



**INTERAÇÕES E REAÇÕES ENTRE FLUIDOS MAGMÁTICOS
E MÁRMORES DE VILA NOVA DO SUL, RS**

PORTO ALEGRE, 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Hoerlle, Guilherme Sonntag

Interações e reações entre fluidos magmáticos e mármores de Vila Nova do Sul, RS. / Guilherme Sonntag Hoerlle. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2013.
[101 f.] il.

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

Orientador: Marcus Vinicius Dorneles Remus
Coorientador: Norberto Dani

1. Escarnito. 2. Mármore calcítico. 3. Veio de fluorita. 4. Hidrotermalismo. I. Título.

CDU 55

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

Aos meus pais e dinda,

Claudio Hoerlle,

Vera Sonntag Hoerlle e

Sandra Sonntag

AGRADECIMENTOS

Este trabalho representa o fim de uma jornada como graduando na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, durante esse período muitas pessoas foram importantes e estiveram ao meu lado me apoiando e aconselhando de maneira especial. Em primeiro lugar, agradeço todo o apoio dos meus pais, por investirem na minha educação desde cedo e até hoje me apoiarem nas decisões acadêmicas, mesmo quando decidi largar a engenharia elétrica para cursar geologia, uma decisão considerada duvidosa por muitos. Hoje não me arrependo e agradeço o apoio deles e também das minhas irmãs, acreditando nas minhas escolhas. Minha jornada na UFRGS também deve um agradecimento especial a minha dinda, Sandra, que sempre esteve presente e me apoiou muito durante esses anos de graduação. Agradeço a Débora pelo incentivo as minhas ideias, as vezes meio diferentes, e também pela companhia especial e parceria durante vários anos de UFRGS. Meu orientador, e hoje, além de orientador, grande amigo, Prof. Marcus Remus, merece reconhecimento por ter sido um grande orientador acadêmico e profissional e tem a minha admiração por estar sempre aberto à discussão de ideias e teorias, mesmo que tenham vindo de um mero estudante de primeiro ano de geologia. Agradeço aos meus colegas da geologia, em especial aos quase irmãos Rafa, Tiago, Fernandinho, Ronei e Leco. Agradeço a CAPES e o Governo Brasileiro pelo investimento para estudar um ano nos Estados Unidos e realizar um sonho que tive desde guri. Por fim, agradeço a Deus pela natureza tão complexa e por todos os dons que eu recebi.

RESUMO

Os mármore calcíticos de Vila Nova do Sul, pertencentes ao complexo Cambaizinho no Bloco São Gabriel apresentam uma variedade de domínios mineralógicos derivados de reações formando paragênese específicas devido à interação de fluidos de origem magmática com a rocha encaixante carbonática. Duas situações distintas de interesse ocorrem na área: escarnitos associados a estruturas dúcteis com presença de granada grossulária, diopsídio, calcita, clinozoizita, plagioclásio, quartzo, magnetita, com ocorrências de sulfetos de ferro e cobre. Outra paragênese é formada com predomínio de fluorita, fengita, feldspato alcalino, quartzo, calcita, pirita e calcopirita, ocorrendo em fraturas e outros planos de fraqueza dos mármore. A origem dessas paragênese possivelmente está relacionada a dois fluidos composicionalmente distintos provenientes de episódios de magmatismo temporalmente diferentes. A hipótese atual é de que os primeiros fluidos sejam provenientes da associação de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos do complexo Cambaí que reagiram com os mármore ao intrudir o complexo Cambaizinho. Posteriormente, os mármore foram afetados por fluidos provenientes do magmatismo da Fm Acampamento Velho. Trabalhos prévios mostraram que as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, de afinidade moderadamente alcalina sódica, possuem ocorrências de fluorita. O levantamento de dados estruturais e registro das relações de campo foram realizados a partir de trabalhos de campo em duas jazidas de calcário ativas na área de estudo. A pesquisa vale-se de técnicas de petrografia, difratometria de raios-X e microscopia eletrônica para caracterização detalhada da mineralogia e estudo das reações mineralógicas nos dois grupos de rochas estudados. Agrupando os dados estruturais e petrográficos é possível inferir que os escarnitos foram formados a partir da interação dos TTGs do Complexo Cambaí com mármore do Complexo Cambaizinho em condições relativamente profundas. As paragênese com predominância de fluorita foram formadas devido a fluidos provenientes do magmatismo da Fm Acampamento Velho que percolaram ao longo dos planos de fratura dos mármore encaixantes e depositaram veios em profundidades rasas. A sequência dessa pesquisa visa estudar os sulfetos de Cu, Pb e Zn hospedados nos mármore, veios e escarnitos e avaliar a possibilidade de um depósito mineral na área.

Palavras-Chave: escarnito, mármore, veio de fluorita, hidrotermalismo

ABSTRACT

Calcic marbles from Vila Nova do Sul that belong to Cambaizinho Complex on São Gabriel Block have a variety of specific paragenesis formed due to the interaction of magmatic fluids and the carbonatic host rock. Two interesting situations occur on the area: skarns associated with ductile structures with grossular garnet, diopside, calcite, clinozoizite, plagioclase, quartz, magnetite and with occurrences of iron and copper sulphides. The other paragenesis is formed mainly by fluorite, phengite, K-feldspar, quartz, calcite, pyrite, and chalcopyrite and occurs on fractures and other rock discontinuities. The origin of those rocks is most likely related to compositionally different fluids from two temporally magmatic events. The present hypothesis suggests that the first fluids came from the reaction of the intrusion of tonalites, trondhjemites and granodiorites from Cambaí Complex on marbles of Cambaizinho Complex. Later, marbles were affected by fluids from Acampamento Velho Formation magmatism. Previous works show that volcanic rock from Acampamento Velho Formation are moderately sodic alkaline and some fluorite mineralization occurs in these rocks. Structural data and field relations were obtained during field work on two well exposed active quarries. This research uses techniques such as petrography, X-Ray diffraction and EDS electronic microscopy to obtain a detailed mineralogy characterization and good results on the study of the reactions that occurred between those lithologies. From the reunion of structural and petrographic data it is possible to deduce that calcic skarns were formed after the interaction of Cambaí Complex TTGs and Cambaizinho Complex marbles on relatively deep environment. Fluorite dominated paragenesis were formed due to late magmatic fluids from Acampamento Velho Formation that percolated throughout fractures and fault planes on marbles and settled on veins on relatively shallow depths. The next step on this research is to study the Cu, Pb and Zn sulphides hosted on these marbles, veins and skarns to evaluate the possibility of a base metal deposit.

Keywords: skarn, marble, fluorite vein, hydrothermalism

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1:** Mapa de localização geral, mostrando os limites do município de Vila Nova do Sul (linha descontínua) e a área de estudo (retângulo branco).
Fonte: Google Maps – Map data 2013 Google, MapLink
- Figura 2:** Mapa da área de pesquisa mostrando as duas pedreiras estudadas (MON - Mineração Mônimo; AND - Calcário Andreazza). Fonte: Google Earth 2013 MapLink/Tele Atlas – Digital Globe.
- Figura 3:** Mapa geológico da área de estudo. Modificado de Bittencourt et al. (1997) e Saalman et al. (2005)
- Figura 4:** Esquema simplificado representando alguns tipos de escarnitos e sua localização.
- Figura 5:** Tipos de cristalização em veios. Extraído de Hibbard (1995)
- Figura 6:** Ilustração gráfica da Lei de Bragg. Extraído de: Ron Hardy & Maurice Tucker (1988).
- Figura 7:** Esquema do funcionamento da coluna do MEV (extraído de USP/LFF/MEV) e do modelo de incidência do feixe sobre a amostra (BSE: elétrons retroespalhados / SE: elétrons secundários).
- Figura 8a:** Visão geral de uma frente de lavra da pedreira Mônimo onde é possível observar as intrusões concordantes dos TTGs nos mármore calcíticos.
- Figura 8b:** Visão geral da pedreira Andreazza
- Figura 8c:** Veio de fluorita conferindo coloração roxo-azulada a uma face de uma fratura nos mármore da pedreira Andreazza
- Figura 8d:** Escarnitos em dobras de pequena escala em mármore da pedreira Andreazza
- Figura 8e:** Escarnitos em dobras de meso escala nos mármore da pedreira Mônimo
- Figura 8f:** Feições de injeções de fluidos nos mármore na charneira da dobra da figura a esquerda.
- Figura 9:** Visão geral da lâmina petrográfica da amostra AND-02-A de mármore calcítico com foliação metamórfica incipiente marcada pelo

estiramento de alguns cristais de calcita. NC

Figura 10a: Bandamento mineralógico, da esquerda para a direita: metadiorita, escarnito de contato e mármore calcítico - NC

Figura 10b: Transformação do diopsídio em actinolita entre grãos de plagioclásio pouco sericitizados e pequenos cristais de titanita - NC.

Figura 11a: Franja de clinozoizita entre cristais de calcita e granada grossulária - NC

Figura 11b: Intercrescimento de quartzo e clinozoizita entre granada e calcita. Apatita euédrica inclusa na granada - BSE-MEV.

Figura 11c: Clinozoizita formada a partir de quartzo, plagioclásio (anortita) e calcita. Cristais de titanita e diopsídio - NC

Figura 11d: Granada grossulária com franjas de clinozoizita entre mármore e endoesarnito - NC.

Figura 12a: Lâmina petrográfica de um grossulária escarnito - NC.

Figura 12b: Intercrescimento de calcita, granada e quartzo - BSE-MEV.

Figura 12c: No centro: diopsídio parcialmente alterado para argilominerais, embaixo: diopsídio totalmente alterado para argilominerais – NC.

Figura 13a: Exemplo de veio com simetria irregular com fluorita, fengita, k-feldspato e albita.

Figura 13b: Exemplo de veio simétrico com fluorita, fengita e albita (nicóis cruzados a 70°)

Figura 13c: sulfetos em veios de fluorita, galena, calcopirita e pirita BSE-MEV.

Figura 13d: Núcleo de um veio, da esquerda para a direita: intercrescimentos de fluorita com mica branca fina, fengita radial, feldspato potássico e albita no centro. BSE-MEV.

Figura 13e: Veio com fengita radial e albita no núcleo - ND.

Figura 13f: Da esquerda para a direita: fengita radial seguida por mica branca muito fina intercrescida com cristais de fluorita - NC.

Figura 14: Trajetória estimada de temperatura e pressão de CO₂ com base na mineralogia e texturas dos clinozoizita-grossulária escarnitos. Provavelmente as condições iniciais eram referentes ao ponto 1 e finais em 2, assinalados na figura. A trajetória atravessa duas linhas de reações, a primeira, $An + Cal + H_2O = Czo + Cal + Qtz$; e a segunda: $Czo + Cal + Qtz = Grs + CO_2$ (adaptado de Bowman, 1998)

Figura 15: Trajetória estimada de temperatura e pressão de CO₂ com base na mineralogia e texturas dos grossulária escarnitos. Estima-se que a mudança das condições do sistema tenham mudado de 1 para 2. A trajetória atravessa duas linhas de reações, a primeira, $An + Cal + Qtz = Grs + CO_2$; e a segunda: $Cal + Qtz = Wo + CO_2$ (adaptado de Bowman, 1998).

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Análise da granada por EDS-MEV.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

MINERAIS

Modificado de Bucher & Frey (2002)

Cal	calcita	Sp	esfalerita
Ccp, Cpy	calcopirita	Ser	sericita
Kfs	K-feldspato	Czo	clinozoizita
Msc	muscovita	Sme	esmectita
Pl, Plg	plagioclásio	Gr	grafita
Py	pirita	Wo	wolastonita
Qtz, Qzo	quartzo		
Flt	fluorita	OUTROS	
Di	diopsídio	MEV	microscópio eletrônico de varredura
Ab	albita		
An	anortita	BSE	elétrons retroespalhados
Phe	fengita	EDS	espectrometria por dispersão de energia
Grt	granada	DRX	difração de raios-X
Grs	grossulária	NC	polarizadores cruzados
Cas	cassiterita	ND	polarizadores descruzados
Gn	galena		

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. PROBLEMA, PREMISSAS, HIPÓTESES E TÉCNICAS DE SOLUÇÃO.....	1
1.2. OBJETIVOS GERAIS E ESPECÍFICOS.....	2
1.3. JUSTIFICATIVA	2
1.4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CONTEXTO GEOLÓGICO	3
1.4.1. <i>Localização</i>	3
1.4.2. <i>Contexto Geológico</i>	5
1.4.3. <i>Mapa Geológico</i>	9
1.5. DEFINIÇÕES	11
1.5.1. <i>Escarnitos</i>	11
1.5.2. <i>Mineralogia dos escarnitos</i>	14
1.5.3. <i>Profundidade de formação dos escarnitos</i>	15
1.5.4. <i>Hidrotermalismo</i>	17
1.5.5. <i>Precipitação direta e substituição reativa</i>	19
1.5.5.1. <i>Cristalização em espaços abertos e precipitação em espaços potenciais</i> ²⁰	
2. METODOLOGIA.....	22
2.1. RELAÇÃO DE TÉCNICAS UTILIZADAS	22
2.1.1. <i>Trabalho de Campo</i>	22
2.1.2. <i>Petrografia</i>	22
2.1.3. <i>Difratometria de Raios X (DRX)</i>	22
2.1.4. <i>Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)</i>	23
2.2. PETROGRAFIA	23
2.3. DIFRATOMETRIA DE RAIOS X	24
2.3.1. <i>Relevância e Adequação da Técnica Para Testar a Hipótese</i>	25
2.3.2. <i>Procedimentos Passo a Passo</i>	25
2.3.3. <i>Pontos Críticos dos Procedimentos e Cuidados Adotados</i>	26
2.3.4. <i>Vulnerabilidade da Técnica</i>	26
2.4. MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA - MEV	27
2.4.1. <i>Relevância e Adequação da Técnica Para Testar a Hipótese</i>	27
2.4.2. <i>Procedimentos Passo a Passo</i>	28
2.4.3. <i>Pontos Críticos dos Procedimentos e Cuidados Adotados</i>	30
2.4.4. <i>Vulnerabilidade da Técnica</i>	30

3. RESULTADOS	32
3.1. GEOLOGIA DE CAMPO	32
3.2. MINERALOGIA E PETROLOGIA	34
3.2.1. <i>Mármore calcíticos</i>	34
3.2.2. <i>Escarnitos</i>	35
3.2.3. <i>Veios de fluorita</i>	41
4. DISCUSSÕES	44
4.1. DISCUSSÕES DOS DADOS DE CAMPO	44
4.2. DISCUSSÃO DA TRAJETÓRIA DE TEMPERATURA E PRESSÃO DE FLUIDOS (CO ₂ E H ₂ O) DURANTE A FORMAÇÃO DOS ESCARNITOS	45
4.2.1. <i>Situação I: clinozoizita-grossulária escarnitos</i>	46
4.2.2. <i>Situação II: grossulária escarnitos</i>	48
4.3. DISCUSSÃO DOS VEIOS DE FLUORITA	50
5. CONCLUSÕES	52
6. REFERÊNCIAS	53
7. APÊNDICES	58

1. Introdução

1.1. Problema, premissas, hipóteses e técnicas de solução

Através de um reconhecimento prévio da área de estudo, foram identificadas interações entre os mármores calcíticos de Vila Nova do Sul e fluidos provenientes de rochas magmáticas formando escarnitos e/ou veios mineralizados. Alguns minerais identificados em campo, como fluorita, granada, piroxênio, calcopirita, pirita, magnetita, entre outros, estão localizados nos veios ou em escarnitos. É possível que estes minerais tenham sido formados por fluidos de uma fonte única em um ou mais eventos de hidrotermalismo, ou a partir de fontes distintas, sabendo que há mais de um evento de magmatismo no Bloco São Gabriel. Nas rochas metamórficas há uma diversidade de estruturas desde dobras, *boudins*, estruturas *pinch-and-swell*, originadas em profundidades moderadas, até falhas e fraturas formadas mais próximas a superfície. Percebe-se que há paragêneses distintas formadas nas diferentes estruturas. Este trabalho prevê a determinação de qual evento ou quais eventos magmáticos são responsáveis pelas reações e mineralizações nos mármores de Vila Nova do Sul. Numa segunda etapa de campo o detalhamento estrutural da área foi realizado juntamente com a determinação das relações entre as paragêneses e estruturas para verificar se existe um padrão de mineralização relacionado com a geologia estrutural. Para detalhamento e caracterização das rochas formadas, algumas técnicas de laboratório, como petrografia, difração de raios X e MEV foram utilizados. Com definição da mineralogia e das relações entre os é possível inferir reações a partir destas feições observadas em lâmina delgada. A hipótese inicial desta pesquisa propõe que dois fluidos de fontes e idades diferentes são responsáveis pelas diferentes paragêneses formadas. O primeiro estaria relacionado com os fluidos provenientes da intrusão e

cristalização primária dos ortognaisses de composição diorítica, thron djemítica e tonalítica (Silva Filho, 1984) do Complexo Cambaí. Estas rochas intrudiram e formaram os escarnitos com granada, piroxênio, magnetita entre outros minerais. Além disso, sabe-se que esta associação foi afetada por deformação dúctil que além de formar dobras, boudins e estruturas do tipo pinch-and-swell (Saalman et al., 2005). Já um fluido mais jovem, proveniente do vulcanismo da Fm. Acampamento Velho teria percolado em profundidades mais rasas, aproveitando-se principalmente de fraturas, falhas, planos de acamamento e foliação dos mármores para depositar minerais como fluorita, fengita, feldspato alcalino e outros minerais destes veios.

1.2. Objetivos gerais e específicos

O objetivo principal do trabalho é entender a interação entre os mármores calcíticos de Vila Nova do Sul e os fluidos magmáticos e/ou hidrotermais que afetaram essas rochas. Para que os processos e as reações que ocorreram entre os fluidos e os mármores sejam compreendidos, esta pesquisa visa realizar uma caracterização petrológica detalhada das diferentes rochas formadas para que possam ser estimadas as condições de temperatura, pressão e composição dos fluidos. Por fim, este estudo visa indicar qual a mais provável fonte dos fluidos formadores das diferentes rochas hospedadas nos mármores.

1.3. Justificativa

Esta pesquisa visa melhorar o entendimento dos processos metassomáticos e hidrotermais envolvidos em interações de fluidos magmáticos e litologias carbonáticas, que resultam na geração de escarnitos ou veios mineralizados. Além disso, o estudo dessa litologia é de importância econômica pois frequentemente depósitos metálicos estão relacionados a escarnitos

(Meinert, 1992). Estes são explorados para uma vasta variedade de elementos como ferro, cobre, ouro, prata, estanho, zinco, molibdênio, tungstênio, urânio, flúor, boro e elementos terras-raras. Diversos sulfetos de Fe, Cu, Pb e Zn já foram identificados na área e este trabalho se propõe a criar uma base mais robusta do contexto geológico para que, futuramente, seja feito um estudo de detalhe das mineralizações nos sulfetos na região. Por fim, essa pesquisa visa acrescentar trabalhos e literatura sobre escarnitos em solo brasileiro, considerando que, relativamente, existem poucos trabalhos no Brasil dedicados ao estudo dessa litologia.

1.4. Localização da área e contexto geológico

1.4.1. Localização

A área de estudo está localizada no município de Vila Nova do Sul, a oeste do centro da cidade, que encontra-se aproximadamente no centro do estado do Rio Grande do Sul (Fig. 1). A pesquisa foca principalmente duas pedreiras ativas, uma localizada às margens da BR-290 e outra a 5 km ao norte desta estrada (Fig. 2). A pedreira ao sul, pertencente à companhia Calcários Andreazza, será chamada nesse trabalho como “pedreira Andreazza”, assim como as amostras com prefixo “AND” indicam que são provenientes dessa pedreira. A mineração Mônico, localizada a aproximadamente 1,8 km a noroeste da pedreira Andreazza será chamada neste trabalho de “pedreira Mônico” e as amostras citadas neste trabalho com o prefixo MON foram coletadas lá.

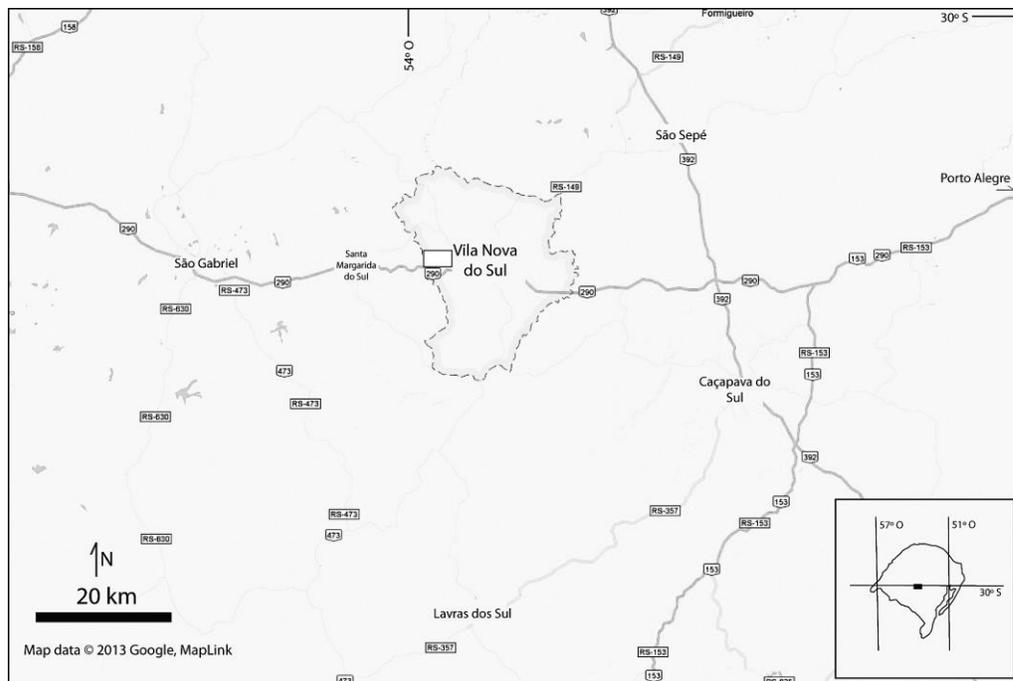


Fig. 1: Mapa de localização geral, mostrando os limites do município de Vila Nova do Sul (linha descontinua) e a área de estudo (retângulo branco). Fonte: Google Maps – Map data 2013 Google, MapLink

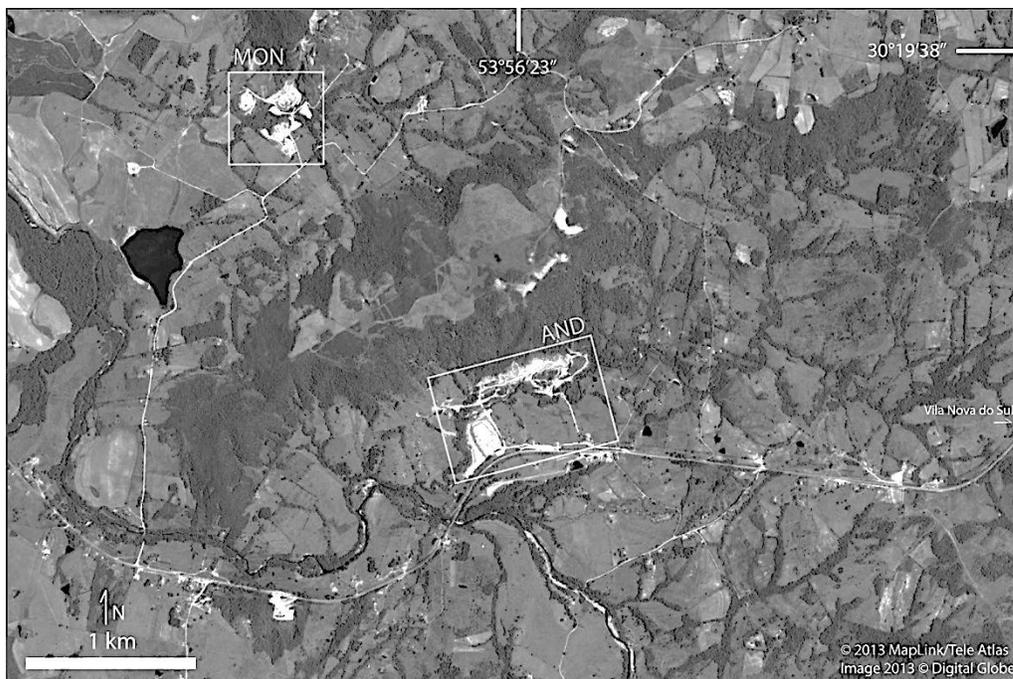


Fig. 1: Mapa da área de pesquisa mostrando as duas pedreiras estudadas (MON - Mineração Mônego; AND - Calcário Andrezza). Fonte: Google Earth 2013 MapLink/Tele Atlas – Digital Globe.

1.4.2. Contexto Geológico

As rochas estudadas pertencem ao Bloco São Gabriel (também chamados de Domínio São Gabriel ou Terreno São Gabriel) que está limitado ao sul pelo Bloco Taquarembó do Cráton Rio de la Plata, à noroeste e oeste está coberto pelas deposições fanerozóicas da Bacia do Paraná e a leste está justaposto com o Cinturão Porongos. O Bloco São Gabriel é composto por dois complexos, Complexo Cambaizinho e Complexo Cambaí. Diversos autores que trabalharam nesse bloco o subdividiram de maneiras diferentes e também os complexos em formações. Nesse trabalho o bloco será abordado de maneira a simplificar o estudo já que o foco não está nos eventos tectônicos ou subdivisões de unidades estratigráficas. O mais relevante para este trabalho é que esteja bem estabelecida a divisão entre as rochas do Complexo Cambaí e do Complexo Cambaizinho. Entretanto é importante conhecer as divisões e

interpretações de autores anteriores para que se tenha conhecimento das equivalências de unidades e a história geológica da região.

Carvalho (1932) descreveu algumas rochas do Bloco São Gabriel com base no grau metamórfico e subdividiu as rochas em uma unidade com rochas de alto grau metamórfico que foi interpretada como representando o arqueano e outra unidade com rochas de baixo grau que foi considerada como representante do algonqueano, unindo essas duas unidades como Grupo Porongos. Posteriormente, Goni (1962) alegou que a porção inferior do pré-cambriano do Rio Grande do Sul era composto por migmatitos (cf. Jung & Rocques, 1952) dizendo que o paleossoma dessas rochas eram predominantemente rochas ricas em alumínio e os anfibolitos encontrados intercalados com os migmatitos seriam a porção que resistiu aos processos metassomáticos. Goni (1962) nomeou a associação de migmatitos e anfibolitos de Formação Cambaí. Ribeiro et al. (1966) descreveu uma variedade de gnaisses, migmatitos, anfibolitos e mármore, cortados por uma série de pegmatitos que representaria a Formação Cambaí na região de Caçapava do Sul. Jost & Willwock (1966) trabalhando com uma assembléia de rochas na região de São Gabriel similar às descritas por Goni (1962) afirmaram encontrar uma inconformidade angular entre as rochas de alto grau e as rochas de baixo grau e alegaram que as rochas de alto grau estavam relacionadas com uma orogenia mais antiga no escudo sul-riograndense e sugeriram que o termo formação deveria ser substituído por grupo. Silva Filho (1984) demonstrou que essa assembléia de rochas era muito complexa estruturalmente e não deveria ser tratada como uma sequência sedimentar estratificada normal, sendo assim, renomeou o Grupo Cambaí para Complexo Cambaí. Além disso, Silva Filho (1984) alegou que o que eram considerados migmatitos por Goni (1962) são gnaisses deformados com composições variadas de diorítica, tonalítica, trondhjemítica a granodiorítica.

Remus et al. (1993) com mapeamento na região de Vila Nova do Sul agrupou os ortognaisses no Complexo Cambaí e reuniu xistos, metapelitos e

quartzitos, anfibolitos bandados, xistos magnesianos, serpentinitos, mármore e rochas ultramáficas no Complexo Cambaizinho.

Saalmann et al. (2005) dividiram o Bloco São Gabriel em duas unidades estratigráficas que são representadas pelas sucessões metamórficas vulcanossedimentares do Grupo Palma e os ortognaisses cálcico-alcalinos do Complexo Cambaí. O Grupo Palma foi considerado como uma sucessão vulcanossedimentar composta por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas intercaladas por xistos e gnaisses. O Grupo ainda foi subdividido em superior e inferior por Saalmann et al. (2005). O Grupo Palma inferior é composto pela Formação Cerro do Ouro e pelo Complexo Cambaizinho. Baseado em Remus et al. (1993), Saalmann et al. (2005) denominou algumas rochas do Complexo Cambaizinho de Formação Cerro do Ouro que consiste principalmente de metabasaltos, anfibolitos, rochas ultramáficas (xistos magnesianos e serpentinitos). As rochas metavulcânicas estão intercaladas com gnaisses, camadas de chert, quartzitos e mármore. Os mármore formam lentes alongadas ou megaboudins. O Complexo Cambaizinho é composto por paragnaisses, como biotita gnaisses e granada biotita gnaisses, quartzitos, metapelitos e anfibólito gnaisses. Uma idade Neoproterozóica para o Grupo Palma inferior é indicado por idades modelo Nd Tdm de 0,6 - 1,3 Ga, e valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t)$ sugerem que as rochas metassedimentares são principalmente derivadas de rochas ígneas juvenis ainda que há uma contribuição menor de uma crosta continental antiga (Saalmann et al., 2005). Nas porções ocidentais do Bloco São Gabriel, o Grupo Palma inferior foi intrudido por granitóides (Sanga do Jobim e equivalentes) que ocorreu com orientação sudoeste-nordeste, como corpos lenticulares alongados. Datações Pb-Pb em zircões realizadas por Remus et al. (2001) indicaram idades de 697 ± 3 Ma e valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t)$ de +5.2 (Babinski et al., 1996) indicaram uma fonte juvenil 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). A sucessão é comumente interpretada como porção vulcânica de um arco magmático (Koppe e Hartmann, 1988; Chemale et al., 1995; Babinski et al., 1996; Hartmann et al., 1999, 2000), provavelmente relacionado aos dioritos e tonalitos do Complexo Cambaí (Hartmann et al., 1999).

