm, sua coloração em tons acastanhados e a paragênese mineral foram os primeiros indícios para uma pré-classificação como pertencente ao grupo das ugranditas (Fig. 5.1F).

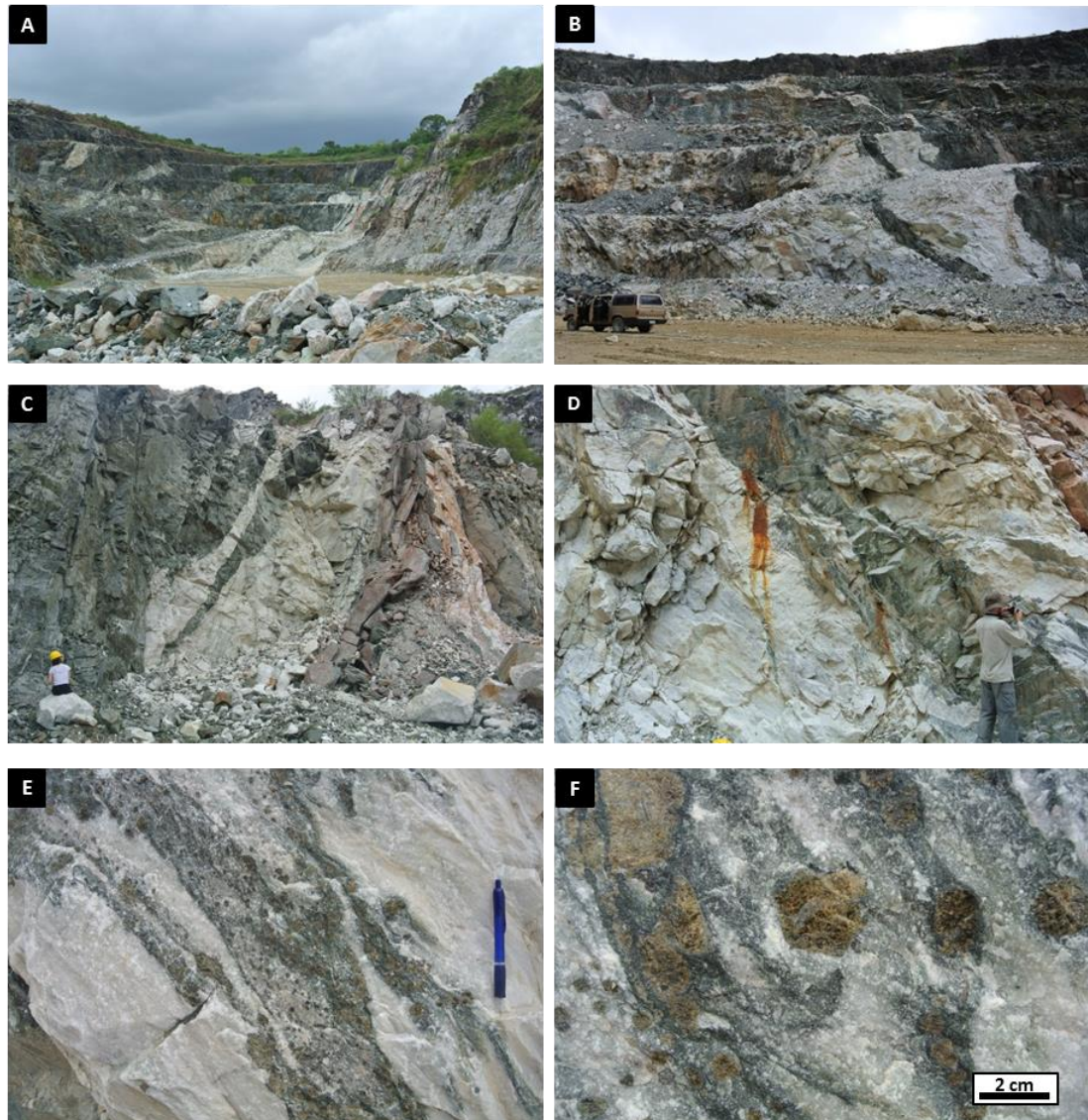


Figura 5.1: (A) Visão geral da Mina Ibaré na qual é possível observar os mármores calcíticos aflorando como lentes métricas intercaladas com as rochas metavulcânicas. (B) Visão das bancadas da mina mostrando dique máfico cortado por falha. (C) Frente de lavra na qual se observa dique associado às intrusões básicas apresentando pouca interação com as rochas carbonáticas. (D) Dique (meta)básico exibindo grande interação com o mármore. Presença de feições indicando injeções de fluidos. (E) Zona de interação dos fluidos e o mármore, resultando na formação dos escarnitos. (F) Desenvolvimento de associações mineralógicas resultantes da interação dos fluidos magmáticos e o mármore. Ocorrência de porfiroblastos de andradita com até 3cm.

5.2. Petrografia

Para o estudo da mineralogia e texturas dos escarnitos e diques hospedados nos mármores calcíticos da Mina Palma, foram confeccionadas um

conjunto total de sete lâminas petrográficas. Além da descrição das amostras utilizando lupa e microscópio polarizador, algumas lâminas também foram analisadas empregando o uso do microscópio eletrônico de varredura. Nesta seção serão descritas de maneira geral os diques e escarnitos, porém a interpretação de suas feições e paragêneses minerais serão discutidas no próximo capítulo (Cap. 6).

5.2.1. Diques Metabásicos

Duas amostras dos diques foram descritas petrograficamente e definidos como metabasitos, apresentando diferentes graus de alteração. A amostra AM03 corresponde ao dique com alteração menos intensa, possui texturas ígneas hipabissais bem como alguns minerais primários preservados. Esta rocha apresenta fenocristais de anfibólio, com incipiente orientação dos seus prismas em meio a matriz fanerítica fina a muito fina (Fig. 5.2A). A matriz é constituída por albita, mica branca, actinolita e minerais opacos. Exibe textura porfirítica panidiomórfica, representada pelos fenocristais de anfibólio com formatos euédricos, por vezes formando textura glomeroporfirítica. O anfibólio, em sua maioria, foi classificado petrograficamente como hornblenda ou oxi-hornblenda, disposta em grãos euédricos a subédricos, variando de 0,3 a 3,2mm, com pleocroísmo em tons de castanho escuro e amarelo (Fig. 5.2B). Macla simples e lamelar são frequentes, e ocasionalmente apresentam zonação próximo às bordas. A composição química do anfibólio será detalhada na seção 5.3 “Química Mineral”, com análises quantitativas obtidas através da microssonda eletrônica. Alguns fenocristais de hornblenda exibem crescimento epitaxial de actinolita localizados ao longo de suas fraturas e clivagens e, por vezes, substituindo a hornblenda de forma avançada (Fig. 5.2C). O contato entre os cristais de hornblenda tanto com a matriz quanto com outros minerais é dado por planos irregulares. Os fenocristais de hornblenda substituídos pela actinolita apresentam pleocroísmo variando em tons de amarelo esverdeado e verde claro. Verificam-se agregados granoblásticos de quartzo ao longo de alguns fenocristais de anfibólio mais alterados (Fig. 5.2C). Associados aos anfibólios podem ocorrer grãos anédricos de clinzoisita, e também de titanita, e essa normalmente apresenta alteração para leucoxênio. A mica branca aparece na matriz em grãos muito finos ou em lamelas bem formadas de até 0,6mm junto aos opacos. A calcita possui distribuição irregular, disposto em grãos com no máximo 0,2mm em meio a matriz ou associados a outros minerais acessórios. A partir da presença da textura panidiomórfica dos anfibólios, em sua

maioria hornblendas, e da restrição dos minerais félsicos à matriz, essa rocha foi classificada como um lamprófiro espessartítico.

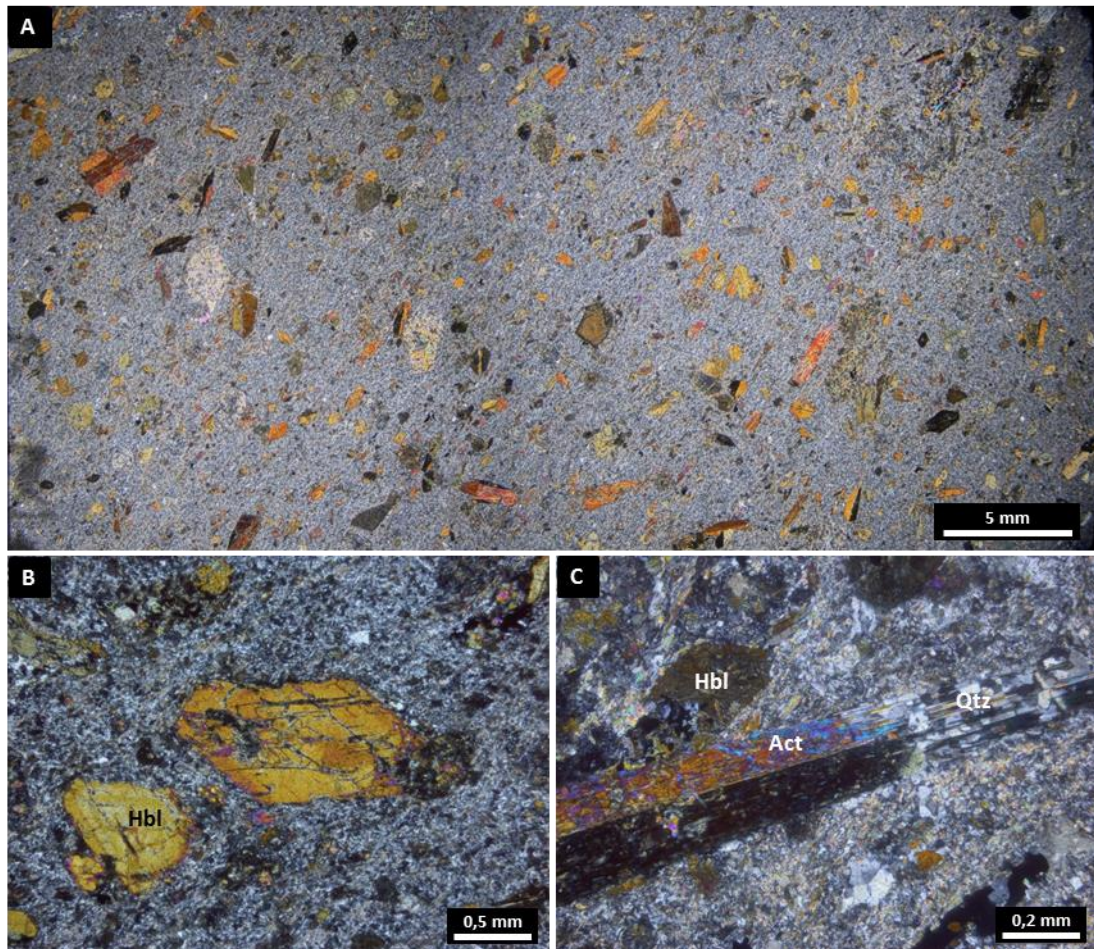


Figura 5.2: (A) Panorama da lâmina petrográfica da amostra AM03, apresentando incipiente orientação dos anfibólios em meio a matriz fanerítica muito fina – PC. (B) Fenocristais de hornblenda apresentando formatos euédricos e tênue zonação mineral, com cor de interferência mais intensa na borda dos grãos – PC. (C) Substituição avançada da hornblenda pela actinolita. Agregados granoblásticos de grão fino constituído por quartzo localizado na borda direita do fenocristal – PC.

A amostra AM07 corresponde ao dique com maior grau de alteração se comparado ao dique anteriormente descrito, feição esta observada em campo e posteriormente também em lâmina petrográfica. Vale ressaltar que associados a essa rocha metabásica (AM07) estão localizadas as principais amostras de escarnitos descritas nesse trabalho. A rocha exibe incipiente orientação de seus fenocristais em meio a matriz fanerítica muito fina, apresentando vênulas de carbonato com aproximadamente 1mm de espessura distribuídas irregularmente ao longo da amostra. A matriz é constituída de agregados aciculares de actinolita, por

vezes alterados para clorita, além de mica branca, calcita, titanita, leucoxênio e opacos, verificados a partir de análises EDS no MEV (Fig. 5.3A). Os fenocristais de anfibólio estão integralmente substituídos por actinolita, variando seu tamanho de 0,3 a 2,5mm, com pleocroísmo em tons de amarelo claro a um amarelo esverdeado, com cor de interferência magenta a azul (Fig. 5.3B). Em sua maioria, os cristais de actinolita apresentam-se alterados e substituídos por agregados de calcita, quartzo, albita, mica branca e, minoritariamente, clinozoisita e titanita (Fig. 5.3C). As bordas dos cristais de actinolita estão corroídas e os limites dos grãos são geralmente demarcados por grãos agregados de leucoxênio e por vezes por grãos anédricos de clinozoisita. Ocorre na lâmina outra “família” de fenocristais pseudomorfizados de coloração cinza escuro, variando seu tamanho entre 0,2 a 2,0mm, e se encontram intensamente alterados para leucoxênio com pequenos domínios de carbonato. É possível observar que alguns desses fenocristais alterados apresentam formatos euédricos de antigos anfibólios (Fig. 5.3D). Os principais minerais acessórios identificados em lâmina foram a clinozoisita, ocorrendo como inclusão nos anfibólios e apresentando formas anédricas, a titanita, também ocorre como inclusões nos anfibólios porém com tendências euédricas. A calcita possui distribuição irregular, disposto em grãos na matriz ou substituindo os fenocristais de anfibólio, porém possui maior representatividade quando comparado à amostra AM03.

