



**ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO DE COBRE NA MINA  
DO SEIVAL, BACIA DO CAMAQUÃ, RS**

Porto Alegre, 2011

**RODRIGO WINCK-LOPES**

**ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO DE COBRE NA MINA  
DO SEIVAL, BACIA DO CAMAQUÃ, RS**

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

**ORIENTADORES:** Prof. Dr. Márcia Elisa Boscato Gomes  
Prof. Dr. André Sampaio Mexias

Porto Alegre, 2011

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso ALTERAÇÃO HIDROTÉRMICA E MINERALIZAÇÃO DE COBRE NA MINA DO SEIVAL, BACIA DO CAMAQUÃ, RS, elaborado por RODRIGO WINCK-LOPES, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Lauro Valentim Stoll Nardi

---

Marcus Vinícius Dorneles Remus

## AGRADECIMENTOS

Aos meus colegas de trabalhos, Eduardo Fontana, Marcelo Lindenberg e Ingke Muller, que juntos criamos um grupo com muita afinidade geológica. Essa monografia é fruto da nossa discussão, amizade, objetivos e, é claro, muito trabalho. Essa monografia é dedicada a vocês. Muito obrigado. Aos meus orientadores, Márcia Gomes e André Mexias, pela oportunidade, amizade, orientação e ajuda. Aos meus familiares que sempre me incentivaram nesses anos de graduação. A Candy Mollona pela inspiração. A Paula Loureiro e Edgar Belcht pela ajuda e qualidade dos raios X. A Maria José Mesquita pelo trabalho enviado. Aos geólogos do DNPM: Maciel, Karen, Mosmamm, Zyr, Edu. A Prof. Carla Porcher pela primeira oportunidade dentro da universidade. Ao Leandro Petry, Francyne Bochi, e os colegas francese Benoit Hebert e Axel Angileri, por terem ajudado nos trabalhos de campo. Aos colegas e amigos que tive a oportunidade e satisfação de realizar trabalhos de campo: Gustavo Zvirtes, Amós Martini, Álden Adrião, Isadora Kuhn, Lucas da Motta, Francisco Molina Bom, Olavo Poester, Campeiro. Aos meus amigos e colegas da UFRGS: Jepeto, Thales, Sandro, Henry, Andreas, Luciano Alessandreti, Samuel, Marco, Zazá, Gabriel Soccol, Vicente Leivas, Vinicius matté, Mauricio salvi, Maciel. Aos amigos já formados: Lucas Puerari, Roberto de Campos, Daniel Knijinik, Felipe Guadagnin, Thiago Gregory e Luana Florisbal. Aos meus colegas do Student Chapter UFRGS – SEG: João Rodrigo, Isadora, Guilherme, Ronei, Rafael. Aos meus amigos de infância, pela eterna amizade: Rodrigo Ledur, Ivanhoé Camargo, Renato Nery, Marcelo Dutra. Jorge Laux pela participação. Lauro Nardi pela orientação nas análises químicas. Ao Prof. Delfino (e família), Profa. Pillar e UNIPAMPA, por disponibilizar o laboratório na etapa de campo. Aos motoristas Claudinho, Jarsom e Armando pela competência no trabalho. Aos prof. Frank, Ruy, Frantz, Caia, Remus, Lídia, Dani, pelo interesse. A Cátia, André Jasper e Alexandre Souza pelo primeiro incentivo na ciência. Muito obrigados a todos!

## RESUMO

Rochas vulcânicas de composição basáltica e andesítica, que ocorrem como brechas, na região de Lavras do Sul, apresentam processos de alteração hidrotermal e mineralização de Cu, especialmente na região da Mina do Seival. Essas rochas estão vinculadas ao alogrupo Bom Jardim, pertencendo à Formação Hilário da Bacia do Camaquã. Processos tardi a pós magmáticos sobre estas rochas originaram produtos de alteração pervasiva, principalmente filossilicatos de ferro e magnésio, do grupo das cloritas, e venular, com veios preenchidos por barita e minério de cobre. O objetivo desse trabalho é a caracterização das rochas, assim como de seus processos de alteração hidrotermal, procurando compreender os processos de mineralização da região, e a possível contribuição do magmatismo na origem do minério. Evidências de campo mostram que o minério ocorre encaixado em falhas NE. Dados de petrografia evidenciam a sobreposição de diversos eventos de hidrotermalismo. A correlação destas evidências com resultados de análise química indicam que os diques de andesito que cortam a sequência de brechas são portadores de sulfeto primário. Eventos de hidrotermalismo posteriores devem ter remobilizado os sulfetos que foram concentrados em falhas de direção NE. A identificação da paragênese de alteração foi auxiliada pelas técnicas de microscopia eletrônica de varredura e difração de raios X, permitindo assim a separação de fases argílica intermediária e propilítica.

**Palavras-Chaves:** Mina do Seival, Cobre, Geoquímica, Bacia do Camaquã.

## ABSTRACT

Volcanic rocks of andesitic and basaltic composition, which occur associated breccia in the Lavras do Sul region, present processes of hydrothermal alteration and copper mineralization, especially in the region of Mina do Seival. These rocks belong to Hilário Formation of Bom Jardim alogroup, from Camaquã Basin. Late to post magmatic processes originated pervasive alteration products, mainly iron and magnesium phyllosilicates, of the chlorite group. Venular alteration produced veins filled by barite and copper ore. The aim of this work is the characterization of rocks, as well as the hydrothermal alteration processes, seeking to understand the mineralization processes in the region, and the possible contribution of the magmatism on the origin of the ores. Field evidences show the ore emplaced in NE faults. Petrography data shows the superimposition of several hydrothermal events. The correlation of this evidences with whole rock chemical analisys shows that the andesite dykes that cut the whole breccia sequence have primary sulfide. Late hydrothermal events may have mobilized the sulfides and concentrate them on NE faults. The identification of the alteration paragenesis was supported by scanning electron microscope and X ray diffraction, allowing the separation of medium argilic and propilytic fases.

**Keywords:** Seival Mine, Copper, Geochemistry, Camaquã Basin.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Localização da área de estudo e vias de acesso (adaptado de CPRM, 2008). .....	12
<b>Figura 2:</b> Principais ocorrências de cobre no ESRG. Mapa geológico, estrutural e imagem de relevo sombreado (Adaptado de CPRM, 2008). .....	14
<b>Figura 3:</b> Mapa geológico do sul do Brasil e Uruguai, mostrando as principais unidades tectono-estratigráficas e estruturais (extraído de Hartmann <i>et al</i> , 2006). .....	17
<b>Figura 4:</b> Mapa geológico da Bacia do Camaquã (extraído de Rigo, 2009). .....	19
<b>Figura 5:</b> Mapa geológico regional da Mina do Seival (adaptado de CPRM, 2008). .....	21
<b>Figura 6:</b> Representação esquemática seção estratigráfica Bacia do Camaquã. A Formação Hilário pertence à Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (modificado de Wildner, 2002). .....	22
<b>Figura 7:</b> Mapa topográfico, estrutural e localização das minas da região (modificado de Carta Arroio América, 1976). .....	26
<b>Figura 8:</b> Esquema da distribuição espacial (lateral e verticalmente) das alterações hidrotermais (A – silicatos e B – minério) em torno de uma intrusão porfirítica idealizado por Lowell e Guilbert (1970). Extraído e modificado de Biondi (2003). .....	31
<b>Figura 9:</b> Excitação de elétrons. (Extraído de <a href="http://www.fsc.ufsc.br">www.fsc.ufsc.br</a> ) .....	41
<b>Figura 10:</b> Lei de Bragg. (Extraído de Machado, 2005). .....	43
<b>Figura 11:</b> Mapa Geológico de detalhe da Mina do Seival. ....	52
<b>Figura 12:</b> Estruturas circulares (fumarolas) nas brechas. ....	53
<b>Figura 13:</b> Foto e croqui esquemático da amostra de furo de sondagem FM 67 (SV 78-18/25m). .....	54
<b>Figura 14:</b> Fotos de amostras do furo de sondagem e croqui. A – brecha hidráulica com clastos angulosos de rocha vulcânicas e veios carbonáticos, FM 07 (SV 78-11/13m); B – brecha com clastos de tamanhos variados (0,1 a 3 cm) e veios carbonáticos, FM 16 (SV 78-16/22m). .....	55
<b>Figura 15:</b> Fotos de amostras do furo de sondagem e croqui. A – clastos de brecha hidrotermal com clastos de diversas alterações, FM 60 (SV 78-15/38m); B – brecha cortada por veios carbonáticos, FM 69 (SV 78-16/44m). .....	55
<b>Figura 16:</b> amostras macroscópicas das lâminas delgadas, coletadas em campo: A - brecha hidrotermal, Mina Barita (RFM 48-A); B - dique de andesito (RFM 60); C - dique de biotita-andesito intensamente alterado (RFM 51). .....	56
<b>Figura 17:</b> Aspectos texturais. A – brecha vulcânica com matriz intensamente cloritizada (RFM60); B – Matriz com presença de esmectita, corrensita e clorita (RFM 48); C – piroxênio intensamente alterado (SV 78-11/64); D – clasto com piroxênio e plagioclásio (SV 78-11/64, SV 78-11/77); Px (piroxênio), Pl (plagioclásio). .....	58
<b>Figura 18:</b> Aspectos petrográficos. A – veios de clorita (RFM 62); B – veio de quartzo preenchidos por calcita (SV 78-11/16); C – corrensita e calcita(SV 78-11/16); D – esmectita e calcita(SV 78-11/30); E – veio de carbonato cortado por veio de quartzo (SV 78-11/55); F – veio de quartzo preenchido por carbonato (SV 78-11/16). Cl (clorita), Qtz (quartzo) Ca (calcita) Co (corrensita) Es (esmectita). .....	59

- Figura 19:** Aspectos texturais da rocha. A – vesículas clasto vulcânico (SV 78-11/30); B – vesículas (SV 78-11/30); C – pseudomorfo de piroxênio (RFM 62); D – vesícula preenchida por calcita e hematita (SV 78-11/77). Vs (vesícula), Px (piroxênio), Hm (hematita), Ca (calcita)..... 60
- Figura 20:** Aspectos texturais dos diques de andesito. LN. A – pseudomorfo de biotita substituído para clorita e óxido de ferro (RFM 51); LP. B – plagioclásio substituído para carbonato e clorita (RFM 60). ..... 61
- Figura 21:** Representação do furo de sondagem e domínios dos argilosminerais identificados por DRX (modificado de Lindenberg & Winck-Lopes, 2011). ... 63
- Figura 22:** Veio de calcita (1) hospedando um veio de quartzo com sulfeto zonado, sendo enriquecido em Cu (2) e em Fe (3), com bordas irregulares e também ocorrendo disseminado pelo veio (SV 78-11/55)..... 64
- Figura 23:** Restos de anfibólio totalmente substituído por clorita (SV 78-11/64).... 64
- Figura 24:** Representação binária correlacionando os elementos Cu com Au e Ag, e o Ni com Au, Cu, Zn. Os elementos Cu, Au e Ag ocorrem juntos, preferencialmente, enquanto o Ni aumenta quando há empobrecimento desses elementos..... 66
- Figura 25:** Representação em gráfico de linhas das análises de andesito e brecha autoclástica. .... 67
- Figura 26:** Intersecção dos planos de falha (NE – NW) na Mina da Barita. .... 68
- Figura 27:** Triângulo Zn-Ni-Cu sendo os pontos vermelhos as brechas enriquecidos em Ni e os pontos amarelos os diques de andesito enriquecidos em Cu, principalmente, e Zn..... 72



## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	10
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO .....	11
3. HISTÓRICO DA ÁREA.....	13
4. CONTEXTO TECTÔNICO .....	16
5. GEOLOGIA REGIONAL.....	18
5.1 Bacia do Camaquã.....	18
5.2 Geologia Regional.....	19
5.3 Estratigrafia .....	21
5.4 Geocronologia.....	23
6. GEOLOGIA DA ÁREA .....	24
7. ALTERAÇÃO HIDROTÉRMAL .....	27
7.1 Depósitos hidrotermais associados a arcos vulcânicos .....	29
7.1.1 Depósito do tipo pórfiro .....	29
7.1.2 Depósito do tipo epitermal .....	32
7.1.3 Depósito do tipo <i>scarn</i> .....	34
8. METODOLOGIA .....	36
9. TÉCNICAS EMPREGADAS .....	37
9.1 - I Etapa (Pré-campo e Campo).....	37
9.1.1 Campo .....	37
9.1.2 Descrição de Testemunhos de Sondagem.....	38
9.2 - II Etapa (Pós-campo) .....	39
9.2.1 Caracterização Petrográfica .....	39
9.2.1.1 Introdução .....	39
9.2.1.2 Tipos de Microscópios .....	39
9.2.1.3 Aplicação neste estudo.....	40
9.2.2 Caracterização Mineralógica.....	40
9.2.2.1 Introdução aos princípios de excitação eletrônica dos átomos .....	40
9.2.3 Técnicas Analíticas Utilizadas .....	43
9.2.3.1 Análise por Difractometria de Raios X (DRX).....	44
9.2.3.1.1 Introdução .....	44
9.2.3.1.2 Preparação de amostras (Método do Pó).....	46
9.2.3.1.3 Amostra orientada .....	46
9.2.3.1.4 Condições Analíticas.....	46
9.2.3.1.5 Descrição do Equipamento .....	47
9.2.3.1.6 Aplicação neste estudo.....	47
9.2.3.2 Microscopia Eletrônica de Varredura .....	47
9.2.3.2.1 Instrumentação .....	48
9.2.3.2.2 Equipamento .....	49
9.2.3.2.3 Aplicação.....	49
9.2.4 Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente .....	49
10. RESULTADOS.....	51
10.1 Mapeamento geológico de detalhe.....	51
10.2 Descrição macroscópica das rochas de Furos de Sondagem .....	53
10.3 Petrografia.....	56
10.3.1 Brecha autoclástica.....	57

10.3.2 Diques de andesito .....	61
10.4 Caracterização dos minerais secundários.....	62
10.5 Análises químicas.....	65
10.6 Mineralização de cobre .....	67
10.7 Alteração hidrotermal.....	68
11. DISCUSSÕES.....	71
12. CONCLUSÕES .....	74
13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	75
ANEXO 1: Tabela de pontos .....	81
ANEXO 2: Tabela de análises químicas.....	82
ANEXO 3: Difractogramas de raios X.....	83

## 1. INTRODUÇÃO

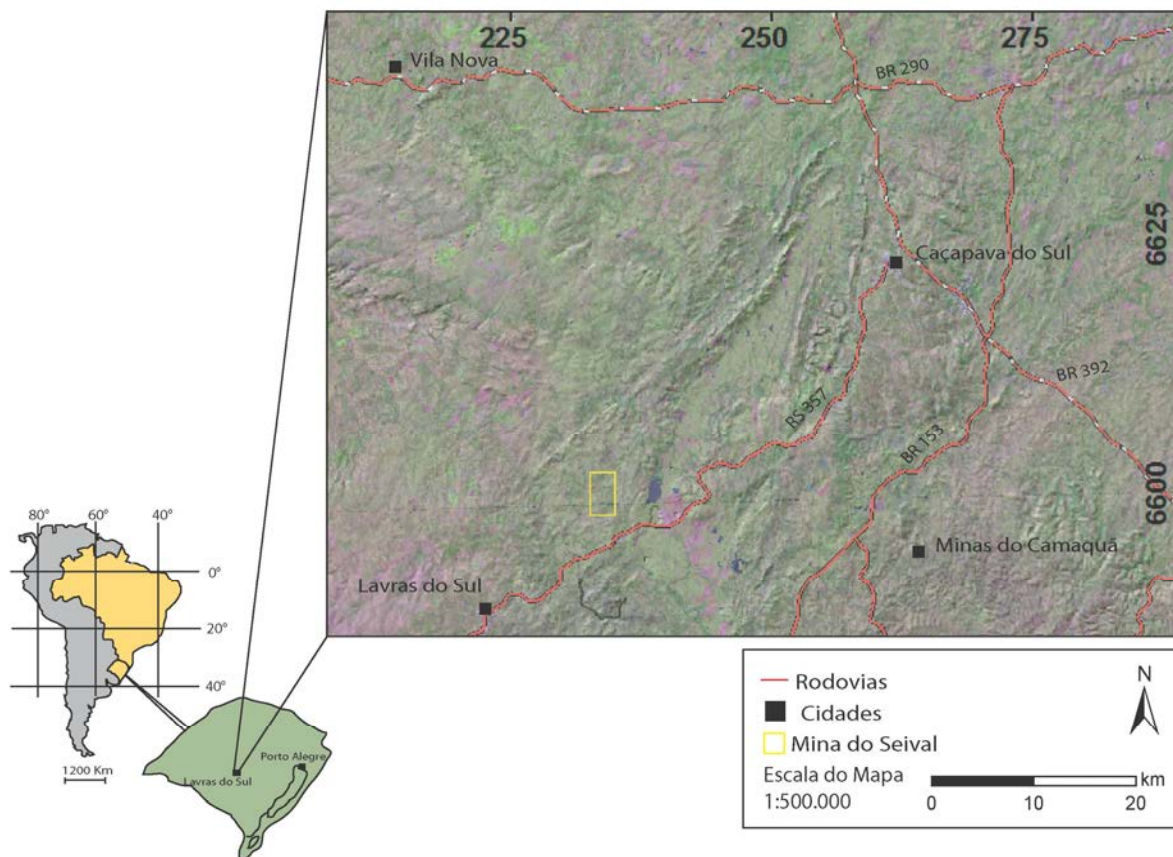
Na região de Caçapava do Sul, no estado do Rio Grande do Sul, a atividade econômica de desenvolvimento foi a mineração, principalmente de Au, Cu, Pb, Zn, etc. A área conhecida como Mina do Seival já foi responsável por uma grande produção de cobre no Rio Grande do Sul em meados do século XX. Esse minério foi lavrado de diversas formas, como minas e trincheiras. Sua origem e idades foram muito pouco investigadas, sendo os estudos pretéritos baseados na caracterização da mineralização e classificação das rochas. Atualmente, a exploração está desativada e a reserva encontra-se em exaustão econômica, devido ao alto teor de cobre oxidado.

Esse trabalho propõe uma caracterização dos processos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas vulcânicas na região conhecida como Mina do Seival, na Formação Hilário, da Bacia do Camaquã. A Hipótese é que processos de cloritização intensa e/ou pervasiva, veios carbonáticos que cortam a rocha em diversas profundidades e estão intimamente ligados a mineralização.

A metodologia baseia-se principalmente em técnicas ligadas ao estudo das alterações da rocha, principalmente os minerais secundários. Para isso, foram realizados trabalhos de campo, descrição de furos de sondagem, petrografia, difratometria de raios X, microscopia eletrônica de varredura e geoquímica de rocha total. Dessa maneira, estabelecemos uma caracterização dos produtos de alteração hidrotermal sobre as rochas vulcânicas, testando assim a hipótese apresentada.

## **2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO**

A área de estudo está situada a 324 km de Porto Alegre, em sentido SW. Saindo da capital, o acesso tem cerca de 250 km pela rodovia BR-290, sentido W, até o entroncamento com a BR-392, seguindo no sentido sul até o município de Caçapava do Sul, por cerca de 20 km. Percorre-se 57 km pela RS-357, sentido SW, até os limites do município de Lavras do Sul. A entrada da Mina do Seival é próxima a uma pedreira na RS-357, sendo a entrada em sentido N, percorre-se cerca de 2 km até a entrada da fazenda da Mina do Seival, em sentido W-NW (Fig. 1). As rodovias são pavimentadas e de bom estado, exceto na área da fazenda. A localidade pertence ao município de Lavras do Sul, inserida na carta topográfica do Serviço Geológico do Exército, Folha Arroio América (SH.22-Y-A-IV-1, 1975), em escala de 1:50000, entre as coordenadas planas (UTM) 6604000-6596000m N e 232000-236000m E.