O Complexo Cambaí é composto por metadioritos, metatonalitos e metatondhjemitos de fonte juvenil que intrudiram o Complexo Cambaizinho. Os plútons são truncados por diferentes gerações de diques e veios de composição trondhjemítica, granítica e pegmatítica. As rochas possuem uma característica química cálcico-alcalina e são interpretadas como formadas em ambiente de arco magmático (Chemale et al., 1995; Babinski et al., 1996). Métodos convencionais de datação U-Pb SHRIMP nas rochas do Complexo Cambaí resultaram em idades de 750-690 Ma (Babinski et al., 1996; Remus et al., 1999; Hartmann et al., 2011), incluindo tonalitos no sudoeste do Bloco São Gabriel com idades de 750 ± 16 Ma (Leite et al., 1998). Alguns autores subdividem o Complexo Cambaí em Gnaisses Vila Nova, Suíte Lagoa da Meia Lua e Suíte Sanga do Jobim (Hartmann et al., 2011). Essas unidades tem composições similares (dioríticas, tonalíticas, trondhjemíticas e granodioríticas) porém foram separadas em função da sua idade e relação com os eventos tectônicos da área. Nesse trabalho abordaremos o Complexo Cambaí como unidade única por fins de simplificação e para evitar entrar em discussões relacionadas a interpretação tectônica da área, que foge ao escopo deste trabalho.

A Formação Acampamento Velho (Ribeiro & Fantinel, 1978) ou Aloformacao Acampamento Velho conforme redefinido por Paim et al. (2000) e estudado posteriormente por Sommer et al. (2005) caracteriza o vulcanismo bimodal da Bacia do Camaquã. Também chamado de vulcanismo neoproterozoico do Platô da Ramada, este representa a porção de magmatismo shoshonítico e moderadamente alcalino relacionado a eventos pós-colisionais do Ciclo Brasileiro/Pan Africano no sul do Brasil. Este vulcanismo é constituído por lavas shoshoníticas básicas a intermediárias seguidas por uma sequência

bimodal caracterizada por depósitos piroclásticos, lavas e rochas hipabissais com idades U-Pb SHRIMP em zircões de 549 ± 5 Ma (Sommer et al., 2005) e idades Rb/Sr de 545 ± 13 e 546 ± 13 Ma definidas por Almeida et al. (1996, 2002). O vulcanismo bimodal básico-ácido representa uma afinidade química transicional com características de séries sódicas, saturadas alcalinas a toleíticas continentais. O vulcanismo do Platô da Ramada é comparável a associações relacionadas a finais de ciclos orogênicos, nos quais o magmatismo shoshonítico alcalino com alto e baixo Ti reflete a fusão de fontes modificadas de subducção. Um modelo de geração de magmas em ambientes colisionais envolvendo quebra de lascas da placa subductante e ascensão da astenosfera é aplicada a evolução do magmatismo de subducção a anorogênico no Platô da Ramada.

1.4.3. Mapa Geológico

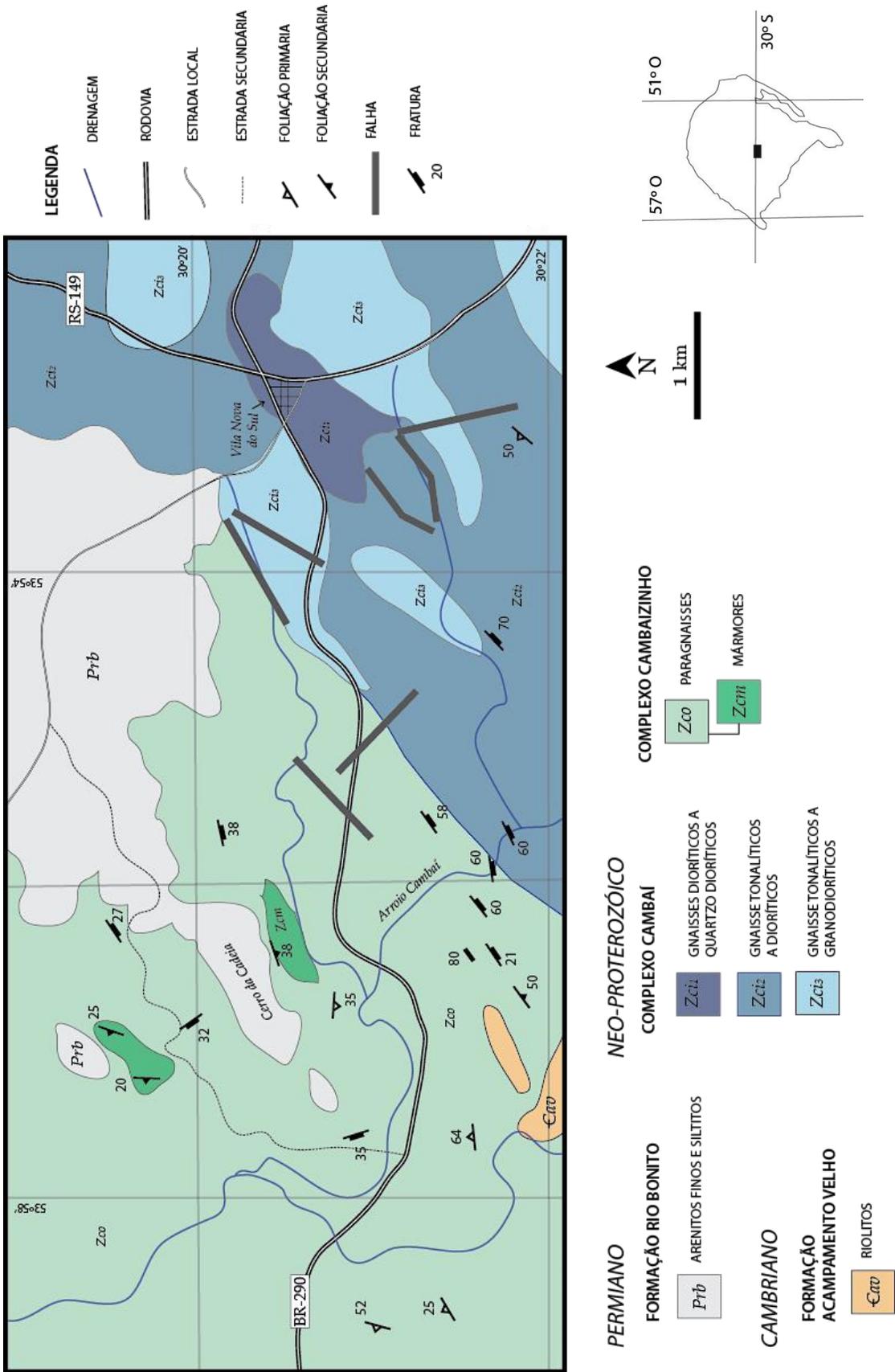


Fig. 3: Mapa geológico da área de estudo. Modificado de Bittercourt et al (1997) e Saalman et al (2006)

1.5. Definições

1.5.1. Escarnitos

Os escarnitos (*skarns*, *tactites*) são rochas formadas por metassomatismo envolvendo fluidos de origem magmática (principal), metamórfica, meteórica e/ou marinha (menos comuns) e rochas de composição química contrastante, como rochas carbonáticas, por exemplo. Esse processo comumente ocorre associado a metamorfismo de contato e por vezes a 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 a sua mineralogia, que inclui uma ampla variedade de minerais calcico-silicáticos, mas comumente dominada por granadas e piroxênios e a relação entre rocha hospedeira e rocha intrusiva. Apesar das informações fornecidas pelos escarnitos, sua presença não define o ambiente geotectônico ou uma composição específica do protólito. Entretanto, 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. São rochas economicamente importantes, pois são exploradas para uma vasta variedade de elementos como ferro, cobre, ouro, prata, estanho, zinco, molibdênio, tungstênio, urânio, flúor, boro e elementos terras-raras. Os escarnitos ocorrem em todos os continentes e em rochas de praticamente todas as idades. Apesar dos escarnitos serem encontrados principalmente em rochas carbonáticas em contato com rochas ígneas intrusivas, pode ocorrer também em outras litologias como arenitos, folhelhos, granitos, basaltos, komatiitos entre outras. Os escarnitos não devem ser confundidos com cornubianitos calcico-silicáticos. Enquanto que essas rochas são relativamente homogêneas formadas por metamorfismo isoquímico (exceto por devolatilização) de rochas carbonáticas impuras, os escarnitos são rochas calcico-silicáticas formadas a partir de infiltração e difusão de fluidos metassomáticos transportando componentes exóticos para carbonatos relativamente puros.

Escarnito de reação (*reaction skarn*), é um tipo específico de escarnito que se forma a partir de metamorfismo isoquímico de sequências sedimentares com intercalações de camadas finas de folhelhos e carbonatos onde a transferência metassomática de elementos ocorre em pequena escala (centímetros), também são descritas como pequenas zonas silicáticas desenvolvidas por difusão local entre rochas quimicamente incompatíveis (Burt, 1974), por exemplo, sucessivas franjas de tefroita (Mn_2SiO_4) e rodonita ($MnSiO_3$) formada entre camadas de rodocrosita ($MnCO_3$) e chert (SiO_2) durante o metamorfismo de contato (Watanabe et al., 1970).

Escarnitos de substituição (*replacement skarns, ore skarns*) são extensivas substituições de rochas carbonáticas e rochas adjacentes por silicatos causada por grande volume de infiltração de fluidos que estão fora do equilíbrio com as rochas hospedeiras (Burt, 1974). Apesar de gradativamente se tornarem escarnitos de reação, os escarnitos de substituição são relativamente grandes e muitos são visados para extração de Fe, Cu, Zn, W e outros metais. Kwak (1994) define esse tipo de escarnito como escarnito de minério.

Escarnitoide (*skarnoid*) é o termo empregado para rochas que se assemelham a escarnitos de origem incerta ou complexa, comumente envolvendo alteração de carbonatos impuros, transformação de escarnitos em cornubianitos ou escarnitos de reação ou homogeneização em larga escala de litologias distintas (escarnitos de reação de larga escala). Geneticamente, os escarnitoides são rochas entre cornubianitos puramente metamórficos e escarnitos de granulação grossa puramente metassomáticos.

Endoescarnitos e **exoescarnitos** são termos comuns utilizados para indicar o protólito ígneo ou sedimentar, respectivamente. **Endoescarnitos** (*endoskarns*) são escarnitos que estão localizados na rocha não-carbonática envolvida na reação. Em geral são os escarnitos que estão nos granitoides, aluminosos, ricos em epidoto ou granada grossulária, geralmente de volume limitado. **Exoescarnitos** (*exoskarns*) são os escarnitos que substituem as rochas carbonáticas. Os exoescarnitos que substituem metadolomitos tendem a

ser ricos em Mg, da mesma maneira que exoescarnitos que substituem calcários ou mármore calcícos tendem a ser ricos em Ca, Fe e localmente, Mn (Burt, 1974).

Escarnitos de contato (*contact skarns, metamorphic skarns*) são aqueles formados exatamente entre a rocha hospedeira e a rocha intrusiva, comumente de espessura limitada a centímetros a dezenas de centímetros. Os termos magnésiano ou cálcico comumente são adicionados ao nome para determinar a composição predominante do protólito e do escarnito formado. Kwak (1994) chama este tipo de escarnito de "escarnito metamórfico" e afirma que em geral é de escala de milímetros a centímetros, ocorre principalmente em contatos litológicos e geralmente é concordante com o acamamento das rochas hospedeiras.

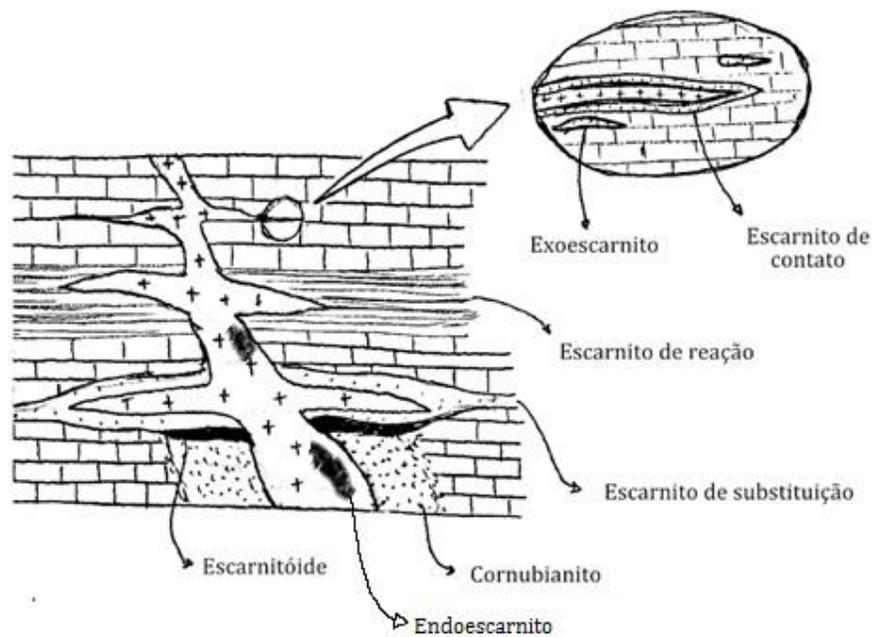


Fig. 4: Esquema simplificado representando alguns tipos de escarnitos e sua localização

1.5.2. Mineralogia dos escarnitos

A identificação e classificação de depósitos escarníticos são baseadas na sua mineralogia. Mesmo que alguns minerais sejam típicos minerais formadores de rocha, alguns são menos abundantes e a maioria possui variações composicionais que carregam informações importantes sobre o ambiente de formação da rocha. Alguns minerais, como o quartzo e a calcita, estão presentes em praticamente todos os escarnitos. Outros como humita, periclásio, flogopita, talco, serpentina e brucita são típicos de escarnitos magnesianos. Nos escarnitos cálcicos, as granadas (grossulária e/ou andradita principalmente) e wollastonita predominam. Existem muitos minerais com estanho, boro, berílio ou flúor na sua estrutura que são restritos, mas são paragêneses localmente importantes. Técnicas analíticas modernas, particularmente a microsonda eletrônica, tornam relativamente fáceis a determinação precisa da composição dos minerais e, assim, os nomes específicos dos minerais. A série de piroxênios envolve várias composições e nomes específicos. Infelizmente é comum na literatura utilizar somente os nomes dos termos finais das séries, tal como diopsídio, quando o que se sabe somente é que se trata de um piroxênio. Os minerais mais úteis para determinação do tipo de depósito escarnítico utilizados são aqueles que estão presentes na maioria dos escarnitos e possuem ampla variedade composicional, como as granadas, anfibólios e piroxênios. Assim como é importante reconhecer e distinguir minerais escarníticos, é importante entender a sua origem e saber diferenciar entre os que são interessantes do ponto de vista econômico daqueles que são interessantes cientificamente, porém sem importância econômica. Como a maioria dos depósitos escarníticos são zonados, o reconhecimento de feições de alteração distais é importante em estágios iniciais de exploração. Zonações temporais e espaciais ocorrem em escarnitos e na maioria existe um padrão de zonação com granadas proximais, piroxênios distais e vesuvianita (ou outro piroxenóide como wollastonita, bustamita ou rodonita) no contato entre o escarnito e o mármore. Além disso, minerais escarníticos podem demonstrar zonações na sua composição, e até mudança de coloração ao longo de um padrão de zonação maior. As granadas

tendem a ser marrom vermelho escuro em porções proximais se tornando mais claras em ocorrências mais distais, tornando-se verde claro próximos ao contato com o mármore (Atkinson and Einaudi, 1978). A diferença na cor nos piroxênios é menos pronunciada, mas demonstra um aumento no teor de ferro e/ou manganês em direção ao mármore. Para alguns sistemas escarníticos os padrões de zonação podem ser extrapolados e podem servir de guia para exploração (Meinert, 1987). Minerais de metamorfismo retrógrado, como epidoto, anfibólios, clorita e outros minerais hidratados, são tipicamente controlados estruturalmente e sobrepõe a sequência de zonação progressiva. Entretanto, comumente encontram-se minerais hidratados ao longo de falhas e contatos estratigráficos ou intrusivos. É importante notar que nem sempre os minerais hidratados representam alteração retrógrada.

Escarnitos magnesianos desenvolvem-se tanto em estágios magmáticos como pós-magmáticos. São tipicamente de alta temperatura contendo forsterita, diopsídio, espinélio, periclásio, clinohumita, flogopita, pargasita e formados no contato de rochas magmáticas com rochas carbonáticas calco-magnesianas ou magnesianas. Tipicamente hospedam minérios de ferro, metais base, cobre, ouro, boratos de Fe-Mg e flogopita.

Escarnitos calcíticos são tipicamente de temperatura média a alta e consistem principalmente de granada grossulária, diopsídio (salita, ferrosalita ou johannsenita), wollastonita, vesuvianita, rodonita, bustamita, epidoto, escapolita e plagioclásio e são formados no contato de rochas magmáticas com rochas carbonáticas cálcicas. Comumente hospedam minério de ferro, metais base, cobre, tungstênio, molibdênio, berílio, boro, urânio e elementos terras-raras. Praticamente todos escarnitos calcíticos ocorrem no estágio pós-magmático. (Zharikov et al. 2007)

1.5.3. Profundidade de formação dos escarnitos

Um dos controles mais fundamentais do tamanho, geometria e padrão de alteração dos escarnitos é a profundidade de formação do corpo escarnítico.

Estudos quantitativos geobarométricos tipicamente utilizam equilíbrio mineral (Anovitz & Essene, 1990), inclusões fluidas (Guy *et al.*, 1988) ou uma combinação desses métodos (Hames *et al.*, 1989) para estimar a profundidade do metamorfismo. Métodos qualitativos incluem reconstruções estratigráficas ou outras reconstruções geológicas e interpretações de texturas ígneas. Observações simples de margens resfriadas, morfologia de plútons, tamanho de pórfiros, presença de brechação e fraturas permitem distinguir entre ambientes mais rasos ou mais profundos. No que se trata da temperatura de formação das rochas, assumindo que um gradiente geotermal médio de aproximadamente 35 °C/km (Blackwell *et al.*, 1990) a temperatura das rochas intrudidas a 2 km seria de 70 °C, já a 12 km seria de 420 °C. Além disso, com o fluxo de calor proveniente da intrusão, o volume de rocha afetado por temperaturas entre 400 e 700 °C seria consideravelmente maior, e os efeitos mais prolongados, quando a intrusão ocorre em uma profundidade maior que em sistemas mais rasos. Além disso, ambientes de mais alta temperatura afetam a história de cristalização de um plúton e minimizam a quantidade de minerais escarníticos de alteração (metarmorfismo retrógrado). A uma profundidade de 12 km, com temperatura ambiente de aproximadamente 400 °C, o escarnito pode não resfriar abaixo da zona de estabilidade da granada e do piroxênio se não houver soerguimento ou outras mudanças tectônicas. A profundidade de formação dos escarnitos também afeta as propriedades mecânicas das rochas hospedeiras. Em ambientes mais profundos, as rochas tendem a deformar-se ductilmente ao invés de ruptilmente. Contatos intrusivos com rochas sedimentares em profundidade tendem a ser sub-paralelos ao acamamento, 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 contraste, as rochas hospedeiras em sistemas mais rasos tendem a deformar-se formando fraturas ou falhas ao invés de dobras. Nesses casos, em geral os contatos são discordantes ao acamamento e os escarnitos cortam o acamamento. O forte hidrofraturamento que ocorre em sistemas mais rasos aumenta a permeabilidade das rochas hospedeiras não só para os fluidos ígneos, mas

também para fluidos posteriores, como água meteórica, por exemplo. O influxo de água meteórica e subsequente alteração da mineralogia escarnítica existente é uma das características dos escarnitos formados em ambientes rasos.

1.5.4. Hidrotermalismo

O hidrotermalismo é um processo geológico abrangente que envolve a circulação de fluidos quentes nos poros, fraturas ou outras descontinuidades das rochas, envolvendo transporte de elementos, dissolução, cristalização de minerais, dentre tantos outros processos que ocorrem em função dessa percolação de fluidos quentes pelas rochas. Um fluido hidrotermal é definido como solução hidrotermal quente (cerca de 50 a 500°C) contendo Na, K, Ca, Cl como componentes comuns e muitos outros elementos (como Mg, B, S, Sr, CO₂, H₂S, NH₄, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag, Au e etc.) como elementos menores (Skinner, 1979)

Há **cinco fontes principais** para água das soluções hidrotermais: **meteórica, oceânica, conata, metamórfica, magmática**. As águas meteóricas são aquelas que provêm da superfície da terra, seja de rios, lagos, água da chuva e água subterrânea que por infiltração chegam a porções mais profundas da crosta, mineralizam-se, aumentam sua temperatura e adquirem características hidrotermais. As águas oceânicas são as próprias águas dos oceanos que, próximos as dorsais, infiltram-se nas rochas por fraturas e como resultado tornam-se soluções hidrotermais enriquecidas em metais que por convecção podem ser devolvidas ao oceano e formar depósitos minerais submarinos (Bonatti, 1975). As águas conatas, ou de formação, são soluções aquosas formadas na origem da rocha, como água primária aprisionada em poros de rochas sedimentares durante a sedimentação. Fluidos metamórficos são soluções geneticamente associadas ao metamorfismo, provenientes da desidratação de minerais hidratados quando submetidos ao aumento de pressão e/ou temperatura. Por fim, fluidos magmáticos são aqueles que se separam dos magmas durante resfriamento, gerando um sistema magmático-hidrotermal, que

possivelmente é o agente mais importante mineralizador. Nessa categoria, encontram-se também os fluidos juvenis, quando provêm do manto.

Além da água, outros componentes voláteis presentes nos magmas podem ser H_2S , CO_2 , SO_2 , HCl , B , F , H_2 . O conteúdo de água nos magmas pode variar de 0,2% a 6,5% em massa. As temperaturas dos fluidos magmáticos, metamórficos e conatos são as mais elevadas, já os fluidos meteóricos e oceânicos tornam-se hidrotermais ao entrarem em contato com fluidos quentes de outras fontes ou em contato com rochas com a temperatura elevada. A composição das soluções hidrotermais é muito variável e reflete a interação entre a fonte do fluido e a composição da rocha hospedeira. Alguns compostos típicos e quase sempre presentes nas soluções são: H_2O , CO_2 e SO_2 . Além destes, diversos sais, metais e outros elementos podem estar em solução, gerando uma ampla variedade composicional dos fluidos nos mais diversos ambientes geológicos. Skinner (1979) sugere que existem duas maneiras de um fluido hidrotermal obter seus constituintes dissolvidos: (1) os constituintes são liberados para o fluido durante a cristalização de um magma, e (2) os constituintes são extraídos da rocha hospedeira quando o fluido quente atravessa esta rocha. A **precipitação de minerais a partir de soluções hidrotermais** pode ocorrer de quatro maneiras principais: (1) quando a solução perde temperatura (resfria) para o entorno e reduz a solubilidade e estabilidade dos íons em solução, (2) se há diminuição de pressão levando a ebulição adiabática e perda de fases voláteis, (3) se há mudança composicional em função da difusão de elementos para o fluido a partir da rocha hospedeira, (4) se há mudança no pH, salinidade e/ou temperatura resultante da mistura de fluidos de diferentes composições e temperaturas. Para que haja a precipitação de minerais é essencial que exista espaço disponível, este espaço pode ser de diversos tipos, agrupados em dois conjuntos principais: cavidades primárias ou cavidades induzidas. As cavidades primárias podem ser: porosidade primária, vesículas, canais de lava, gretas de resfriamento, cavidades em brechas ígneas e planos de acamamento. Já as cavidades induzidas (ou secundárias) podem ser: fraturas, falhas, cavidades formadas em zonas de cisalhamento, brechas

tectônicas, brechas de colapso, aberturas provocadas por alteração, charneiras de dobras, entre outras.

1.5.5. Precipitação direta e substituição reativa

Os espaços vazios das rochas podem ser preenchidos se as soluções hidrotermais tiverem acesso a estes locais. Estes espaços podem já existir na rocha ou serem gerados a partir de locais com potencial para geração dos mesmos (planos de fraqueza das rochas). Esse processo pode ocorrer de duas maneiras: (1) dilatação mecânica das rochas, ao longo de um plano de falha, na medida que há precipitação, por exemplo, ou (2) se há separação de uma fase fluida já presente na rocha que posteriormente torna-se hidrotermal. Se há reação da solução hidrotermal com a rocha hospedeira ao invés de ocorrer precipitação direta, novos minerais (ou novos cristais dos mesmos minerais) são cristalizados a partir daqueles presentes na rocha hospedeira por substituição reativa (Hibbard, 1995). Um desenho esquemático a seguir demonstra os tipos de precipitação ou substituição que podem gerar um veio hidrotermal.

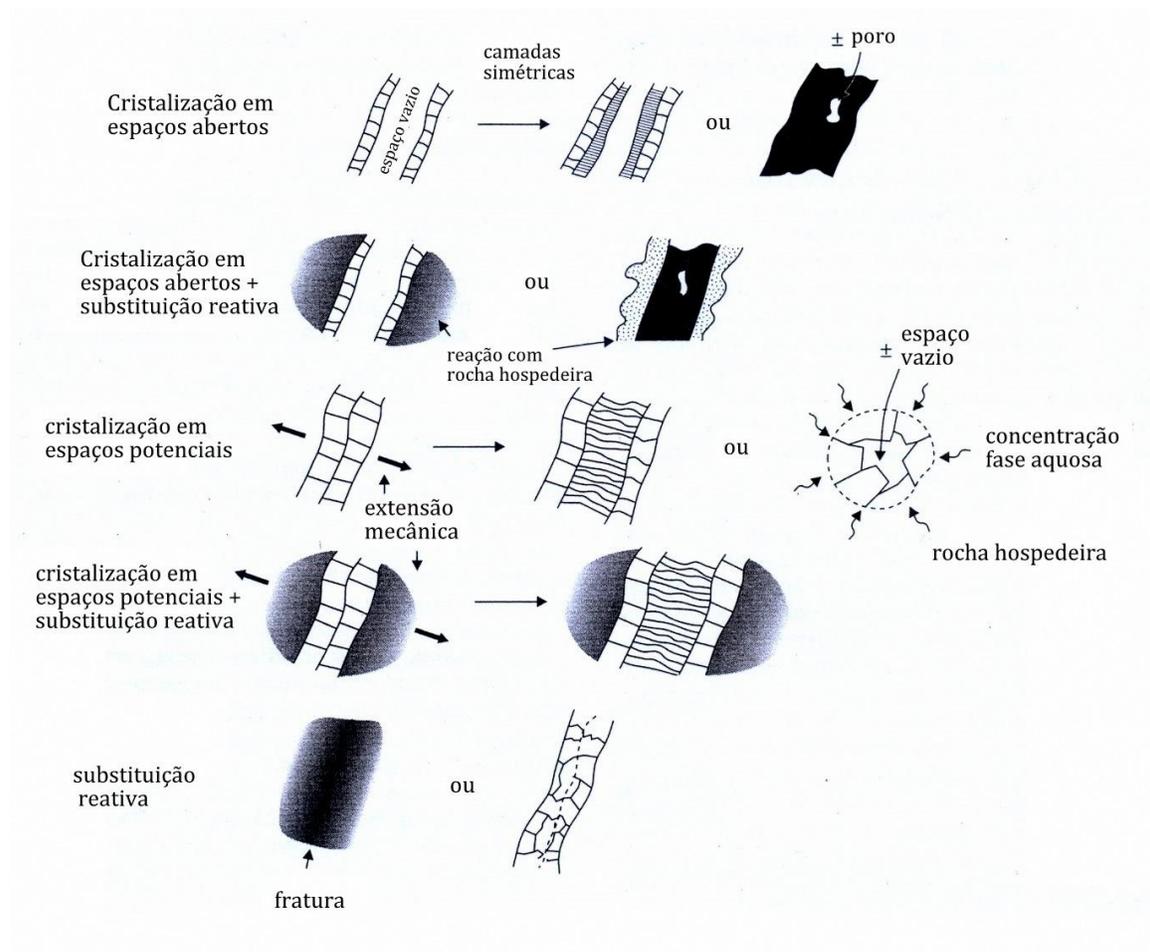


Fig. 5 – Tipos de cristalização em veios. Extraído de Hibbard (1995)

1.5.5.1. Cristalização em espaços abertos e precipitação em espaços potenciais

A maioria das rochas com espaços disponíveis para precipitação hidrotermal encontra-se próxima da superfície, onde a pressão confinante é baixa. A forma e tamanho das cavidades nas rochas são diversos. Vesículas são isoladas, enquanto que os espaços entre as brechas são interconectados. Precipitações em estruturas planares formam veios. Se a configuração de superfícies opostas ao longo do veio “encaixam-se”, há indicação de geração de espaço através da precipitação direta. Comumente, pares de camadas simétricas no veio indicam uma precipitação das bordas para o centro do veio. **Estrutura em pente** é uma

variedade de camadas simétricas, na qual os cristais, tal como quartzo, têm a terminação das faces apontando para o centro do veio. Morfologias **reniforme**, **botroidal e coloforme** também indicam uma precipitação livre dos fluidos.

2. Metodologia

2.1. Relação de técnicas utilizadas

A relação a seguir lista as técnicas utilizadas resumindo pontos relevantes de cada técnica como: objetivo da técnica, amostra necessária, laboratório utilizado e tipo de resultado obtido. As técnicas laboratoriais serão detalhadas a seguir.

2.1.1. Trabalho de Campo

Objetivo: Reconhecimento da área, identificação de rochas de interesse, descrição das relações de campo, levantamento de estruturas e coleta de amostras.

Resultados: Mapeamento esquemático, amostras coletadas e dados estruturais.

2.1.2. Petrografia

Objetivo: Detalhar a mineralogia, textura e estrutura das rochas estudadas.

Resultados: Descrições petrográficas e imagens.

Amostra: Amostras coletadas em campo e respectivas lâminas delgadas.

Laboratório: Laboratório de Laminação do IGEO (para laminação das amostras).

Equipamentos: Microscópio Petrográfico Trinocular LEICA 4500 e Lupa LEICA S6D.

2.1.3. Difractometria de Raios X (DRX)

Objetivo: Identificar, caracterizar minerais não identificados com microscopia óptica e melhorar a precisão.