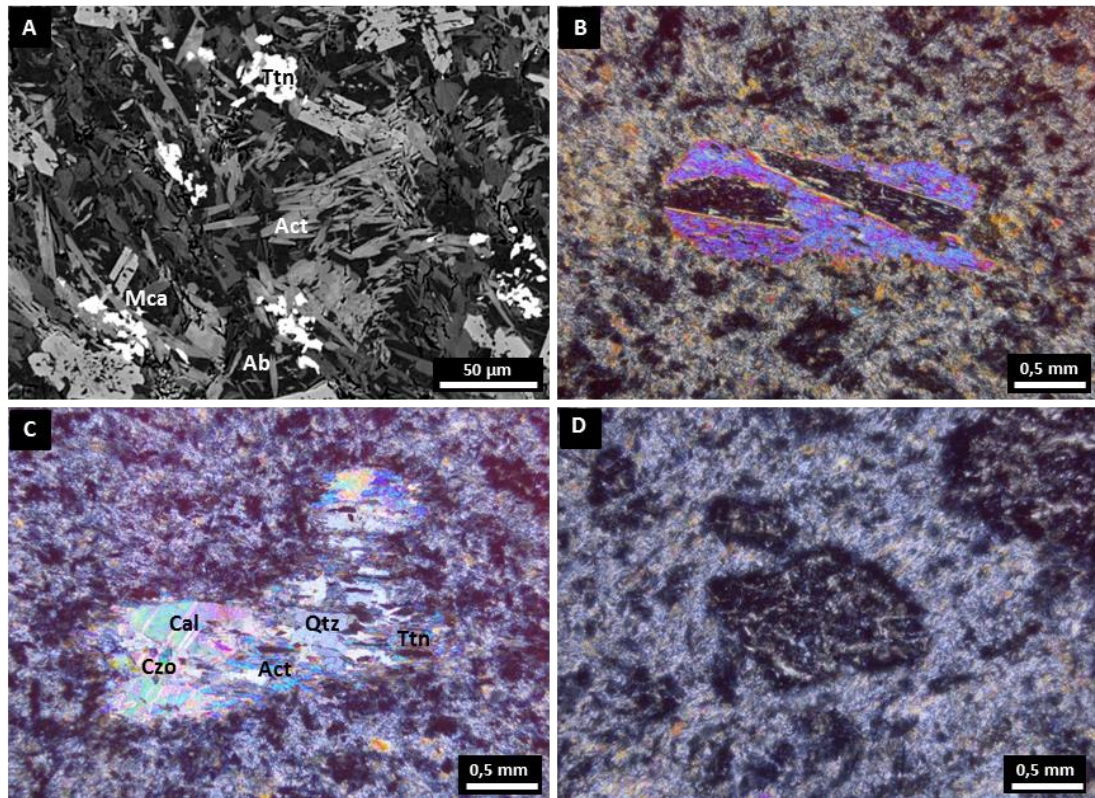


Figura 5.3: Imagem de elétrons retroespalhados obtida no microscópio eletrônico de varredura, mostrando alguns dos minerais constituintes da matriz. (B) Cristal de actinolita apresentando pequenas inclusões de titanita e bordas corroídas – PC. (C) Antigo fenocristal de anfibólio substituído por agregado de actinolita, clinozoisita, calcita, titanita e quartzo. Limite do fenocristal é demarcado por agregados de leucoxênio – PC. (D) Fenocristal pseudomorfo alterado para leucoxênio e carbonato. Apresenta formato original euédrico losangular de seção basal de anfibólio – PC.

5.2.2. Escarnitos

Três das amostras selecionadas para laminação e estudo petrográfico foram classificadas como escarnitos. A laminação foi realizada nas regiões das amostras onde se observava maior interação entre o mármore e as rochas ígneas, dando preferência a locais onde ocorreu a formação de porfiroblastos de granada. Os escarnitos são de escala centimétrica, classificados como exoescarnitos calcícticos de contato, de granulação média a grossa. Sua mineralogia é variada, sendo os principais minerais observados a granada andradita, actinolita, epidoto, clinozoisita, quartzo e calcita. Alguns minerais acessórios comuns são: titanita, stilpnomelano, pirita, calcopirita, magnetita, além da apatita, porém com ocorrência menos comum. Os principais minerais secundários são a clorita, formada a partir da alteração da

actinolita, um mineral de coloração amarelada, provável argilomineral do grupo das esmectitas, e hematita, formada junto aos opacos. A determinação da granada foi realizada através da difração de raios-X, no qual se obteve um gráfico com os picos relacionados à estrutura cristalina da andradita (Fig. 5.4).

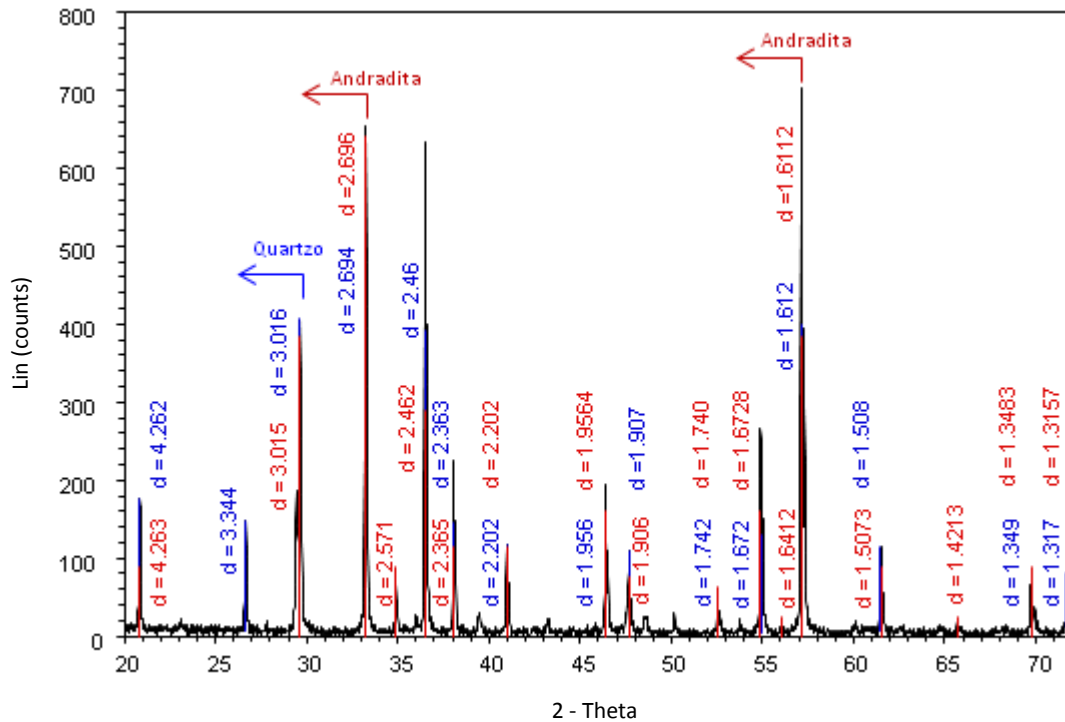


Figura 5.4: Difratograma de raios-X de um porfiroblasto de granada. Picos em vermelho referentes à andradita, picos em azul referentes ao quartzo.

A análise semi-quantitativa fornecida pelo EDS no microscópio eletrônico de varredura, confirmou a composição da granada, rica em cálcio e ferro e sem alumínio. A composição química da granada será detalhada na seção 5.4 “Química Mineral”. O stilpnomelano e a actinolita também foram analisados pelo EDS no MEV, ambos apresentando grande concentração de ferro. Essas rochas foram nomeadas a partir do conjunto de minerais mais significativos e, dessa forma, como as lâminas de escarnitos são muito semelhantes em suas paragêneses, todas foram denominadas de andradita escarnito. Este nome foi empregado nesse trabalho para fins de simplificação, considerando que a nomenclatura dos escarnitos geralmente é dada levando em consideração o principal mineral de minério nele hospedado. Um panorama de uma das lâminas petrográficas do escarnito está demonstrado na figura 5.5. De maneira geral, apresenta porfiroblastos de andradita associados à agregados de actinolita em uma matriz composta predominantemente por calcita.

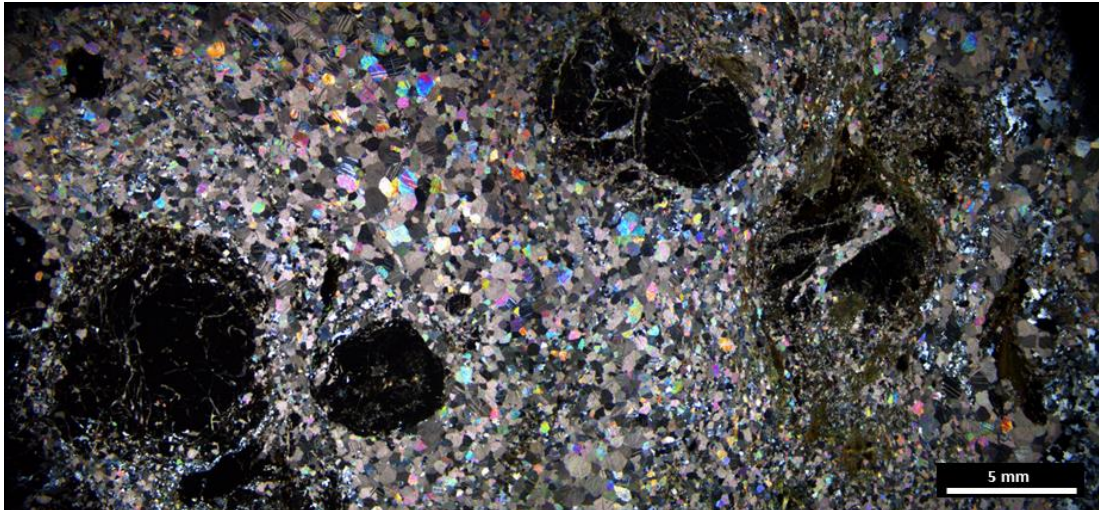


Figura 5.5: Visão geral da lâmina petrográfica de um andradita escarnito. Porfiroblastos de andradita com até 1cm de diâmetro – PC.

Na matriz do escarnito, em sua maioria calcita, a rocha exibe textura granoblástica média a grossa, com contatos predominantemente planos e curvos, apresentando pequenos subgrãos de quartzo com extinção ondulante. Próximo aos porfiroblastos de andradita é possível observar uma mudança de comportamento da calcita, apresentando uma textura mais fina e grãos levemente estirados. Nessa área da lâmina também ocorre a formação de uma mineralogia mais diversificada daquela encontrada na matriz, com actinolita, andradita, quartzo, stilpnomelano, epidoto, clinzoisita e opacos (Fig. 5.6A), e essa região pode variar entre 0,5 a 3cm de diâmetro ao longo das lâminas. Os porfiroblastos de andradita podem chegar até 2cm de diâmetro, geralmente são subédricos e apresentam inclusões de quartzo, calcita e magnetita. Geralmente a actinolita, disposta em agregados aciculares de grão muito fino e por vezes alterada para clorita, envolve os porfiroblastos de andradita (Fig. 5.6B). É possível verificar linhas de crescimento em alguns dos porfiroblastos de andradita, e entre essas linhas pode ocorrer a formação de quartzo, calcita, opacos e alguma actinolita muito fina (Fig. 5.6C). O epidoto e a clinzoisita estão associados à actinolita, geralmente no interior dos seus agregados aciculares, apresentando formas subédricas (Fig. 5.6D). O stilpnomelano possui pleocroísmo intenso em tons de amarelo e castanho, birrefringência alta e hábito fibroso formando agregados radiais (Fig. 5.6E e F). Por fim, pirita e calcopirita ocorrem como pequenos cristais subédricos disseminados pela rocha, e a magnetita geralmente está incluída na andradita.