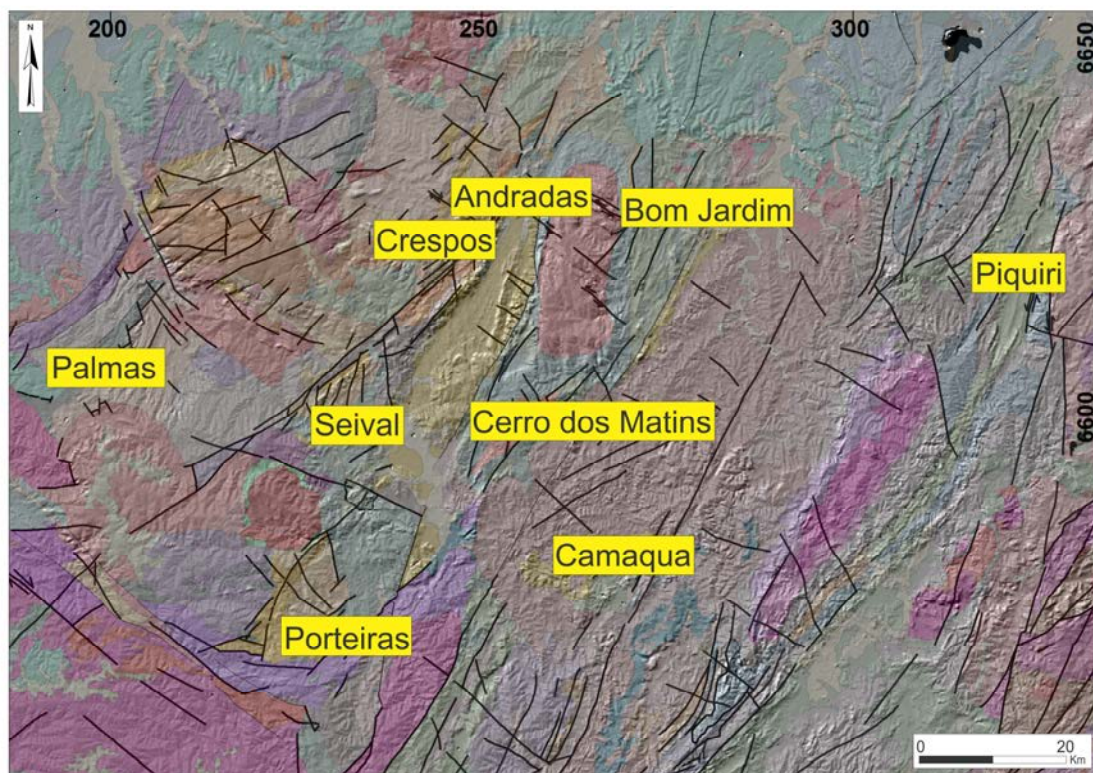
**Figura 1:** Localização da área de estudo e vias de acesso (adaptado de CPRM, 2008).

### 3. HISTÓRICO DA ÁREA

A descoberta do cobre no Rio Grande do Sul foi reportada apenas em 1825, por Frederick Sellow. Entretanto, a exploração teve início nos anos de 1880 a 1890, nas Minas do Camaquã. A região de Caçapava do Sul e Lavras do Sul tiveram a sua pesquisa de cobre influenciada pela exploração aurífera da região. A Mina do Seival teve sua exploração facilitada pelos meios de comunicação e acesso mais próximos do que as outras jazidas de cobre, na época. O primeiro explorador foi o industrial Chabryl. Em 1901 as ocorrências foram descritas e pesquisadas por companhias particulares e estatais, até o ano de 1931. Ocorreu um período de paralisação na exploração e, em 1932, a Cia E. F. e Minas de São Jerônimo realizou uma série de escavações rasas. Em 1937 foi explorada por uma companhia de Porto Alegre e teve seu teor avaliado em 4,7% de Cu. A Cia Indústria Eletro-Químicas S/A explorou entre 1939 e 1942. No período de 1935 a 1962 foi lavrada intermitentemente com produção de cobre eletrolítico e sulfato de cobre. No período de 1955 a 1962, chegou a produzir cerca de 1000 toneladas de minério por mês, com teor médio de 1,6% de Cu total (1,0% Cu sulfetado). A Companhia Brasileira do Cobre (CBC), nos anos de 1977/1978, realizou uma série de pesquisas na área, incluindo campanhas de sondagem, as quais foram incorporadas nesse trabalho. Atualmente, a pesquisa da área pertence à Votorantim Metais. A região foi tema de pesquisa de poucos autores, como Reischl, 1978, em publicações no Congresso Brasileiro de Geologia. A ocorrência também foi descrita por Teixeira, em 1937 e 1941, com artigos relacionados ao cobre no Rio Grande

do Sul. Reischl cita outras bibliografias da década de 50 e 60, porém, não conseguimos ter acesso a elas.

As principais ocorrências de cobre no RS são Camaquã, Seival e Cerro do Martins. Ocorrem outras como: Porteiras, Piquiri, Andradas, Colônia e Bom Jardim. Em geral, essas ocorrências seguem um alinhamento regional em direção NE, exceto Cerro dos Martins e Camaquã (Fig. 2).



**Figura 2:** Principais ocorrências de cobre no ESRG. Mapa geológico, estrutural e imagem de relevo sombreado (Adaptado de CPRM, 2008).

*Mineralizações na Mina do Seival:* Reischel, em 1978, classificou e nomeou as mineralizações na área, sendo elas: (i) Mina da Barita: corpo de minério lenticular NE, mergulhando  $50^\circ$  para NW, na forma de calcosina em bolsas irregulares junto às falhas, com uma reserva em torno de 64.000 ton e teor de 1,7% de Cu (sulfetado + oxidado), com alta Ag associada (70 ppm) sendo a barita o principal mineral de ganga; (ii) Mina João Dahne: explorada em 1957 por uma trincheira de dezenas de metros, com baixo teor, na direção  $N 10^\circ E$ , e mergulho acentuado; (iii) Mina do Morcego: já foi lavrada e considerada antieconômica devido à presença de oxidados (70% do minério), com calcosina e malaquita finamente disseminada em superfície, próximo a zonas de fraturas do andesito, com direção N-S a NE; (iv) Mina do

Meio: malaquita na forma de concentrações irregulares controladas pelo fraturamento do tufo andesítico, com direção N-S a N 10° E, e mergulho acentuado para SW; (v) Mina da Cruzeta: calcosina na forma de veios ao longo de fraturas e raramente disseminada, em direção NW subvertical, em andesito pórfiro; (vi) Mina Alcides: bolsões de calcosina finamente disseminados, em brecha vulcânica, com ganga a base de barita e preenchendo falhas; (vii) Ocorrências Quero-Quero, Lagoa do Jacaré e Vila do Torrão: malaquita em superfície e calcosina disseminada, controladas pelo fraturamento da rocha em concentrações irregulares, numa ganga de barita e calcita, e direção N 50° W, N 10° E e 80-90° SE, respectivamente. Portanto, é notável um forte controle estrutural, associado ao fraturamento e falhas da rocha, estando ligadas à mineralização da área.



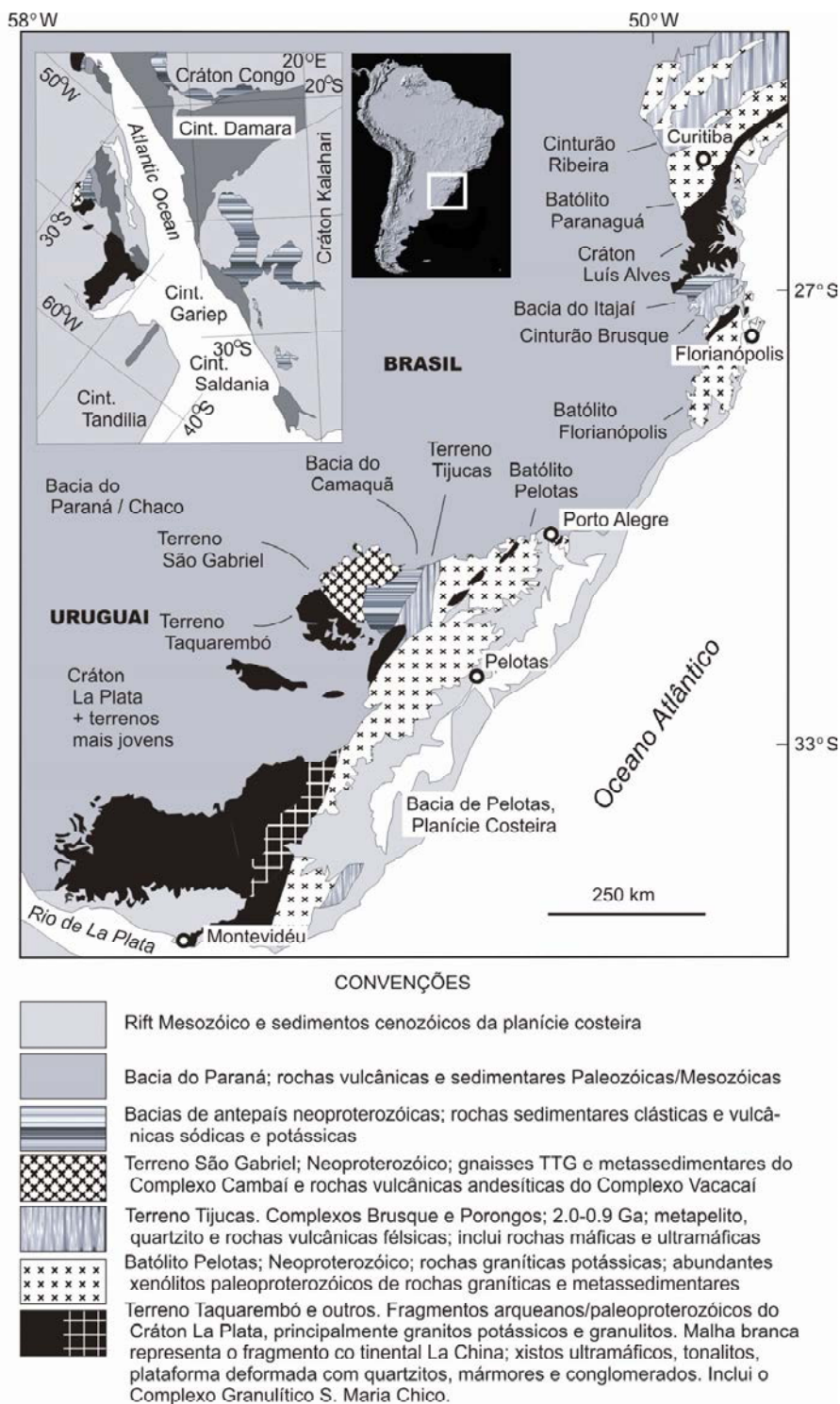
#### 4. CONTEXTO TECTÔNICO

O Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) localiza-se na porção meridional da Província da Mantiqueira (Almeida & Hasui, 1984). Essa província se alonga do sul da Bahia até o Uruguai, e é resultado da orogenia que promoveu a colagem de terrenos Neoproterozóicos, dando origem ao Paleocontinente Gondwana Ocidental.

Fazem parte do ESRG os orógenos São Gabriel e Dom Feliciano. O orógeno São Gabriel é um terreno acrescionário, caracterizado pela edificação de um arco magmático, tendo como transporte tectônico a direção WNW, com limites oeste a Zona Cizalhante Ibaré, de direção NW-SE que o separa do cráton de La Plata, e a leste a Anomalia de Caçapava do Sul, com direção NE-SW, que separa o Complexo Encantadas do Cinturão Porongos. O orógeno Dom Feliciano é composto por sequência de margem passiva neoproterozóicas, segmentos de arco magmáticos e restos de embasamento arqueano a paleoproterozóico. Sua direção é NE-SW, devido à colisão dos crátons de La Plata, Kalahari e Parapanema (situado abaixo da Bacia do Paraná). A evolução do orógeno dá-se por uma tectônica transpressiva de escape lateral, gerando grandes e profundas zonas de cisalhamento transcorrente, como a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (Hartmann *et al*, 2007).