Resultados: Gráficos com picos relacionados a estrutura cristalina de cada mineral.

Amostra: 1 grama de amostra pulverizada a fração 200 mesh.

Laboratório: Para preparação das amostras: Laboratório de Geoquímica (IGEO-UFRGS). Para análise: Laboratório de Difractometria de Raio X (IGEO-UFRGS).

2.1.4. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Objetivo: Identificar, caracterizar minerais não identificados com microscopia óptica e melhorar a precisão.

Resultados: Imagens de detalhe e composições semi-quantitativas de minerais.

Amostra: Lâmina delgada metalizada.

Laboratório: Laboratório de Microscopia Eletrônica CPGq-UFRGS.

2.2. Petrografia

Para o estudo da petrografia das amostras coletadas em campo, foram confeccionadas **lâminas delgadas**, seções finas de rocha com espessura de **30 µm** coladas em vidro para serem analisadas ao microscópio polarizador. A preparação dessas amostras foi feita no **Laboratório de Laminação** do Instituto de Geociências da UFRGS. As amostras são cortadas em serra circular mecanizada com corte adiamantado e, na superfície cortada, a área da lâmina é marcada. Um bloco pequeno da amostra é cortado e aderido num vidro utilizando resina do tipo epóxi com o tamanho final desejado da lâmina (aproximadamente 25 x 45 mm). O desgaste grosso da rocha é feito com uma politriz motorizada para rebaixamento da espessura e por fim o desgaste fino é feito sobre uma bandeja de vidro até que a espessura da lâmina chegue a 30 µm. A observação e descrição das lâminas petrográficas é feita utilizando o microscópio polarizador trinocular Leica 4500 com câmera acoplada. Além da microscopia óptica, as amostras são analisadas e descritas macroscopicamente utilizando uma lupa Leica S6D com câmera acoplada.

2.3. Difratometria de Raios X

A difratometria de raios X é uma técnica utilizada para a identificação e caracterização das fases minerais não determinadas por microscopia óptica, como os argilominerais, óxidos, e algumas micas, entre outros. A técnica de difratometria consiste em utilizar raios X para identificar a estrutura cristalina do mineral analisado. Os raios X ao atingirem o material, espalham-se sem perda de energia. O fóton de raios X, assim que atinge o material, muda sua trajetória de acordo com a Lei de Bragg sem perda de energia ou mudança de fase (Fig. 6). Se os átomos do material analisado estiverem ordenados em uma estrutura cristalina, e a distância entre seus planos cristalinos forem próximas ao comprimento de onda da radiação incidente, a difração dos fótons formará um padrão de ondas construtivas, que será comparado a um banco de dados com distâncias interplanares características de minerais. Como cada substância tem um conjunto de distâncias diferentes, é possível identificar os minerais através desta técnica.

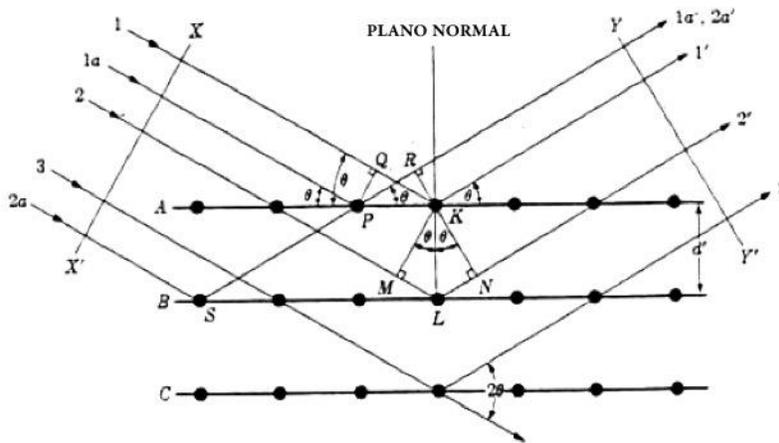


Fig. 6: Ilustração gráfica da Lei de Bragg. Extraído de: Ron Hardy & Maurice Tucker (1988).

2.3.1. Relevância e Adequação da Técnica Para Testar a Hipótese

Essa técnica foi utilizada com a finalidade de identificar aqueles minerais que não puderam ser identificados utilizando somente a microscopia ótica, ou aqueles minerais que não estão presentes nas lâminas petrográficas selecionadas para estudo petrográfico.

2.3.2. Procedimentos Passo a Passo

Para tentar otimizar os resultados obtidos através dessa análise, primeiramente as amostras coletadas passam por um processo de separação do mineral que se deseja identificar, desagregando a amostra com o martelo e separando manualmente os fragmentos que possuem a maior quantidade do mineral em questão. A seleção é feita dessa maneira até que seja praticamente impossível isolar o mineral escolhido sem perda de material. A partir dessa etapa a amostra é pulverizada utilizando-se um cadinho de porcelana e retirando a fração passante com uma peneira granulométrica 200 mesh. O Laboratório de Difractometria de Raios X solicita no mínimo um grama do material a ser analisado. A análise solicitada ao laboratório é de amostra em pó. Nesse caso não é necessária nenhuma outra etapa para preparação da amostra, como ocorre quando trata-se de amostra orientada natural, amostra orientada glicolada ou amostra orientada calcinada. O pó do mineral preparado é colocado em um porta amostra de vidro da maneira mais aleatória possível, para que todas orientações da partículas ocorram sem nenhuma preferência para não influenciar o resultado. O equipamento utilizado é um difratômetro da marca SIEMENS, modelo D5000 do ano de 1992, com goniômetro θ - θ . A radiação é $K\alpha$ em tubo de Cobre nas condições de 40 kV e 25 mA. O difratômetro é constituído por detectores capazes de quantificar o feixe de raios X difratado dos espectrômetros do tipo Bragg Brentano, nele se deslocam simultaneamente o tubo e o detector por um ângulo q , e são movimentados sobre um goniômetro de grande precisão angular. Em cada passo é determinada a intensidade do feixe difratado nesse ângulo, fazendo-se uma contagem por determinado tempo, dependendo do programa utilizado para cada tipo de análise. Os raios X

monocromáticos utilizados para a técnica são gerados no interior de um tubo selado de quartzo ou de cerâmica, em vácuo, em cujo interior se encontra um filamento de tungstênio, aquecido por corrente elétrica. Entre o filamento e o ânodo de cobre, aplica-se a tensão de 40- 100kV e 25 mA, que acelera os elétrons contra o alvo. A utilização de um filtro feito de Cu e Ni com a borda de absorção entre o pico $K\alpha$ e $K\beta$ do tubo, facilita a formação do feixe de Raios X monocromático a partir do espectro do tubo. O gráfico gerado pelo equipamento é enviado para um computador. O software utilizado para identificação das amostras é o DiffracPlus[®] Siemens-Bruker-Axs, Versão 11.

2.3.3. Pontos Críticos dos Procedimentos e Cuidados Adotados

Os cuidados que devem ser adotados desde a etapa de preparação do material a ser analisado é principalmente a contaminação. Um ponto crítico da técnica é que seja possível separar de forma mais eficiente possível o mineral que deve ser identificado. Muitas vezes o mineral está associado a outras fases comuns como quartzo ou calcita e os picos resultantes são ocultados por picos de minerais que já foram identificados. Outro ponto crítico é o momento da interpretação dos gráficos gerados, é importante verificar cautelosamente o banco de dados estudando todas possibilidades de minerais para o padrão gerado.

2.3.4. Vulnerabilidade da Técnica

Problemas com relação à identificação dos constituintes minerais através dos difratogramas são bem comuns, e os bancos de dados que possuem as assinaturas de cada constituinte, embora precisos, podem não ser adequados para determinadas assembleias minerais. Há problemas nessa técnica devido às limitações com relação à variedade de minerais presentes em uma mesma amostra, sendo assim seus picos podem confundir-se e atrapalhar a interpretação. A vulnerabilidade maior desta técnica está no fato de o difratograma não apontar assinaturas minerais com absoluta exatidão, deixando a identificação mineralógica final a cargo da interpretação por parte do geólogo

através da leitura das assinaturas em gráficos digitais comparadas a assinaturas conhecidas armazenadas em bancos de dados.

2.4. Microscópio Eletrônico de Varredura - MEV

A utilização de microscopia eletrônica de varredura (MEV) em modos de elétrons retro-espalhados (BSE) e secundários (SEM), com suporte de espectrometria de energia dispersada (EDS), tem finalidade de caracterizar em detalhe a mineralogia que não pôde ser identificada por microscopia óptica nem por difração de raios X. As amostras foram analisadas no microscópio eletrônico de varredura da marca JEOL, modelo JSM – 6610LV, e utilizado conjuntamente com o detector de energia dispersiva (EDS). Este equipamento permite magnificação máxima de 300.000 vezes, utiliza corrente de operação entre 1 pA a 1 µA e os feixes de elétrons emitidos com voltagem de 0,3 a 30 kV. O detector EDS é da marca BRUKER, modelo Nano X Flash Detector 5030 (133 eV), o detector dos elétrons retro-espalhados é o Backscattered Electron MP - 64090 BEIW e o programa computacional para as análises é o Microanalysis QUANTAX 200, versão Espirit 1.9.

2.4.1. Relevância e Adequação da Técnica Para Testar a Hipótese

A técnica é de grande auxílio para identificação pontual de minerais difíceis de serem identificados com a microscopia óptica como definição de sulfetos e óxidos presentes nos escarnitos e veios mineralizados. O uso em conjunto do EDS com o MEV é de grande importância na caracterização petrográfica e estudo petrológico. Enquanto o MEV proporciona nítidas imagens, o EDS permite sua imediata identificação. Além da identificação mineral, o equipamento ainda permite o mapeamento da distribuição de elementos químicos por minerais, gerando mapas composicionais de elementos desejados. Além disso, a obtenção de imagens em tons de cinza, com aumentos da ordem de alguns milhares de vezes, de elétrons secundários e/ou retroespalhados,

permite a observação de texturas microscópicas e zonações mineralógicas em função da diferença composicional nos minerais. O seu registro é feito através de fotografias obtidas por câmeras acopladas ao microscópio.

2.4.2. Procedimentos Passo a Passo

O microscópio eletrônico de varredura tem como principais componentes a coluna ótico-eletrônica (canhão de elétrons e sistema de redução do diâmetro do feixe eletrônico), unidade de varredura, câmara de amostra, sistema de detectores e sistema de visualização da imagem. Um feixe de elétrons de alta energia é produzido a partir do canhão de elétrons e então tem seu diâmetro reduzido, para que o feixe seja focado numa determinada região da amostra. Esse feixe incide na superfície da amostra ocorrendo interações, e parte dele é refletida e coletada pelo sistema de detectores. Dependendo do tipo de interação entre o elétron primário e os átomos do material analisado, a energia liberada da amostra ocorre em diferentes formas, dentre elas elétrons secundários (SE) e elétrons retroespalhados (*backscattered*; BSE). A imagem observada no MEV é o resultado da variação de contraste que ocorre quando um feixe de elétrons primários varre a superfície da amostra em análise ponto a ponto. De modo geral, as variações de contraste ponto a ponto ocorrem devido à variação do número de elétrons que são emitidos da amostra e atingem o detector.

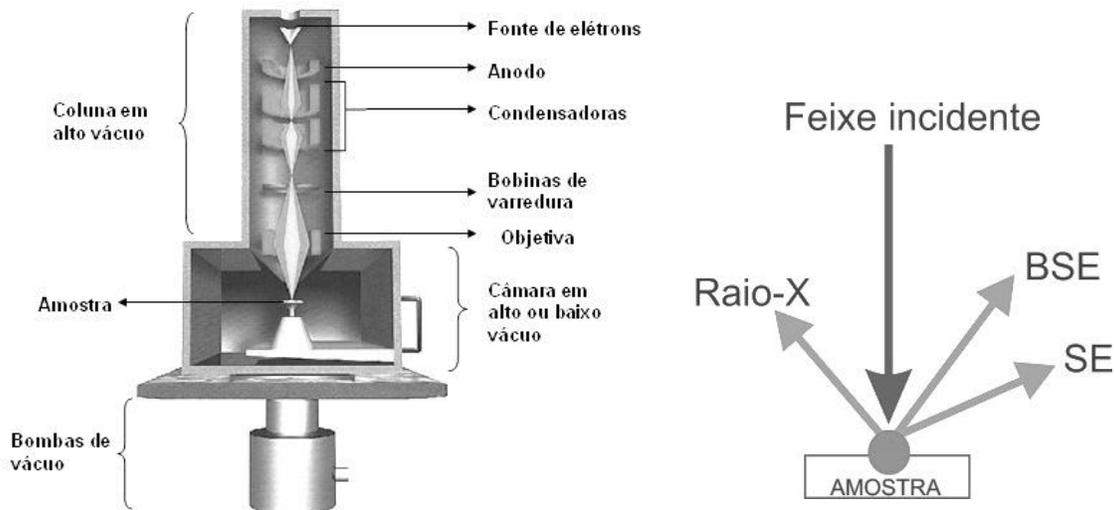


Fig. 7: Esquema do funcionamento da coluna do MEV (extraído de USP/LFF/MEV) e do modelo de incidência do feixe sobre a amostra (BSE: elétrons retroespalhados / SE: elétrons secundários)

Os elétrons do feixe refletidos pela superfície da amostra (elétrons secundários) são captados por um detector cuja resposta modula o brilho de um tubo de raios catódicos, e que é varrido em sincronismo com o feixe eletrônico. Portanto, a cada ponto da amostra corresponde um ponto da tela, e nele é mapeada a resposta do objeto ao feixe de excitação. Os elétrons secundários são gerados a pequena profundidade e, portanto, a imagem resultante é mais sensível às feições topográficas. As imagens adquiridas a partir dos elétrons arrancados da amostra, denominados retroespalhados (*backscattered*), retratam as variações de número atômico dos elementos dos minerais na forma de um “mapa de número atômico médio”. 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 suplementadas por análises de espectrometria por dispersão de energia (EDS). Este método consiste na resposta característica de cada elemento químico à emissão do feixe de elétrons, capaz de arrancar elétrons das camadas menos energéticas dos

átomos (mais próximas ao núcleo). Este buraco é suprido pela migração de um elétron mais energético (mais distante do núcleo). Como neste trânsito de elétrons sobra energia, o excesso é emitido como fótons na faixa dos raios-X com comprimentos de onda característicos para cada elemento químico, possibilitando assim, a sua identificação discriminada no espectro obtido na análise.

2.4.3. Pontos Críticos dos Procedimentos e Cuidados Adotados

A Microscopia Eletrônica de Varredura para um aproveitamento interpretativo eficaz requer que a lâmina petrográfica seja mapeável, isto é, que todos seus pontos possam ser localizados e plotados em um sistema cartesiano de coordenadas. Para tal estabelece-se uma orientação da lâmina, estipulam-se os eixos das coordenadas e abscissas e demarcam-se pontos de referência. Estes pontos de referência geralmente situam-se nas margens da lâmina delgada. Esse procedimento permite que um ponto específico possa ser definido e revisto na mesma lâmina sem problemas com sua localização, preferencialmente com fotomicrografias do ponto para sua identificação mais ágil, e com o uso de um *charriot* acoplado ao microscópio para a navegação na lâmina em um plano x e y . Entretanto, é possível obter uma imagem geral da lâmina com a lupa e localizar precisamente o ponto para que no MEV seja mais fácil e rápido de localizá-lo utilizando um "mapa" da lâmina delgada.

2.4.4. Vulnerabilidade da Técnica

Erros envolvendo os pontos com os constituintes a serem submetidos à varredura por feixe de elétrons podem ser resultado de imprecisão de mapeamento da lâmina delgada pelo operador do microscópio. Como a sessão MEV exige uma considerável objetividade para o imageamento, os erros de mapeamento e de localização dos constituintes alvos durante o processo acarretam que podem ser gerados produtos pouco úteis com a microscopia eletrônica de varredura e que fogem as necessidades planejadas. Além disso, as feições das imagens de varredura podem ser erroneamente interpretadas

pelo geólogo responsável. Podem ocorrer problemas relacionados às lâminas a serem esquadrihadas, visto que um preparo e cuidado das mesmas com certa adequação para a varredura de elétrons é exigido. Problemas inerentes ao equipamento também podem interferir nos resultados da microscopia eletrônica, embora não sejam frequentes, e não gerar produtos adequados.

3. Resultados

3.1. Geologia de campo

Muitos resultados relevantes foram obtidos já na etapa de campo desta pesquisa. Principalmente aqueles relacionados à distribuição dos escarnitos e veios e sua relação com diferentes estruturas. As duas pedreiras de mármore estudadas forneceram uma condição favorável de estudo devido a extensa exposição das rochas. As figuras 8a e 8b mostram exemplos das frentes de lavra das pedreiras e da boa exposição dos mármore. Uma consulta aos proprietários das minas sobre materiais exóticos presentes nos mármore já indicou que a quantidade de veios de fluorita é muito maior na pedreira Andrezza, mas que a quantidade de escarnitos e rochas magmáticas é irregular, mas de quantidade proporcional nas duas pedreiras. As duas pedreiras foram percorridas e as indicações dos proprietários sobre a abundância de veios de fluorita e dos escarnitos foi confirmada. Foram encontrados muitos veios de fluorita na pedreira Andrezza (Fig. 8c), tanto em frentes de lavra como em blocos soltos, já na pedreira Mônimo não foram encontrados veios de fluorita *in situ*, somente em poucos blocos soltos.

Sabia-se da complexidade estrutural da área e da sua abundância e variedade de estruturas conforme descrito por autores anteriores como Silva Filho (1984), Remus (1990), Saalman et al (2006), Hartmann et al (2010), entre outros. Contudo, entre tantas estruturas, foi possível observar que os escarnitos ocorrem em estruturas dúcteis como dobras, *boudins* e estruturas *pinch-and-swell*. Desde dobras de pequena escala a meso escala conforme mostram as figuras 8d e 8e. Além disso, por vezes algumas estruturas de injeção de fluidos ainda estão preservadas (Fig. 8f).

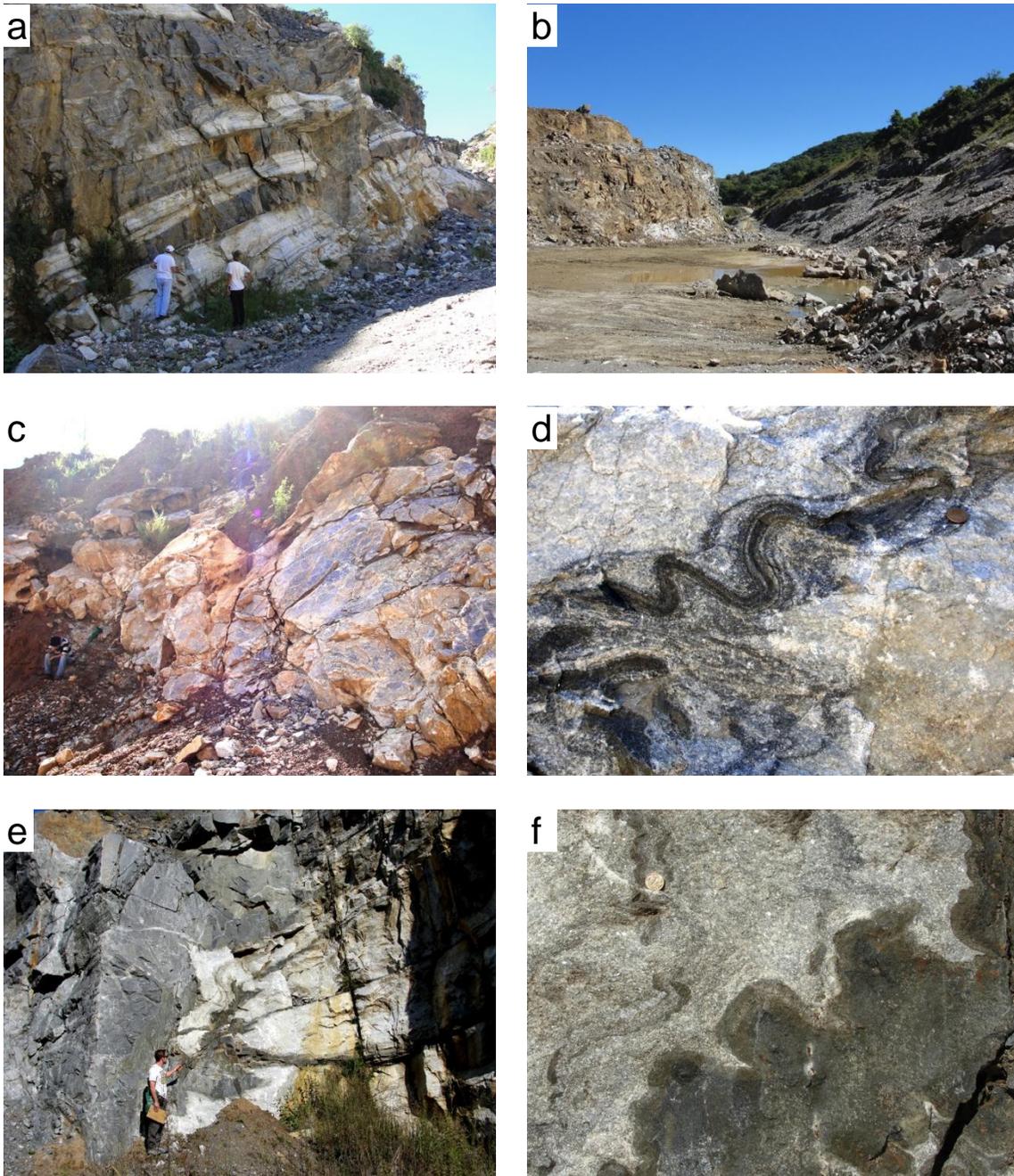


Fig. 8: (a) Visão geral de uma frente de lavra da pedreira Mõnego onde é possível observar as intrusões concordantes dos TTGs nos mármore calcíticos (b) Visão geral da pedreira Andreazza (c) Veio de fluorita conferindo coloração roxo-azulada a uma face de uma fratura nos mármore da pedreira Andreazza (d) Escarnitos em dobras de pequena escala em mármore da pedreira Andreazza (e) Escarnitos em dobras de meso escala nos mármore da pedreira Mõnego (f) Feições de injeções de fluidos nos mármore na charneira da dobra da figura a esquerda.

3.2. Mineralogia e petrologia

A petrografia foi a técnica mais utilizada neste trabalho, considerando que um conjunto de doze lâminas petrográficas foram confeccionadas para o estudo da mineralogia e texturas dos mármore, escarnitos e veios hospedados nos mármore de Vila Nova do Sul. Algumas destas lâminas também foram metalizadas e analisadas utilizando o microscópio eletrônico de varredura. Ao final deste trabalho encontra-se um atlas de petrografia e análises do MEV das amostras estudadas. Nele há uma fotografia de cada amostra, uma descrição individual com as respectivas fotomicrografias e, por fim, a descrição de cada ponto analisado por EDS no MEV. Nas seções a seguir serão descritas de maneira geral os conjuntos de amostras, resultado da petrografia e microscopia eletrônica, porém as interpretações de suas feições e paragênese mineral relevantes serão discutidas no capítulo seguinte (Cap. 4).

3.2.1. Mármore calcítico

Duas amostras das rochas hospedeiras dos escarnitos e veios de fluorita foram descritas petrograficamente e definidas como mármore calcítico. Estes mármore possuem textura granoblástica e foliação marcada pelo estiramento da calcita, assim como pela ocorrência de níveis com grãos de mica branca (fengita) e grafita dispersas na matriz calcítica. As maclas de formação da calcita estão deformadas em superfícies de forma ondulada em diversos grãos, mas também há presença de maclas de deformação com terminações pontiagudas. O contato entre os grãos de calcita varia desde contatos retilíneos a serrilhados, quando o contato é predominantemente retilíneo, são comuns os pontos de contato entre três cristais formando ângulos de 120° , típicos de textura granoblástica. Como minerais acessórios, as micas brancas ocorrem orientadas segundo a foliação e por vezes em forma de leque, com tamanho alcançando 2 mm. As análises de EDS no microscópio eletrônico de varredura indicaram que as micas são potássicas com uma pequena quantidade de ferro e magnésio, sendo assim, caracterizadas como fengita. A rocha possui agregados de grafita que, em geral, ocorrem orientados segundo a foliação. Pirita e calcopirita

também ocorrem em menor quantidade por vezes associada à grafita, ou em grãos isolados de até 0,5 mm disseminados na matriz dos mármore. Uma pequena quantidade de quartzo ocorre como grãos subarredondados de até 0,5 mm ou cristais anédricos, com extinção ondulante forte entre cristais de calcita. Por fim, pequenos grãos de plagioclásio, anédricos, por vezes arredondados, de até 0,5 mm também ocorrem entre os cristais de calcita. A figura 9 a seguir, de uma lâmina petrográfica estudada, ilustra as características dos mármore citadas acima.

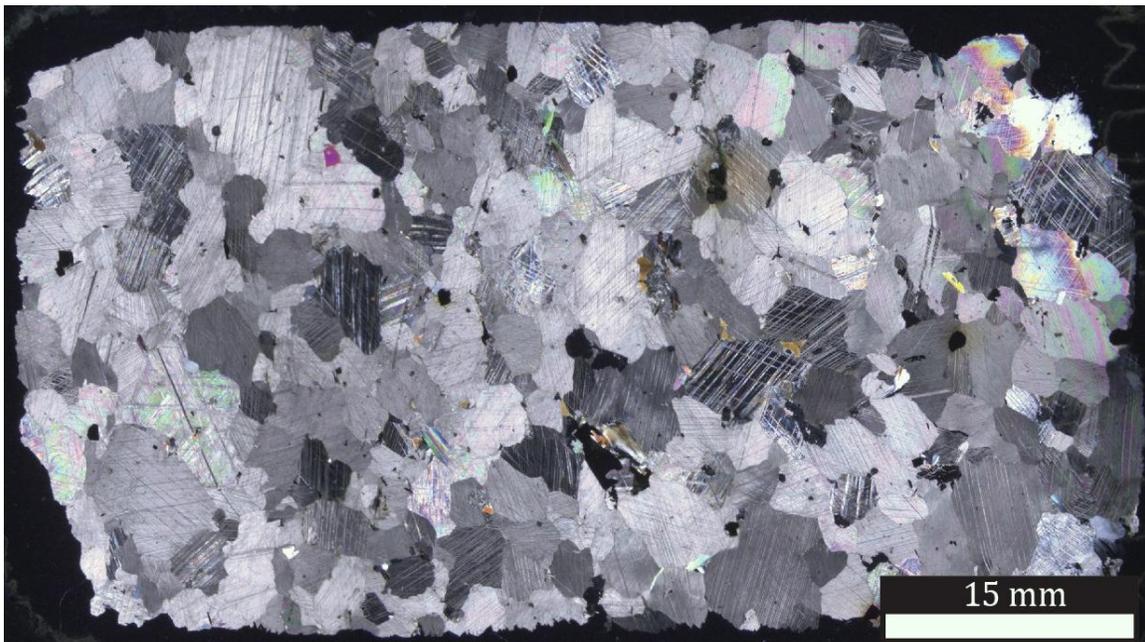


Fig. 9: Visão geral da lâmina petrográfica da amostra AND-02-A de mármore calcítico com foliação metamórfica incipiente marcada pelo estiramento de alguns cristais de calcita. NC

3.2.2. Escarnitos

Dentre as amostras selecionadas para laminação e estudo petrográfico, cinco delas foram classificadas como escarnitos. A laminação foi feita preferencialmente no contato entre os mármore e escarnitos ou rochas intrusivas para obter uma melhor observação da interação entre essas rochas. De maneira geral as amostras podem ser divididas, numa mesma lâmina petrográfica, em porções distintas como mármore-escarnito-diorito, mármore-

exoescarnito-endoescarnito, entre outros. A maioria destes escarnitos é de escala centimétrica, sendo caracterizados como escarnitos de contato (ou escarnitos metamórficos) e de granulação média a grossa, diferente da maioria dos escarnitos clássicos de substituição com granulação grossa (escarnitos de minério). A mineralogia dos escarnitos é variada e os principais minerais que ocorrem nestes são clinozoizita, diopsídio, calcita, quartzo, plagioclásio, hornblenda e granada grossulária. Estes minerais não ocorrem todos juntos, mas sim como paragêneses de alguns destes, formando grupos de escarnitos diferenciados em função da mineralogia. Dentre os minerais citados, os únicos presentes em todas as amostras são o diopsídio e a calcita. Entretanto, alguns minerais acessórios também são comuns em praticamente todas as amostras estudadas, como titanita, pirita e calcopirita, além de outros com ocorrência menos comum como o zircão e a apatita. Os principais minerais secundários são a sericita, formada a partir da forte sericitização dos plagioclásios e outro argilomineral de coloração amarelada (provável argilomineral do grupo das esmectitas) formada da alteração dos piroxênios. A determinação da grossulária foi feita através de difração de raios-X e análises com EDS no microscópio eletrônico de varredura. Apesar de algumas granadas cálcicas apresentarem anisotropia anômala ao microscópio polarizador, não foi possível definir o tipo de granada somente com o uso deste equipamento. A análise semi-quantitativa fornecida pelo MEV confirmou que a granada é cálcica com muito pouco ferro. A tabela 1 mostra a análise da granada por EDS no MEV. A partir das principais paragêneses os escarnitos foram divididos em três grupos, nomeados neste trabalho pelo conjunto de minerais mais significantes (estes nomes foram utilizados no trabalho para fins de simplificação, considerando que a nomenclatura de escarnitos varia em função do autor e em geral o nome do escarnito é dado levando em consideração o principal mineral de minério nele hospedado). Neste trabalho os três grupos foram chamados de (1) clinozoizita-hornblenda escarnitos, (2) clinozoizita-grossulária escarnitos e (3) grossulária escarnitos.