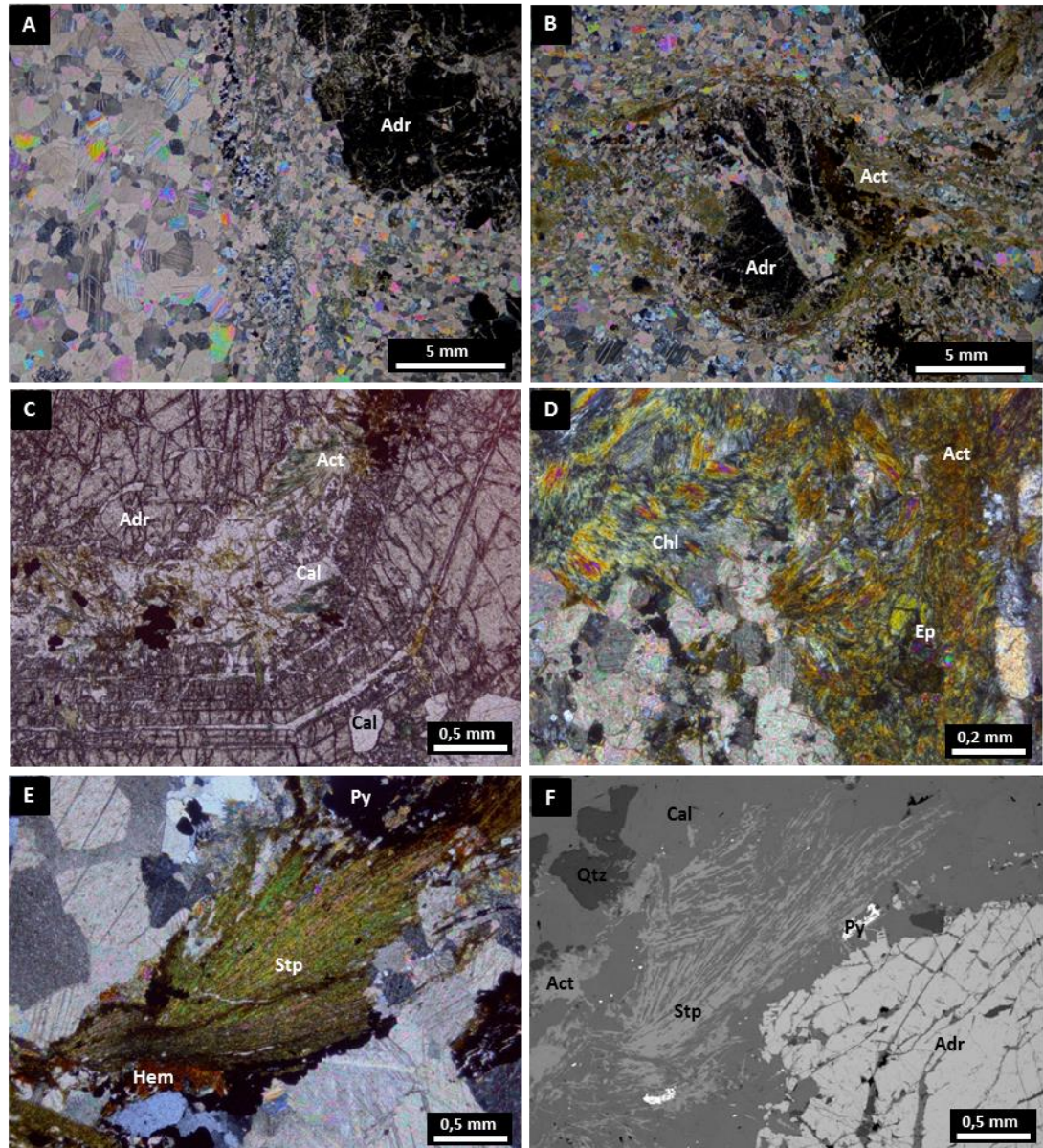


Figura 5.6: (A) Detalhe da matriz do escarnito (esquerda da foto), e zona de formação da actinolita, andradita, quartzo, clinozoisita, opacos e calcita fina (direita da foto) – PC. (B) Porfiroblasto de andradita envolto por actinolita fina – PC. (C) Linhas de crescimento em um porfiroblasto de andradita, com inclusões de calcita, actinolita e opacos – LN. (D) Epidoto incluído em agregados aciculares de actinolita – PC. (E) Stilpnomelano associado a pirita e hematita – PC. (F) Imagem de elétrons retroespalhados obtida no microscópio eletrônico de varredura mostrando a associação mineralógica presente nos escarnitos.

5.3. Química Mineral

5.3.1. Anfibólio

As análises de microsonda eletrônica foram realizadas nos fenocristais de anfibólios pertencentes à lamina petrográfica AM03, correspondendo a rocha lamprofírica. Os anfibólios em sua maioria são ígneos, classificados petrograficamente como hornblenda, entretanto alguns desses anfibólios se apresentam alterados para actinolita, conforme descrito na seção 5.2. A partir dos dados de química mineral, dispostos na tabela 5.1, foi calculado a fórmula mineral dos anfibólios com a ajuda de um *software* (Locock, 2013), classificando-os em sua maioria como magnésio-hastingsita (Hawthorne *et al.*, 2012).

Tabela 5.1: Composição química e fórmula estrutural (considerando base 22 de oxigênio) de fenocristais de anfibólios representativos do lamprófito espessartítico. As concentrações dos óxidos estão expressas em percentagem em peso.

	22 / AM03	33 / AM03	35 / AM03
SiO₂	42,44	42,69	42,62
TiO₂	1,70	1,81	1,76
Al₂O₃	13,10	12,40	12,36
Cr₂O₃	0,01	0,01	0,02
MnO	0,14	0,24	0,24
FeO	12,33	13,18	14,20
MgO	13,63	13,36	12,51
CaO	11,35	11,42	11,29
Na₂O	2,20	2,02	1,95
K₂O	0,38	0,42	0,40
Total	97,28	97,55	97,35
Si	6,19	6,23	6,26
Al	1,81	1,77	1,74
T subtotal	8,00	8,00	8,00
Al	0,44	0,36	0,40
Ti	0,19	0,20	0,19
Cr	-	-	-
Fe³⁺	0,55	0,60	0,56
Fe²⁺	0,86	0,94	1,11
Mg	2,96	2,91	2,74
C subtotal	5,00	5,00	5,00
Mn²⁺	0,02	0,03	0,03
Fe²⁺	0,09	0,07	0,08
Ca	1,77	1,79	1,78
Na	0,12	0,11	0,12
B subtotal	2,00	2,00	2,00
Na	0,50	0,46	0,44
K	0,07	0,08	0,08
A subtotal	0,57	0,54	0,51
OH	2,00	2,00	2,00

A comparação das análises de química mineral com anfibólios de lamprófiros mostra a concentração dos dados no campo correspondente aos lamprófiros cálcio-alcálicos (Fig. 5.7). Os campos marcados na figura e seus anfibólios característicos foram definidos por Rock (1987).

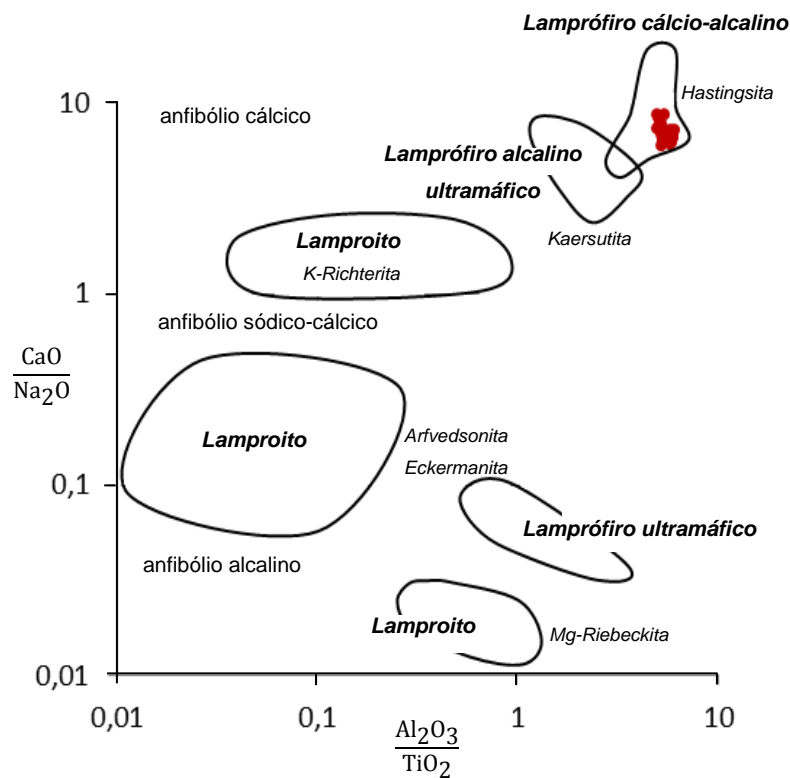


Figura 5.7: Composição química dos anfibólios do lamprófiro espessartítico (círculos em vermelho). Figura modificada de Rock (1987).

5.3.2. Granada

Foram realizadas 55 análises por microsonda eletrônica, distribuídas nos diferentes porfiroblastos de granada pertencentes à lâmina petrográfica AM04.1. A fórmula mineral e a composição das granadas foi calculada com a ajuda do software AGT. Na tabela 5.2 estão dispostas três análises, na qual a análise “40” corresponde ao núcleo de um dos porfiroblastos, composto essencialmente pela molécula andradita, o ponto “55” representa uma média geral dos dados obtidos e, por fim, o ponto “27” corresponde à borda de um dos porfiroblastos, onde o teor de grossulária atinge até 10,59%. Os teores de almandina, espessartita, piropo e uvarovita podem ser considerados como inexpressivos.

Tabela 5.2: Composição química, fórmula estrutural (considerando base 12 de oxigênio) e composição das granadas dos escarnitos. As concentrações dos óxidos estão expressas em peso %.

	40 / AM4.1	55 / AM4.1	27 / AM4.1
SiO₂	35,20	35,69	36,14
TiO₂	0,00	0,00	0,01
Al₂O₃	0,00	0,04	1,89
FeO	28,74	28,46	26,08
MnO	0,34	0,13	0,22
MgO	0,14	0,06	0,04
CaO	32,72	33,04	33,46
Na₂O	0,01	0,00	0,04
K₂O	0,00	0,00	0,01
Cr₂O₃	0,00	0,02	0,00
Total	97,15	97,44	97,89
Si	3,03	3,05	3,05
Al iv	-	-	-
T subtotal	3,03	3,05	3,05
Al vi	-	-	0,20
Fe³⁺	1,63	1,61	1,46
Ti	-	-	-
C subtotal	1,63	1,61	1,66
Fe²⁺	0,44	0,43	0,38
Mn	0,03	0,01	0,02
Mg	0,02	0,01	-
Ca	3,02	3,03	3,03
B subtotal	3,50	3,48	3,43
Almandina	-	-	-
Andradita	100,00	99,69	88,55
Grossularia	-	-	10,59
Piropo	-	0,22	0,20
Espessartita	-	-	0,64
Uvarovita	-	0,09	0,01

A figura 5.8 mostra campos característicos de granadas com diferentes protólitos, definidos por Suggate & Hall (2013). Todas as 55 análises quando plotadas localizaram-se no vértice esquerdo do diagrama, no campo das rochas cálcio-silicáticas, escarnitos e rodingitos, identificados pelo alto conteúdo de

grossulária, andradita e schorlomita (andradita titanífera caracterizada por $Fe^{3+} < Ti$ na posição octaédrica), e teores muito baixos de piropo.

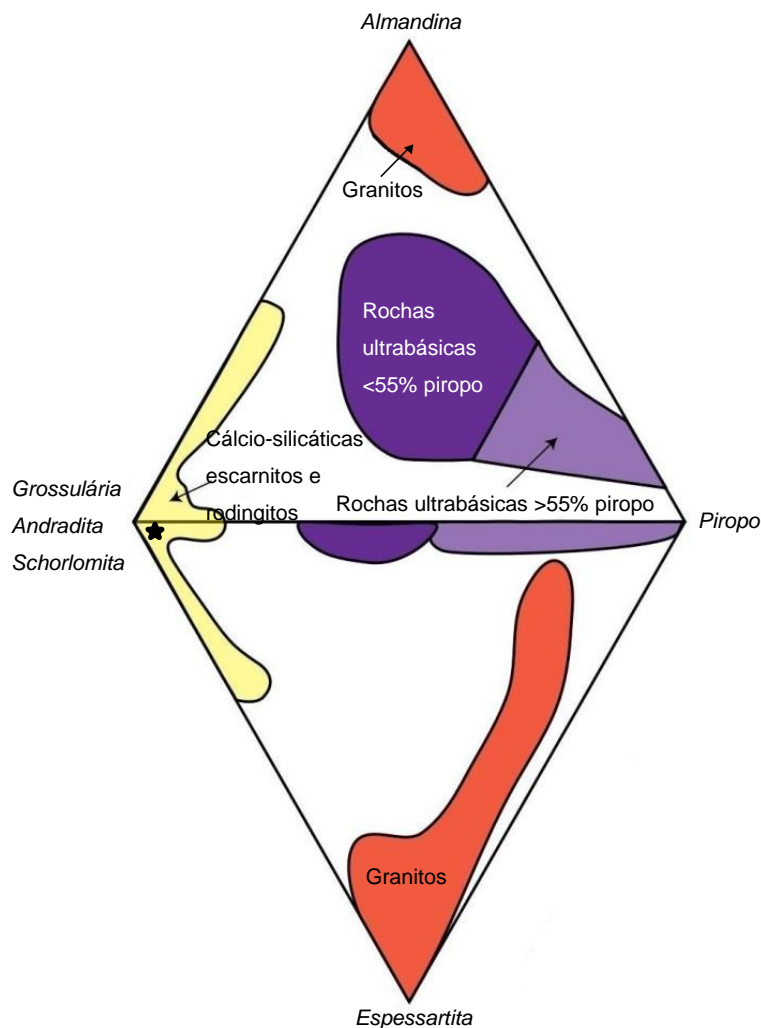


Figura 5.8: Composição química das granadas (simbolizadas pela estrela em preto) plotadas no diagrama ternário para composição do protólito. Figura modificada de Suggate & Hall (2013).