O ESRG é dividido em termos tectônicos por quatro unidades, segundo Chemale (2000), sendo elas: Bloco Taquarembó, Cinturão Vila Nova/São Gabriel, Cinturão Tijucas e Batólito Pelotas. Atualmente, o termo Cinturão Dom Feliciano compreende os quatro terrenos, e, portanto, é a

representação do ciclo Brasileiro no sul do Brasil, ilustrado na figura 3, representando também a área coberta pela Bacia do Camaquã.



**Figura 3:** Mapa geológico do sul do Brasil e Uruguai, mostrando as principais unidades tectono-estratigráficas e estruturais (extraído de Hartmann *et al*, 2006).

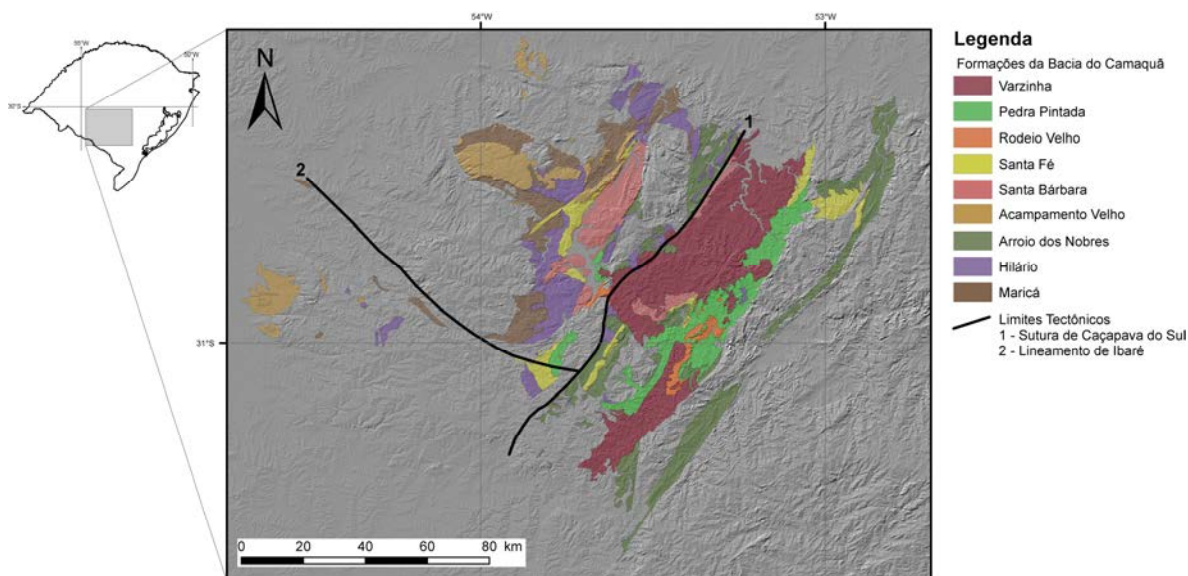
## 5. GEOLOGIA REGIONAL

### 5.1 Bacia do Camaquã

No estágio pós-colisional do ESRG, desenvolveram-se extensas bacias vulcano-sedimentares, com muitos termos vulcânicos e vulcanoclásticos alcalinos, e mais raramente shoshoníticos, com idades entre 600 Ma e 560 Ma. A evolução dessas bacias está ligada a transcorrência dos terrenos e também a sistemas deposicionais continentais e marinhos.

A Bacia do Camaquã é considerada uma bacia do tipo *strike-slip* (Lima, 2006) formada nos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano, com vários episódios magmáticos no Neoproterozóico-Ordoviciano, que ocorrem intercalados às rochas sedimentares (Fig. 4). O Ciclo de Reading prevê que toda falha direcional, dentro de uma crosta continental, irá provavelmente passar por períodos de distensão e compressão, à medida que as direções de deslizamento são reajustadas ao longo das falhas crustais principais (Hartmann, 2002). As bacias transtrativas (incluindo pull-apart) são formadas próximas a curvas de alívio de pressão e bacias transpressionais são formadas em curvas comprimidas. Dessa maneira, a bacia foi desenvolvida em um ambiente continental. O ambiente geotectônico é resultado da colisão dos crátons, responsáveis pela formação do Supercontinente Gondwana, em um período de pós-orogênese. Nesse período, a transcorrência e rifteamento dos blocos

foi responsável pelo magmatismo e formação da bacia, e explica o seu amplo intervalo de tempo (650?-470 Ma).



**Figura 4:** Mapa geológico da Bacia do Camaquã (extraído de Rigo, 2009).

O primeiro ciclo vulcânico da bacia é o Vulcanismo Hilário, de afinidade shoshonítica. Esse vulcanismo tem composição basáltica a andesítica, sendo, portanto básico a intermediário. A porção vulcânica compreende derrames hipoabissais, tufo e brechas. O segundo ciclo é o Acampamento Velho, de afinidade moderadamente alcalina-Na, tendo uma composição ácida, o que sugere os estágios finais de cristalização do magma. As rochas do Grupo Rodeio Velho, de afinidade toleítica, representam o último ciclo vulcânico da Bacia do Camaquã, pertencentes ao Alogrupo Guaritas, com composição básica, o que sugere um estágio de rifteamento da bacia (Lima *et al*, 2007).

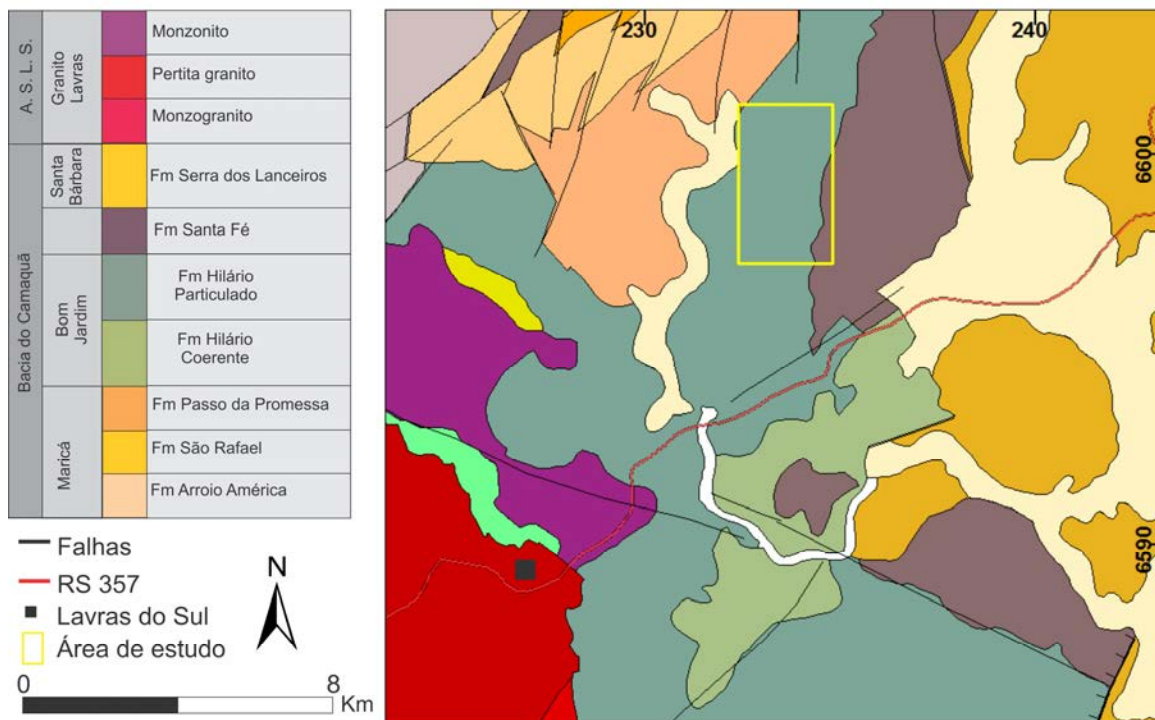
## 5.2 Geologia Regional

A área de estudo, situa-se no contexto geológico da Associação Vulcano-Plutono-Sedimentar Seival, dentro do Cinturão Vila Nova. Essa associação consiste em rochas vulcânicas básicas a intermediárias

pertencentes à Bacia do Camaquã e intrusões graníticas, geradas nos estágios pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro (Chemale, 2000). A Mina do Seival está situada na Formação Hilário caracterizada por um vulcanismo intermediário a básico (Fig. 5). No mapa geológico regional, a Bacia do Camaquã é representada pelos Alogrupos Maricá, Alogrupo Bom Jardim (Formação Hilário) e Aloformação Santa Fé. Próximo a área ocorre a Suíte Granítica de Lavras do sul.

A Mina do Seival, alogrupo Bom Jardim, tem contato inferior com o alogrupo Maricá e contato superior com o alogrupo Santa Fé. O vulcanismo da Formação Hilário tem afinidade shoshonítica, e pertence à Associação Shoshonítica de Lavras do Sul. Essas rochas efusivas são representadas por traquibasaltos e traquiandesitos agrupado, juntamente com os termos hipabissais monzoníticos e plutônicas graníticas (Nardi & Lima, 1985). A Formação Hilário é relacionada a estágios de estabilização de subducção de placas (Lima e Nardi, 1992).

As rochas efusivas de composição básica posicionam-se nas porções inferiores da sequência, as de composição intermediária nas porções medianas, intercaladas com depósitos piroclásticos de queda e retrabalhamento e por depósitos de fluxo, responsáveis pela geração de depósitos ignibriticos. O ambiente é predominantemente subaéreo e localizadamente lagunar. Em outras porções do Hilário, são descritos *pillow lavas*, sugerindo um ambiente subaquoso (Lima *et al*, 2007). Na Mina do Seival a rocha predominante é tufo cinerítico (Reischl, 1978).