Spectrum: 247

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
Ca	20	K-series	19.83	36.76	23.57	0.60
O	8	K-series	15.10	27.99	44.95	1.79
Si	14	K-series	10.42	19.32	17.67	0.47
Al	13	K-series	7.10	13.15	12.52	0.36
Fe	26	K-series	1.50	2.78	1.28	0.07
Total:			53.95	100.00	100.00	

Tab. 1: Análise da granada por EDS-MEV

Os **clinozoizita-hornblenda escarnitos** ocorrem divididos em setores de mineralogia distinta, e apresentam a zonação: mármore calcítico, escarnito de contato e metadiorito (Fig. 10a). Na porção do mármore, a rocha tem textura granoblástica grossa, com cristais de calcita com contatos retilíneos e pouca mica branca entre os grãos de calcita. Entre o mármore e o metadiorito encontra-se o próprio escarnito de contato em geral com aproximadamente 5 mm de espessura composto por clinozoizita, diopsídio (alterando para actinolita [Fig. 10b] e argilominerais amarelados [esmectitas]), titanita, e plagioclásio fortemente alterado para sericita. Alguns cristais de plagioclásio apresentam forte zonação. A porção diorítica tem foliação marcada pela orientação dos anfibólios e a rocha é composta por hornblenda predominante de até 1,5 mm, plagioclásio anédrico sericitizado, cristais euédricos de titanita e pirita disseminada entre anfibólios e plagioclásios.

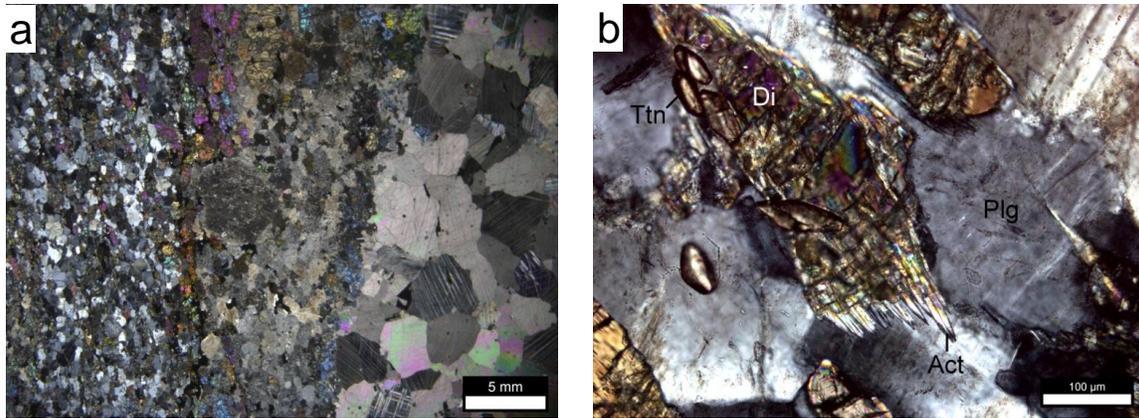


Fig. 10: (a) Bandamento mineralógico, da esquerda para a direita: metadiorita, escarnito de contato e mármore calcítico - NC (b) Transformação do diopsídio em actinolita entre grãos de plagioclásio pouco sericitizados e pequenos cristais de titanita - NC.

Os **clinozoizita-grossulária escarnitos** são escarnitos de contato e apresentam bandamento mineralógico do mármore em direção ao escarnito. O mármore calcítico que está em contato é o mesmo descrito acima e é composto basicamente por calcita fina a grossa com os cristais levemente estirados marcando a foliação metamórfica da rocha. A granulação da calcita aumenta em direção ao escarnito. Há uma franja de clinozoizita (Fig. 11a) com intercrescimento de quartzo que pode ser observada na figura 11b (imagem de elétrons retroespalhados obtida no microscópio eletrônico de varredura). Esta franja de clinozoizita situa-se entre os cristais de calcita e uma banda composta por granada grossulária com inclusões de apatita euédrica, assim como carbonatos em fraturas. Há outra franja de clinozoizita na outra borda da banda de granada, porém desta vez em contato com plagioclásio, quartzo e diopsídio (Fig 11c). A matriz do escarnito é composta por grãos de quartzo, plagioclásio sericitizado, diopsídio, apatita e titanita. A granulação diminui do contato com o mármore para o interior do escarnito, que é praticamente equigranular depois de aproximadamente 0,5 cm da banda de grossulária em direção ao endoescarnito. A banda de granada grossulária com as franjas de clinozoizita pode ser observada na figura 11d.

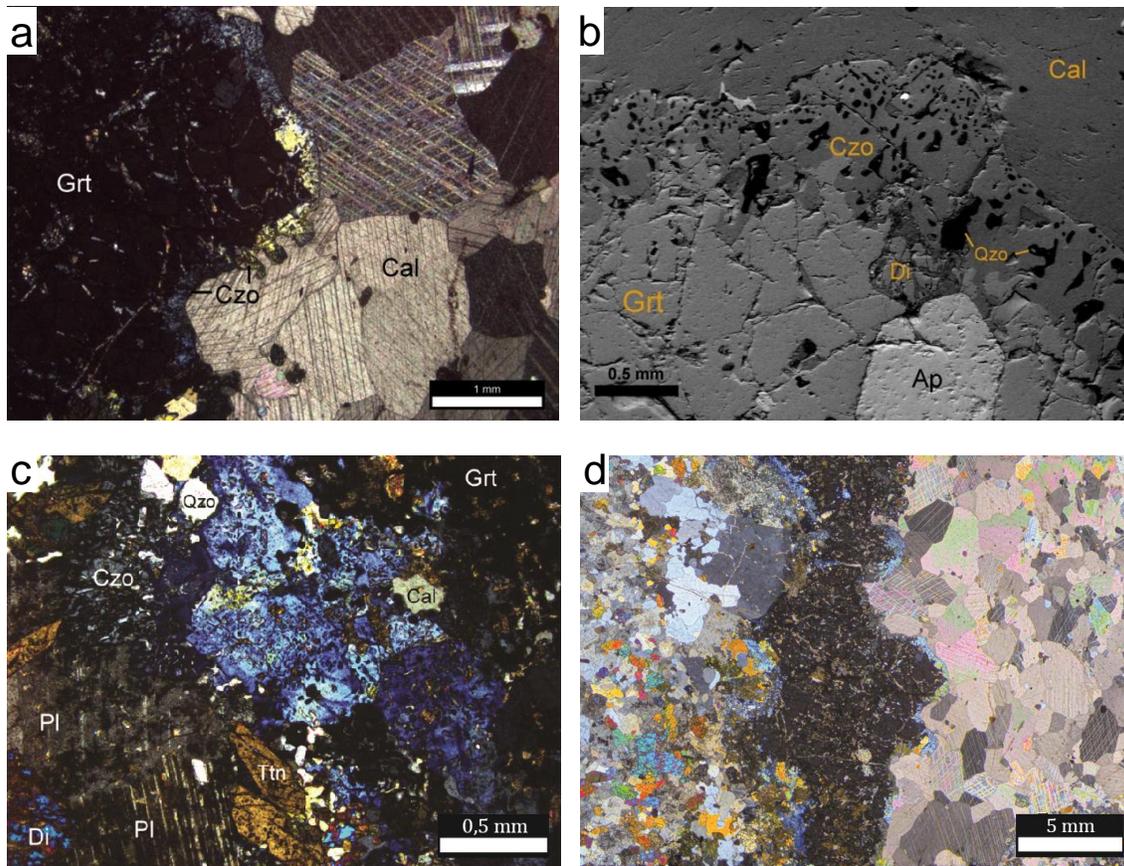


Fig. 11: (a) Franja de clinozoizita entre cristais de calcita e granada grossulária - NC (b) intercrescimento de quartzo e clinozoizita entre granada e calcita. Apatita euédrica inclusa na granada - BSE-MEV. (c) Clinozoizita formada a partir de quartzo, plagioclásio (anortita) e calcita. Cristais de titanita e diopsídio - NC (d) Granada grossulária com franjas de clinozoizita entre mármore e endoescarnito - NC.

Os **grossulária escarnitos** são exoescarnitos cálcicos inequigranulares. Os cristais de calcita estão deformados e com contatos serrilhados, o quartzo ocorre de maneira semelhante a calcita e por vezes está dividido em subgrãos e com extinção ondulante. A granada grossulária ocorre como grãos anédricos a euédricos, sendo que os maiores, com até 15 mm. Um panorama de uma lâmina petrográfica está demonstrada na figura 12a. Um intercrescimento de granada, quartzo e calcita ocorre formando agulhas de calcita e quartzo dentro da granada (Fig. 12b). Estas agulhas foram identificadas opticamente como wollastonita, devido a seu hábito, outras propriedades ópticas e a afinidade

deste mineral com este sistema químico. Entretanto, ao ser estudada no microscópio eletrônico de varredura, foi constatado que as agulhas são compostas por quartzo e calcita somente. Alguns grãos de diopsídio disseminados pela rocha ainda resistem, entretanto a maioria já está parcialmente ou totalmente alterado para argilominerais amarelados de baixa resolução óptica, possivelmente da família das esmectitas. Por fim, pirita e calcopirita ocorrem como pequenos cristais subédricos disseminados pela rocha.

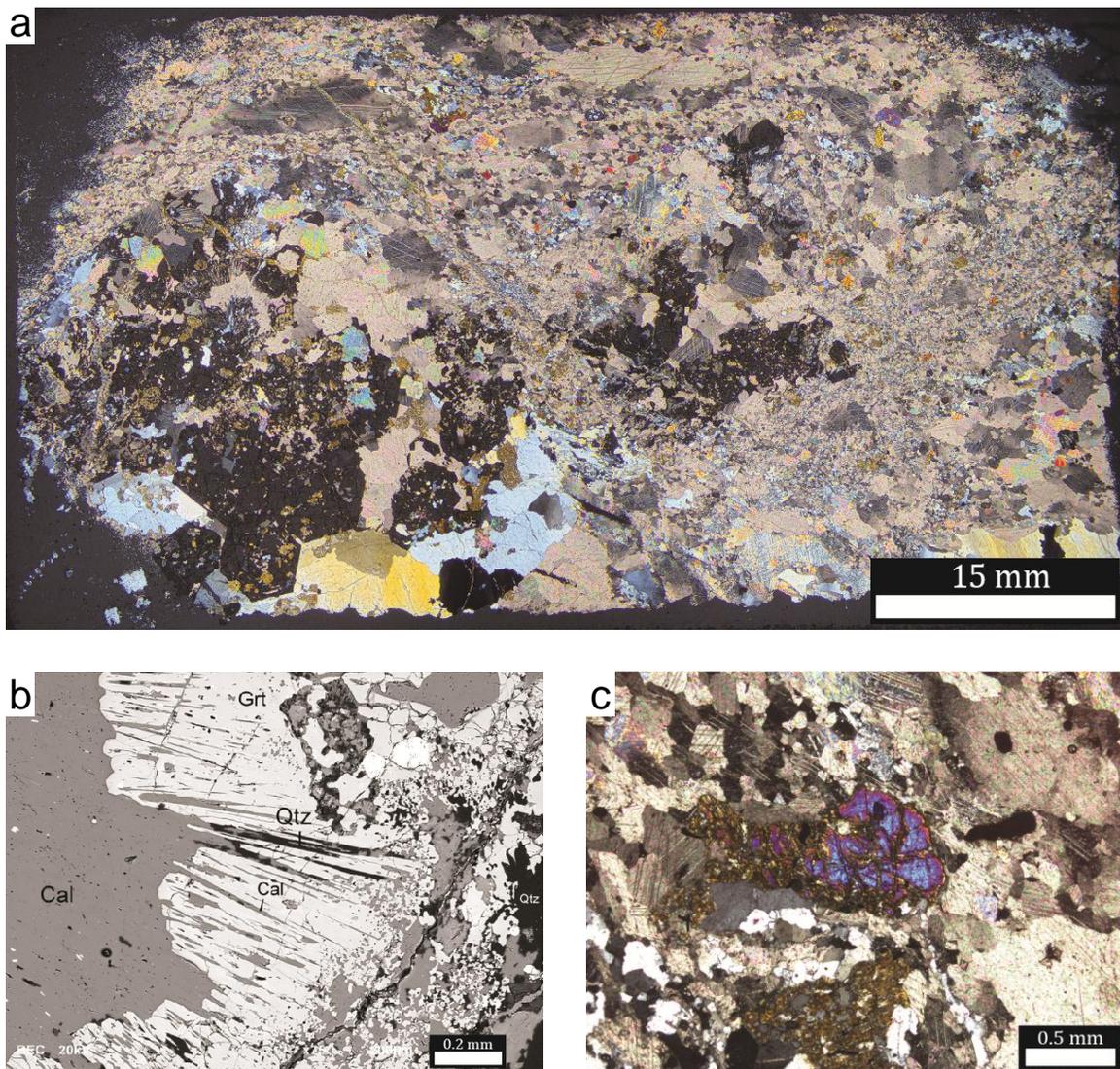


Fig. 12: (a) lâmina petrográfica de um grossulária escarnito - NC. (b) Intercrescimento de calcita, granada e quartzo - BSE-MEV (c) no centro: diopsídio parcialmente alterado para argilominerais, embaixo: diopsídio totalmente alterado para argilominerais – NC.

3.2.3. Veios de fluorita

Quatro amostras representativas dos veios de fluorita foram selecionadas em campo para estudo petrográfico detalhado. Ao contrário dos escarnitos, as amostras de veios estudadas apresentam mineralogia similar e a variação existente é textural ou na ocorrência de alguns sulfetos diferentes, mas sempre em pequenas quantidades. A petrografia dos mármore que hospedam os veios é a mesma daquela já descrita acima, contudo o mármore as vezes pode ter uma proporção de mica maior ou até alguns pequenos grãos de fluorita entre grãos de calcita. A espessura média dos veios varia de 2 a 5 mm e possuem bandamento mineral com zonas biminerálicas ou monominerálicas. Em geral, a zonação dos veios é simétrica, entretanto por vezes a simetria é irregular em função da espessura das zonas minerais não serem exatamente iguais em ambos lados do veio (Fig. 13a). Um exemplo de veio simétrico regular é ilustrado na figura 13b. Os principais minerais presentes nestes veios são: fluorita, fengita, feldspato potássico, albita e mica branca muito fina. Os minerais secundários que ocorrem em proporção muito menor são principalmente sulfetos e são, por ordem de abundância (do mais comum ao menos comum): pirita, calcopirita, galena (Fig. 13c), esfalerita e cassiterita. Para a determinação da fengita foi utilizado a técnica de difração de raios-X e análises do EDS no MEV. A presença de Mg na composição da mica confirmou o tipo de mica branca presente nos veios. Um dos veios estudados (amostra AND-02-C) apresenta zonação simétrica irregular e um perfil perpendicular ao veio apresenta a seguinte zonação, com início e fim no contato com os as calcitas do mármore: fluorita roxa escura média intercrescida com mica branca fina, cristais euédricos de fluorita, fengita com crescimento radial, intercrescimentos de fluorita e fengita fina, camada de fengita radial, K-feldspato, albita (núcleo do veio) (Fig. 13d). É comum que haja diferença no tamanho dos cristais de fluorita dentro de um mesmo veio, assim como no tamanho das micas. De forma geral a fengita é maior em direção ao centro do veio, entretanto não foi possível notar um padrão de tamanho de grão das fluoritas em função da sua localização nos veios. As fluoritas ocorrem incolores ou roxas em todos os veios. Apesar da ampla

variedade de cores que este mineral apresenta, somente estas duas variedades foram encontradas nesses veios.

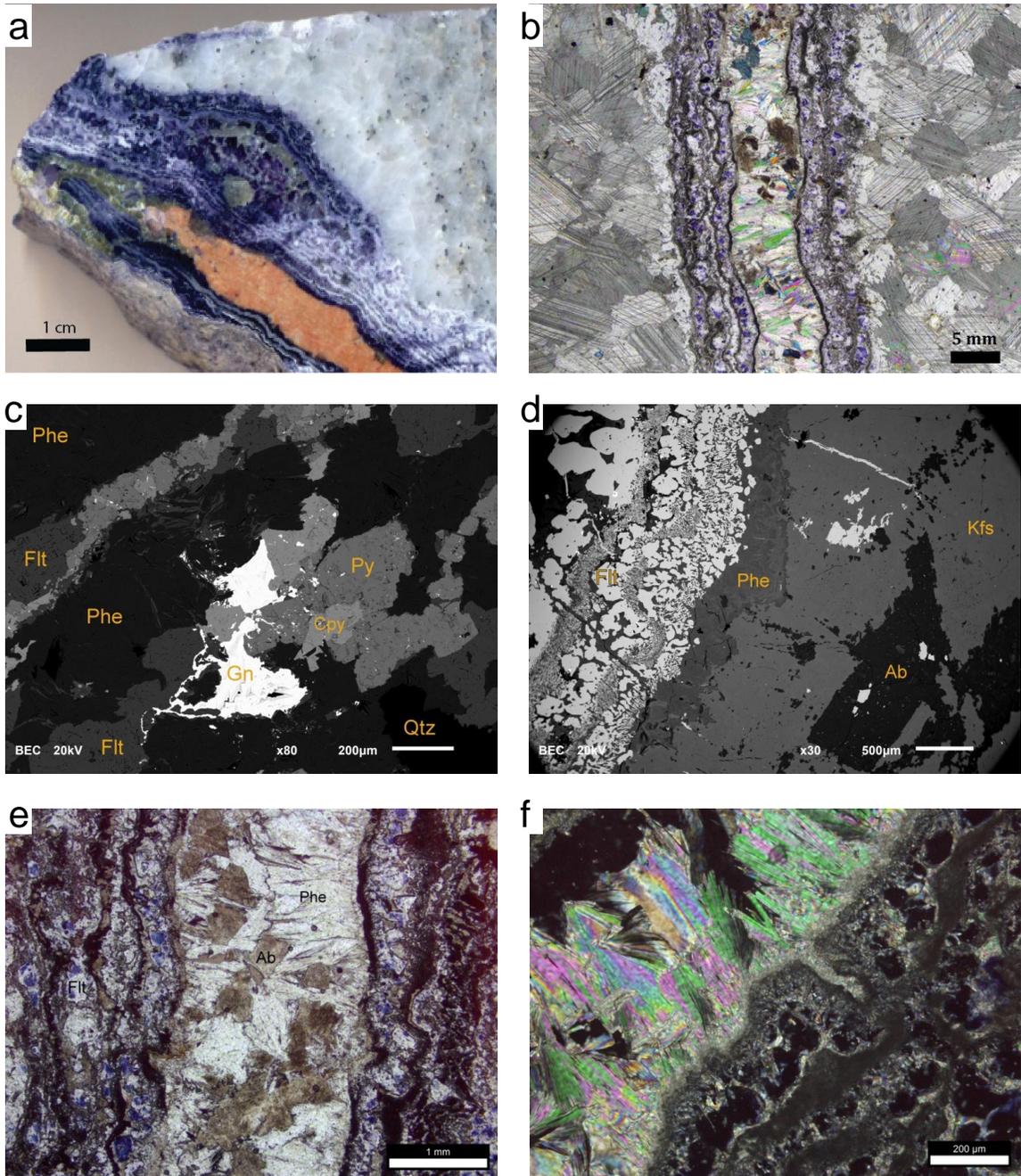


Fig. 13: (a) Exemplo de veio com simetria irregular com fluorita, fengita, k-feldpsato e albita. (b) Exemplo de veio simétrico com fluorita, fengita e albita (nicóis cruzados a 70°) (c) sulfetos em veios de fluorita, galena, calcopirita e pirita BSE-MEV. (d) Núcleo de um veio, da esquerda para a direita: intercrescimentos de fluorita com mica branca fina, fengita radial, feldspato potássico e albita no centro. BSE-MEV (e) Veio com fengita radial e albita no núcleo - ND. (f) Da esquerda para a direita: fengita radial seguida por mica branca muito fina intercrescida com cristais de fluorita - NC.

4. Discussões

4.1. Discussões dos dados de campo

A predominância de veios de fluorita na pedreira Andreazza e a quase ausência destes na pedreira Mônego possivelmente está relacionada a proximidade desta última com riolitos da Fm. Acampamento Velho que afloram ao sul da área, considerando que neste trabalho a fonte dos fluidos portadores de flúor é atribuída ao vulcanismo da Fm. Acampamento Velho. A distribuição proporcional dos escarnitos nas duas pedreiras indica que a intrusão dos granitóides do Complexo Cambaí nos mármorees do Complexo Cambaizinho ocorreu de maneira similar nas duas pedreiras.

Em relação às estruturas, é possível inferir que a associação espacial dos veios de fluorita com fraturas, falhas e outras descontinuidades dos mármorees indique um ambiente de circulação de fluidos de crosta rasa e temperaturas mais baixas, principalmente quando comparados aos escarnitos. Saalman et al. (2006), sugere um estágio de deformação rúptil D4, dentre outros na área e é descrito como falhamentos frágeis que ocorrem principalmente em contatos de litologias distintas ou entre superfícies estratigráficas, como limite de camadas ou contato entre formações distintas na mesma unidade estratigráfica. Os mesmos autores também afirmam que esse episódio D4 é contemporâneo a intrusão do granito Caçapava (~560 Ma), o que é coerente com a hipótese de que os fluidos provenientes do magmatismo de aproximadamente 550 Ma (Sommer et al. 2005) tenham percolado pelas fraturas e falhas geradas neste tempo. Da mesma forma, sabe-se que os veios de fluorita são de idade mais jovem, justamente por não estarem afetados pela deformação dúctil relacionada a intrusão do Complexo Cambaí 700-750 Ma (Leite et al., 1998; Babinski et al., 1996).

Os escarnitos estão associados espacialmente a estruturas dúcteis e isto indica que houve deformação durante a intrusão e injeção de fluidos gerando essas rochas ou também pode indicar alternativamente que os mármorees foram

intrudidos, os escarnitos foram formados e posteriormente todo complexo (mármore, escarnitos e TTGs) foi deformado. Independentemente da situação, sabe-se que os escarnitos estiveram em níveis crustais mais profundos e possivelmente formados sob temperaturas elevadas (~ 400 a 450°C). Saalman et al. (2006) sugere que houve um evento de deformação D3 no Bloco São Gabriel, caracterizado por movimentos transpressivos dextrais, com zonas dominadas por compressão caracterizadas por dobramentos e a intrusão sincinemática dos granitóides do Complexo Cambaí, formando, nesse mesmo episódio, os escarnitos aqui estudados. A presença de estruturas do tipo adelgaçamento e segmentação das injeções granitóides e a deposição de quartzo em zonas de baixa deformação ("sombras de pressão") favorecem a hipótese de injeções sin-cinemáticas.

4.2. Discussão da trajetória de temperatura e pressão de fluidos (CO₂ e H₂O) durante a formação dos escarnitos

Os principais componentes envolvidos neste sistema de interação entre os fluidos magmáticos e mármore são: SiO₂ – Al₂O₃ – CaO – H₂O – CO₂. Neste caso, os fluidos provenientes dos TTGs contribuem principalmente com SiO₂, Al₂O₃, H₂O e CO₂ e os mármore fornecem basicamente CaO e CO₂. Diferentes situações foram observadas nas amostras estudadas e as variações entre reagentes e produtos foi inferida a partir da mineralogia, assim como a estimativa da trajetória da temperatura e da pressão de fluidos. Bowman (1998) propôs um gráfico com reações e campos de estabilidade para o sistema SiO₂–Al₂O₃–CaO + (H₂O–CO₂) a partir de cálculos termodinâmicos utilizando SUPCTR92. Desta forma, os escarnitos identificados puderam ser agrupados em 3 grupos em função do seu modo de ocorrência e sua mineralogia.

4.2.1. Situação I: clinozoizita-grossulária escarnitos

A partir da zonação mineral nos clinozoizita-grossulária escarnitos é possível inferir uma sequência de cristalização considerando principalmente a ocorrência de clinozoizita, granada grossulária, quartzo, plagioclásio (anortita) e calcita. De forma geral a clinozoizita ocorre como primeiro mineral formado nos escarnitos e permanece estável nos contatos do escarnito com a rocha ígnea e com o mármore. A clinozoizita é formada a partir da seguinte reação:



A amostra MON-1-05 representa essa reação e pode ser observada na Fig. Xc. Uma feição de exsolução de quartzo na clinozoizita indica excesso de SiO₂ no sistema (Fig. 14). A partir da clinozoizita, quartzo e calcita é formada a granada grossulária, pela reação a seguir:



Essa reação pode ocorrer de três maneiras: com o aumento da temperatura, com diminuição da pressão de CO₂ ou como uma mistura dos dois processos. O gráfico a seguir, proposto por Bowman (1998), demonstra as reações citadas em função da temperatura e concentração de CO₂. É possível estimar uma trajetória, entretanto com pouca precisão devido à ausência de informações que possam amarrar um ponto inicial e final de equilíbrio destes escarnitos. A partir de estudos futuros com utilização de microsonda eletrônica e análises de química mineral, pode se tornar possível a determinação exata desta trajetória. O excesso de sílica no sistema indica que a atividade de SiO₂ era relativamente elevada nestes domínios (intrusão ácida granitóide, SiO₂ > 66%).

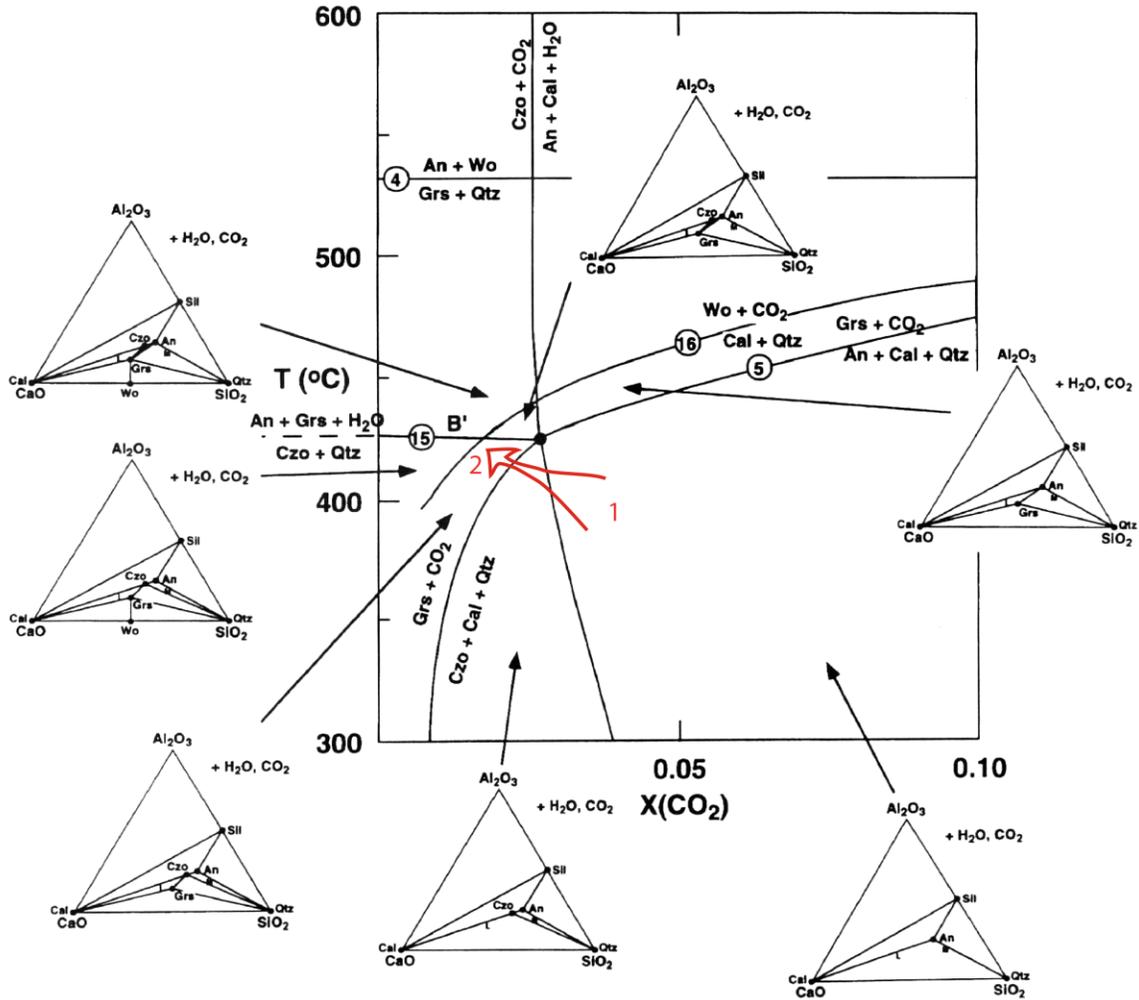


Fig. 14: Trajetória estimada de temperatura e pressão de CO₂ com base na mineralogia e texturas dos clinozoizita-grossulária escarnitos. Provavelmente as condições iniciais eram referentes ao ponto 1 e finais em 2, assinalados na figura. A trajetória atravessa duas linhas de reações, a primeira, $An + Cal + H_2O = Czo + Cal + Qtz$; e a segunda: $Czo + Cal + Qtz = Grs + CO_2$ (adaptado de Bowman, 1998)

4.2.2. Situação II: grossulária escarnitos

Avaliando a paragênese destas rochas e considerando a ausência de clinozoizita, pode-se inferir que as reações tenham ocorrido sob pressões de CO₂ superiores, se considerarmos o gráfico proposto por Bowman (1998). A reação para formação da granada grossulária a partir de anortita, calcita e quartzo é a seguinte:



Consideramos que a anortita foi totalmente consumida na reação, entretanto calcita e quartzo sobraram. Se o sistema continuasse evoluindo como ocorreu na formação da grossulária, o próximo mineral formado seria a wolastonita. Entretanto, após a formação de granada grossulária, com um leve aumento da temperatura (~ 15°C), este mineral poderia ser formado a partir da seguinte reação:



Apesar da situação favorável a formação de wolastonita, ela não pôde ser identificada nas amostras estudadas. Entretanto, é possível que ela tenha sido formada e, posteriormente desestabilizado por aumento da pressão de CO₂ e segregado-se em quartzo e calcita, os dois componentes formadores da wolastonita. Isso explicaria as agulhas de calcita e quartzo presentes nessa rocha. Considerando que este hábito prismático acicular é muito incomum para o quartzo ou calcita, porém acicular muito comum para wolastonita. A sequência de reações e trajetória de temperatura e pressão de CO₂ é sugerida no gráfico abaixo (Fig. 15). Conclui-se, portanto, que houve aumento de temperatura no sistema e possivelmente de pressão de CO₂. Novamente vale ressaltar que esta trajetória é estimada a partir de interpretações com os dados disponíveis de petrografia, dados de microsonda eletrônica e estudos de química mineral podem confirmar e aumentar a precisão desta trajetória.