5.4. Litogeoquímica

Os resultados apresentados abaixo são baseados no processamento dos dados das análises químicas em rocha total, envolvendo a análise de elementos maiores, traços e terras-raras. Foram selecionadas 5 amostras para análise, 3 delas são escarnitos e 2 correspondem aos diques metabásicos. Além disso, foram compilados dados geoquímicos dos mármore da Mina Ibaré (Goulart & Remus, em preparação). O objetivo de selecionar especificamente estas amostras teve como

intuito, além de realizar uma caracterização das mesmas, estabelecer uma correlação entre as litologias com base em suas afinidades geoquímicas. Na tabela 5.3 estão dispostos os valores resultantes das análises dos elementos maiores, representados na forma de óxidos em peso %, para os diques (AM03 e AM07) e para os escarnitos (AM04.1, AM05 e AM08), e a tabela 5.4 apresenta os resultados para elementos traços em ppm, também para as duas litologias. Verificou-se na amostra AM08 alta concentração de sulfetos, porém o elemento enxofre não foi analisado e contabilizado no somatório final e, por este motivo, ocorreu um erro no fechamento da porcentagem total dos elementos maiores.

É possível verificar que o dique classificado como lamprófiro espessartítico, AM03, apresenta valores mais elevados de SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , e valores mais baixos de perda ao fogo quando comparados as análises obtidas da amostra AM07. Essa amostra do dique mais alterado, AM07, apresenta valores de CaO e MgO superiores daqueles encontrados no lamprófiro. Escarnitos apresentam altos valores de CaO, Fe_2O_3 e perda ao fogo, e valores baixos de SiO_2 , Al_2O_3 e TiO_2 , em comparação as rochas magmáticas. Podem ser identificados valores contrastantes entre escarnitos e metabasitos nos elementos traços, como por exemplo, Ba, Ce, Nd, Nb, Rb, Y, Zr.

Tabela 5.3: Composição química dos diques metabásicos e escarnitos* (elementos maiores).

%	AM03	AM07	AM04.1*	AM05*	AM08*
SiO_2	57,9	50,2	19,95	27,9	22,4
Al_2O_3	17,35	17,7	0,67	0,38	0,32
Fe_2O_3	6,32	4,47	15	21,5	14,2
CaO	8,92	13,7	41,3	36,4	31,8
MgO	3,24	5,05	0,64	0,93	5,94
Na_2O	3,58	2,86	0,02	0,03	0,04
K_2O	1,12	1,26	0,02	0,02	0,01
Cr_2O_3	0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
TiO_2	0,85	0,94	0,01	<0,01	<0,01
MnO	0,08	0,15	0,18	0,26	0,24
P_2O_5	0,23	0,18	0,01	0,01	0,07
SrO	0,04	0,03	0,03	<0,01	0,02
BaO	0,06	0,06	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	2,13	3,71	22,3	11,8	14,95
Total	101,83	100,33	100,13	99,23	89,99

Tabela 5.4: Composição química dos diques metabásicos e escarnitos* (elementos traços).

<i>ppm</i>	AM03	AM07	AM04.1*	AM05*	AM08*
Ba	528	491	3,5	2,5	12,7
Ce	33,4	14,5	<0.5	<0.5	0,7
Cr	60	90	10	10	10
Cs	0,25	0,31	0,15	0,06	0,12
Dy	3,95	3,97	0,09	<0.05	0,13
Er	2,09	2,4	<0.03	<0.03	0,16
Eu	1,11	0,88	0,06	0,1	0,15
Ga	20,6	15,9	2,4	2,7	1,9
Gd	3,72	3,73	0,09	<0.05	0,13
Hf	3,1	2,3	<0.2	<0.2	<0.2
Ho	0,74	0,8	0,01	<0.01	0,04
La	18,1	6,4	<0.5	<0.5	<0.5
Lu	0,34	0,36	0,01	<0.01	<0.01
Nb	9,4	4,5	<0.2	<0.2	<0.2
Nd	17,9	10,7	0,3	0,2	0,5
Pr	4,27	2,31	0,04	0,06	0,13
Rb	23,3	26,8	0,8	0,6	0,4
Sm	4,11	2,88	0,11	0,04	0,12
Sn	1	1	<1	<1	1
Sr	539	479	431	179,5	207
Ta	0,6	0,3	0,1	0,1	<0.1
Tb	0,56	0,6	0,01	0,01	0,02
Th	2,99	1,51	0,08	<0.05	<0.05
Tm	0,34	0,36	0,01	0,01	0,02
U	0,93	0,45	0,96	0,95	1,01
V	171	241	9	6	6
W	1	1	6	9	3
Y	22,2	23,6	0,5	<0.5	0,9
Yb	2,23	2,41	0,04	<0.03	0,06
Zr	125	97	3	3	2
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2,1
As	20	25	211	675	37
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1,4
Co	22	11	65	63	40
Cu	76	1	5	41	218
Li	10	10	10	10	30
Mo	<1	<1	1	1	<1
Ni	25	32	1	<1	<1
Pb	6	7	7	8	12
Sc	18	31	<1	<1	<1
Tl	<10	<10	<10	<10	10
Zn	37	58	30	22	221

A classificação das amostras dos diques metabásicos deve levar em consideração que sua composição primária foi modificada por processos posteriores, em maior ou menor grau. Devido à mobilidade relativa dos álcalis durante o metamorfismo e alterações hidrotermais, é conveniente utilizar diagramas classificatórios nos quais são utilizados elementos imóveis. Dessa forma, o diagrama classificatório Zr/Ti vs. Nb/Y com os campos de Winchester & Floyd (1977) modificados por Pearce (1996) foi o mais adequado para este trabalho (Fig. 5.9). As duas amostras quando plotadas no diagrama posicionam-se no campo dos andesitos e andesitos basálticos. Entretanto a amostra AM07 localiza-se no limite com o campo dos basaltos.

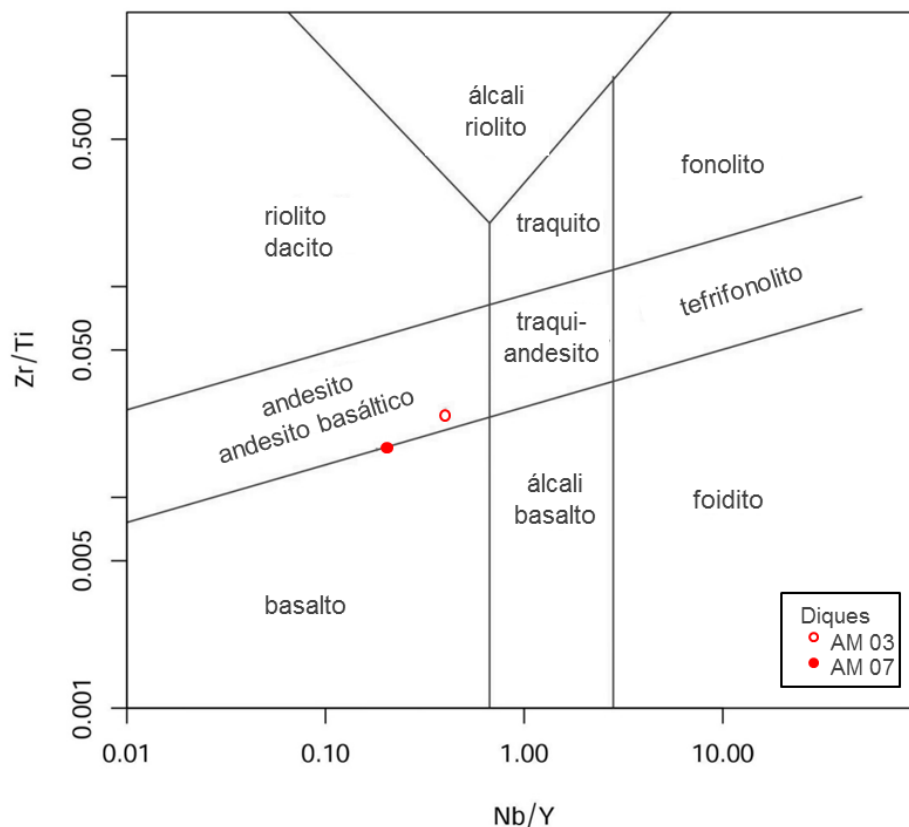


Figura 5.9: Amostras dos diques metabásicos plotados no diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y para classificação de rochas vulcânicas. Campos delimitados por Winchester & Floyd (1977) e modificados por Pearce (1996).

Com o objetivo de comparar o comportamento de determinados elementos maiores nas três diferentes rochas (mármore, diques e escarnitos), foram utilizadas distintas combinações destes elementos para a construção de gráficos ternários. A escolha desses óxidos teve relação com a composição química das três litologias em questão, comparando suas concentrações e verificando suas

tendências. Na figura 5.10 estão plotadas em dois diagramas ternários, com vértices $\text{CaO-SiO}_2\text{-MgO}$ e $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$, as análises químicas realizadas nesse trabalho e juntamente com as análises químicas dos mármore compilados de Goulart & Remus (em preparação). Verificam-se nos diagramas três populações de dados, uma constituída pelos mármore, os quais possuem altos valores de CaO , e apresentam baixas concentrações de SiO_2 , MgO e Al_2O_3 , outra população é dada pelos diques, exibindo alto teor de silício quando comprados com CaO e MgO , e valores intermediários para Al_2O_3 . Os escarnitos nos dois diagramas localizam-se no intermédio entre os diques e mármore, apresentando baixas concentrações de MgO e Al_2O_3 .

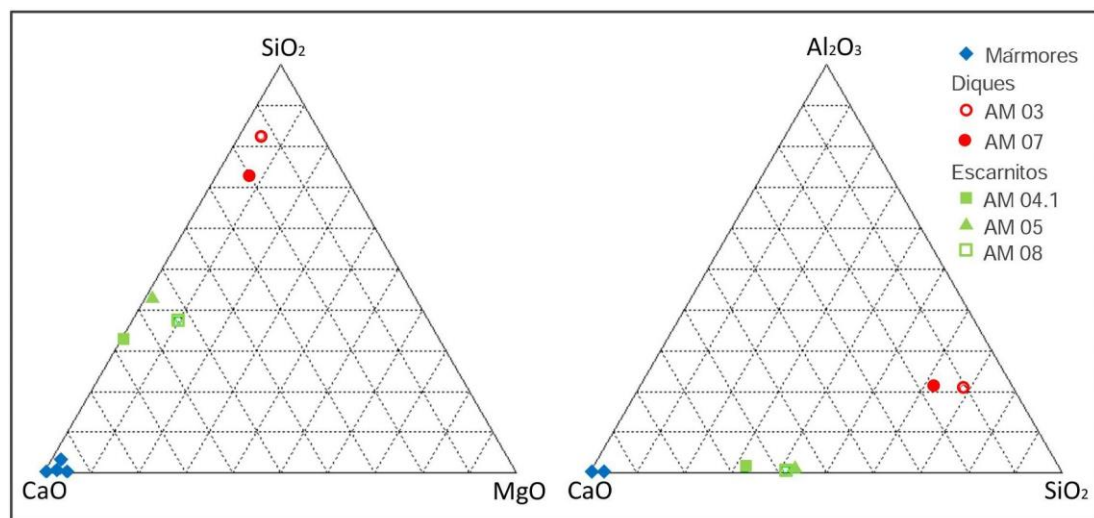


Figura 5.10: Análises químicas dos mármore, diques metabásicos e escarnitos plotados nos diagramas ternários $\text{CaO-SiO}_2\text{-MgO}$ e $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$.

Na figura 5.11 é apresentado um gráfico indicando adição ou depleção de alguns elementos químicos durante o processo de alteração, tanto para os escarnitos como para o dique alterado (AM07). Ou seja, foi calculada a razão “rocha alterada / rocha sã” de elementos químicos selecionados, e os valores resultantes foram plotados em um gráfico de barras com escala logarítmica, no qual valores <1 indicam depleção, e valores >1 caracterizam adição. A construção desse gráfico teve como base a composição do lamprófiro, isto é, os dados foram normalizados pelos valores do lamprófiro (AM03), pois essa é a rocha que apresenta alteração menos intensa em todo o conjunto de amostras. Em geral, tanto o dique alterado como os escarnitos apresentam enriquecimento em CaO , e depleção em SiO_2 . Altos valores de depleção para Al_2O_3 , Na_2O e K_2O e enriquecimento de Fe_2O_3 são observados nos escarnitos. Já o dique alterado não

apresenta valores muito contrastantes em relação à composição química lamprófirica.

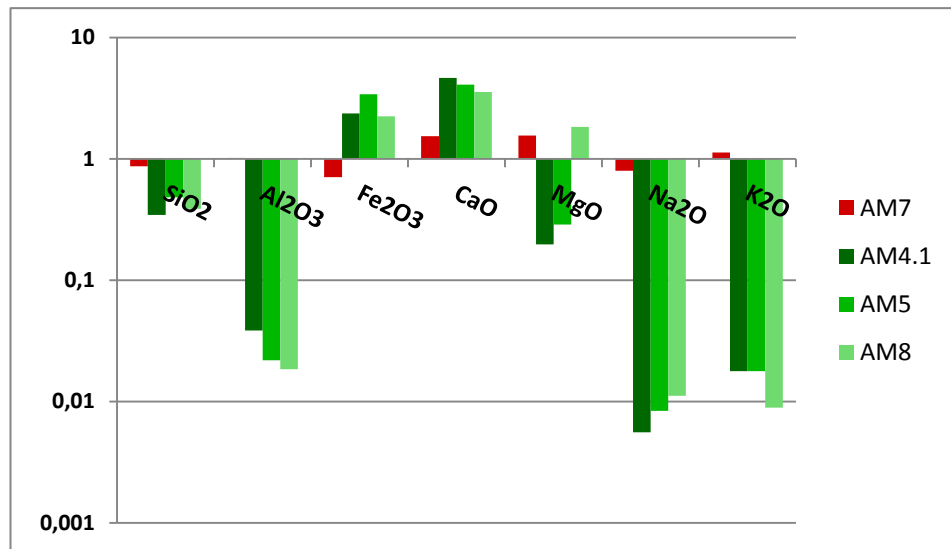


Figura 5.11: Gráfico de barras mostrando adição ou depleção dos elementos maiores nos escarnitos (verde) e dique alterado (vermelho), baseado-se na composição química do lamprófirio (rocha sã). Valores <1 indicam depleção e vice-versa.