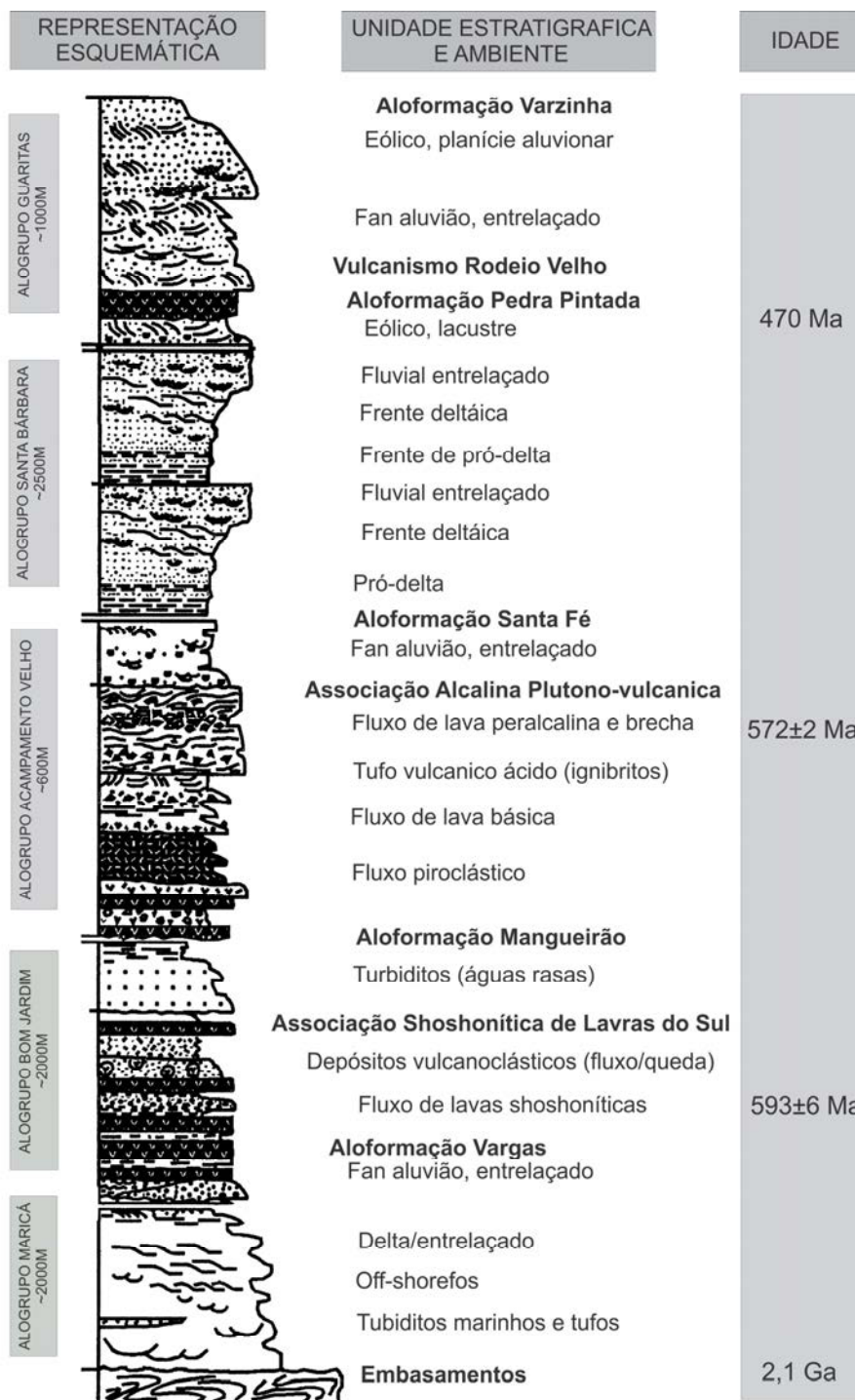


**Figura 5:** Mapa geológico regional da Mina do Seival (adaptado de CPRM, 2008).

### 5.3 Estratigrafia

Estudada por mais de 80 anos, a nomenclatura das unidades geológicas teve grandes modificações com o avanço dos estudos. Porém, em 2000, Paim estabeleceu uma organização na nomenclatura das unidades pertencentes à Bacia do Camaquã, mantendo os nomes clássicos e separando-as em um Alosupergrupo Camaquã. Este é dividido em cinco alogrupos: alogrupo Maricá, unidade mais antiga, compreende a Formação Maricá e a Formação Pessegueiro; alogrupo Bom Jardim, estudado nesse trabalho, compreende a Formação Hilário, Formação Arroio dos Nobres e o Membro Mangueirão; alogrupo Cerro do Bugio/Acampamento Velho representado pela sequência vulcânica da Formação Acampamento Velho; alogrupo Santa Bárbara compreende as Formações Pedra do Segredo e Serra dos Lanceiros; alogrupo Guaritas, no topo da coluna estratigráfica, e compreende o vulcanismo da Formação Rodeio Velho, assim como os

sedimentos das Formações Pedra Pintada e Varzinha (Fig. 6). A Formação Hilário faz parte da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul.



**Figura 6:** Representação esquemática seção estratigráfica Bacia do Camaquã. A Formação Hilário pertence à Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (modificado de Wildner, 2002).

#### 5.4 Geocronologia

Os dados geocronológicos disponíveis são ainda restritos e ocorre um questionamento em relação a porção e as rochas da área de estudo, que não foram datadas, sendo essas idades referentes aos andesitos que ocorrem próximo a área. Segundo Janikian et AL (2008), a idade para o alogrupo Bom Jardim está entre 601-580 Ma. Essas idades foram obtidas através de plagioclásios pela técnica Ar-Ar. A idade da Formação Hilário é em torno de  $590,5 \pm 5,7$  Ma e foi obtida pela técnica de U-Pb em zircões.



## 6. GEOLOGIA DA ÁREA

A Formação Hilário (FH) é representada, na área de estudo, por brechas vulcânicas e corpos hipoabissais de andesitos, principalmente diques de orientação NE-SW, intrusivos no material piroclástico. As rochas piroclásticas estão brechadas, com mineralogia a base de plagioclásio, piroxênio e anfibólio (variando conforme a profundidade). Em algumas porções, essa rocha encontra-se fortemente brechada por eventos hidrotermais. As rochas hipoabissais, representadas por andesitos, ocorrem principalmente como diques. A Formação Santa Fé é representada por conglomerados e andesitos. Esses conglomerados são polimíticos, clasto-suportados, variando de centimétricos a decamétricos. Próximo ao contato com a FH, essa rocha apresenta-se intensamente fraturada. O andesito possui matriz a base de plagioclásio e geralmente apresenta vesículas, o que difere dos andesitos da FH.

Os depósitos aluvionares localizam-se na porção oeste da área de estudo, ao longo do Arroio Teixeira, ocorrem sedimentos fluviais predominantemente arenosos. Consistem de sedimentos de areia fina a grossa, de composição quartzo-feldspática.

As rochas da área de estudo são muito fraturadas, evidenciando uma tectônica rúptil em que predominam fraturas subverticais de direção NE e NW.

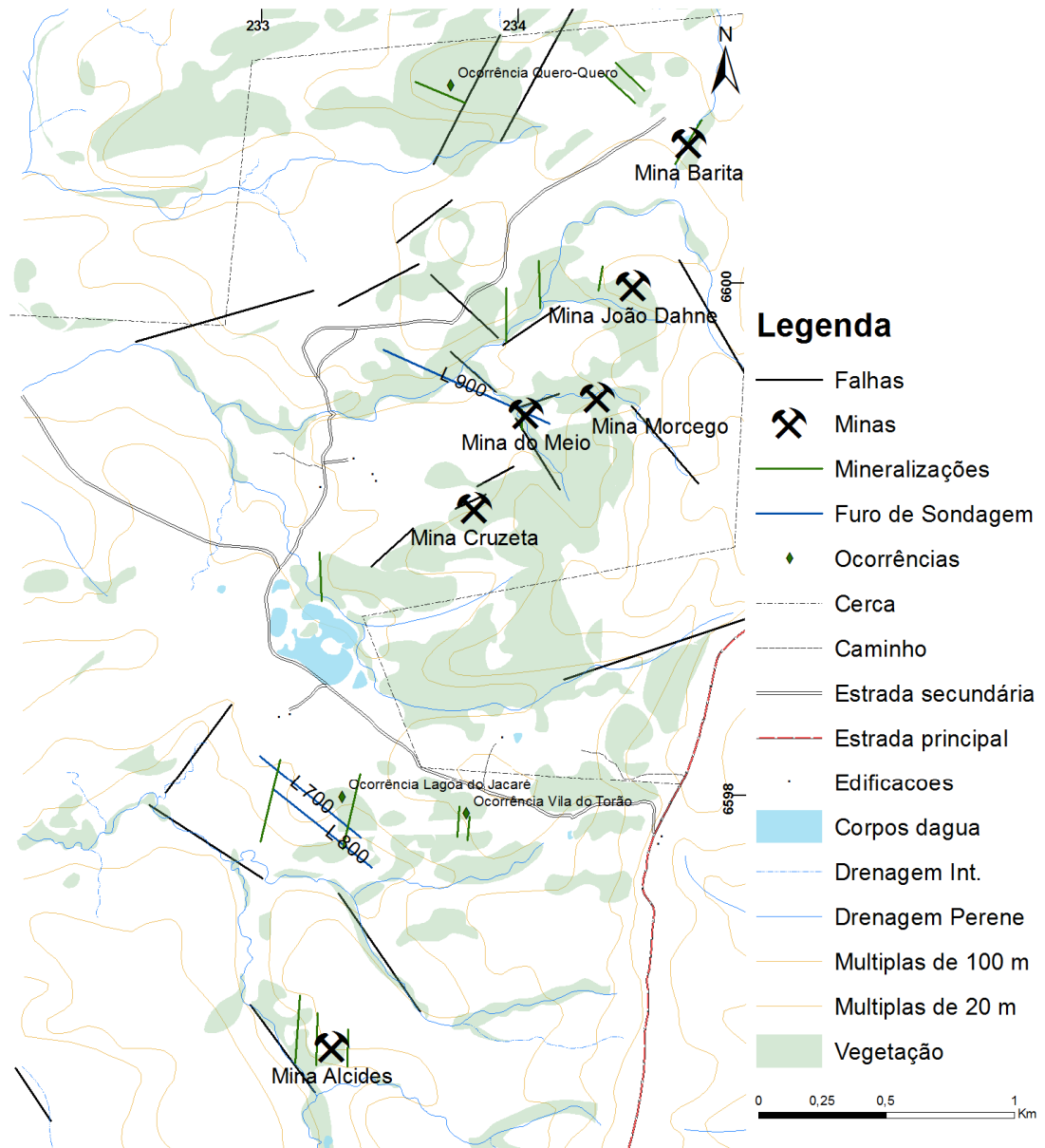
As estruturas rúpteis são em grande parte, resultantes de reativações das zonas de cisalhamento de direção NE. A reativação das falhas é função

direta da orientação dos campos tensionais principais durante os eventos tectônicos que afetaram o ESRG.