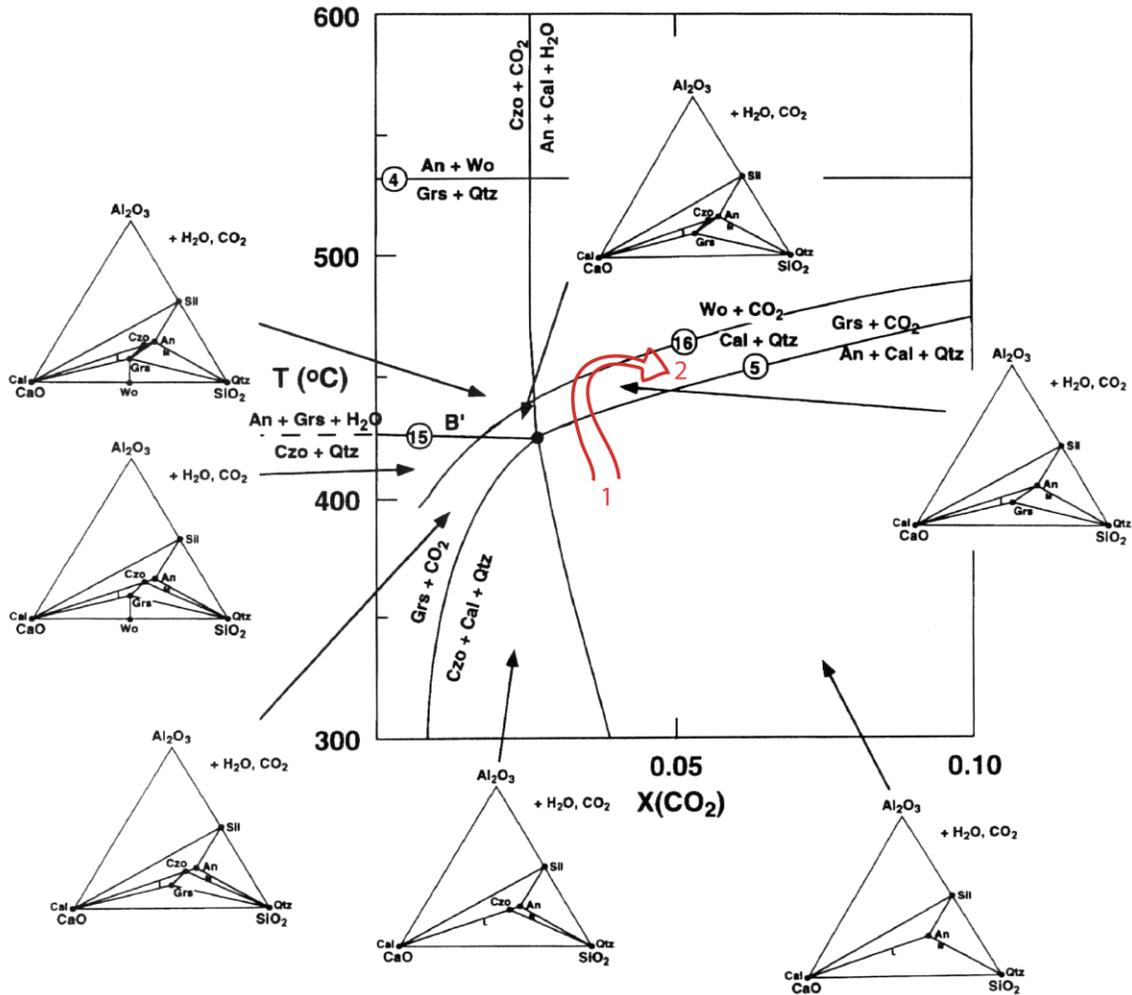


Fig. 15: Trajetória estimada de temperatura e pressão de CO₂ com base na mineralogia e texturas dos grossulária escarnitos. Estima-se que a mudança das condições do sistema tenham mudado de 1 para 2. A trajetória atravessa duas linhas de reações, a primeira, $An + Cal + Qtz = Grs + CO_2$; e a segunda: $Cal + Qtz = Wo + CO_2$ (adaptado de Bowman, 1998)

4.3. Discussão dos veios de fluorita

Os "veios de fluorita", assim chamados ao longo do trabalho devido à presença de fluorita em todos os veios estudados, agrupam todos os veios estudados principalmente pela coloração roxa azulada que destaca estes veios em meio aos mármores praticamente brancos, mesmo que em alguns casos a fluorita não seja o mineral predominante. Por vezes, a fengita ocorre em quantidades equivalente à fluorita. Os veios foram descritos e detalhados ao longo do trabalho, estão resumidos no capítulo anterior (Cap. 3) e individualmente descritos no atlas anexado ao final desta monografia.

Algumas interpretações sobre texturas e minerais destes veios devem ser destacadas, como o bandamento composicional do veio, presença de fengita, presença de feldspato potássico, albita e sulfetos. As feições de reação dos limites dos veios com os mármores são poucas e por vezes ausentes, indicando que apesar de composicionalmente contrastantes, os fluidos e os mármores reagiram muito pouco e que a mineralogia dos veios representa quase, se não integralmente, a composição do fluido que percolou pelos pelos mármores. A ausência de interação fluido/rocha pode indicar que a temperatura do sistema era baixa a moderada. A rocha encaixante encontrava-se em pequenas profundidades e portanto em condições de baixa temperatura e o sistema era composicionalmente pouco reativo (atividade de SiO_2 baixa). Desta maneira, pode-se inferir que o mecanismo de cristalização nos veios foi praticamente 100% por precipitação direta. A precisão na determinação de temperaturas do fluido podem ser obtida através do estudo de inclusões fluidas e pretende-se realizar o mesmo na sequência desta pesquisa. É provável que a cristalização desses veios tenha ocorrido em espaços disponíveis e já abertos nas rochas, considerando que o centro dos veios, em geral, é preenchido por crescimentos simétricos radiais de fengita que indicam crescimento livre (Hibbard, 1995) .

A zonação simétrica mais simples da maioria dos veios apresenta, das bordas para o centro do veio: fluorita intercrescida com mica branca muito fina, fengita, feldspato potássico e albita indicando que a sequência de deposição dos

minerais a partir do fluido é esta, sendo que os primeiros minerais depositados foram a fluorita e mica branca e por último a albita. Esta sequência demonstra que a composição do fluido variou utilizando-se do Ca e F de imediato depositando fluorita como fase não silicática associado a mica branca muito fina utilizando Si, Al e K. Na sequência, o fluido depositou principalmente minerais compostos por SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O (fengita e feldspato potássico) e utilizou-se do pouco de Mg e Fe que possuía para formar a fengita. Por fim, o NaO é depositado formando albita juntamente com o restante de SiO_2 e Al_2O_3 e pouco quartzo.

Avaliando as diferenças no tamanho de grão dos veios e a sequência mineralógica é provável que a temperatura de deposição tenha aumentado a medida que o veio foi sendo formado. Como os cristais que estão em contato com as paredes do veio são menores é possível que o contato do fluido quente com a rocha fria tenha cristalizado rapidamente a fluorita e mica branca fina a muito fina que não pode desenvolver lamelas maiores. Na sequência, com o fluxo de fluidos nas descontinuidades, as paredes da rocha já estavam mais aquecidas e desta vez, o menor contraste de temperatura propiciou a cristalização mais lenta formando fluorita mais grossa e lamelas de fengita maiores.

5. Conclusões

1. Os escarnitos encontrados na área tem origem relacionada à intrusão dos TTGs do Complexo Cambaí nos mármore calcíticos do Complexo Cambaizinho, entre 750 e 690 Ma, formados a profundidades moderadas e temperaturas por volta de 400 a 450°C.
2. Os veios de fluorita estudados tem sua origem relacionada ao vulcanismo da Fm. Acampamento Velho (~550 Ma) com percolação de fluidos portando H₂O, F, K, Na, Al, Si, (Fe, Mg) em planos de descontinuidade, como fraturas, planos de falha e planos de acamamento dos mármore calcíticos de Vila Nova do Sul.
3. Os fluidos hidrotermais responsáveis pela deposição dos veios de fluorita reagiram muito pouco com os mármore pela provável baixa temperatura dos mármore encaixantes posicionados em setores mais rasos da crosta.
4. Baseado em observações texturais e mineralógicas dos veios, a temperatura de cristalização possivelmente aumenta das paredes para o centro do veio e esta deposição ocorreu em espaços já disponíveis nos mármore e muito pouco em espaços gerados pela pressão dos próprios fluidos.
5. A variação da composição química dos fluidos geradores dos veios com o tempo, baseada em observações do bandamento mineralógico, ocorreu conforme a seguinte ordem de fracionamento dos elementos, dos primeiros aos últimos a serem extraídos: Ca + F, K + Al + Si, Na + Al + Si.
6. Durante a formação dos escarnitos ocorreu um aumento de temperatura associada a aumento ou diminuição da pressão de CO₂ em função do posicionamento de cada escarnito em locais com confinamento dos fluidos (aumentando a pressão de CO₂) ou liberação dos fluidos através de estruturas como fraturas ou falhas (diminuindo a pressão de CO₂).

6. Referências

- Almeida D.P.M., Zerfass H., Basei M.A. (1996). Mineralogia, geoquímica e novas idades para o vulcanismo ácido da Bacia do Camaquã In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. Anais. Salvador, SBG, 2:19-21.
- Almeida, D.P.M., Zerfass, H., Basei, M.A., Petry, K. and Gomes, C.H. (2002). The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian bimodal volcanic package: geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS–Brazil). *Gondwana Res.*, v. 5, pp. 721-733.
- Anovitz, L. M., & Essene, E. J. (1990). Thermobarometry and pressure-temperature paths in the Grenville Province of Ontario. *Journal of Petrology*, 31(1), 197-241.
- 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.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C., (1996). Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24 (5), 439–442.
- Bitencourt, M.F., (1997). Projeto Vila Nova. Mapa Geológico 1:50.000. Trabalho de graduação do Curso de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Não Publicado. Mapa, arquivo da UFRGS.
- Blackwell, D. D., Steele, J. L., 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: Solid Earth* (1978–2012), 95(B12), 19475-19493.
- Bonatti, E. (1975). Metallogenesis at oceanic spreading centers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 3, 401.
- 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, 1-49.
- Bucher, K. and Frey, M., (2002). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 327

- Burt, D. M. (1974). Metasomatic zoning in Ca-Fe-Si exoskarns. *Carnegie Inst Washington Pub*, 634, 287-293.
- Carvalho, P. F. (1932). Reconhecimento geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, Boletim 66
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., da Silva, L.C., (1995). Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Commun. Geol. Surv. Namibia* 10, 151–166.
- Goni, J. C. (1962), Origine des roches ultrabasiques et serpentineuses du pre-cambrien de Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et mineralization. *Bol. Esc. Geol. Porto Alegre*, 12: 1-89
- Guy, B., Sheppard, S. M. F., Fouillac, A. M., Le Guyader, R., Toulhoat, P., & Fontelles, M. (1988). Geochemical and isotope (H, C, O, S) studies of barren and tungsten-bearing skarns of the French Pyrenees. In *Mineral Deposits within the European Community* (pp. 53-75). Springer Berlin Heidelberg.
- Hames, W. E., Tracy, R. J., & Bodnar, R. J. (1989). Postmetamorphic unroofing history deduced from petrology, fluid inclusions, thermochronometry, and thermal modeling: An example from southwestern New England. *Geology*, 17(8), 727-730.
- Hardy, R. and Tucker, M. (1988). X-ray powder diffraction of sediments. In: TUCKER, M. (Ed.). *Techniques in Sedimentology*. UK : Blackwell Science Ltd.
- Hartmann, L. A., Philipp, R. P., Santos, J. O. S., & McNaughton, N. J. (2011). Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19(1), 84-99.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., da Silva, L.C., Remus, M.V.D., Mc-Naughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., (2000). Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution. *Aust. J. Earth Sci.* 47, 829–844.
- Hartmann, L.A., Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Remus, M.V.D., De Lima, E.F., Mexias, A.S., (1999). Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul Shield, Brazil. *Pesquisas* 26 (2), 45–63, Porto Alegre.
- 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*. CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, pp. 53–78.

- Hibbard, M. J., & Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to petrogenesis* (Vol. 587). New Jersey: Prentice Hall.
- Jost, H., Villwock, J. A. (1966), Contribuição a estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos Esc. Geol. Porto Alegre*, 1(1): 13-26
- Jung, J.; Roques, M. (1952), Intrusão à l'étude zoneographique des formations crystallophylliens. *Bull. Serv. Carte Geol. France*, 50, nº 235.
- Koppe, J.C., Hartmann, L.A., (1988). Geochemistry of the Bossoroca greenstone Belt, southernmost Brazil. *Geochim. Brasil.* 2 (2), 167–174.
- Kwak, T. A. (1994). Hydrothermal alteration in carbonate-replacement deposits; ore skarns and distal equivalents. *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. Short Course Notes*, 11, 381-402.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr., F., (1998). SHRIMP U/Pb zircon geochronology of neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.* 40, 688–705.
- Machado, N., Koppe, J.C., Hartmann, L.A., (1990). A Late Proterozoic U–Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* (2–3), 87–90.
- 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). Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19(4).
- Paim, P. S. G., & Lopes, R. C. (2000). Geologia da região das Minas do Camaquã. Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar. São Leopoldo: UNISINOS, 111-132.
- Remus, M. V. D., (1990), Geologia e geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel - RS. Dissertação de mestrado. PPGGEO-UFRGS, 267 p. Porto Alegre
- 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., 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.

Ribeiro, M.; Bocchi, P.R.; Figueiredo F., Tessari, R. I. (1966), Geologia da quadricula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. DFPM, DNPM, Rio de Janeiro, Boletim, 127: 1-200.

Ribeiro, M., & Fantinel, L. M. (1978). Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. Iheringia, Série Geológica, 5, 19-54.

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.

Santos, E.L., Ramgrab, G.E., Maciel, L.A., Mosmann, R., (1989). Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul, escala 1:1.000.000 e parte do Escudo Sul-Riograndense, escala 1:600.000.- Departamento Nacional da Produção Mineral, MME, Porto Alegre, Brasil.

Silva Filho, B. C. (1984), Geology of the polyphase deformed Precambrian Terrane of the Vila Nova region, State of Rio Grande do Sul, southern Brazil, Part I: Petrogenesis. Acta Geológica Leopoldensia, 17, pp. 35–152

Skinner, B. J. (1979), The many origins of hydrothermal mineral deposits. Barnes H. L. (ed) Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd edn. John Wiley & Sons, New York, pp. 3-21.

Sommer, C. A. (2005). O vulcanismo neoproterozóico do Platô da Ramada, região de Vila Nova do Sul, RS. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 194p.

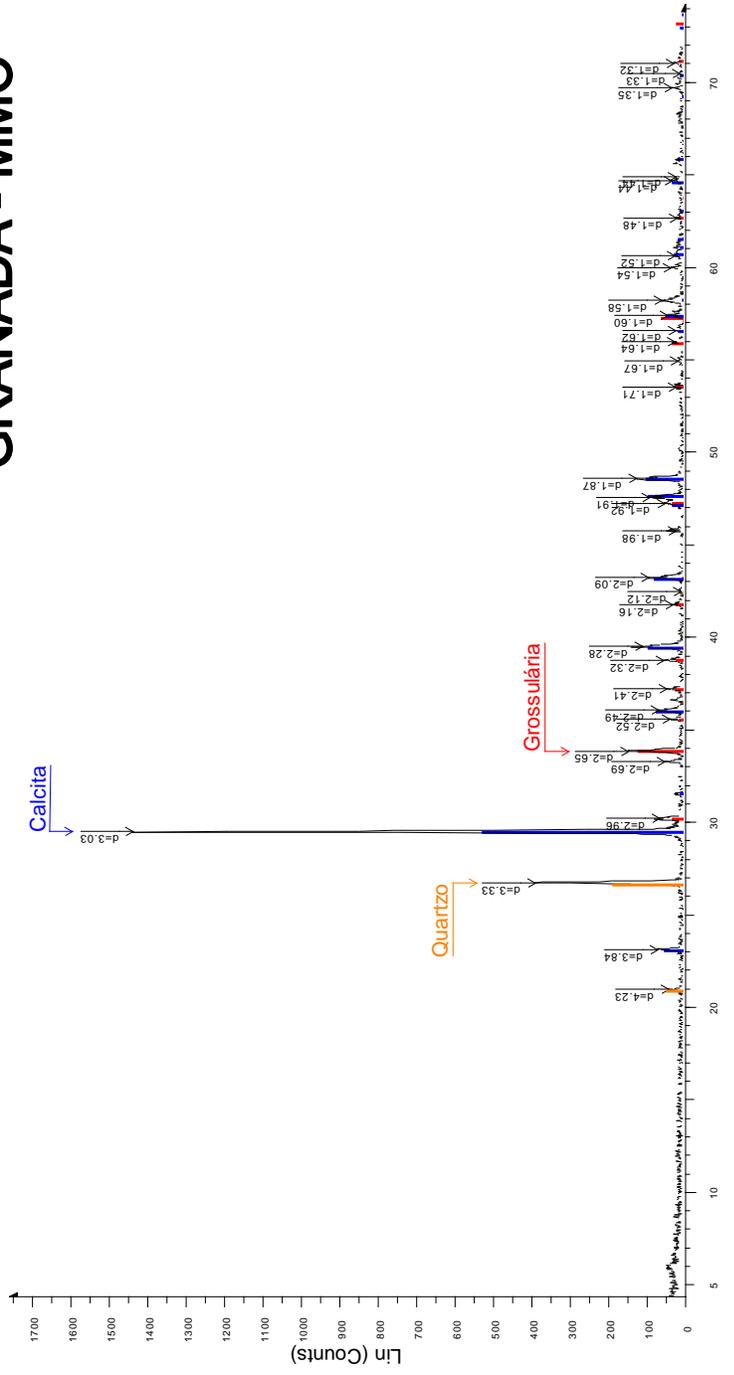
Watanabe, T., S. Yui, and A. Kato, Bedded manganese deposits in Japan, a review, in Volcanism and Ore Genesis, T. Tatsumi, ed., Univ. of Tokyo Press, Tokyo, pp. 119-142, 1970.

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>.

7. APÊNDICES

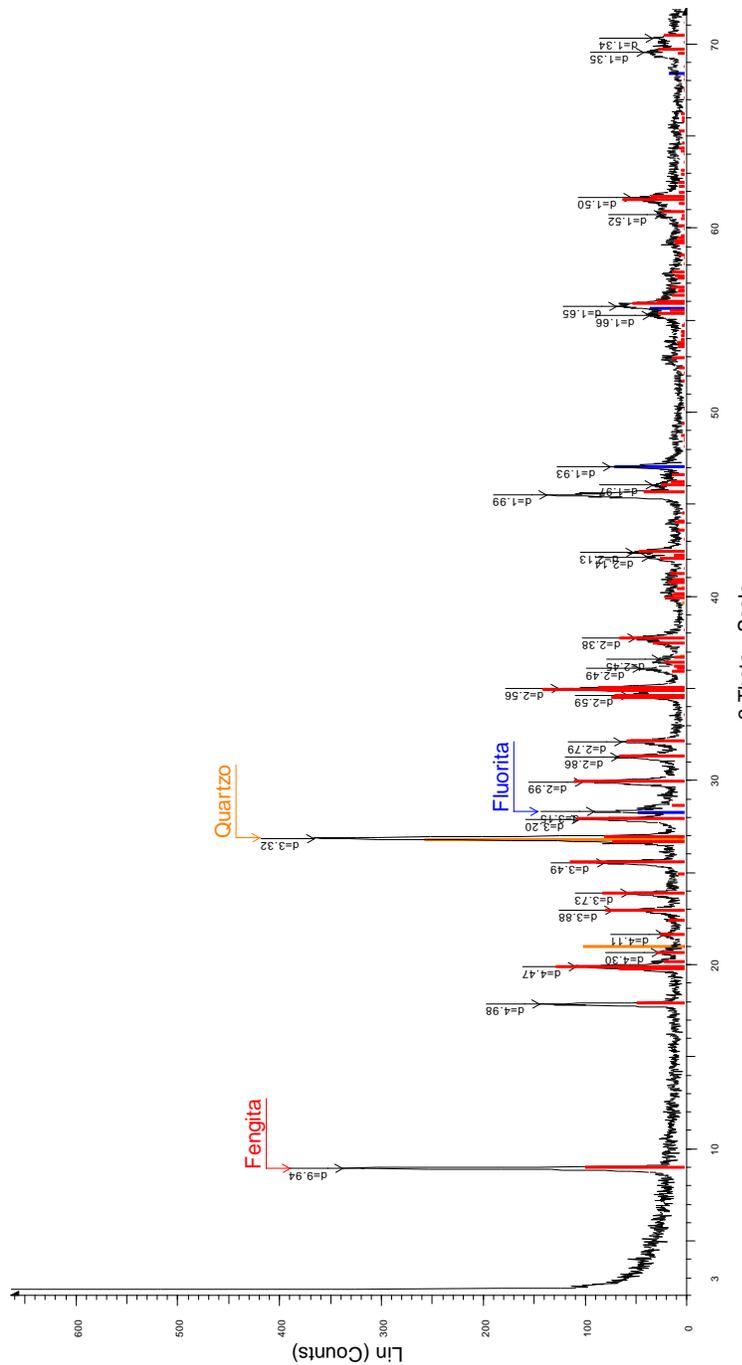
GRANADA - MMO



MMO-GRT - File: MMO-GRT.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 72.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 8 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display plane: Operations: Import

- 01-065-0235 (C) - Quartz bw - SiO2 - Y: 2.02 % - d x by: 1 - WL: 1.5406 - Hexagonal - IIC PDF 0.1 - S-Q 85.6 %
- 00-024-0177 (D) - Grossularite gemmel - CaAl2SiO7/2CaO/Al2O3-3SiO2 - Y: 1.31 % - d x by: 1 - WL: 1.5406 - Cubic - IIC PDF 2 - S-Q 3.9 %
- 01-072-1652 (C) - Calcite - CaCO3 - Y: 5.66 % - d x by: 1 - WL: 1.5406 - Rhombo.Rhexes - IIC PDF 3.2 - S-Q 10.5 %

AND-02-B



ANDOS-C verde - File: ANDOS-C verde.RAW - Type: ZrThIb - Start: 2.000° - End: 72.000° - Step: 0.020° - Step time: 1.1 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000° - Theta: 1.000° - Phi: 0.00° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - D

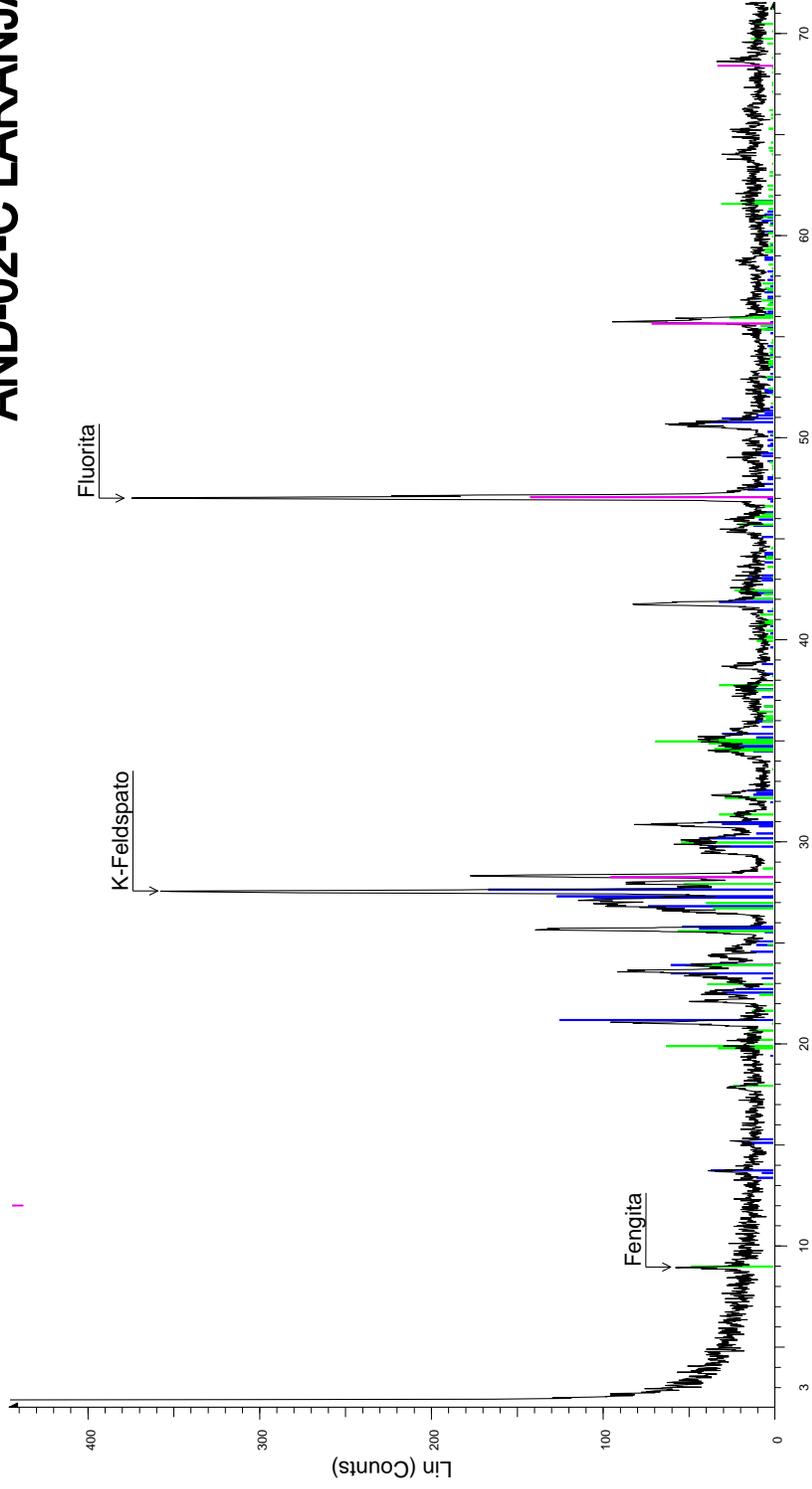
Operations: Import

01-083-2466 (C) - Quartz - syn - SiO₂ - Y: 2.44% - dx by: 1 - WL: 1.5406 - Hexagonal - IIC PDF 0.6 - S-Q 46.7% -

00-001-1274 (D) - Fluorite - CaF₂ - Y: 0.66% - dx by: 1 - WL: 1.5406 - Cubic - IIC PDF 1 - S-Q 8.1% -

01-076-0928 (C) - Fengite 2M1 - KAl₂Si₂Al₂(OH)₂ - Y: 1.33% - dx by: 1 - WL: 1.5406 - Monoclinic - IIC PDF 0.4 - S-Q 45.2% -

AND-02-C LARANJA

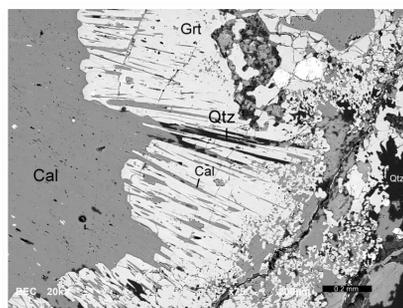
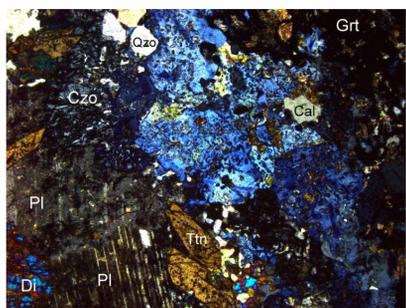
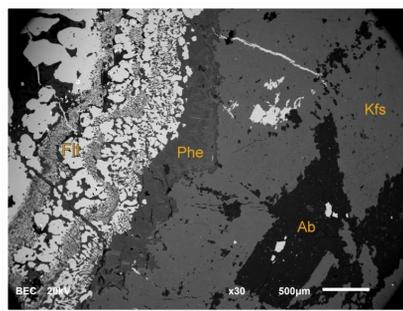


AND 02 b LAR - File: AND 02 b LAR.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 72.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Stated: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 ° -
Operations: Import
00-001-1274 (D) - Fluorite - CaF2 - Y: 1.34 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - I/c PDF 1. - S-Q 23.3 % -
01-084-0710 (C) - Feldspar potassium - K5Na5Al3Si3O8 - Y: 1.57 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tridimic - I/c PDF 0.6 - S-Q 45.4 % -
01-076-0928 (C) - Phengite 2M1 - KA2S3AlO10(OH)2 - Y: 0.65 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - I/c PDF 0.4 - S-Q 31.3 % -

ATLAS DE PETROGRAFIA

Apêndice do trabalho:

“Interações e reações entre fluidos magmáticos e mármores de Vila Nova do Sul, RS