6. DISCUSSÕES

6.1. Escarnitos

A partir da liberação dos fluidos derivados da cristalização do dique máfico, contribuindo principalmente com os componentes SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , H_2O e CO_2 e de sua interação com o mármore calcítico, fornecendo basicamente CaO e CO_2 , ocorreram processos metassomáticos que resultaram na formação dos escarnitos cálcios. Durante o metamorfismo progressivo, os primeiros minerais a se desenvolverem foram a magnetita e andradita, formados no interior do mármore (exoescarnito). Com o resfriamento da intrusão, fluidos de mais baixa temperatura começaram a circular, o que causou uma alteração retrógrada nas rochas, gerando minerais hidratados a partir dos minerais anidros. A textura que representa a entrada de fluidos é observada nos arredores dos porfiroblastos da andradita, na área onde a mineralogia é mais diversificada daquela encontrada na matriz. Minerais retrógrados incluem a actinolita, epidoto, quartzo, calcita, óxidos de ferro e esmectita. A mineralogia típica encontrada nos escarnitos desse trabalho é semelhante àquela encontrada nos depósitos tipo escarnitos de Cu e Fe descritos por Einaudi *et al.* (1981).

Reações envolvendo óxidos, sulfetos, carbonatos e silicatos nos escarnitos são funções da temperatura e fugacidade de CO_2 , O_2 e S. As reações metamórficas em que ocorrem mudanças no estado de oxidação de algum elemento serão dependentes da fugacidade, além das demais variáveis, como a temperatura e pressão de oxigênio. As transformações que envolvem oxirredução são reações químicas, nas quais o O_2 é um componente na fase fluida a ser considerado no sistema, e que modifica o estado de oxidação dos elementos. Bowman (1998) propôs um diagrama T vs. $\log f(\text{O}_2)$ a $P = 50 \text{ MPa}$ e $f(\text{CO}_2) = 6 \text{ MPa}$, com reações relevantes para a mineralogia dos escarnitos pertencentes ao sistema Ca-Fe-Si-O-H-C (Fig. 6.1). Este diagrama foi baseado em dados experimentais de Gustafson

(1974), Myers and Eugster (1983), em cálculos realizados pelo programa GEOCALC (Perkins *et al.*, 1986), e em cálculos utilizando estimativas de dados termodinâmicos para hedenbergita e andradita de Brown and Essene (1985) e Bowman (1998). Desta forma, a partir da paragênese mineral observada na descrição do escarnito, é possível inferir suas condições de formação.

Os escarnitos pertencentes ao sistema Ca-Fe-Si-O-H-C podem apresentar um clinopiroxênio cálcico denominado hedenbergita. Esse piroxênio é o termo ferroso da série isomórfica com o diopsídio ($\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$), no qual em sua estrutura molecular o Fe^{2+} localiza-se na posição octaédrica. Em ambientes com determinados valores de fugacidade de oxigênio, pressão e temperatura, o Fe^{2+} passa a ser Fe^{3+} e, dessa forma, não é possível ocorrer a formação da hedenbergita. Considerando a ausência de piroxênio nos escarnitos estudadas, pode-se inferir que as reações tenham ocorrido em condições oxidantes e temperaturas relativamente baixas.

Em contraste à hedenbergita, a andradita é estável ao longo de uma vasta gama de estágios de oxidações. Bowman (1998) apresenta diversas reações para a formação da andradita, porém, ao ser identificado inclusões de magnetita na andradita e ausência de hedenbergita, a reação que melhor define a formação da granada andradita a partir da associação mineral encontrada nos escarnitos é a seguinte:



Esta reação e sua trajetória de temperatura e fugacidade de O_2 são sugeridas no gráfico abaixo (Fig. 6.1), com temperaturas entre 350 a 450°C e valores fugacidade de oxigênio em torno de -25. Conclui-se, portanto, que houve aumento de temperatura e na fugacidade de O_2 no sistema. Vale ressaltar que a reação descrita acima em condições de fugacidade de CO_2 mais baixas (1.5MPa), ocorreria em temperaturas mais baixas, em torno de 320 a 400°C, e fugacidade de O_2 também mais baixas, ao redor de -30.

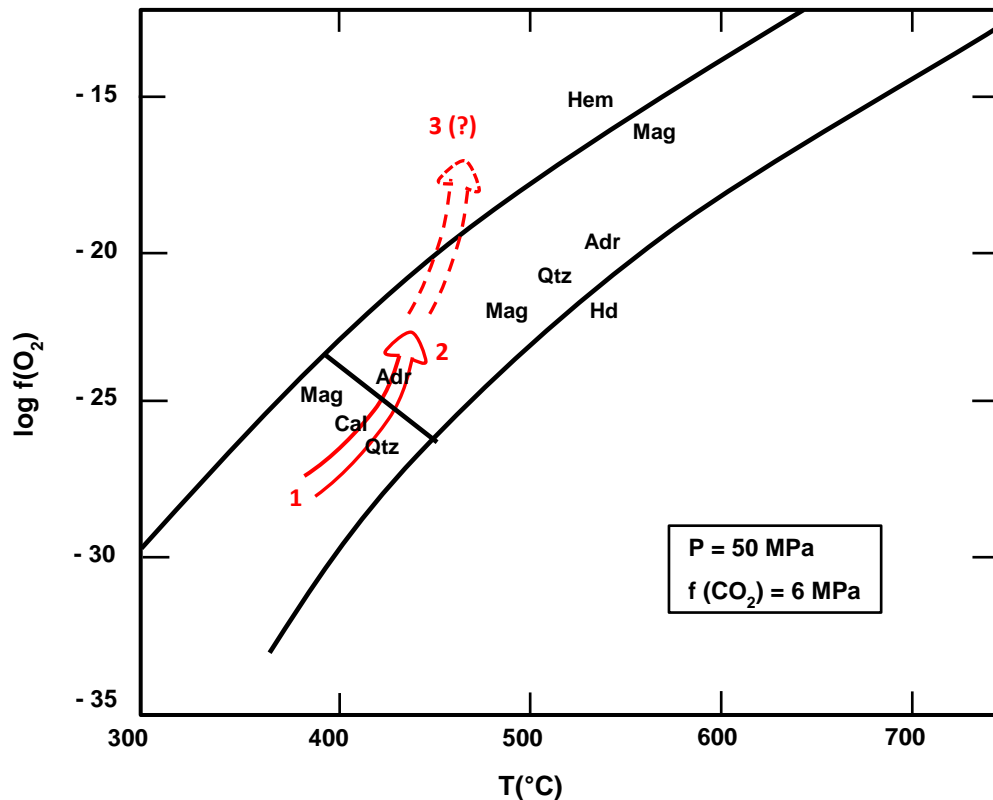


Figura 6.1: Trajetória estimada de temperatura e fugacidade de O_2 (valores fixos de pressão e fugacidade de CO_2) com base na mineralogia e texturas dos andradita escarnitos. Provavelmente as condições iniciais eram referentes ao ponto 1 e finais em 2, assinalados na figura. O ponto 3 corresponde a extrapolação da trajetória, inferindo a mineralogia se as condições de T e $f(O_2)$ continuassem aumentando. Adaptado de Bowman (1998).

Se as condições de temperatura e de fugacidade de O_2 no sistema continuassem aumentando, a magnetita se tornaria instável, passando a hematita, devido ao ambiente muito oxidante, e a andradita ainda permaneceria estável. Porém, com o resfriamento do dique, fluidos de mais baixa temperatura começaram a circular, formando óxidos de ferro (magnetita ou hematita), calcita e quartzo no lugar da andradita, sendo descrito também em vários escarnitos de Cu (Einaudi *et al.*, 1981; Einaudi, 1982).

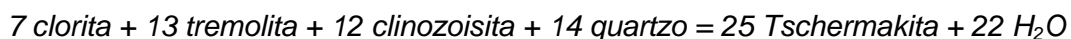
6.2. Diques Máficos

Os diques máficos apresentam diferentes graus de alteração devido ao efeito do metamorfismo de baixo grau que os afetaram. O dique classificado como lamprofírico espessartítico preserva em boa parte suas texturas e mineralogias ígneas hipabissais, exibindo incipiente metamorfismo. Já o dique relacionado com a

ocorrência dos escarnitos apresenta maior grau de alteração, sua mineralogia foi substituída de forma avançada por minerais metamórficos.

A partir das transformações mineralógicas inferidas nas descrições realizadas em lâmina delgada, conclui-se que a rocha sofreu metamorfismo na fácies xisto verde. É possível fazer uma analogia dessas transformações mineralógicas com o metamorfismo retrógrado, pois os minerais dos diques máficos foram substituídos por outros minerais de mais baixa temperatura. (É necessário ter cautela ao usar o termo retrometamorfismo, pois esse é usado quando rochas originalmente metamórficas recebem fluidos que reequilibram o sistema para paragêneses de temperaturas mais baixas.). No caso dos diques, as transformações mineralógicas ocorreram em uma rocha originalmente ígnea, no qual o anfibólio (Mg-Hastingsita) é substituído por minerais de mais baixa temperatura, descritos como actinolita, clinozoisita, clorita e agregados granoblásticos de quartzo.

A substituição da actinolita pela hornblenda é descrita na literatura como a transição da fácies xisto verde para a fácies anfibolito no metamorfismo progressivo. A reação modelo para essa transformação é dada por:



A partir dessa reação modelo, infere-se que para a formação da actinolita, clinozoisita, quartzo e clorita devido a alteração da hornblenda, a reação seria a seguinte:



A figura 6.2 representa o efeito do metamorfismo nos diques metabásicos na forma de diagramas ACF representativos para determinada assembleia mineral nas diferentes condições de temperatura e pressão. Estes diagramas estão ligados por uma linha que representa a trajetória do metamorfismo progressivo, porém, como explicado anteriormente, esse caminho seria o inverso, devido a substituição de minerais de mais alta temperatura por minerais de mais baixa temperatura. A paragênese da fácies xisto verde presente nos diques (clorita + actinolita + clinozoisita + quartzo) indica que a intrusão ocorreu em profundidades rasas a moderadas, e a presença de orientação incipiente dos fenocristais nos diques está de acordo com tais observações. Vale ressaltar que as condições de pressão da passagem da hornblenda para actinolita não são fixas, existindo um intervalo de variação.

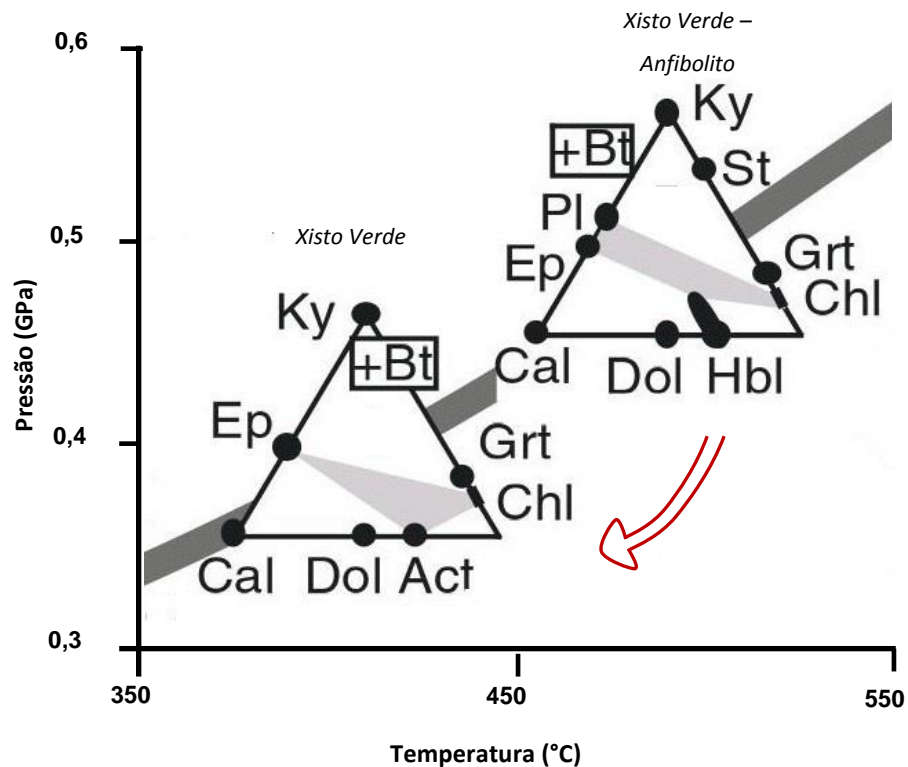


Figura 6.2: Diagramas ACF representando as assembleias mineralógicas características durante o metamorfismo progressivo de rochas metabásicas (linha ligando os diagramas). A seta em vermelho indica o retrometamorfismo, análogo ao metamorfismo observado nos diques metabásicos. Figura adaptada de Bucher and Grapes (2011).