As principais estruturas regionais que afetam a Formação Hilário são um sistema de falhas com lineamentos NW bastante destacado, correlacionável a Zona de Cizalhamento Ibaré, que aflora a oeste da área de estudo. Segundo Porcher (2000), essa zona de falhas transcorrentes, de idade proterozóica e nível crustal intermediário, mostra evidências de diversas reativações durante o Fanerozóico, tendo controlado inclusive a deposição e preservação de unidades da Bacia do Paraná.

Na área mapeada, as falhas de direção NW truncam e deslocam algumas falhas de direção NE. O forte evento hidrotermal que afeta as rochas vulcânicas parece estar relacionado a estes lineamentos, pois quanto mais próximos das mesmas, maiores são os efeitos hidrotermais nas rochas. Essas estruturas com a localização das minas e ocorrências estão representadas na figura 7.

Portanto, a unidade não apresenta feições deformacionais dúcteis, sendo afetada somente por falhas e fraturas subverticais de direção predominantemente NE e subordinadamente NW.



**Figura 7:** Mapa topográfico, estrutural e localização das minas da região (modificado de Carta Arroio América, 1976).

## 7. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

O sistema geológico hidrotermal se desenvolve através de plumas hidrotermais, geradas por intrusões ígneas alojadas na litosfera, quando há água envolvida no processo. Águas provenientes das rochas encaixantes da intrusão misturam-se com águas magmáticas e com gases, formando assim, o fluido que irá definir as dimensões e forma da pluma hidrotermal (Biondi, 2003).

Fluido ou solução hidrotermal se refere a todos os tipos de águas quentes da superfície da Terra, com temperaturas maiores que 5°C que as do meio em que passam, excluindo-se o valor do gradiente geotérmico do local (Inoue, 1995, apud Bongiolo, 2005).

A solução hidrotermal consiste principalmente de H<sub>2</sub>O, acompanhada de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S e S, de ânions e complexos aniônicos em menores proporções (CO, HCl, HF, H<sub>2</sub>, N, Cl, F, B, CH<sub>4</sub> e N<sub>2</sub>), cloretos (de Na, K, Mg e Ca), NH<sub>4</sub>, metais, fluoretos, arsenetos, teluretos e SO<sub>2</sub> (Figueiredo, 2000, apud Bongiolo, 2005). Os elementos dissolvidos ocorrem originalmente na fonte dos fluidos ou vão se adicionando durante a lixiviação dos minerais originais das rochas encaixantes (Reed, 1997, apud Bongiolo, 2005).

Segundo Pirajno (1992, apud Bongiolo, 2005) as origens das soluções hidrotermais são variadas, podendo ser de águas meteóricas, oceânicas, conatas, metamórficas, juvenis e magmáticas.

A alteração hidrotermal é controlada por diversos fatores, como composição dos fluidos em circulação, temperatura e pressão do meio, química da rocha encaixante, razão fluido/rocha e tempo (Bongiolo, 2005).

Para uma melhor compreensão da alteração hidrotermal temos que conhecer os ambientes geológicos em que ocorrem. Esses ambientes são as zonas de limites de placas tectônicas, nos limites compressivos, extensionais ou transformantes (Bongiolo, 2005). A seguir, na tabela 1, temos alguns exemplos de tipos de depósitos hidrotermais.

**Tabela 1** – Tipos de depósitos minerais associados ao magmatismo em arcos vulcânicos. O termo fluido é usado para líquido ou vapor aquoso não silicatado. As salinidades (cloretos de Na e K) dos fluidos nestes ambientes variam de hipersalino (> 50 wt%) a salinidades moderada (10-20 wt%), baixa (< 5 wt%) e muito baixa (0.2-0.5 wt%). Extraída e modificada de Hedenquist e Lowenstern (1994, *apud* Bongiolo, 2005).

Tipo de depósito	Relação com o magma	Temperatura e profundidade	Fluido	Metais associados	Exemplos análogos ativos
Pórfiro	Adjacente ou contido na intrusão	>600 a 300°C 2 a 5 km	Hipersalinos e vapores imiscíveis	Cu±Mo±Au, Mo, W ou Sn	Corpos magmáticos rasos sob estratovulcão
Skarn	Adjacente a intrusão em rochas carbonáticas	400 a 600°C 1 a 5 km	Salino a moderadamente salino	Fe, Cu, Sn, W, Mo, Au, Ag, Pb-Zn	Corpos magmáticos rasos sob estratovulcão
Veios associados a intrusões	Fraturas próximas ou na intrusão	300 a 450°C Variável	Salinidade baixa a moderada	Sn, W, Mo±Pb-Zn, Cu, Au	Corpos magmáticos rasos sob estratovulcão
Epitermal (alta sulfetação)	Acima da intrusão	<300°C Próximo à superfície a > 1,5 km	Salinidade baixa a moderada, condensado ácido precoce	Au-Cu Ag-Pb	Fumarolas de alta temperatura e fontes ácidas próximas a condutos vulcânicos
Epitermal (baixa sulfetação)	Distante (?) da fonte de calor magmática	150 a 300°C Próximo à superfície a 1-2 km	Salinidade muito baixa, rico em gás e pH neutro	Au (Ag, Pb-Zn)	Sistemas geotermiais com fontes quentes de pH neutro, poços de lama
Sulfeto maciço	Próximo a domos extrusivos	< 300°C sobre ou próximo ao assoalho oceânico	Salinidade próxima a da água do mar, rico em gás	Ag-Pb-Zn (Au)	Não observado, salmouras efêmeras?
				Zn-Pb-Ag (Cu ou Au)	Condutos de retroarco em fundo oceânico, fumarolas negras

## 7.1 Depósitos hidrotermais associados a arcos vulcânicos

Nesta parte do trabalho são descritos os depósitos hidrotermais associados a arcos vulcânicos. São eles: pórfiro, epitermal e skarn.

### 7.1.1 Depósito do tipo pórfiro

Os depósitos do tipo pórfiro possuem, em função da composição das rochas encaixantes, espaço e tempo, uma grande diversidade em suas características individuais. Esses depósitos podem conter de milhões a alguns bilhões de toneladas de minério, sendo que nos tipos principais, ocorrem teores de 0,2 a 2% de Cu (Cu-pórfiro), 0,01 a 0,5% de Mo (Mo-pórfiro) e, os que contêm Au (Cu-Au-pórfiros), frações a alguns ppm deste elemento. Aproximadamente 1/5 de ouro e cobre explorado anualmente provém de depósitos do tipo Cu-Au-pórfiros.

Geralmente os depósitos do tipo pórfiro são reconhecidos a partir das seguintes características (Bongiolo, 2005):

a – presença de veios e vênulas (formando *stockworks*) nos quais ocorrem sulfetos disseminados de Fe, Cu, Mo, PB e Zn, além de Au nativo e minerais como W, Bi e Sn;

b – a mineralização é espacial e geneticamente associada a corpos intrusivos com textura porfirítica distinta (o que originou o nome do tipo de depósito);

c – grandes volumes de rocha são afetados por alteração-mineralização de origem hidrotermal.

A Alteração hidrotermal, nos depósitos do tipo pórfiro, possui uma intensa zonação lateral e vertical (Fig. 8), variando de centenas a milhares de metros, formando faixas aproximadamente concêntricas que são dispostas a partir da intrusão. Esse ambiente é dividido em seis zonas de alteração (Bongiolo, 2005):

**i – alteração Ca-Na silicática:** composta por assembléias contendo anfibólio (actinolita, hornblenda actinolítica ou hornblenda), albita ou oligoclásio e magnetita, tanto como substituição pervasiva quanto vênulas. Em alguns depósitos pode ocorrer diopsídio e também plagioclásio, sendo que este último pode ocorrer sem os outros silicatos. Quando a alteração potássica é subordinada, estas zonas se tornam locais preferenciais para ocorrência de mineralizações de ouro e cobre.

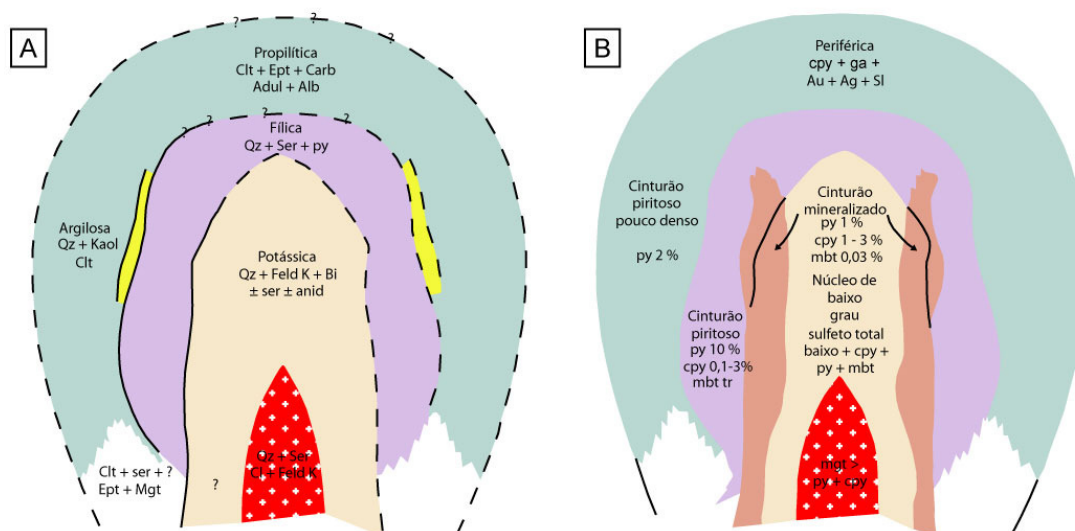
**ii – alteração potássica:** ocorre em praticamente todos os depósitos do tipo pórfiro ricos em ouro, sendo observada nas porções mais profundas desses sistemas. É caracterizada pela ocorrência de biotita, flogopita, em vênulas ou como substituição de outros minerais, k-feldspato e/ou actinolita hidrotermal, magnetita e anidrita. Ainda podem ocorrer sulfetos (calcopirita, pirita, molibdenita ± bornita) em vênulas, além de veios de quartzo, estruturalmente controlados ou como *stockworks*.

**iii – alteração propilítica:** constituída pelos halos externos dos pórfiros ricos em ouro, sendo relacionados às suas encaixantes. São encontradas clorita, epidoto e calcita, com ou sem albita, actinolita e magnetita como assembléia comum nesta zona. Veios e vênulas de pirita são os sulfetos dominantes, podendo ocorrer, ainda, calcopirita, tetraedrita, esfalerita e galena que, localizadamente, podem estar concentradas em fraturas ou falhas preenchidas por veios de quartzo-carbonato.

**iv – alteração argílica intermediária:** caracterizada por apresentar uma cor verde pálida, de intensidade e mineralogia variáveis. Possui uma assembléia de alteração composta por muscovita (ou sericita), illita, clorita, calcita e esmectita. Também ocorre a magnetita, pirita, hematita especular (± calcopirita), como vênulas e grãos disseminados.