Petrografia, fotomicrografias e resultados de análises de microscopia eletrônica

Guilherme Sonntag Hoerlle
Marcus Vinicius Dorneles Remus

ÍNDICE DE AMOSTRAS

AND-02-A



p. 04

AND-02-C



p. 06

AND-05-A/B



p. 08

AND-06-A



p. 10

AND-06-C



p. 12

AND-06-E



p. 14

MON-1-02



p. 16

MON-1-03



p. 17

MON-1-05



p. 18

MON-N-1



p. 19

MON-N-04



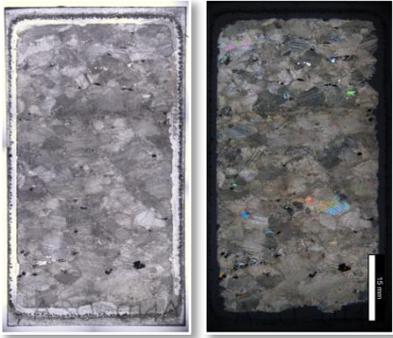
p. 20

MMO

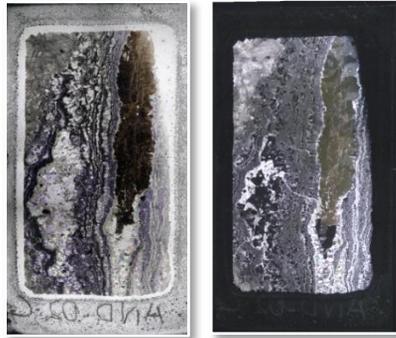


p. 15

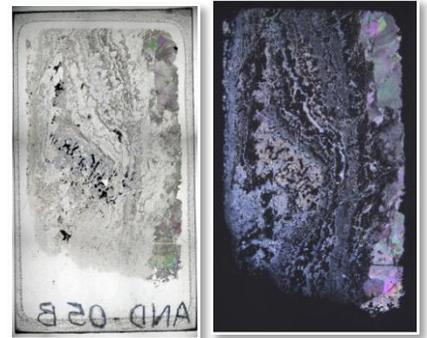
ÍNDICE DE LÂMINAS



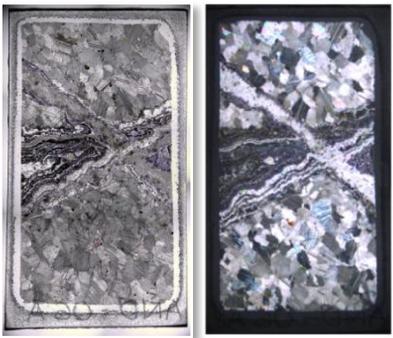
AND-02-A



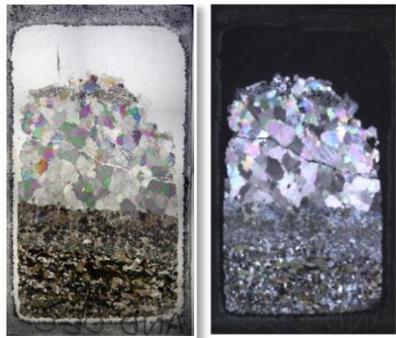
AND-02-C



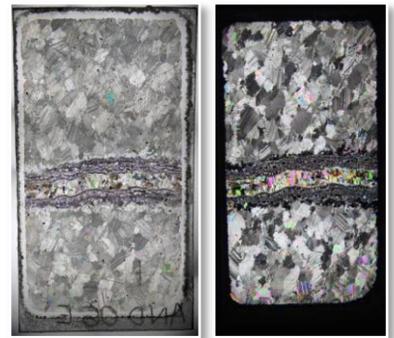
AND-05-B



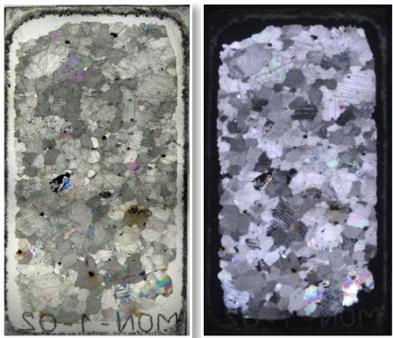
AND-06-A



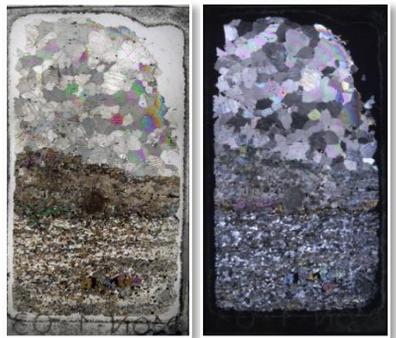
AND-06-C



AND-06-E



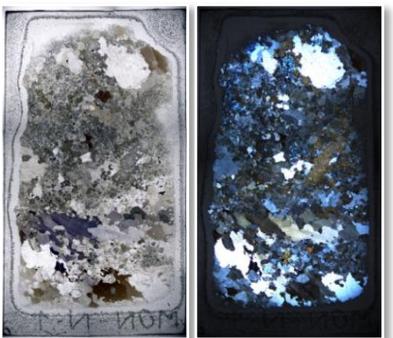
MON-1-02



MON-1-03



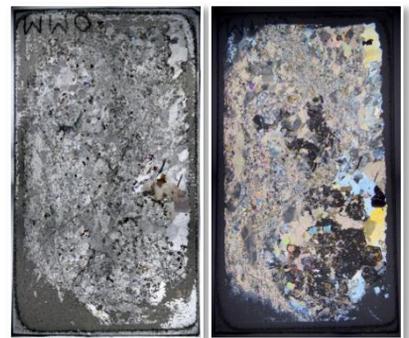
MON-1-05



MON-N-1



MON-N-04

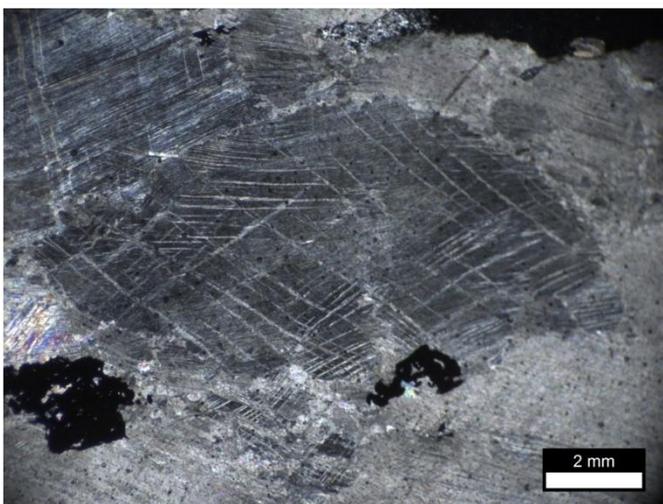
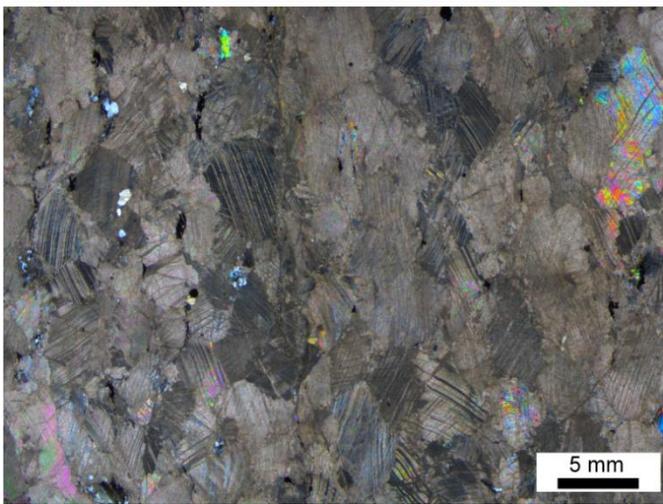


MMO

AND-02-A

Rocha: mármore calcítico

Mineralogia: Calcita, grafita, mica branca, quartzo, pirita, calcopirita,

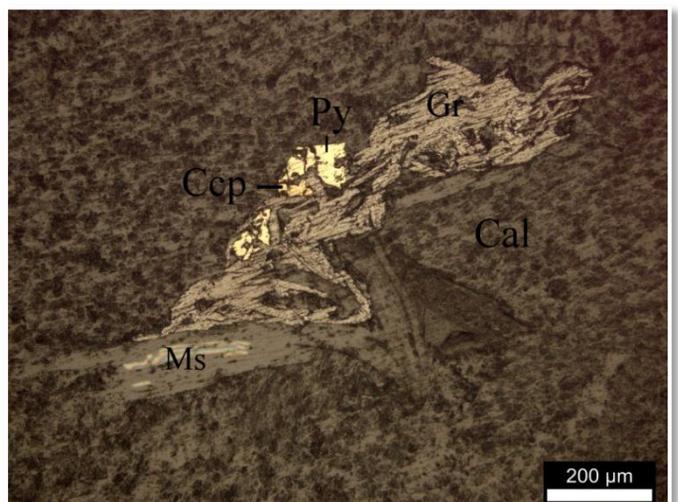
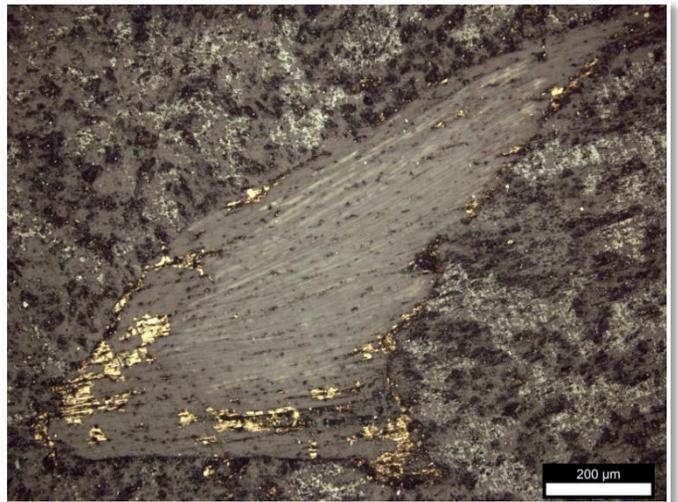
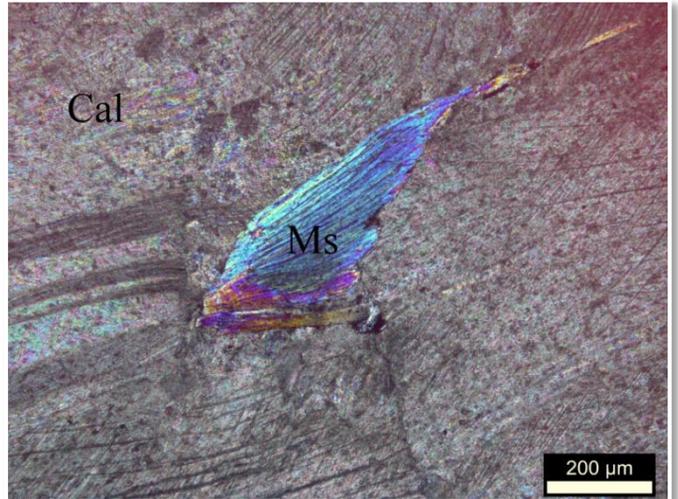


DESCRIÇÃO

Mármore calcítico foliado com textura granoblástica com estiramento das calcitas e orientação das micas e grafita marcando a foliação. A calcita ocorre como cristais estirados de até 15 mm e com contatos serrilhados. As maclas de formação da calcita estão deformadas de forma ondulada, mas também há presença de maclas de deformação pontiagudas. Micas do tipo moscovita ocorrem orientadas com a foliação e por vezes em forma de leque, com tamanho alcançando 2 mm. A rocha possui agregados de grafita de até 3 mm que ocorrem orientados segundo a foliação. Pirita e calcopirita também ocorrem em menor quantidade por vezes associada a grafita, ou em grãos isolados de até 0,5 mm disseminados no mármore. Uma pequena quantidade de quartzo ocorre na rocha como grãos subarredondados de até 0,5 mm ou anédricos, com extinção ondulante forte entre cristais de calcita. Por fim, traços de plagioclásio maclado, anédrico de até 0,5 mm também ocorrem entre cristais de calcita.

INTERPRETAÇÃO

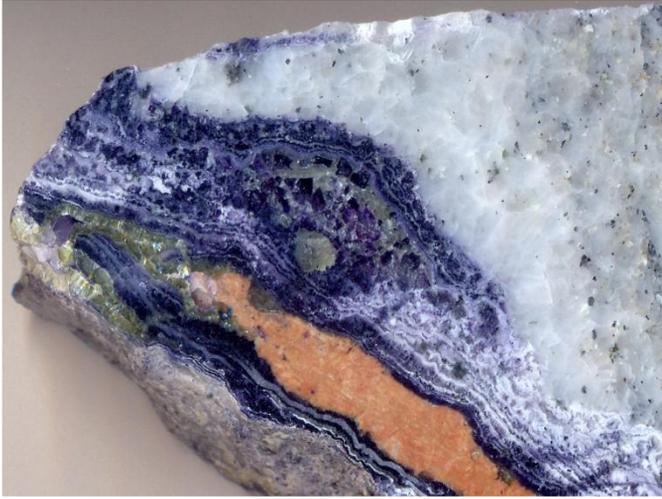
A calcita é de origem deposicional, e os cristais sofreram deformação e estiramento posterior gerando maclas de deformação e desenvolvendo a foliação da rocha. Além disso, os poucos grãos de quartzo e plagioclásio são primários, principalmente pelo quartzo ocorrer subarredondado. A grafita foi formada a partir de matéria orgânica depositada junto aos carbonatos e metamorfisada aumentando seu grau de cristalinidade. As moscovitas são metamórficas, porém formadas a partir do metamorfismo de argilas detríticas. Já os sulfetos - pirita, calcopirita e molibdenita - são de origem metassomática considerando que ocorrem subédricos a euédricos sem feições que indiquem que estes sulfetos tenham origem sedimentar.



AND-02-C

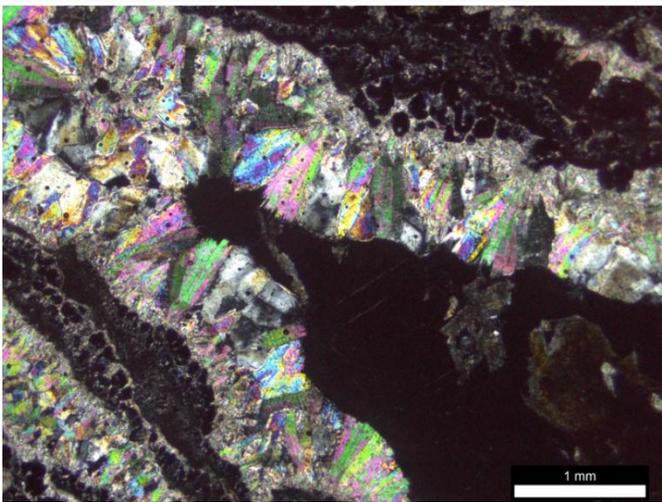
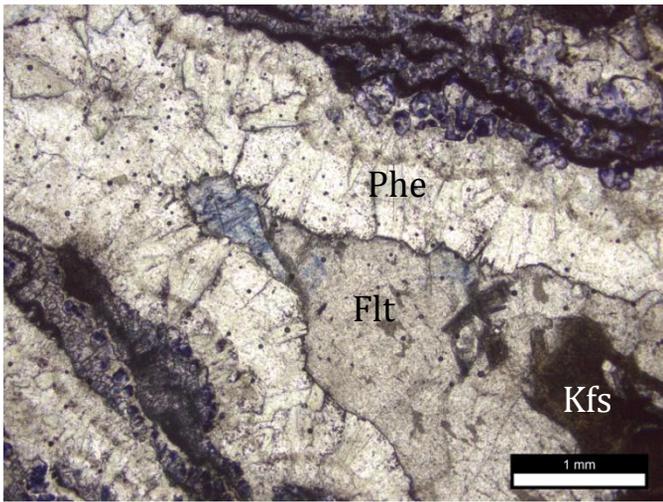
Rocha: Veio de fluorita em mármore calcítico

Mineralogia: fluorita > fengita > K-feldspato > albita > (pirita – calcopirita)

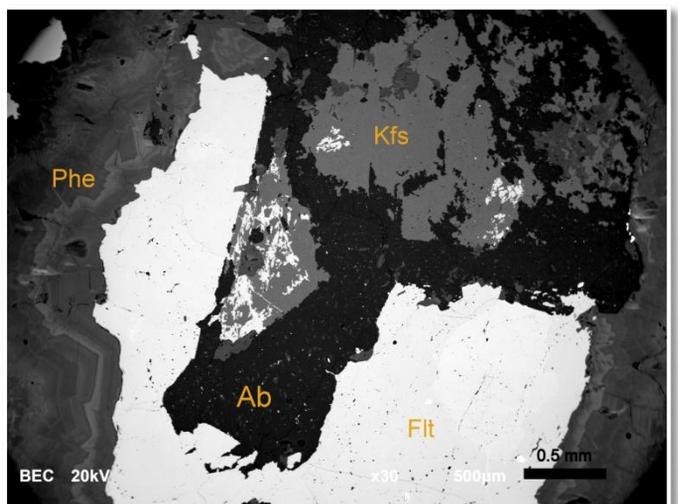
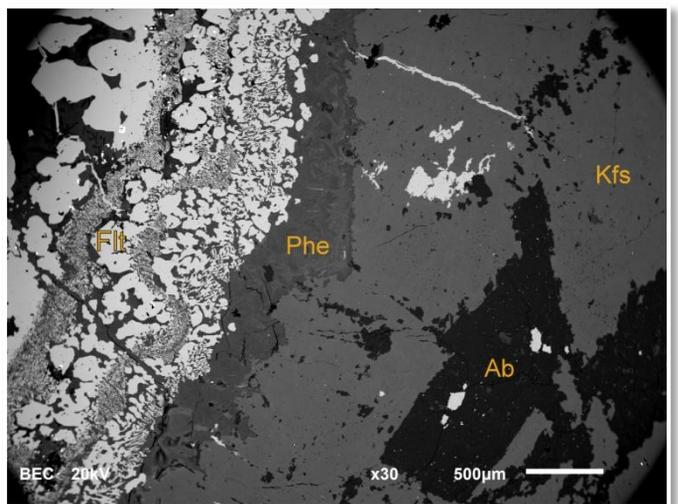
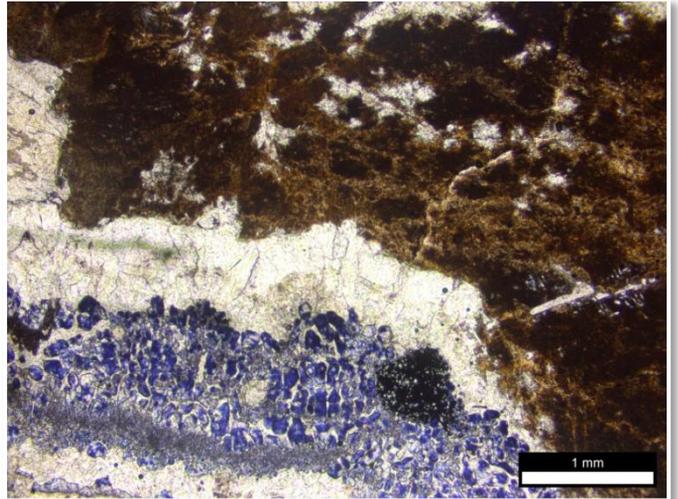


DESCRIÇÃO

Veio de fluorita assimétrico e zonado que corta mármore calcítico. Um perfil perpendicular ao veio apresenta a seguinte zonação, com início e fim no contato com os carbonatos: fluorita roxa escura média intercrescida com mica branca fina, cristais euédricos de fluorita, fengita com crescimento radial, intercrescimentos de fluorita e fengita fina, camada de fengita radial, K-feldspato, albita (núcleo do veio), K-feldspato, camada de fengita radial,



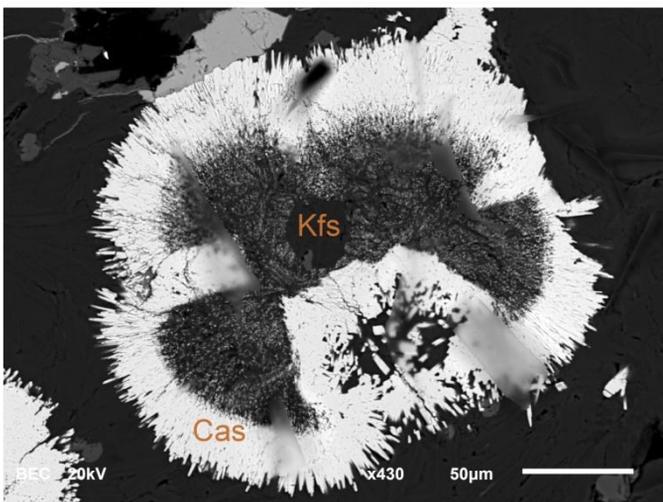
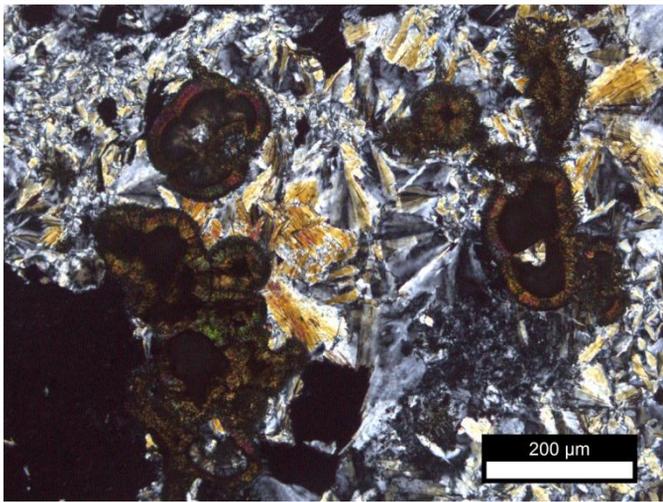
AND-02-C



AND-05-B

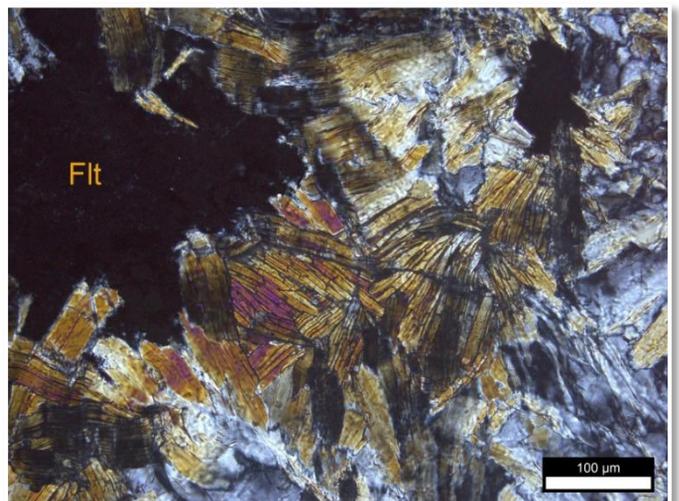
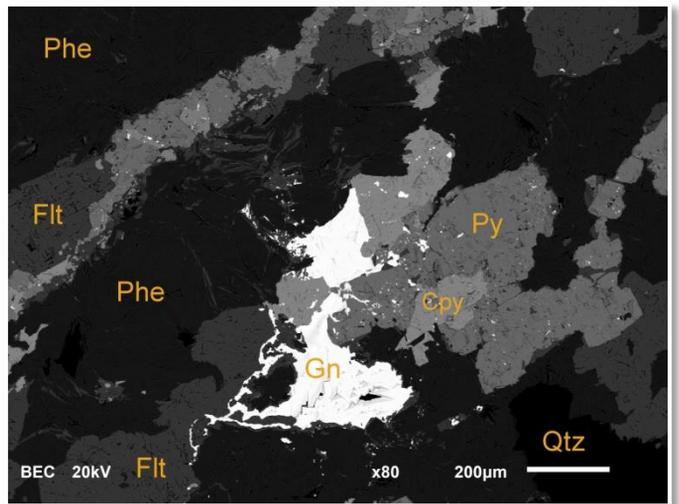
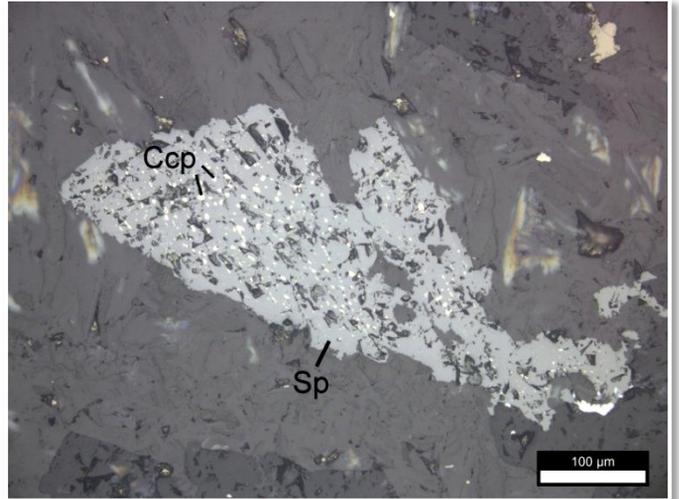
Rocha: Veio de fluorita

Mineralogia: fluorita, calcita, mica branca fina, plagioclásio sericitizado, quartzo, pirita, galena, calcopirita, esfalerita, cassiterita



DESCRIÇÃO

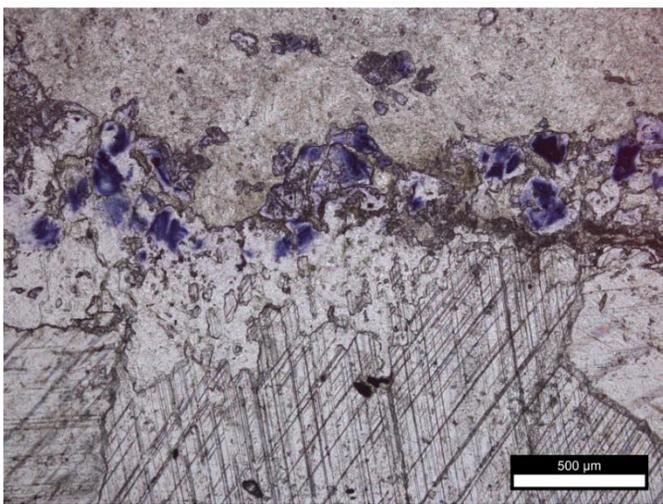
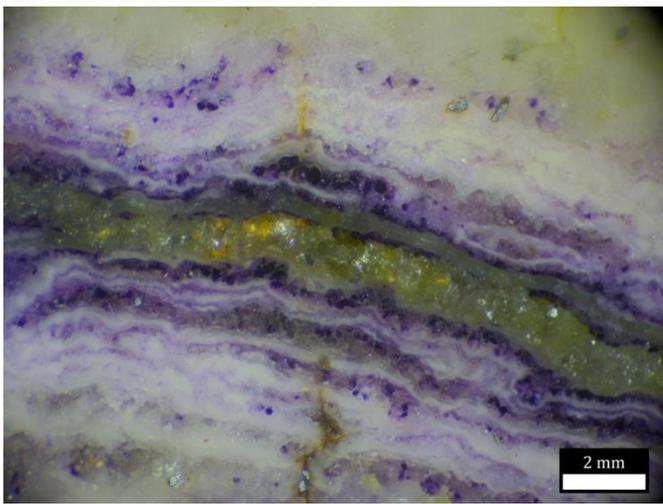
Mármore calcítico com veio de fluorita irregular com predominância de fluorita e mica branca, não apresenta uma estrutura regular ou simetria. A mica branca ocorre como crescimentos radiais entre os cristais de fluorita. Diversos sulfetos ocorrem no veio, principalmente pirita e galena. Esfalerita também é comum e uma textura de exolução de calcopirita na esfalerita (Fig. 4). Por fim, uma paragênese de K-feldspato, mica potássica e cassiterita ocorre como esferulitos. São compostos por pequenos grãos de feldspato de aproximadamente 10 µm, seguidos por mica potássica e na borda externa há crescimento radial de prismas tetragonais de cassiterita.