O dique classificado como lamprófiro espessartítico, apesar de possuir grande quantidade de voláteis, apresenta interação pouco extensa com os mármore, provavelmente devido a ser uma intrusão com volume relativamente pequeno. A intrusão desses diques não foi muito rasa porque não se encontram domínios nas rochas com vazios, mas também não ocorreu em grandes profundidades, pois os diques não possuem xistosidade bem desenvolvida. Dessa forma, infere-se que essas rochas se formaram em um ambiente dúctil-rúptil

6.3. Litogeoquímica

Os escarnitos observados em campo estão associados espacialmente ao dique que apresenta maior grau de alteração. As análises geoquímicas realizadas nesse dique mostram seu empobrecimento em SiO_2 quando comparado ao dique mais preservado e classificado como lamprófiro espessartítico. Esse dado está de

acordo com as reações inferidas anteriormente, pois os fluidos carregam SiO_2 para as rochas encaixantes, além de outros elementos, formando os escarnitos. A partir da reação de formação da andradita, é possível verificar que além da formação da granada, ainda sobra CO_2 na reação. Dessa forma, além de perder sílica, esse dique também sofreu alteração devido à percolação de fluidos contendo CO_2 e H_2O . Os escarnitos quando comparadas aos diques apresentam notavelmente baixos valores de Al_2O_3 , isso se deve provavelmente ao fato do Al ter se comportado como um elemento relativamente imóvel. O mesmo comportamento ocorre com o TiO_2 , também considerado relativamente imóvel. Os valores desses óxidos, Al_2O_3 e TiO_2 , são baixos pois estas rochas são exoescarnitos, ou seja, hospedados na rocha encaixante. Provavelmente estes valores serão mais elevados nos endoescarnitos (escarnitos hospedados na rocha não carbonática, no caso os diques máficos), porém estas rochas não foram analisadas. Os escarnitos apresentam valores notáveis de perda ao fogo (12 a 22%) devido à presença significativa de carbonatos e minoritariamente de minerais hidratados.

7. CONCLUSÕES

1. Baseado nas observações de campo e na mineralogia presente nos escarnitos é possível classificar essa rocha como exoescarnito calcítico. Sua formação foi dada em ambiente oxidante, pressão de carga relativamente baixa, e temperatura entre 350 a 450°C.

2. Devido às condições oxidantes durante a formação do escarnito, transformando o Fe^{2+} em Fe^{3+} , não foi possível ocorrer a formação de piroxênio (hedenbergita), mineral comum nesse tipo de rochas.

3. Após intrudirem os mármores e durante o resfriamento, os diques foram metamorfisados na fácies xisto verde, devido à circulação de fluidos de mais baixa temperatura.

4. A partir da liberação dos fluidos derivados dos diques máficos e de sua interação com os mármores calcíticos, ocorreu a formação dos escarnitos. Com o resfriamento dos diques, fluidos de mais baixa temperatura começaram a circular, formando uma alteração retrógrada nos escarnitos e causando metamorfismo de baixo grau nos diques.

5. A tipologia dos escarnitos definidos na Mina Ibaré indica seu potencial para depósitos escarníticos de Cu-Fe (Au).

REFERÊNCIAS

Atkinson, W.W. & Einaudi, M.T. 1978. Skarn formation and mineralization in the contact aureole at Carr Fork, Bingham, Utah. *Economic Geology*, 73(7): 1326-1365.

Bitencourt, M.F., Philipp, R.P.; Azevedo, G.C.; Santos, E.L., Holz, M.; & Dillenburg, S. 1996. *Mapa Geológico Lagoa da Meia Lua - Rufino Farias*. Escala 1:50.000. (em arquivo).

Blackwell, D.D., J.L. Steel, Frohme, M.K., Murphey, C.F., Priest, G.R. & Black G.L. 1990. Heat flow in the Oregon Cascade Range and its correlation with regional gravity, Curie point depths, and geology, *Journal of Geophysical Research*, 95(B12): 19475-19493.

Bowman, J. R. 1998. Basic aspects and applications of phase equilibria in the analysis of metasomatic Ca-Mg-Al-Fe-Si skarns. *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*. Mineralogical Association of Canada Short Course, 26, p. 1-49.

Brown, P.E. & Essene, E.J. 1985. Activity variations attending tungsten skarn formation, Pine Creek, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89:358-369.

Bucher, K. & Grapes, R.H. 2011. Metamorphism of Mafic Rocks. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Springer, p. 339-394.

Chemale Jr. F. 1982. *Geologia da região da Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 146p. Dissertação de Mestrado em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

CPRM. Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. *Carta Geológica Lagoa da Meia Lua (SH.21-Z-B-VI)*, Porto Alegre, 2012. Escala 1:100.000.

Einaudi, M.T., Meinert, L.D. & Newberry, R.J. 1981. Skarn Deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume: 317-391.

Einaudi, M.T. 1982. General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons. *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits*. Tucson, University of Arizona, p. 185-209.

Garcia, M.A.M. & Hartmann, L.A. 1981. Petrologia do Complexo Palma, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 5(9): 51-122.

Goldstein, J., Newbury, D.E., Joy, D.C., Lyman, C.E., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L. & Michael, J.R. 2003. *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis*. Nova York, Springer, 690p.

Goni, J.C. 1962. Origine des roches ultrabasiques et serpentineuses du pre-cambrien de Rio Grande do Sul (Brèsil). Mode de gisement et mineralization. *Boletim da Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 12: 1-89.

Goulart, R. V. & Remus, M.V.D. (em preparação). Geochemical and isotopic evolution of West Gondwana Neoproterozoic paleobasins: Constraints on depositional time using Sr, C and O of carbonatic rocks from Sul-Riograndesne Shield/Brazil.

Gustafson, W.I. 1974. The stability of andradite, hedenbergite, and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H. *Journal of Petrology*, 15: 455-496.

Hartmann, L.A. & Remus, M.V.D. 2000. Origem e Evolução das Rochas Ultramáficas do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CECO/UFRGS, p. 53-78.

Hartmann, L.A.; Lopes, A.P.; Wang, Y., Liu, D. & Vasconcellos, M.A.Z. 2003. Oceanic plateau accretion at 705 Ma in the Southern Brazilian Shield. In: Proceedings IV Symposium on South American Isotope Geology, Short Paper, Salvador, 1: 178.

Harris, N.B. & Einaudi, M.T. 1982. Skarn deposits in the Yerington District, Nevada: Metassomatic skarn evolution near Ludwig. *Economic Geology*, 77: 877-898.

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

Hoerlle, G.S.; 2013. *Interações e reações entre fluidos magmáticos e mármores de Vila Nova Do Sul, RS*. Porto Alegre, 62p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Holler, F.J., Crouch, S.R. & Skoog, D.A. 2009. Espectrometria de Massas Atômicas. *Princípios de Análise Instrumental*. Porto Alegre, Bookman, p. 295-316.

Jost, H. 1966. *Complexos básicos e ultrabásicos do alto Rio Vacacaí, São Gabriel, RS, Brasil*. Notas e Estudos da Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1(2): 55-61

Jost, H. & Villwock, J.A. 1966. *Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul*. Notas e Estudos da Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1(1): 13-26.

Kerrick, D.M. 1977. The genesis of zoned skarns in the Sierra Nevada, California. *Journal of Petrology*, 18: 144-181.

Klein, C. & Dutrow, B. 2012. Métodos Analíticos e de Imagem na Ciência dos Minerais. *Manual de Ciência dos Minerais*. Porto Alegre, Bookman, p. 333-356.

Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous Rock – A classification and glossary of terms. Recommendation of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 236p.

Locock, A.J. 2013. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers Geosciences*, 62:1-11.

Lopes, A.P. & Hartmann, L.A. 2003. Geoquímica de Rochas Metabasálticas da Mina da Palma, Bloco São Gabriel, Escudo Sul-rio-grandense: Um Possível Platô Oceânico. *Pesquisas*, Porto Alegre, 30(1): 27-39.

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

Magnusson, N.H. 1960. Iron and sulfide ores of central Sweden. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 21, 1960, Copenhagen, Excursion Guides A26 and C21, 48 p.

Meinert, L.D. 1987. Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog mine, Central mining district, New Mexico. *Economic Geology*, 82(3): 523-545.

Meinert, L.D. 1992. Skarn and Skarn Deposits. *Geoscience Canada*, 19(4): 145-162.

Myers, J. & Eugster, H.P. 1983. The system Fe-Si-O: oxygen buffer calibrations to 1500 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82: 75-90.

Oliveira, M.T. 1982. Petrologia do Maciço máfico-ultramáfico Passo do Ivo, São Gabriel, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 6(11): 131-214.

Padilha, A.F. & Filho, F.A. 1985. *Técnicas de análise Microestrutural*. São Paulo, Hemus, 192p.

Pearce J.A. 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12: 79-113.

Perkins, E.H., Brown, T.H. & Berman, R.G. 1986. PTX-SYSTEM: three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Computers Geosciences*, 12:749-755.

Reis, R.S.; 2013. *Significado e controles da mineralização sulfeto-óxido nos mármores de Caçapava do Sul, RS*. Porto Alegre, 91p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A. & Formoso, M.L.L. 1993. Os padrões de Elementos Terras Raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel-RS. *Rev. Brasil. de Geociências* 23(4): 370–387.

Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I. & Pinto, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 349–366.

Remus, M.V.D., Macambira, M.B., Hartmann, L.A. & Beilfuss, M. 2001. Crustal evolution of granitoids and gneisses from the Cambaizinho Belt, southern Brazil: review, new zircon Pb–Pb evaporation ages and Pb–Nd–Sr isotopes. In: Proceedings of the III South American Symposium on Isotope Geology, Pucon, Chile, CD-ROM.

Remus, M.V.D., Dani, N., Gazzoni, C.P.; Hoerlle, G.S., Reis, R.S. 2011. Minério de Cu (Au) de alto teor em zonas de alteração clorítica em escarnitos magnesianos de Caçapava do Sul, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 13, 2011, Gramado, RS. Anais, CD-ROM: CGQ07_T16.

Remus, M.V.D., Hoerlle, G.S., Reis, R.S., Dani, N. 2014. Escarnitos do Escudo Sul-rio-grandense: revisão da petrologia e potencial metalogenético. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47, 2014, Salvador, BA. Anais, SBG, p. 1962-1962.

Ribeiro, M. & Fantinel, L. M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense. *Iheringia*, Porto Alegre, 5:19-54.

Rock, N.M.S. 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds). *Alkaline igneous rocks*. London, Geological Society, p. 191-226.

Rock, N.M.S. 1991. *Lamprophyres*. Glasgow, Blakie, 258p.

Saalmann, K., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D., Koester, E. & Conceição, R. V. 2005. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research*, 136(2): 159-175.

Saalmann, K., Remus, M. V. D., & Hartmann, L. A. 2006. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel block, southern Brazil: Constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(3): 204-227.

Streckeisen, A., 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitite rocks. Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart, Abhandlungen*. 143: 1-14.

Strieder, A.J., Hartmann, L.A. & Roldão, D.G. 1995. Petroquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar da Palma (RS). In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Boletim de resumos expandidos. Porto Alegre, v.1, p. 128-129.

Suggate, S.M. & Hall, R. 2013. Using detrital garnet compositions to determine provenance: A new compositional database and procedure. In: Scott, R.A., Smyth, H.R., Morton, A.C. & Richardson, N. (Eds.), *Sediment Provenance Studies in Hydrocarbon Exploration and Production*. Geological Society of London Special Publication, 386, p. 373-393.

Szubert, E.C. (1978). Uma associação ofiolítica completa, Palma, São Gabriel, RS. Geologia e questões estratigráficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978. Anais. Recife, SBG, v.1, 467-476.

Tilley, C.E. 1951. The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye: A Study of Boron-Fluorine Metasomatism in Dolomites. *Mineralogical Magazine*, 29: 621-666.

Watanabe, T. 1960. Characteristic features of ore deposits found in contact metamorphic aureoles in Japan. *International Geology Review*, 2: 946-966.

Winchester J.A. & Floyd P.A. 1997. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

Winter J. D. 2001. Metamorphic Facies and Metamorphosed Mafic Rocks. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. New Jersey, Prentice Hall Inc., p. 496-512.

Zharikov, V.A. 1970. Skarns. *International Geology Review*, 12: 541-559, 619-647, 760-775.

Zharikov, V.A., Pertsev, N. N., Rusinov, V.L., Callegari, E., & Fettes, D.J. 2007. Metasomatism and metasomatic rocks. Recommendations by the IUGS

subcommission on the systematics of metamorphic rocks, 9. Fonte eletrônica:
<http://www.bgs.ac.uk/scmr/home.html>

APÊNDICES

A1 – Tabela Minerais – Lâminas Petrográficas

Tabela A1: Mineralogia presente nas diferentes lâminas petrográficas.