**v – alteração fílica (ou sericítica):** reconhecida como zonas de alteração brancas, verdes ou acinzentadas, contendo quartzo-sericita-pirita como assembléia mineralógica. Ocorre nas partes superiores dos depósitos, superpondo-se às alterações potássica e argílica intermediária, constituindo grande parte do minério do depósito. Pirita ocorre como sulfeto principal, às vezes acompanhada de pequenas quantidades de calcopirita, na forma de veios (± quartzo) e disseminada.

**vi – alteração argílica avançada:** ocorre na porção superior dos depósitos do tipo pórfiro. Interage tipicamente com rochas vulcânicas em sistemas geotermiais ativos ou epitermais. A assembléia mineral comum é composta por quartzo (calcedônia), alunita, pirofilita, diásporo, dickita e caolinita. Barita e enxofre nativo são comuns como veios de estágios finais. Pirita pode ocorrer em corpos semi-maciços ou em agregados de marcassita, acompanhando calcedônia ou quartzo-alunita.



**Figura 8:** Esquema da distribuição espacial (lateral e verticalmente) das alterações hidrotermais (A – silicatos e B – minério) em torno de uma intrusão porfírica idealizado por Lowell e Guilbert (1970). Extraído e modificado de Biondi (2003).

Os estilos de alteração hidrotermal são conhecidos como pervasiva, caracterizada pela alteração da maioria ou de todos os minerais originais de uma determinada rocha, alterando sua textura; pervasiva seletiva, gerando a substituição de minerais específicos, preservando a textura original da rocha; ou não pervasiva, onde apenas certas porções de um volume específico de rocha são alteradas pelos fluidos hidrotermais, ocorrendo em torno de veios e vênulas, todas elas segundo (Tittley, 1982 e Pirajno, 1992) *apud* Bongiolo (2005).



### 6.1.2 Depósito do tipo epitermal

Os depósitos do tipo epitermal estão associados a intrusões encontradas em ambientes de arcos vulcânicos subaéreos, tanto continentais como em arcos de ilha (Cooke e Simmons, 2000 *apud* Bongiolo, 2005). São sistemas formados em temperaturas relativamente baixas (< 300°C) e profundidades que vão de 1 a 2 km (Hedenquist e Lowernstern, 1994 *apud* Bongiolo, 2005). Esse tipo de depósito ainda apresenta, além do ouro e da prata, mineralizações de Pb, Zn e Cu em quantidades expressivas.

Por serem depósitos rasos, a ocorrência de soerguimentos e erosões é muito comum, portanto, a maioria dos depósitos tem idade Cretácea ou mais jovem, já que terrenos muito antigos dificilmente são preservados. Os depósitos epitermais variam em áreas de poucos a dezenas de km<sup>2</sup>, e possuem geometrias muito variadas, devido às condições hidrostáticas de baixa pressão em que ocorrem. A geometria dos corpos é controlada pela permeabilidade (fluxo de fluidos) das rochas hospedeiras, que dependem de parâmetros estruturais, hidrotermais e do tipo de rocha e textura (Bongiolo, 2005).

Os principais condutos por onde circulam os fluidos hidrotermais nos depósitos epitermais estão associados a falhas de deslocamento menor que 1 km (Sillitoe, 1993b *apud* Bongiolo, 2005), que acabam gerando depósitos convencionais de veios nas mais variadas formas (maciços, enxames, *stockworks*, em alto ângulo, etc.). A lixiviação dos componentes das rochas encaixantes pela alteração hidrotermal é um dos principais fatores que afetam a porosidade da rocha, além da ocorrência de fragmentação por brechas hidráulicas. As principais texturas do minério compreendem preenchimento dos espaços associados a ambientes de baixa pressão, sendo caracterizadas por crustificações, bandamentos coloformes e drusas (Bongiolo, 2005).

Os depósitos do tipo epitermal são divididos em três grupos principais:

**a – Alta Sulfetação (AS):** os depósitos de Au-Cu de alta sulfetação, ocorrem em arcos de ilha ou arcos continentais andesíticos-dacíticos cálcio-alcalinos, com contexto estrutural de *stress* neutro a moderadamente

extensional (Arribas Jr. 1995; Sillitoe e Hedenquist 2003). Esse tipo de depósito se forma em níveis crustais intermediários entre a paleosuperfície e uma intrusão rasa em degaseificação, comumente associada a depósitos do tipo pórfiro (Sillitoe 1993b; Hedenquist *et al.* 2000 *apud* Bongiollo, 2005). A mineralização se localiza em zonas próximas de centros vulcânicos, hospedada por condutos estruturais ou rochas permeáveis, sendo que a forma dos depósitos varia de disseminações ou substituições até veios, *stockworks* e brechas hidrotermais. Os depósitos com veios de alto teor, associados às deposições de sulfetos maciços, são formados em maiores profundidades. Já os depósitos de menor teor são mais rasos e maiores, devido ao efeito “cogumelo” que os fluidos provocam. Esse tipo de depósito possui um tipo de zonação, formada a partir do corpo mineralizado, de alteração argílica avançada, argílica e propílica sucessivamente. Zonas superficiais desses depósitos hospedam lagos ácidos que diminuem mais o pH do ambiente, gerando assim brechação hidrotermal, fraturamento hidráulico, e quando a paleosuperfície é preservada, ocorrem capas de alteração contendo quartzo opalino, caolinita e alunita. Os depósitos de AS estão associados a fluidos ácidos que geram lixiviação e alteração da rocha encaixante formando a assembléia quartzo-alunita durante a construção de litocapas. As rochas que não sofreram lixiviação contêm veios com halos de quartzo-sericita que indicam pH ácido entre 4 e 5 (Bongiollo 2005).

**b – Sulfetação Intermediária (SI):** são depósitos que ocorrem em arcos andesíticos-dacíticos cálcio-alcálicos, sendo que, localizadamente, rochas mais félsicas podem atuar como hospedeiras (Sillitoe e Hedenquist 2003 *apud* Bongiollo, 2005). São formados em arcos com condições estruturais de *stress* neutro a moderadamente extensional. Veios encontrados em ambientes de SI incluem quartzo cristalino, carbonatos e silicatos de Mn, além de até 10% do seu volume de sulfetos (Sillitoe, 1993b), sendo que há um predomínio de esfalerita (com baixo conteúdo de FeS), galena, tetraedrita-tenantita e calcopirita. A maioria desses depósitos apresenta fluidos de baixa salinidade (< 2 wt% NaCl eq.), porém são observadas variações nesses valores dependendo do estágio de alteração. Depósitos ricos em Ag têm fluidos mais salinos (3,5 a 7,5 wt% NaCl eq.) que

os ricos em ouro (< 3,5 wt% NaCl eq.), além disso, os fluidos nesses ambientes são mais ricos em CO<sub>2</sub> que os associados a ambientes de baixa sulfetação (Bongiolo, 2005).

**c – Baixa Sulfetação (BS):** são depósitos formados normalmente por *rifts* continentais e arcos de ilhas contendo vulcanismo bimodal (Sillitoe e Hedenquist 2003). Nesse tipo de depósito o ouro está associado com quartzo (e/ou calcedônia), adularia, calcita, rodocrosita, sericita, clorita e pirita. Os depósitos podem variar de veios a *stockworks* e disseminado. Nos veios rasos são encontradas texturas em treliça, bandas coliformes e crustiformes, já nos veios mais profundos a textura comum são as drusas. O ambiente de BS é formado por fluidos com pH próximo a neutro em estado reduzido e de baixa salinidade, possibilitando, assim, a formação de *sinters* de sílica. Ocorrem halos de alteração na zona mineralizada e nas margens do sistema com uma variedade de argilominerais formados a partir de águas bicarbonatadas ricas em CO<sub>2</sub> aquecidas por vapores. Quando a alteração é profunda e regional ocorre a propilitização, que demonstra uma assembléia composta por quartzo, clorita, illita, pirita, calcita, albita, adularia, zeolita e epidoto.

As paragêneses geradas pela alteração hidrotermal de alta e de baixa sulfetação são conseqüências dos pHs dos fluidos mineralizadores. Nos depósitos de baixa sulfetação os pHs dos fluidos hidrotermais são quase neutros, já nos de alta sulfetação, os pHs são ácidos (Biondi, 2003).

### 7.1.3 Depósito do tipo *scarn*

Os depósitos escarníticos são formados por fluidos que circulam no contato de intrusões ígneas em rochas carbonatadas. Esse tipo de depósito tem formas adaptadas ao percurso seguido pelos fluidos metassomáticos e pelos contatos entre as rochas silicatadas e carbonatadas (Biondi 2003). Os escarnitos também são chamados escarnitos de infiltração, que são os maiores, e economicamente, os mais importantes depósitos escarníticos.

Para gerar depósitos escarníticos com teores altos, é necessário que um grande volume de fluidos e de rochas carbonáticas interaja, sendo que essa situação só ocorre quando um corpo granítico intrude níveis espessos de rochas carbonáticas, emitindo fluidos que percolem por essas rochas. Quando essa intrusão engloba parte das rochas carbonáticas, os escarnitos irão se formar dentro do plutão granítico e serão chamados de endoescarnitos. Os endoescarnitos têm formas imprevisíveis, dependendo de como e quanto o corpo granítico engloba de rochas carbonáticas. Quando o escarnito é formado fora do corpo granítico é chamado de exoescarnito, que podem formar-se a distâncias consideráveis do contato, a depender da facilidade que os fluidos hidrotermais tenham para migrar através de falhas e descontinuidades (Biondi, 2003).

Biondi (2003) sugere quatro classificações para os depósitos escarníticos, a partir do corpo granítico para a rocha encaixante:

- a** – endoescarnito a piroxênio + plagioclásio;
- b** – exoescarnito com predomínio de granada sobre piroxênio;
- c** – exoescarnito com predomínio de piroxênio sobre granada;
- d** – exoescarnito a wolastonita e/ou epidoto.

Os depósitos escarníticos podem ser caracterizados por uma grande variedade de minérios possíveis, sendo que os mais comuns são, Fe, onde a magnetita é o principal mineral de minério; W, onde ocorrem assembléias de minério com scheelita, molibdenita, calcopirita, pirrotita e pirita; Cu, com assembléias contendo calcopirita, bornita, pirita, hematita e magnetita; e Zn-Pb, onde esfalerita, galena, calcopirita e arsenopirita formam a assembléia associada ao minério. Mais raramente são encontrados depósitos de Sn, onde cassiterita, arsenopirita, estanita e pirrotita são os principais minerais; e depósitos de Au, em que aparecem assembléias contendo arsenopirita, pirita, pirrotita, calcopirita, Bi nativo e Au nativo. Muito raramente ocorrem depósitos de Mo, em que os minerais de minério são molibdenita, scheelita, bismutinita, pirita e calcopirita.