AND-06-A

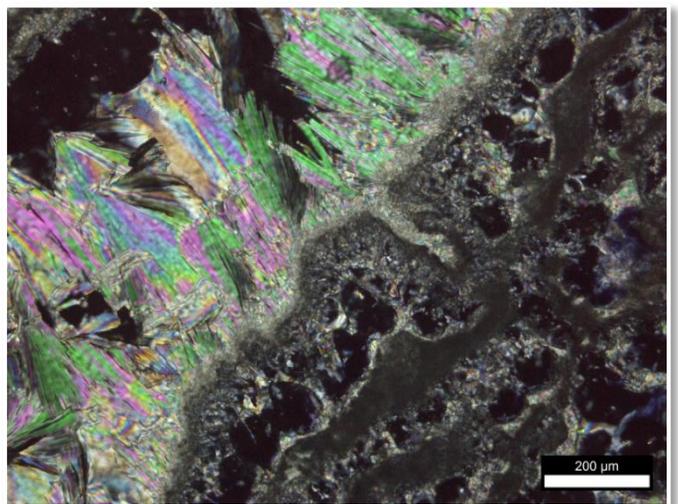
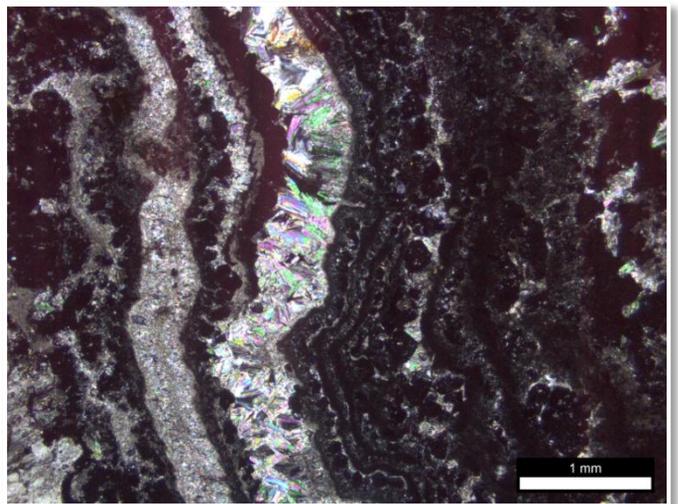
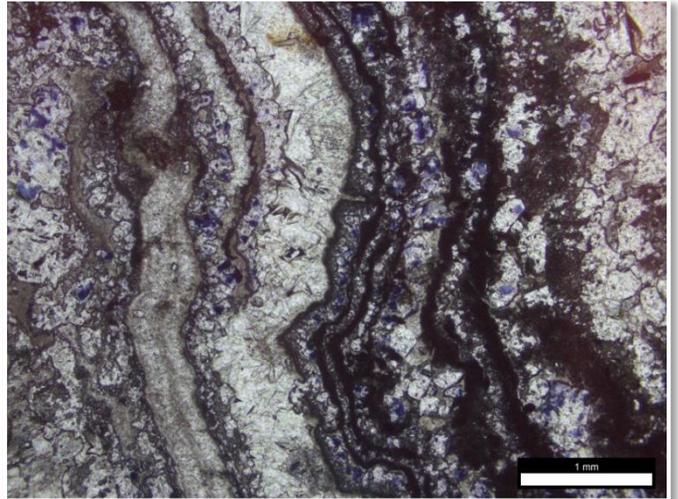
Rocha: mármore calcítico com veio de fluorita

Mineralogia: matriz: calcita, moscovita, quartzo, ortopiroxênio, titanita; veios: fluorita, fengita, quartzo



DESCRIÇÃO

Mármore calcítico cortado por veios de fluorita. Cristais de calcita de até 4 mm subédricos com contatos entre os grãos predominantemente retilíneos. Inclusas ou disseminadas entre os carbonatos ocorrem lamelas de moscovita de até 0,5 mm, assim como pequenos grãos de quartzo. Um cristal de ortopiroxênio de 4,5 cm, subédrico, muito fraturado com inclusão de quartzo ocorre isoladamente nesta lâmina. Pequenos cristais de titanita ocorrem disseminados na porção carbonática da amostra. Dois veios cortam a rocha e possuem zonação simétrica com a seguinte sequência da borda para o centro dos veios: fluorita incolor e roxa anédrica, intercrescimentos de fluorita e sericita, sericita (mica branca muito fina) e fengita no centro

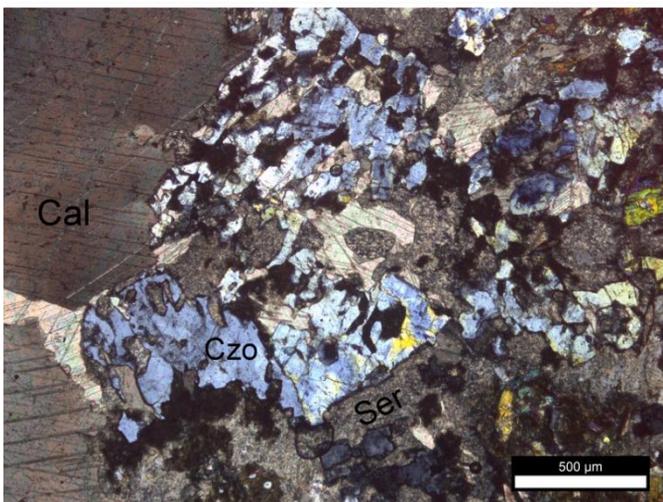
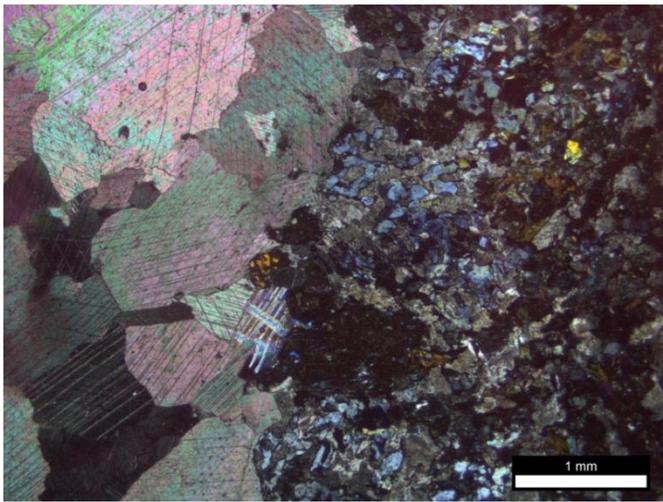


AND-06-C

Clinozoizita escarnito

Mineralogia: Mármore: calcita (quartzo)/ Escarnito: clinozoizita, calcita, hornblenda, plagioclásio sericitizado

Metadiorito: Hornblenda, plagioclásio, titanita (pirita)

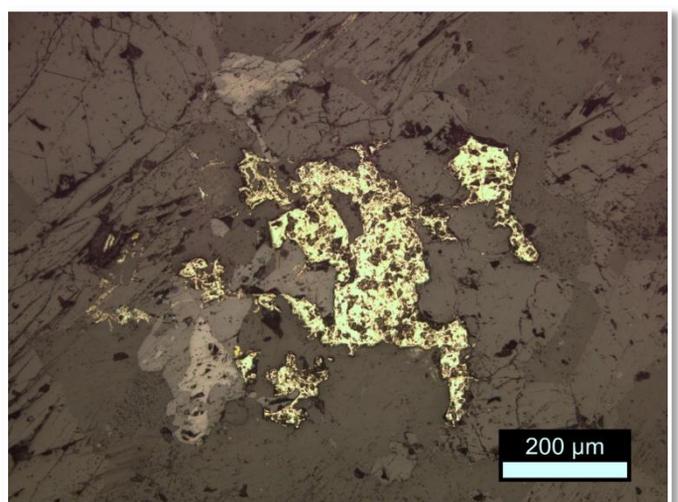
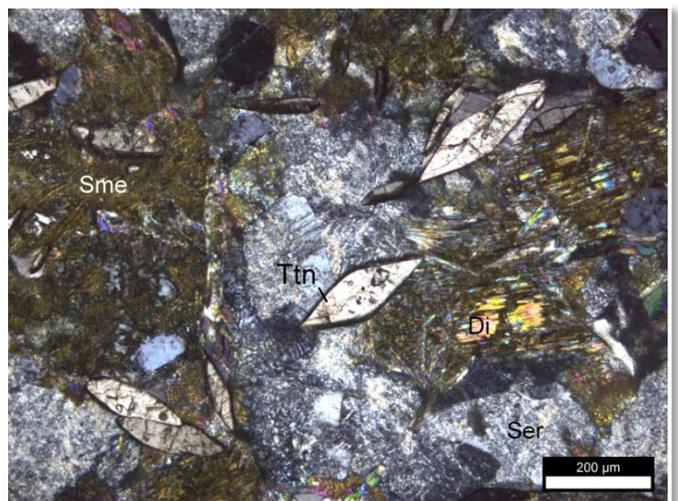
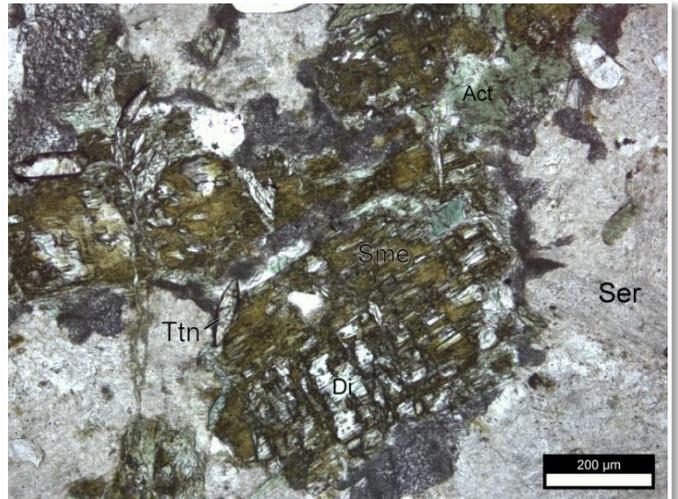


DESCRIÇÃO

Na porção do mármore, a rocha apresenta textura granoblástica grossa, com cristais de calcita com contatos retilíneos de até 3 mm com pouca mica branca entre os grãos de calcita. Na zona de contato entre o mármore e o metadiorito há escarnito de contato (escarnito metamórfico) de 0,5 cm com clinozoizita, diopsídio alterando para actinolita e argilominerais de coloração amarelada de baixa resolução ótica (identificado preliminarmente como esmectita), titanita, e plagioclásio fortemente alterado para sericita. Alguns plagioclásios apresentam zonação forte. A porção diorítica tem foliação dada pela orientação dos anfibólios e a rocha é composta por hornblenda predominante de até 1,5 mm, plagioclásio anédrico sericitizado, cristais euédricos de titanita e pirita disseminada entre anfibólios e plagioclásios.

INTERPRETAÇÃO

A intrusão do diorito nos mármore gerou reações entre o magma diorítico e o mármore calcítico e gerou uma zona de reação cristalizando clinozoisita. O magma era relativamente rico em Ti evidenciado pela abundância de titanita na rocha e hidratado em virtude da abundância de hornblenda.



AND-06-E

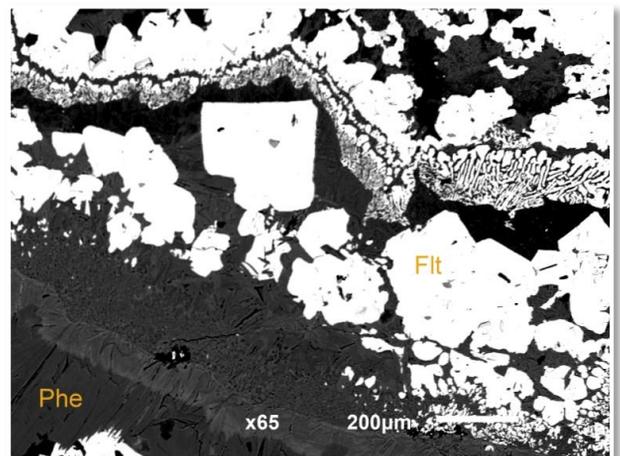
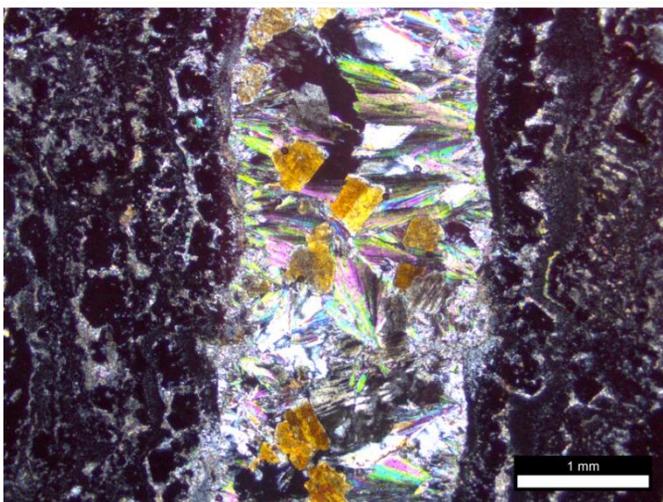
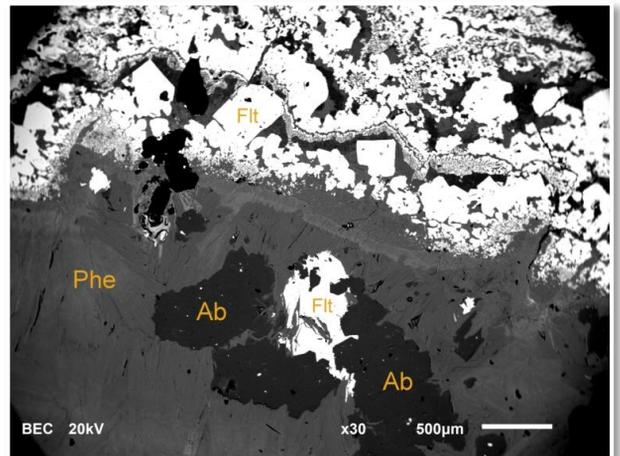
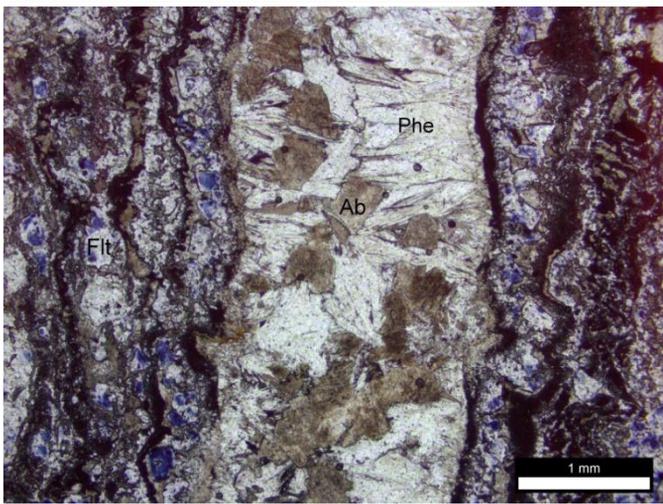
Rocha: Mármore calcítico com veio de fluorita e fengita

Mineralogia: calcita > fluorita > fengita > albita > mica branca fina > grafita > quartzo > diopsídio > pirita



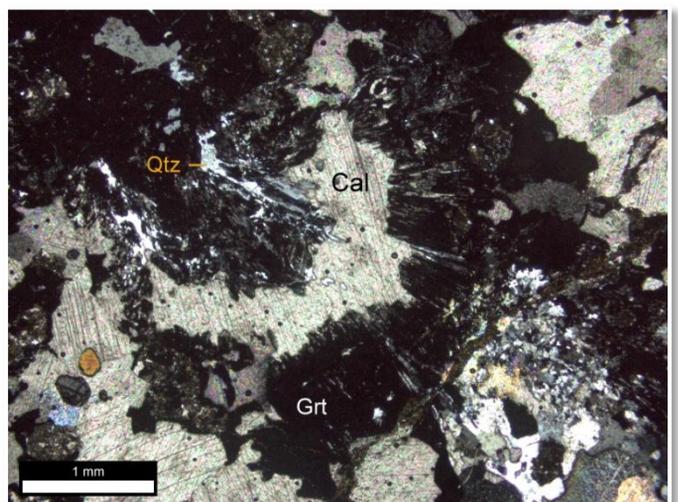
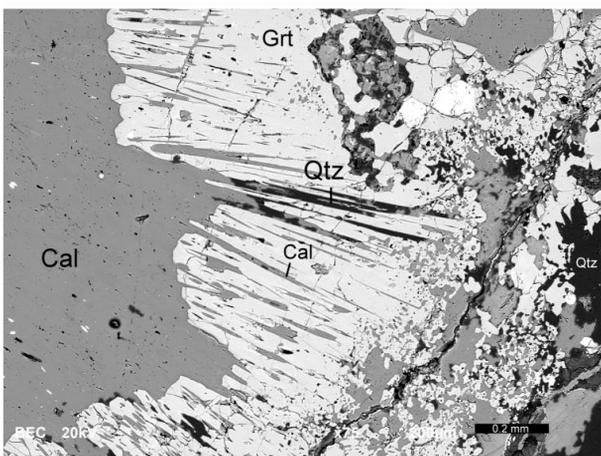
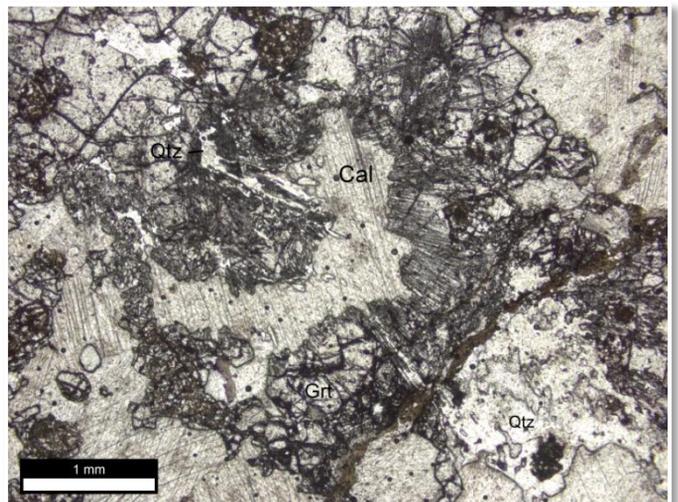
DESCRIÇÃO

Mármore calcítico cortado por veio simétrico com fluorita, fengita e albita. A zonação do veio começa por fluorita grossa com contatos serilhados com a calcita do mármore. Na sequência há intercrescimentos finos de mica branca e fluorita seguidos por cristais de fluorita de tamanho médio. Essa sequência repete-se três vezes e no centro do veio há crescimento radial de fengita com cristais subédricos de albita dispersos.



DESCRIÇÃO

Exoescairito calcítico inequigranular. Cristais de calcita deformados e com contatos serrilhados, quartzo ocorre de maneira semelhante a calcita e por vezes está dividido em subgrãos e com extinção ondulante. A granada grossulária ocorre como grãos anédricos a euédricos, sendo que os maiores, agregados com até 3 cm. Um intercrescimento de granada, quartzo e calcita ocorre formando agulhas de calcita e quartzo dentro da granada. Alguns grãos de diopsídio disseminados pela rocha ainda resistem, entretanto a maioria já está parcialmente ou totalmente alterado para esmectita. Por fim, pirita e calcopirita ocorrem como pequenos cristais disseminados pela rocha.



MON-1-02

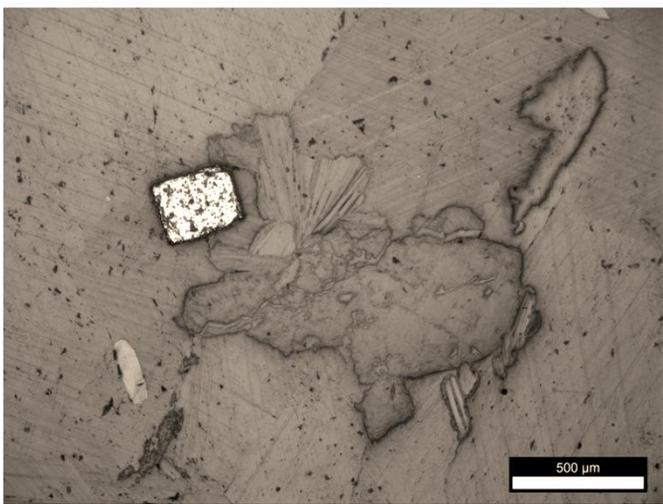
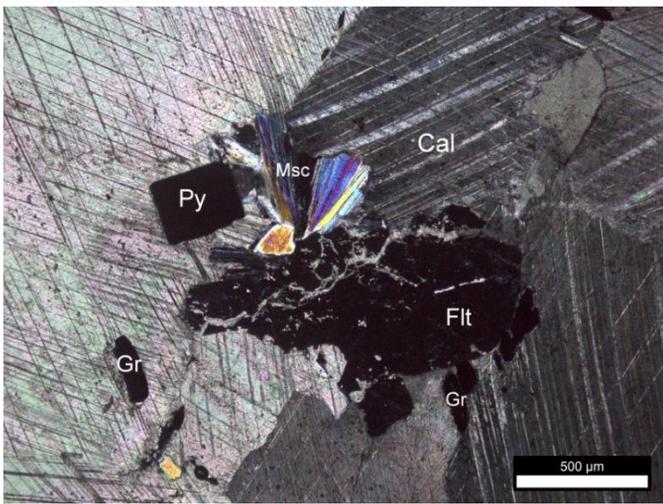
Rocha: Mármore calcítico

Mineralogia: calcita > mica branca > pirita > fluorita > grafita



DESCRIÇÃO

Mármore calcítico de granulação grossa com parte dos cristais de calcita estirados marcando a foliação incipiente do mármore. Os contatos entre os grãos são predominantemente irregulares com poucos contatos retos e alguns pontos de contato entre três grãos com ângulo de 120° . Lamelas de mica branca e grafita ocorrem disseminadas pela rocha sem orientação preferencial. Da mesma forma, há cristais de pirita dispersos pela rocha.



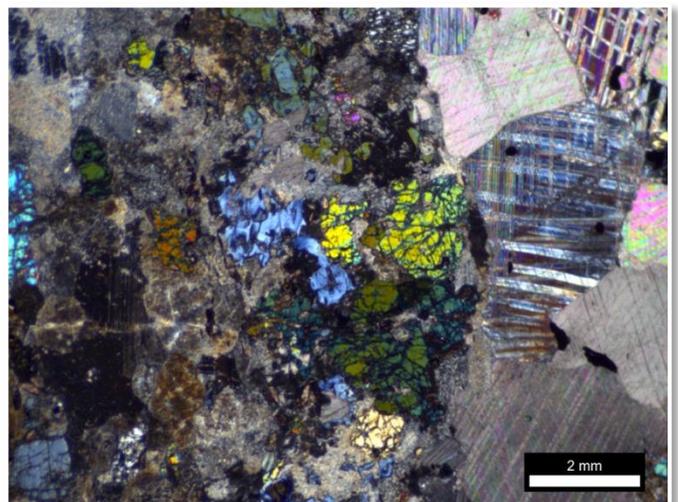
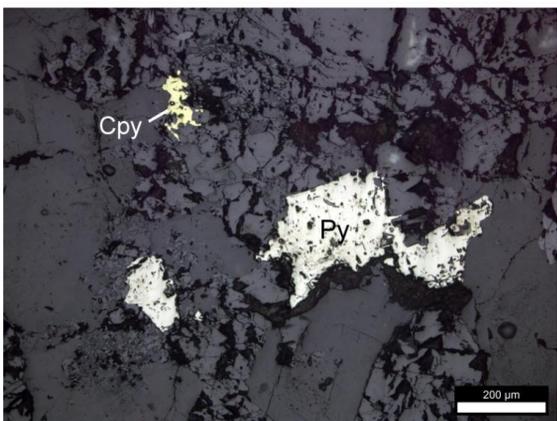
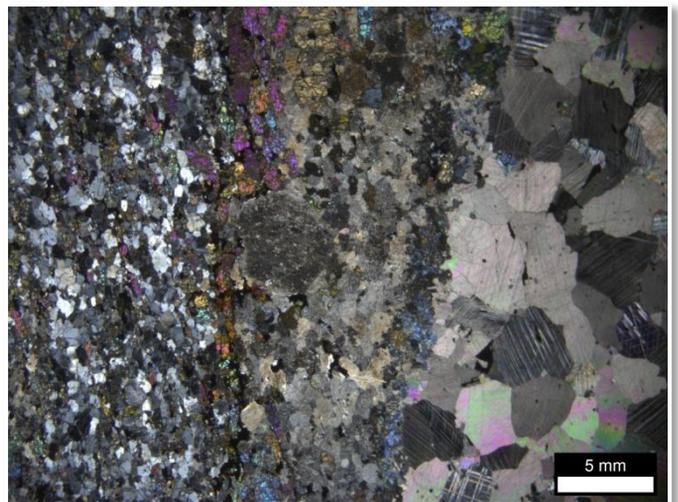
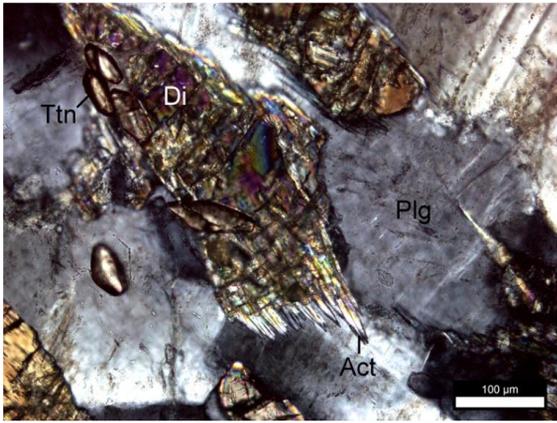
MON-1-03

Rocha: Mármore calcítico – Clinozoizita escarnito

Mineralogia: Mármore: calcita > pirita / Exoescarnito: Plagioclásio sericitizado > diopsídio > clinozoizita > calcita > plagioclásio > pirita > titanita > calcopirita / Endoescarnito: plagioclásio > diopsídio > esmectita > titanita > pirita

DESCRIÇÃO

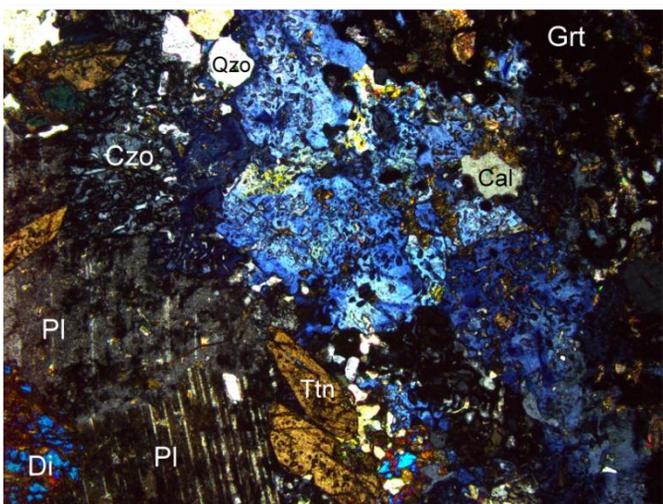
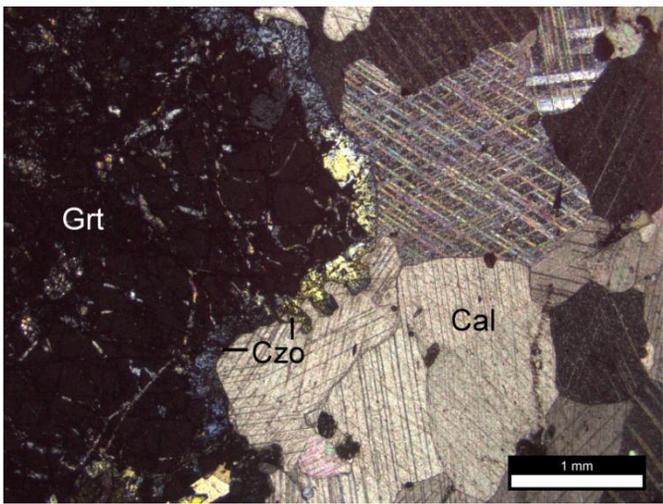
A amostra foi laminada no contato entre o mármore calcítico e o metadiorito. É possível dividir a rocha em três porções distintas: mármore calcítico, exoescarnito e endoescarnito. O exoescarnito é composto por plagioclásio sericitizado, clinozoizita, diopsídio alterando para actinolita e grãos de titanita. O endoescarnito é similar, entretanto o plagioclásio é menos sericitizado e os grãos de diopsídio são menores.



MON-1-05

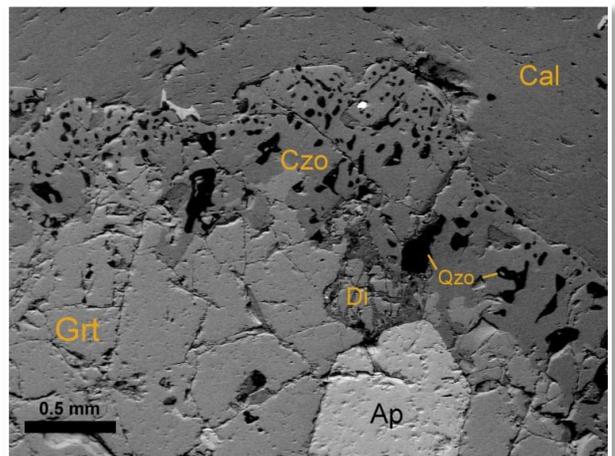
Rocha: Mármore calcítico – Escarnito de contato

Mineralogia: Mármore: calcita > quartzo > diopsídio > clinozoizita



DESCRIÇÃO

A amostra foi laminada no contato entre o mármore calcítico e uma rocha de coloração verde que foi identificada como escarnito de contato. Essa rocha apresenta bandamento mineralógico a partir do mármore em direção ao escarnito. O mármore calcítico é composto basicamente por calcita fina a grossa com os cristais levemente estirados marcando a foliação metamórfica da rocha. A granulação da calcita aumenta em direção ao escarnito. Há uma franja de clinozoizita (Fig. 2) com intercrescimentos de quartzo formada entre os cristais de calcita e uma banda de granada grossulária com inclusões de apatita euédrica. Há outra franja de clinozoizita na outra borda da banda de granada desta vez em contato com plagioclásio, quartzo e diopsídio. A “matriz” do escarnito é composta por grãos de quartzo, plagioclásio sericitizado, diopsídio, apatita e titanita. A granulação diminui do contato com o mármore para o interior do escarnito, que é praticamente equigranular a uma distância de 0,5 cm da banda de grossulária.

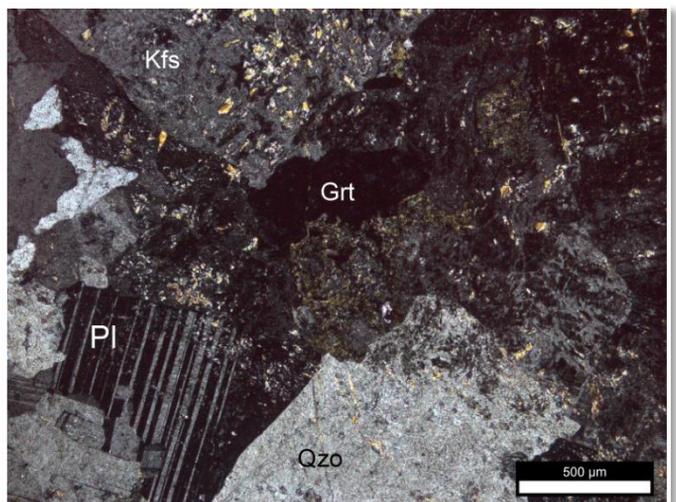
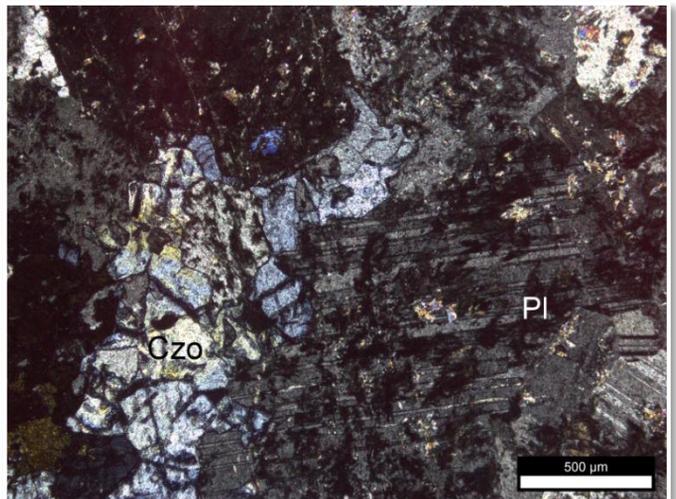


MON-N-1

Rocha: *Metagranito com diopsídio*
Mineralogia: *quartzo, K-Feldspato, diopsídio, clinozoisita, esmectita, clorita, zircão*

DESCRIÇÃO

Rocha basicamente quartzo feldspática com bandamento incipiente marcado por camadas de quartzo. Os grãos de quartzo estão deformados e divididos em subgrãos, e em alguns casos formam lamelas de deformação. Os contatos entre as lamelas são sub-paralelos ao eixo cristalográfico *c*. O contato entre os grãos é serrilhado. O feldspato alcalino ocorre como grãos de ortoclásio, e com alguns já transformando-se em microclínio. Os feldspatos são anédricos e por vezes arredondados quando inclusos no quartzo. O plagioclásio está fortemente alterado, sericitizado. Os grãos diopsídio, em sua maioria estão muito alterados, formando argilominerais de coloração amarelada. Há algumas lamelas de clorita magnesiânica com inclusões de zircão formando halos pleocróicos de coloração roxa. Grãos de zircão alongados dispersos pela rocha ocorrem inclusos principalmente no feldspato alcalino e clorita magnesiânica. Por fim, há também alguns grãos de apatita euédrica disseminados pela rocha.