Escarnitos	Minerais
AM04.1	calcita > andradita > actinolita > quartzo > pirita – calcopirita > epidoto – clinozoisita > stilpnomelano > magnetita > titanita > apatita
AM04.2	calcita > andradita > actinolita > quartzo > epidoto – clinozoisita > pirita > magnetita > titanita
AM05	andradita > calcita > actinolita > quartzo > epidoto – clinozoisita > magnetita > pirita – calcopirita > titanita
Metabasitos	
AM03	hornblenda > albita > mica branca > quartzo > actinolita > pirita – calcopirita > moscovita > calcita
AM07	actinolita > mica branca > leucocênio > titanita > calcita > quartzo > clinozoisita
Outras	
AM09	calcita > quartzo > pirita > biotita
AM08	pirita > calcopirita > magnetita > quartzo > calcita > biotita

A2 – Localização Amostras

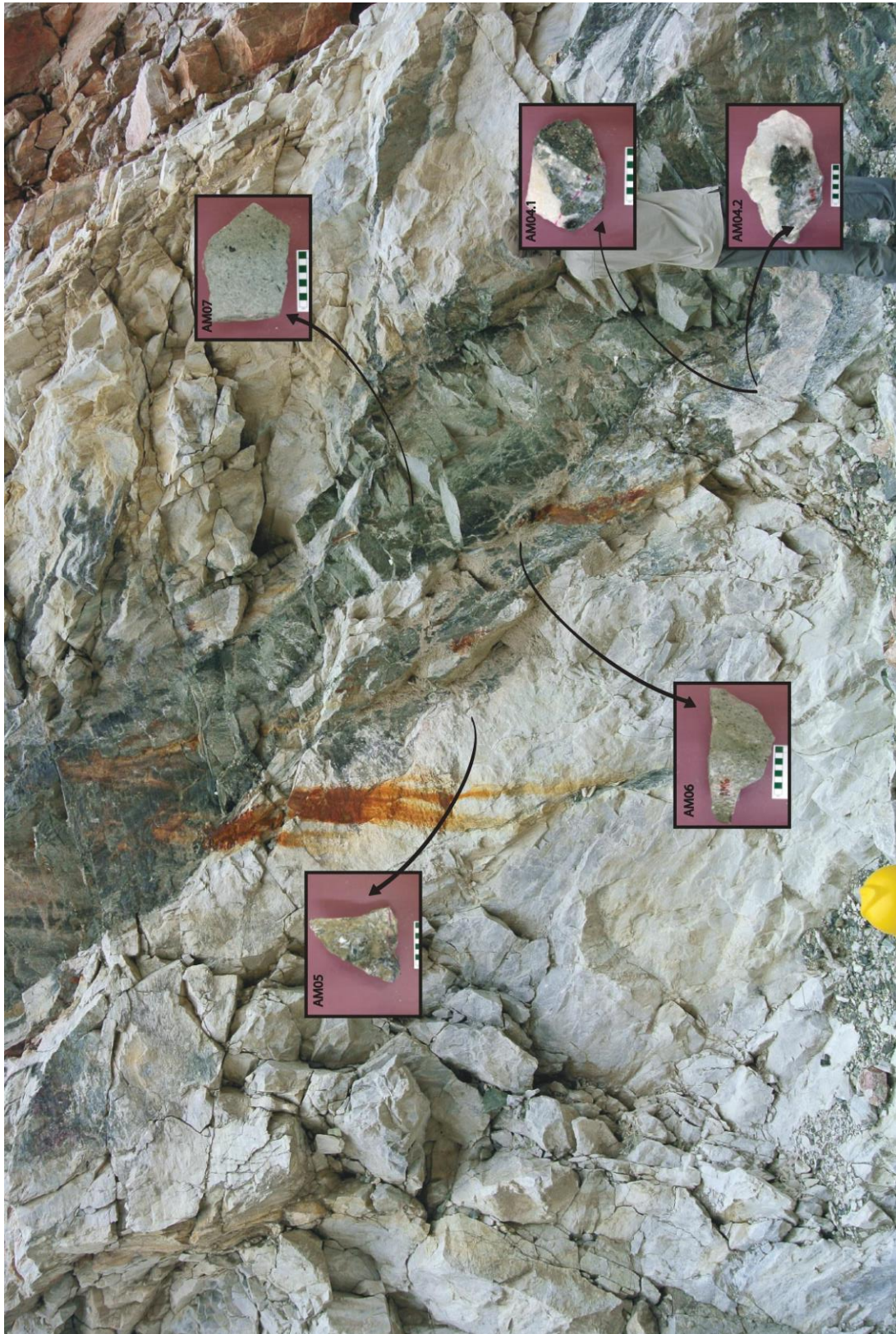


Figura A2: Figura mostrando a localização das principais amostras descritas no trabalho (escarnitos e metabasitos).

A3 – Tabelas Química Mineral – Anfibólio

Tabela A3.1: Composição química e fórmula estrutural dos fenocristais de anfibólios do lamprófiro espessartítico. As concentrações dos óxidos estão expressas em peso por cento.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	40,52	40,09	40,91	42,64	41,87	41,92	41,67	41,95	41,90	41,96	41,73	43,42	41,32	41,58	40,11
TiO ₂	2,09	2,01	1,85	1,89	1,85	1,93	1,88	1,77	1,80	1,80	1,71	1,53	1,93	1,98	2,06
Al ₂ O ₃	14,07	14,25	11,98	12,17	12,59	12,23	12,15	12,27	12,12	12,15	12,57	10,97	12,88	11,99	13,84
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,12	0,00	0,01	0,01	0,00	0,12	0,03	0,04	0,01
MnO	0,16	0,15	0,22	0,19	0,19	0,19	0,14	0,23	0,10	0,14	0,14	0,15	0,24	0,26	0,16
FeO	12,06	11,68	13,90	13,15	13,07	13,41	11,43	13,69	12,49	12,50	11,97	11,01	12,21	13,48	12,59
MgO	13,22	13,45	12,51	13,25	13,32	13,20	14,44	12,81	14,10	14,14	14,40	15,54	13,73	13,29	12,92
CaO	11,62	11,71	11,40	11,39	11,36	11,40	11,43	11,39	11,16	11,27	11,21	11,01	11,33	11,48	11,84
Na ₂ O	2,20	2,10	1,92	2,08	2,06	2,00	2,15	2,01	2,14	2,15	2,26	2,12	2,16	2,00	2,16
K ₂ O	0,56	0,61	0,39	0,44	0,43	0,44	0,44	0,40	0,43	0,45	0,39	0,32	0,40	0,42	0,49
Total	96,53	96,08	95,09	97,22	96,75	96,75	95,85	96,52	96,25	96,57	96,38	96,19	96,23	96,52	96,18
Si	5,98	5,93	6,16	6,25	6,16	6,18	6,15	6,21	6,17	6,16	6,12	6,33	6,09	6,15	5,96
Al	2,02	2,07	1,84	1,75	1,84	1,82	1,85	1,79	1,83	1,84	1,88	1,67	1,91	1,86	2,04
T subtotal	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al	0,43	0,41	0,28	0,36	0,34	0,30	0,26	0,35	0,27	0,26	0,29	0,21	0,33	0,23	0,38
Ti	0,23	0,22	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20	0,20	0,19	0,17	0,21	0,22	0,23
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Fe³⁺	0,57	0,65	0,68	0,52	0,65	0,65	0,66	0,61	0,73	0,73	0,75	0,75	0,68	0,72	0,61
Fe²⁺	0,86	0,75	1,02	1,01	0,89	0,93	0,67	1,02	0,71	0,72	0,62	0,48	0,76	0,90	0,92
Mg	2,91	2,97	2,81	2,90	2,92	2,90	3,18	2,83	3,09	3,09	3,15	3,38	3,02	2,93	2,86
C subtotal	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mn²⁺	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
Fe²⁺	0,06	0,05	0,05	0,08	0,08	0,07	0,07	0,06	0,10	0,09	0,10	0,11	0,07	0,05	0,03
Ca	1,84	1,86	1,84	1,79	1,79	1,80	1,81	1,81	1,76	1,77	1,76	1,72	1,79	1,82	1,88
Na	0,09	0,08	0,09	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,13	0,12	0,13	0,15	0,11	0,10	0,06
B subtotal	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,54	0,53	0,47	0,48	0,48	0,47	0,51	0,47	0,48	0,49	0,52	0,45	0,51	0,48	0,56
K	0,11	0,12	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,08	0,08	0,09
A subtotal	0,65	0,64	0,55	0,56	0,56	0,55	0,60	0,55	0,56	0,58	0,59	0,51	0,58	0,56	0,65
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

Classificação:

2 – ferri-sadanagaita

Outros: magnésio-hastingsita

Tabela A3.2: (continuação)

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	40,14	41,05	41,85	41,45	42,53	41,75	42,44	43,16	41,58	41,30	41,68	47,80	41,25	42,84	41,67
TiO ₂	2,05	1,70	2,01	2,13	1,82	1,61	1,70	1,66	1,96	1,84	1,85	0,82	1,85	1,79	1,81
Al ₂ O ₃	13,61	12,20	12,65	12,74	12,22	13,93	13,10	11,95	12,15	12,42	12,76	7,34	12,70	11,83	12,08
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,05	0,05	0,16	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,01	0,13
MnO	0,15	0,27	0,17	0,18	0,12	0,12	0,14	0,18	0,23	0,31	0,34	0,40	0,21	0,35	0,13
FeO	11,87	14,16	11,99	11,79	11,49	12,84	12,33	12,81	14,05	14,55	14,50	15,14	13,23	14,29	11,31
MgO	13,39	12,38	13,96	14,10	14,46	13,33	13,63	13,54	12,82	12,25	11,89	12,30	12,99	12,54	14,84
CaO	11,81	11,34	11,40	11,41	11,47	11,25	11,35	11,36	11,56	11,14	11,30	11,79	11,39	11,23	11,38
Na ₂ O	2,14	1,89	2,14	2,20	2,10	2,28	2,20	1,99	1,99	1,93	2,02	1,06	2,11	1,89	2,14
K ₂ O	0,46	0,40	0,50	0,47	0,44	0,33	0,38	0,37	0,41	0,44	0,45	0,25	0,40	0,36	0,46
Total	95,62	95,42	96,72	96,52	96,81	97,44	97,28	97,02	96,75	96,20	96,83	96,92	96,13	97,13	95,95
Si	5,97	6,16	6,14	6,09	6,21	6,08	6,19	6,32	6,15	6,15	6,18	7,06	6,12	6,30	6,13
Al	2,03	1,85	1,86	1,91	1,79	1,92	1,81	1,69	1,85	1,85	1,82	0,94	1,88	1,70	1,87
T subtotal	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al	0,36	0,31	0,33	0,30	0,31	0,47	0,44	0,38	0,27	0,33	0,41	0,34	0,34	0,36	0,22
Ti	0,23	0,19	0,22	0,24	0,20	0,18	0,19	0,18	0,22	0,21	0,21	0,09	0,21	0,20	0,20
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe³⁺	0,63	0,71	0,61	0,64	0,60	0,66	0,55	0,54	0,68	0,71	0,54	0,21	0,65	0,58	0,76
Fe²⁺	0,81	1,02	0,79	0,73	0,72	0,81	0,86	0,95	1,01	1,04	1,21	1,65	0,94	1,11	0,55
Mg	2,97	2,77	3,05	3,09	3,15	2,89	2,96	2,95	2,83	2,72	2,63	2,71	2,87	2,75	3,25
C subtotal	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mn²⁺	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,02
Fe²⁺	0,04	0,05	0,08	0,07	0,08	0,10	0,09	0,08	0,05	0,07	0,05	0,01	0,06	0,06	0,08
Ca	1,88	1,82	1,79	1,80	1,79	1,76	1,77	1,78	1,83	1,78	1,80	1,87	1,81	1,77	1,79
Na	0,06	0,10	0,11	0,11	0,11	0,13	0,12	0,12	0,09	0,12	0,11	0,07	0,10	0,12	0,11
B subtotal	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,56	0,46	0,50	0,52	0,49	0,51	0,50	0,45	0,48	0,44	0,47	0,23	0,51	0,42	0,50
K	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,09	0,05	0,08	0,07	0,09
A subtotal	0,64	0,53	0,59	0,61	0,57	0,57	0,57	0,52	0,56	0,52	0,56	0,28	0,58	0,49	0,59
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

Classificação:

27 – magnésio-hornblenda

29 – magnésio-ferri-hornblenda

Outros: magnésio-hastingsita

Tabela A3.3: (continuação)