MON-N-04

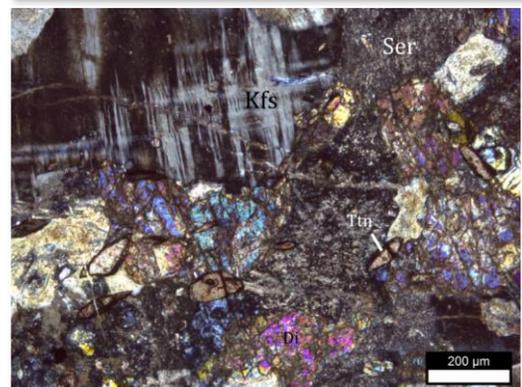
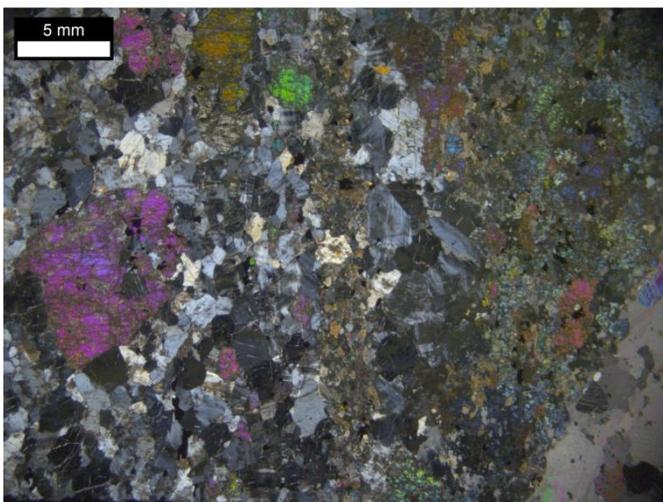
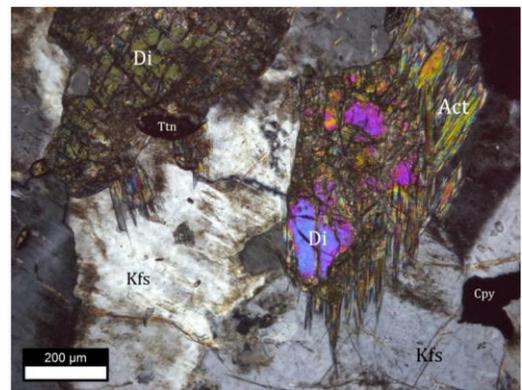
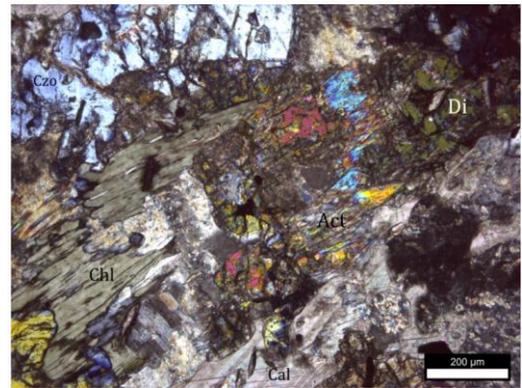
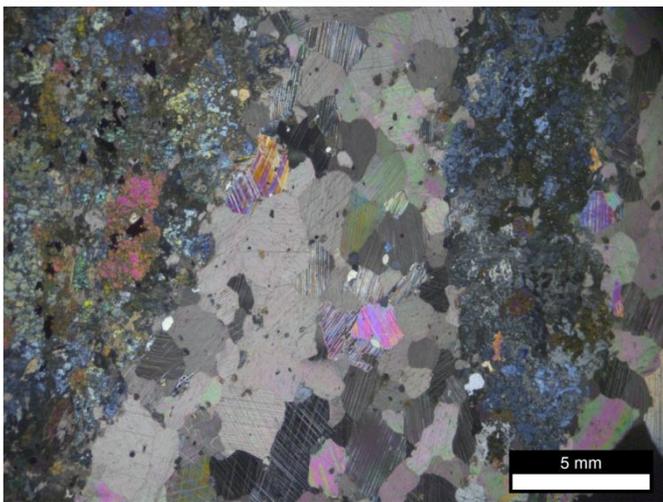
Rocha: *Clinozoizita escarnito*

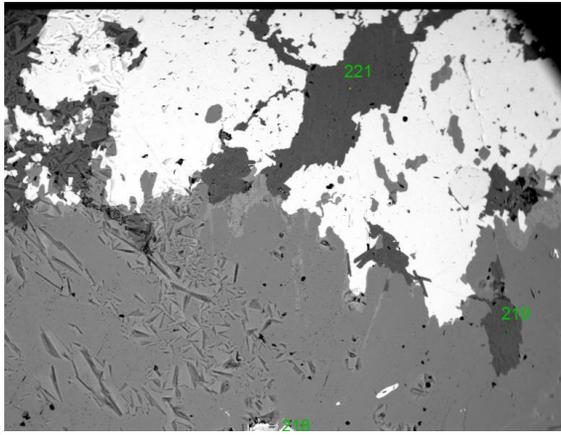
Mineralogia: *calcita > clinozoizita > K-feldspato > Plagioclásio sericitizado > quartzo > titanita > pirita > calcopirita*



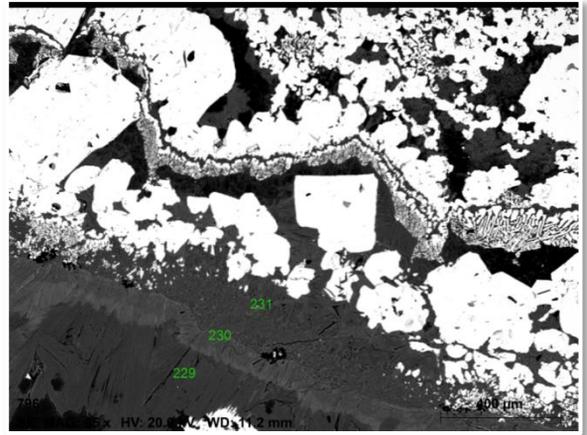
DESCRIÇÃO

Clinozoizita escarnito com clinozoizita, calcita, feldspato alcalino, diopsídio alterando para actinolita acicular, plagioclásio sericitizado, grãos euédricos de titanita e clorita magnésiana alterada.

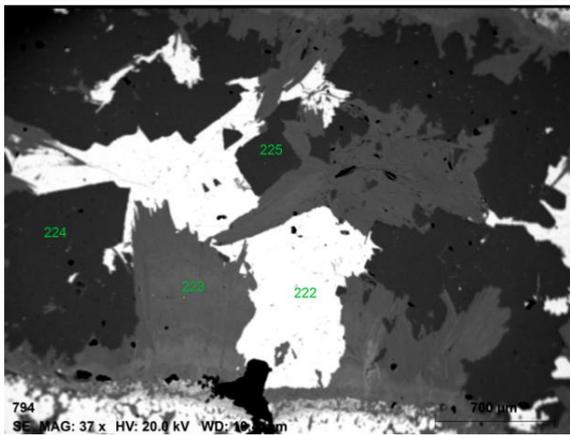




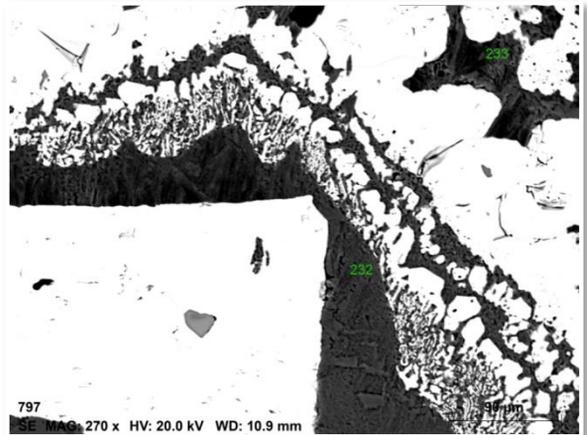
001



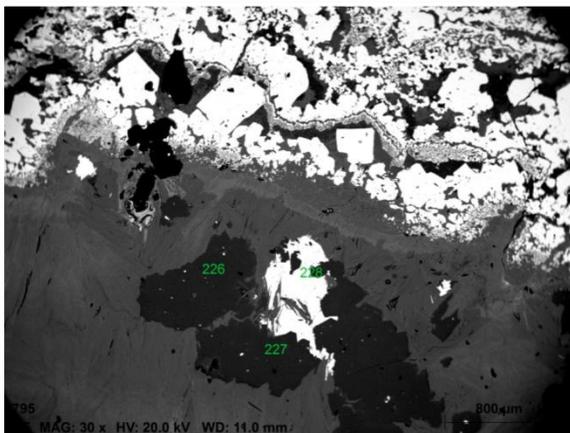
004



002

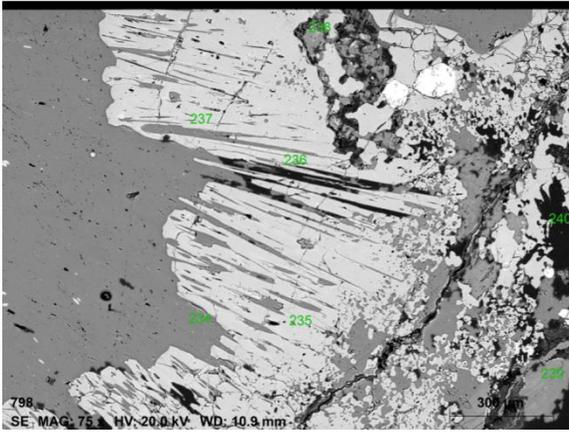


005

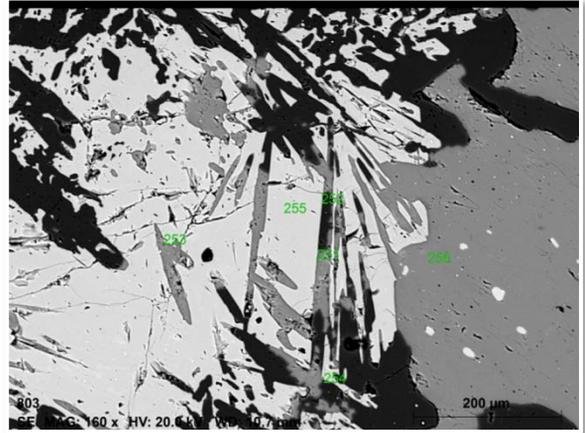


003

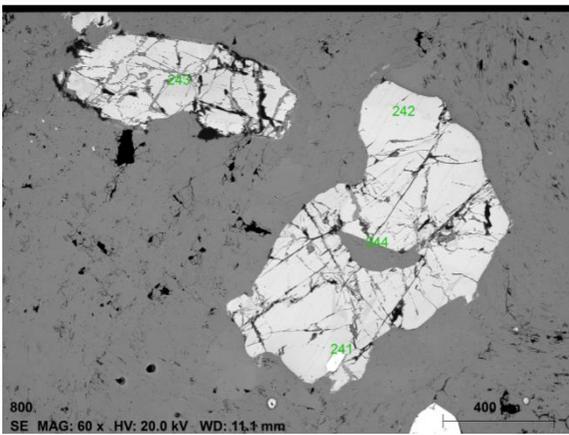
FOTO	PONTO	MINERAL
001	218	Pirita
	219	Fengita
	220	Grafita
	221	Mica branca
002	222	Fluorita
	223	Fengita
	224	Albita
	225	Albita
003	226	Albita
	227	Albita
	228	Fluorita
004	229	Fengita
	230	Fengita
	231	Fengita
005	232	Mica branca
	233	Mica branca



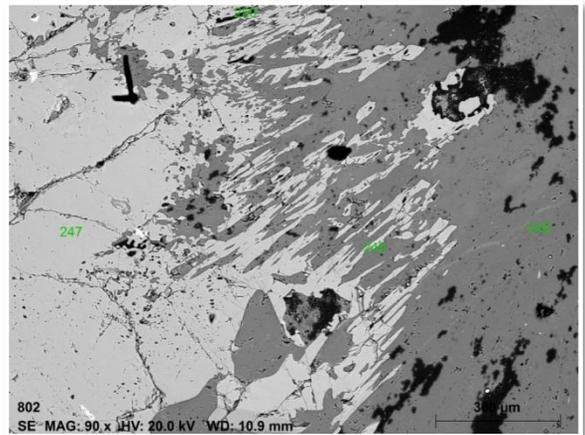
101



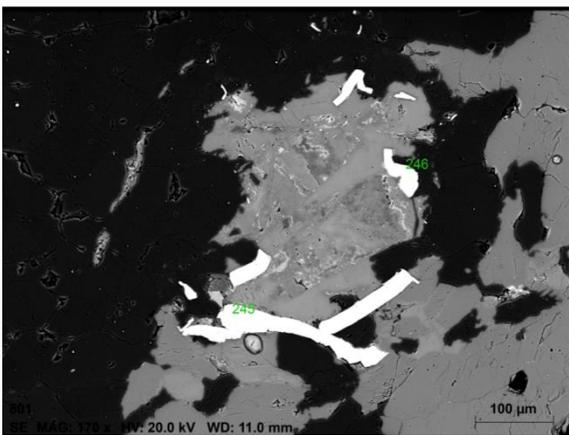
105



103

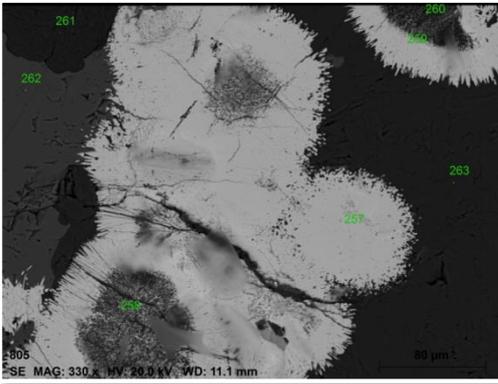


106

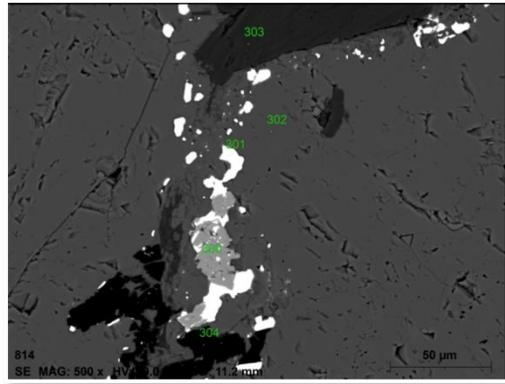


104

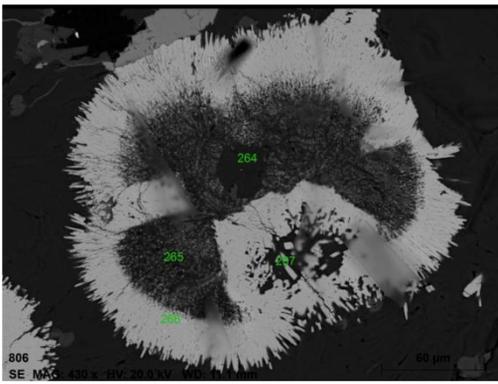
101	234	Calcita
	235	Granada grossulária
	236	Quartzo
	237	Calcita
	238	Calcita
	239	Calcita
	240	Quartzo
103	241	Apatita
	242	Clinopiroxênio
	243	Clinopiroxênio
	244	Calcita
104	245	Pirita
	246	Pirita
105	247	Granada grossulária
	248	Calcita
	249	Calcita
	250	Quartzo
106	251	Calcita
	252	Quartzo
	253	Calcita
	254	Quartzo
	255	Granada grossulária
	256	Calcita



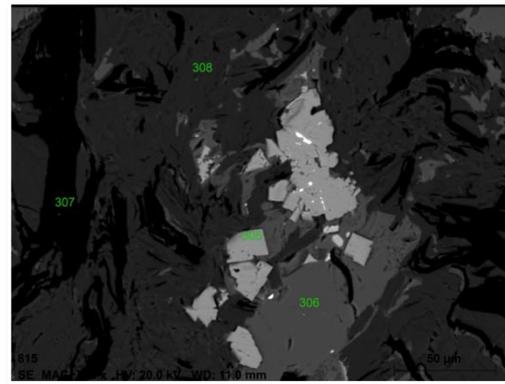
201



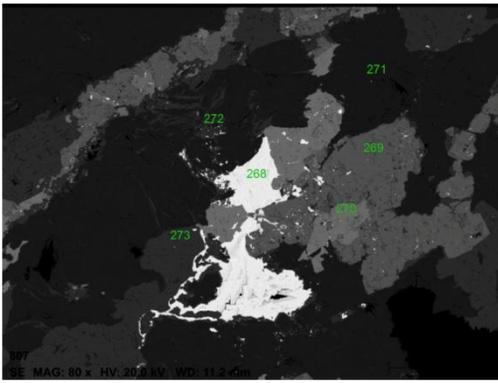
402



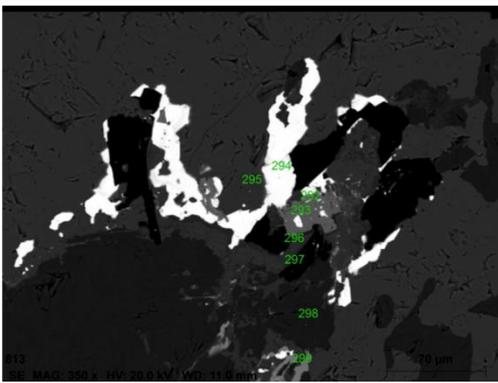
202



403



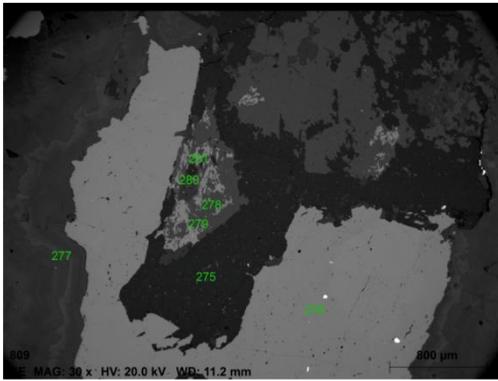
203



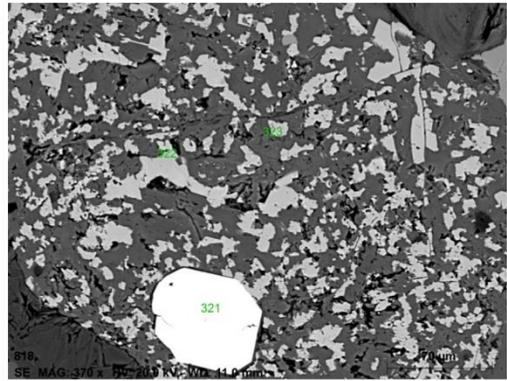
401

201	257	cassiterita
	258	Fengita
	259	cassiterita
	261	K-feldspato
	262	fluorita
	263	K-feldspato
202	264	K-feldspato
	265	Fengita
	266	cassiterita
	267	K-feldspato
203	268	Galena
	269	Pirita
	270	Esfalerita
	271	K-feldspato
	272	Fengita
	273	Fluorita

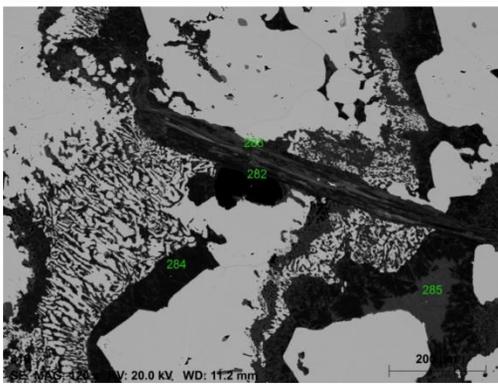
401	292	Pirita
	293	Galena
	294	Galena
	295	Fluorita
	296	Fengita
	297	Quartzo
402	298	Fengita
	299	Pirita
	300	Pirita
	301	Galena
403	302	Fluorita
	303	Mica branca
	304	Quartzo
	305	Pirita
403	306	Fluorita
	307	Grafita
	308	K-feldspato



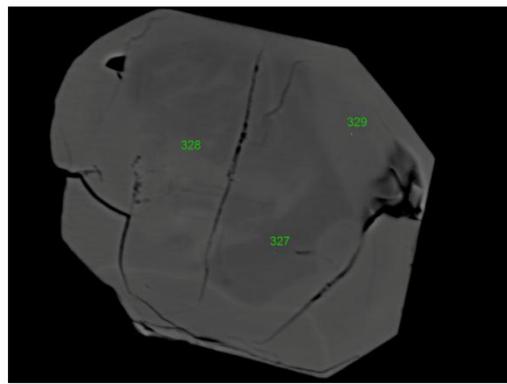
301



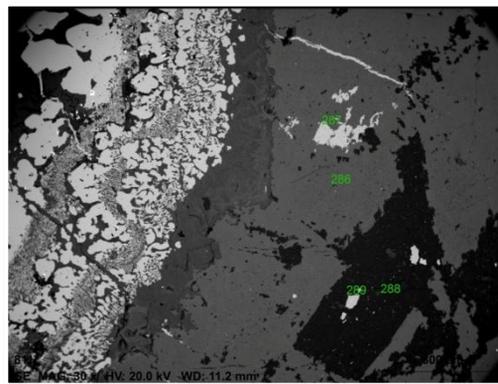
602



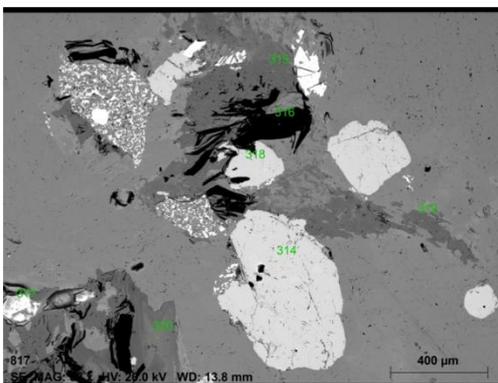
303



602 b

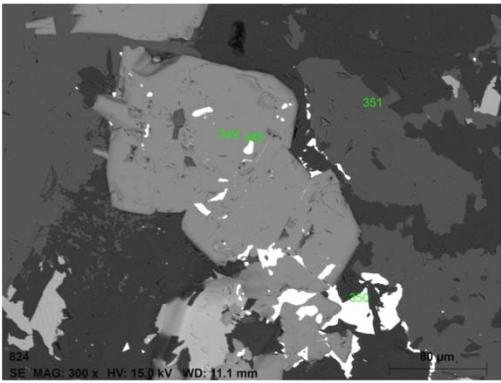


304

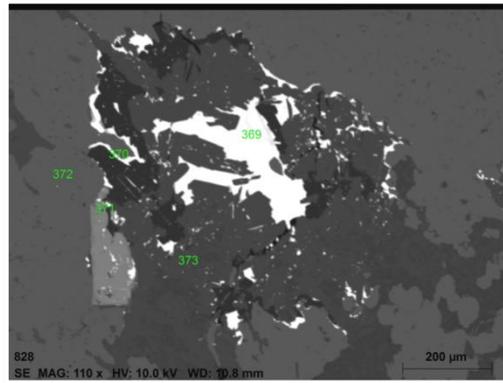


601

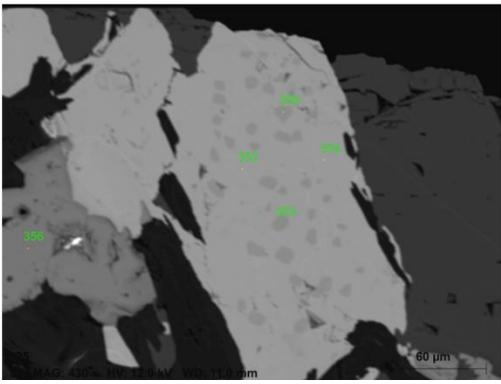
301	275	Albita	601	314	Apatita
	276	Fluorita		315	Fengita
	277	Fengita		316	Grafita
	278	K-feldspato		317	Fengita
	279	Fluorita		318	Apatita
	280	K-feldspato		319	Fengita
	281	Albita		320	Fengita
303	282	Grafita	602	321	Zircão
	283	Fengita		322	Titanita
	284	Albita		323	Fluorita
	285	K-feldspato	602b	327	Zircão
286	K-feldspato	328		Zircão	
287	fluorita	329		Zircão	
288	albita				
304	289	fluorita			



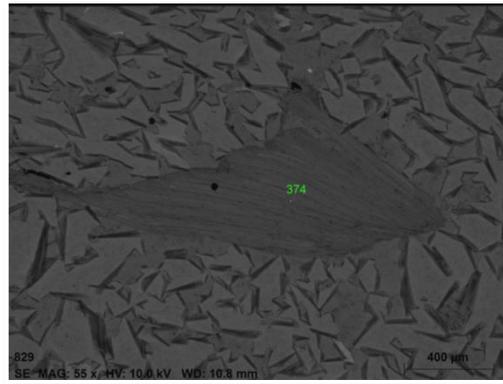
701



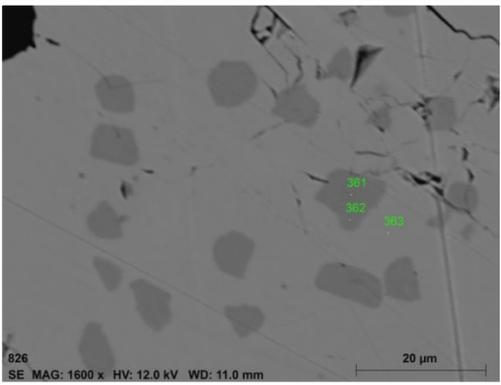
706



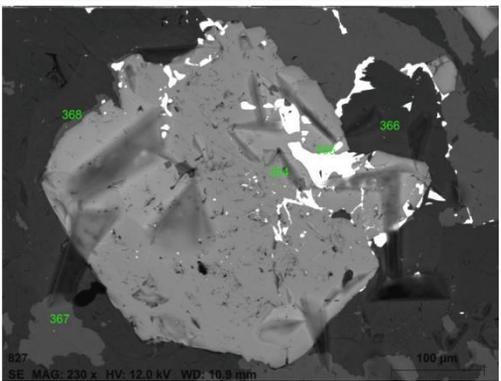
702



706 b

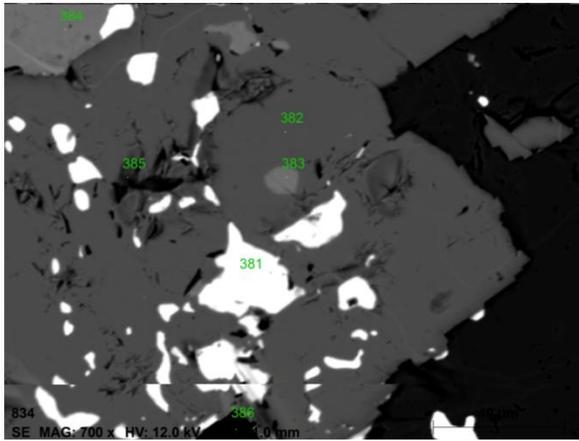


704



705

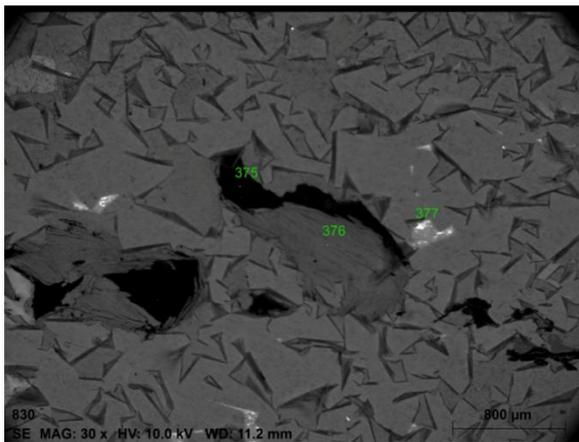
701	348	Galena
	349	Pirita
	350	Galena
	351	Fluorita
702	352	Esfalerita
	353	Calcopirita
	354	Esfalerita
	355	Calcopirita
	356	Pirita
	358	Mica branca
	359	Fluorita
704	361	Calcopirita
	362	Calcopirita
	363	Esfalerita
705	364	Pirita
	365	Galena
	366	Fengita
	367	Fluorita
706	368	Fluorita
	369	Galena
	370	Quartzo
	371	Pirita
706	372	Fluorita
	373	Mica branca
	706 b	374



707

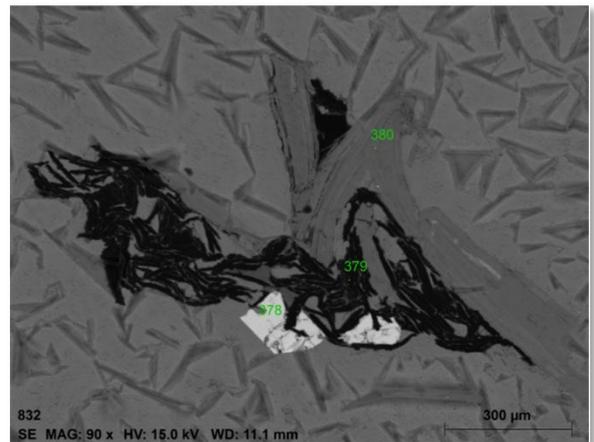
707	381	Galena
	382	Pirita
	383	Esfalerita
	384	Esfalerita
	385	Pirita
	386	Quartzo

AND-02-A



801

801	375	Grafita
	376	Mica Branca



802

802	378	Pirita
	379	Grafita
	380	Mica branca