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO ₂	42,36	42,43	42,69	42,35	42,62	43,00	50,08	42,78	41,28	40,96	41,24	43,20	44,14	42,44
TiO ₂	1,91	1,86	1,81	1,89	1,76	1,73	1,99	1,77	1,85	1,89	1,94	1,33	1,36	1,94
Al ₂ O ₃	12,61	11,59	12,40	12,20	12,36	11,93	4,61	12,26	14,18	13,77	13,92	11,58	11,40	12,86
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,12	0,01	0,09	0,02	0,00	0,01	0,07	0,13	0,06
MnO	0,13	0,18	0,24	0,24	0,24	0,13	0,38	0,10	0,22	0,08	0,12	0,15	0,13	0,14
FeO	12,25	12,56	13,18	13,40	14,20	11,47	14,09	11,56	11,62	11,66	11,64	11,94	10,91	11,54
MgO	13,76	13,63	13,36	13,09	12,51	14,45	12,72	14,50	13,57	13,87	13,70	14,70	14,91	14,08
CaO	11,48	11,45	11,42	11,46	11,29	11,29	12,64	11,35	11,46	11,61	11,40	11,09	11,05	11,43
Na ₂ O	2,05	2,01	2,02	2,03	1,95	2,12	0,73	2,10	2,23	2,24	2,20	2,05	2,21	2,13
K ₂ O	0,49	0,40	0,42	0,43	0,40	0,42	0,18	0,46	0,53	0,54	0,56	0,34	0,35	0,49
Total	97,08	96,13	97,55	97,10	97,35	96,66	97,43	96,97	96,96	96,62	96,73	96,45	96,59	97,11
Si	6,19	6,28	6,23	6,22	6,26	6,28	7,35	6,23	6,04	6,01	6,04	6,31	6,43	6,19
Al	1,81	1,72	1,77	1,78	1,74	1,72	0,65	1,77	1,96	1,99	1,96	1,70	1,57	1,81
T subtotal	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al	0,37	0,30	0,36	0,34	0,40	0,34	0,15	0,34	0,48	0,40	0,45	0,30	0,38	0,40
Ti	0,21	0,21	0,20	0,21	0,19	0,19	0,22	0,19	0,20	0,21	0,21	0,15	0,15	0,21
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01
Fe³⁺	0,56	0,56	0,60	0,57	0,56	0,55	0,00	0,60	0,56	0,62	0,57	0,74	0,48	0,52
Fe²⁺	0,86	0,93	0,94	1,02	1,11	0,76	1,73	0,71	0,80	0,74	0,77	0,61	0,74	0,81
Mg	3,00	3,01	2,91	2,87	2,74	3,15	2,78	3,15	2,96	3,04	2,99	3,20	3,24	3,06
C subtotal	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,93	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mn²⁺	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe²⁺	0,08	0,06	0,07	0,06	0,08	0,09	0,00	0,10	0,07	0,07	0,08	0,11	0,11	0,08
Ca	1,80	1,82	1,79	1,80	1,78	1,77	1,99	1,77	1,80	1,83	1,79	1,73	1,72	1,79
Na	0,11	0,10	0,11	0,10	0,12	0,12	0,01	0,12	0,11	0,09	0,11	0,14	0,15	0,11
B subtotal	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,47	0,48	0,46	0,47	0,44	0,48	0,20	0,47	0,52	0,55	0,51	0,44	0,48	0,49
K	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,03	0,09	0,10	0,10	0,11	0,06	0,07	0,09
A subtotal	0,57	0,55	0,54	0,56	0,51	0,56	0,23	0,56	0,62	0,65	0,62	0,50	0,54	0,58
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

Classificação:

37 – magnésio-hornblenda

Outros: magnésio-hastingsita

A4 – Tabelas Química Mineral – Granada

Tabela A4.1: Composição química, fórmula estrutural e composição das granadas dos escarnitos. As concentrações dos óxidos estão expressas em peso por cento.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO₂	35,47	35,49	35,52	35,24	35,29	35,25	35,36	35,50	35,49	35,34	35,28	35,48	34,40	35,75	35,66
TiO₂	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03
Al₂O₃	0,12	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,06	1,42	0,10	0,07	0,12
FeO	27,89	27,96	28,37	28,70	28,24	28,35	28,95	28,49	28,20	28,39	28,41	26,67	28,41	28,41	28,20
MnO	0,26	0,29	0,27	0,24	0,20	0,21	0,19	0,25	0,23	0,24	0,24	0,24	0,28	0,24	0,28
MgO	0,08	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,04	0,05	0,08	0,05	0,04	0,06	0,09	0,16
CaO	32,92	32,66	32,78	32,65	32,80	32,69	32,81	32,57	32,90	32,84	32,43	33,41	32,76	32,85	32,81
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,77	96,69	97,00	96,90	96,61	96,57	97,44	96,89	96,91	96,95	96,53	97,30	96,08	97,42	97,26
Si	3,05	3,06	3,05	3,04	3,05	3,05	3,03	3,06	3,05	3,04	3,05	3,02	3,00	3,06	3,05
Al iv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T subtotal	3,05	3,06	3,05	3,04	3,05	3,05	3,03	3,06	3,05	3,04	3,05	3,02	3,00	3,06	3,05
Al vi	0,01	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,15	0,01	0,01	0,01
Fe³⁺	1,60	1,59	1,61	1,62	1,62	1,62	1,63	1,61	1,61	1,62	1,61	1,52	1,65	1,60	1,60
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C subtotal	1,61	1,61	1,61	1,62	1,62	1,62	1,63	1,61	1,61	1,62	1,61	1,67	1,66	1,61	1,61
Fe²⁺	0,41	0,43	0,43	0,45	0,42	0,43	0,45	0,45	0,42	0,43	0,45	0,39	0,43	0,43	0,42
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Ca	3,04	3,01	3,02	3,02	3,03	3,03	3,02	3,00	3,03	3,03	3,00	3,05	3,06	3,01	3,01
B subtotal	3,47	3,47	3,48	3,49	3,48	3,48	3,49	3,47	3,48	3,48	3,48	3,46	3,51	3,47	3,47
Almandina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Andradita	99,23	98,63	99,95	99,98	99,99	99,99	100,01	99,83	99,95	99,75	99,60	91,37	99,40	99,53	99,23
Grossulária	-	0,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,69	-	-	-
Piropo	0,44	0,32	0,02	0,01	0,02	0,02	-	0,16	0,04	0,21	0,27	0,23	0,33	0,45	0,77
Espessartita	0,34	0,87	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10	0,71	0,26	-	-
Uvarovita	-	0,01	0,03	0,01	-	-	-	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,01	0,02	-

Tabela A4.2: (continuação)

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO₂	34,60	35,19	35,07	35,02	35,41	35,17	35,08	35,34	35,47	35,27	35,24	35,54	35,62	35,39	35,62
TiO₂	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03
Al₂O₃	0,06	1,05	0,11	0,11	0,06	0,10	0,13	0,15	0,00	0,12	0,05	1,44	0,08	0,20	1,22
FeO	28,43	27,21	28,25	28,27	28,32	28,39	28,21	28,55	27,97	28,51	28,45	26,88	28,51	27,92	26,98
MnO	0,28	0,35	0,28	0,22	0,28	0,27	0,27	0,30	0,28	0,29	0,25	0,29	0,24	0,35	0,33
MgO	0,09	0,08	0,07	0,07	0,05	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,13	0,05
CaO	32,75	32,99	32,78	32,77	32,90	32,84	32,66	32,72	32,84	32,74	32,69	33,08	32,84	32,55	33,01
Na₂O	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
K₂O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	96,22	96,93	96,61	96,50	97,09	96,85	96,40	97,13	96,64	96,99	96,76	97,29	97,38	96,56	97,25
Si	3,01	3,02	3,03	3,03	3,04	3,03	3,04	3,04	3,06	3,04	3,04	3,03	3,05	3,05	3,04
Al iv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T subtotal	3,01	3,02	3,03	3,03	3,04	3,03	3,04	3,04	3,06	3,04	3,04	3,03	3,05	3,05	3,04
Al vi	0,01	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	-	0,01	0,01	0,15	0,01	0,02	0,13
Fe³⁺	1,64	1,55	1,62	1,62	1,61	1,62	1,61	1,61	1,61	1,61	1,62	1,51	1,61	1,59	1,52
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C subtotal	1,65	1,66	1,63	1,63	1,62	1,63	1,63	1,63	1,61	1,63	1,62	1,66	1,61	1,62	1,65
Fe²⁺	0,43	0,40	0,42	0,43	0,42	0,43	0,43	0,44	0,41	0,44	0,44	0,41	0,44	0,42	0,41
Mn	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Ca	3,05	3,03	3,04	3,04	3,03	3,03	3,03	3,01	3,03	3,02	3,02	3,02	3,01	3,01	3,02
B subtotal	3,51	3,47	3,49	3,49	3,48	3,49	3,49	3,48	3,47	3,49	3,48	3,46	3,48	3,47	3,45
Almandina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Andradita	99,63	93,56	99,27	99,28	99,57	99,34	99,18	99,08	99,93	99,22	99,69	91,26	99,51	98,69	92,53
Grossulária	-	4,98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,65	-	-	6,22
Piropo	0,37	0,44	0,38	0,38	0,26	0,30	0,22	0,30	0,02	0,27	0,29	0,25	0,34	0,68	0,27
Espessartita	-	1,02	0,31	0,30	0,09	0,35	0,59	0,61	-	0,50	-	0,83	0,16	0,60	0,97
Uvarovita	0,01	0,01	0,04	0,04	0,08	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	-	0,02	0,01

Tabela A4.3: (continuação)

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO₂	35,64	35,30	35,32	35,58	35,69	35,07	35,06	35,43	35,42	35,20	35,16	35,15	35,59	35,21	35,42
TiO₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02
Al₂O₃	1,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,17	0,46	0,19	0,36
FeO	27,22	28,51	28,24	28,02	28,40	28,21	28,28	28,46	28,12	28,74	28,22	28,51	28,09	28,27	28,05
MnO	0,30	0,19	0,19	0,18	0,30	0,21	0,18	0,32	0,36	0,34	0,34	0,26	0,29	0,22	0,21
MgO	0,03	0,12	0,11	0,11	0,13	0,15	0,12	0,11	0,17	0,14	0,20	0,07	0,08	0,04	0,06
CaO	32,98	32,89	32,91	32,82	32,64	32,85	32,85	32,73	32,51	32,72	32,83	32,79	33,00	33,05	33,01
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,19	97,05	96,80	96,76	97,21	96,51	96,51	97,11	96,62	97,14	96,78	97,01	97,55	97,00	97,13
Si	3,05	3,04	3,04	3,06	3,06	3,03	3,03	3,04	3,05	3,03	3,03	3,03	3,04	3,03	3,04
Al iv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T subtotal	3,05	3,04	3,04	3,06	3,06	3,03	3,03	3,04	3,05	3,03	3,03	3,03	3,04	3,03	3,04
Al vi	0,11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,05	0,02	0,04
Fe³⁺	1,53	1,62	1,62	1,60	1,60	1,63	1,63	1,61	1,61	1,63	1,63	1,62	1,58	1,61	1,59
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C subtotal	1,64	1,62	1,62	1,60	1,61	1,63	1,63	1,62	1,61	1,63	1,63	1,64	1,63	1,63	1,63
Fe²⁺	0,41	0,43	0,42	0,42	0,43	0,41	0,42	0,43	0,42	0,44	0,41	0,44	0,42	0,42	0,42
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
Mg	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01
Ca	3,02	3,03	3,04	3,03	3,00	3,04	3,05	3,01	3,00	3,02	3,03	3,03	3,02	3,05	3,03
B subtotal	3,46	3,49	3,48	3,47	3,47	3,49	3,49	3,48	3,47	3,50	3,49	3,49	3,47	3,49	3,48
Almandina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Andradita	93,78	99,82	99,92	99,83	99,83	99,97	100,01	99,76	99,74	100,03	99,95	98,95	97,12	98,80	97,75
Grossulária	5,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,62	0,33	1,32
Piropo	0,17	0,02	0,06	0,13	0,17	0,02	0,01	0,17	0,26	-	0,03	0,39	0,40	0,19	0,30
Espessartita	0,87	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,65	0,85	0,67	0,61
Uvarovita	0,01	0,16	0,01	0,04	0,00	0,01	-	0,07	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Tabela A4.4: (continuação)

	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
SiO ₂	36,09	36,14	35,51	35,35	35,67	35,66	35,58	35,66	35,70	35,69
TiO ₂	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	1,25	1,89	0,35	0,33	0,50	0,69	0,77	0,90	0,74	0,04
FeO	26,94	26,08	28,16	28,15	28,04	27,63	27,78	27,35	27,66	28,46
MnO	0,22	0,22	0,32	0,37	0,36	0,37	0,34	0,28	0,35	0,13
MgO	0,05	0,04	0,17	0,16	0,18	0,14	0,15	0,14	0,14	0,06
CaO	33,29	33,46	32,80	32,72	32,74	32,82	32,95	32,96	32,80	33,04
Na ₂ O	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02
Total	97,84	97,88	97,35	97,12	97,51	97,32	97,59	97,32	97,44	97,44
Si	3,06	3,05	3,04	3,03	3,05	3,05	3,03	3,04	3,05	3,05
Al iv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T subtotal	3,06	3,05	3,04	3,03	3,05	3,05	3,03	3,04	3,05	3,05
Al vi	0,13	0,20	0,04	0,04	0,05	0,07	0,08	0,10	0,08	0,00
Fe³⁺	1,51	1,46	1,59	1,60	1,58	1,56	1,56	1,54	1,55	1,61
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C subtotal	1,64	1,66	1,63	1,63	1,63	1,63	1,64	1,64	1,63	1,61
Fe²⁺	0,40	0,38	0,42	0,42	0,43	0,42	0,42	0,41	0,42	0,43
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01
Mg	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Ca	3,02	3,03	3,01	3,01	2,99	3,00	3,01	3,01	3,00	3,03
B subtotal	3,44	3,43	3,48	3,48	3,47	3,46	3,47	3,46	3,46	3,48
Almandina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Andradita	92,35	88,55	97,84	97,95	96,90	95,75	95,27	94,42	95,35	99,69
Grossulária	6,76	10,59	0,31	0,08	1,07	2,44	2,94	4,00	2,76	0,00
Piropo	0,24	0,20	0,88	0,86	0,93	0,74	0,75	0,74	0,75	0,22
Espessartita	0,64	0,64	0,96	1,09	1,08	1,09	1,00	0,83	1,04	0,00
Uvarovita	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,04	0,01	0,11	0,09