## **8. METODOLOGIA**

O trabalho terá como metodologia a análise petrográfica e geoquímica das rochas. Com a petrografia poderemos classificar a rocha, descrever sua mineralogia e os aspectos texturais, tendo uma ênfase nas fases secundárias que ocorrem como minerais de alteração. Com a geoquímica de elementos traços em rocha total foi possível estabelecer uma correlação dos elementos ligados a mineralização. A metodologia é fundamental para o teste das hipóteses sugeridas, para isso, serão empregadas técnicas específicas para determinação mineralógica e química da rocha total.

## **9. TÉCNICAS EMPREGADAS**

A partir do objetivo traçado, o emprego de técnicas é uma etapa importante para obter os resultados esperados. Para facilitar, as técnicas foram divididas em duas etapas: I etapa (Pré-campo e campo) e II etapa (Pós-campo). A I etapa inclui trabalhos de campo e descrição de testemunhos de sondagens. A II etapa é a petrografia de rocha, difratometria de raios X, microscopia eletrônica de varredura e geoquímica de rocha total. Com o uso dessas técnicas, será possível chegar aos resultados esperados.

### **9.1 - I Etapa (Pré-campo e Campo)**

Essa etapa consiste na realização de trabalhos de campo para a coleta de amostras, visualização das ocorrências, e como ocorrem, além de mapeamento geológico que contribuiu espacialmente a entender a mineralização da região. A descrição de testemunhos de sondagens nos possibilitou analisar a rocha em profundidade, de uma maneira menos alterada por processos de intemperismo e superficiais.

#### **9.1.1 Campo**

Os trabalhos de campo foram realizados com o objetivo de coletar amostras para estudos, realizar um mapa geológico de detalhe da região, comparar as litologias de campo com as litologias dos furos de sondagem, suas texturas e aspectos.

Os materiais utilizados foram a Folha do Exército Arroio América (SH.22-Y-A-IV-1, 1975) na escala 1:50000, um mapa geológico da região desenvolvido por Reischl, em 1979, fotografias aéreas para traçar contatos dos litotipos, principais estruturas e falhas. Para isso, foram utilizados equipamentos tradicionais como GPS, marretas e martelos, bússulas, lupa de mão, máquina fotográfica e caderneta de campo. Os perfis foram pré-definidos, com o objetivo de cortar as estruturas e traçar linhas transversais nos diferentes litotipos da área, em geral no sentido NW-SE.

O objetivo principal é fazer uma reformulação no mapa geológico anterior, com a ferramenta GIS e imagens de satélite obtidas pelo programa Google Earth, além de fotointerpretação, o que nos ajudou a compreender a estruturação e a localização das minas, assim como sua associação com falhas e estruturas regionais.

### **9.1.2 Descrição de Testemunhos de Sondagem**

A descrição dos testemunhos de sondagem tem como objetivo descrever em detalhe as rochas em profundidade com a vantagem de poder observar variações destas com a profundidade e em sequência e também comparar com as feições encontradas nas amostras de afloramentos da geologia de campo. O trabalho consistiu em descrição, coleta e fotografia das rochas.

Foram descritos um total de 6 furos de sondagem da região da Mina do Seival. Esses testemunhos foram realizados pela CBC e hoje pertencem a Votorantim Metais, que gentilmente possibilitou a descrição e coleta de amostras.

## **9.2 - II Etapa (Pós-campo)**

Os trabalhos de pós-campo consistem no desenvolvimento das principais técnicas empregadas para alcançar os resultados desejados, utilizando as metodologias como a Petrografia, a Difractometria de Raios X e a Microscopia Eletrônica de Varredura, fundamentais para o teste das hipóteses do trabalho.

### **9.2.1 Caracterização Petrográfica**

#### **9.2.1.1 Introdução**

A análise petrográfica tem uma grande importância na realização destes estudos, pois ela nos permite identificar a mineralogia, texturas e as relações entre os minerais. A petrografia pode ser dividida em macroscopia e microscopia. Quando é realizada a análise macroscópica, através de lupa de mesa, busca-se entender os processos que ocorreram com a rocha, em uma escala menor, para depois correlacionar com a análise microscópica. Na macroscopia podemos identificar variações da alteração e veios que estejam preenchendo espaços gerados por fraturas, na rocha. Na microscopia óptica é utilizado o microscópio para obtermos uma petrografia de maior detalhe. Primeiramente, confeccionam-se lâminas delgadas para análise. Através da análise das lâminas ao microscópio ótico é possível identificar minerais presentes em grande e pequena quantidade, identificar toda variedade mineralógica, as associações entre os minerais, texturas características e assim caracterizar os processos de alterações da rocha.

#### **9.2.1.2 Tipos de Microscópios**



Existem dois tipos principais de microscópios petrográficos: os de luz transmitida e os de luz refletida (em certos modelos, o mesmo aparelho permite estas duas possibilidades). No microscópio de luz transmitida a fonte de luz encontra-se na parte inferior do microscópio, sendo a luz conduzida por um sistema de lentes que, atravessando a amostra de rocha, permite a observação do material. No microscópio de luz refletida a fonte de luz encontra-se sobre a amostra e o que é observado é o resultado da reflexão da luz sobre a amostra.

### **9.2.1.3 Aplicação neste estudo**

Neste estudo foi feita análise petrográfica de amostras coletadas nos trabalhos de campo em superfície e de testemunhos de sondagem.

## **9.2.2 Caracterização Mineralógica**

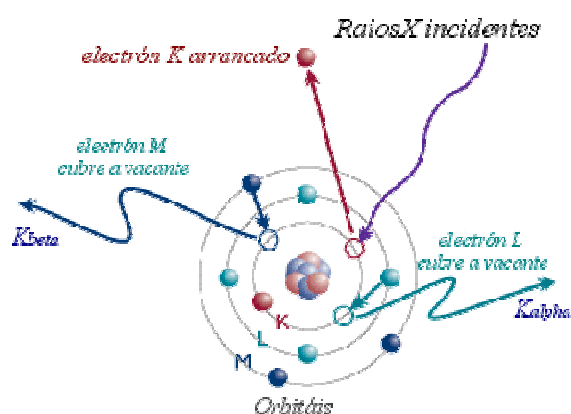
A caracterização mineralógica secundária será feita através das técnicas de Difractometria de Raios X – DRX e Microscopia Eletrônica de Varredura - MEV.

### **9.2.2.1 Introdução aos princípios de excitação eletrônica dos átomos**

A excitação de átomos no interior de uma fonte, selada e mantida em alto vácuo é consequência da geração de um feixe de elétrons no filamento aquecido e que está contido pelo tubo. A emissão dos raios X característicos dos elementos constituintes da amostra pode ter a excitação feita de várias maneiras: excitação por partículas aceleradas como elétrons, prótons ou íons; excitação por raios X, partículas alfa, partículas beta negativa ou raios gama emitidos por radionuclídeos (Gomes, 1984).

A aplicação de uma diferença de potencial entre o cátodo e o ânodo faz com que os elétrons emitidos pelo filamento incandescente sejam acelerados em direção ao ânodo, ocorrendo, assim, a transformação da energia cinética adquirida em calor e, em menor extensão, em raios X. A radiação primária que foi gerada deixa o tubo através de uma janela para vir a ser usada novamente para a produção de uma radiação secundária na amostra. Quando as intensidades da radiação são medidas pelos comprimentos de onda, temos a geração de um espectro que chamamos de radiação branca ou policromática. Esse espectro é responsável pela radiação de fundo (background).

A formação do espectro característico é entendida utilizando-se o modelo de estrutura atômica de Rutherford-Bohr, em que os elétrons estão dispostos de forma circundante ao núcleo do átomo (Fig. 9).



**Figura 9:** Excitação de elétrons. (Extraído de [www.fsc.ufsc.br](http://www.fsc.ufsc.br))

Quando um elemento de uma amostra é excitado, este tende a ejetar os elétrons do interior dos níveis dos átomos, e como consequência disto, elétrons dos níveis mais afastados realizam um salto quântico para preencher a vacância. Cada transição eletrônica constitui uma perda de energia para o elétron, e esta energia é emitida na forma de um fóton de raio X, de energia característica e bem definida para cada elemento (Vasconcellos, 2007).

Para haver produção de raios X característicos há necessidade de se retirar elétrons localizados nas camadas mais internas dos átomos, por

exemplo, camada K, e para isto a energia mínima deve ser superior a energia de ligação do elétron nessa camada, denominada energia de ligação eletrônica ou também de corte de absorção. A absorção fotoelétrica de um fóton de raios X é responsável pela ejeção de um elétron da camada K.

Para entender melhor sobre o funcionamento dos saltos quânticos que ocorrem nas substituições dos eletros da camada K, temos como exemplo, a situação de um elétron no átomo de ferro saltando do subnível L2 para o nível K, ocorre emissão do raio X  $K\alpha_2$  de 6,391 keV, enquanto que no salto L3  $\rightarrow$  K a energia do raio X  $K\alpha_1$  seria de 6,404 keV, devendo ainda ser considerado que a transição L1  $\rightarrow$  K não ocorre, sendo chamada "transição proibida". Então, como as energias geradas por L2 e L3 são muito próximas consideramos energia de raios X  $K\alpha$ . Quanto à camada M, ocorre uma situação muito similar resultando na energia de raios X  $K\beta$  (Gomes, 1984).

Em equipamentos que fazem uso da dispersão por comprimento de onda (WDS), de acordo com a lei de Bragg (com utilização de cristais de difração com distâncias inter-planares conhecidas) é mais interessante se ter a relação entre o comprimento de onda dos raios X característicos e o número atômico do elemento a ser analisado. Então, utilizando a equação de Planck:

$$E = \frac{hc}{\lambda}$$

onde:

$c$  = velocidade da luz no vácuo = 3.108 m.s<sup>-1</sup>.

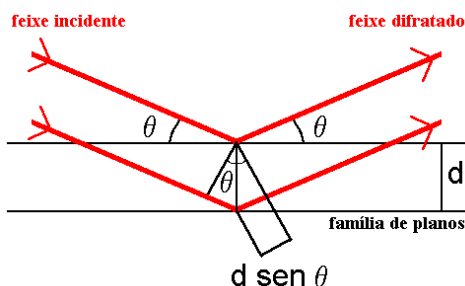
$\lambda$  = comprimento de onda (metros).

Com a geração de uma radiação secundária característica dos elementos participantes da fase, temos a necessidade de utilizar dispositivos especiais para obtermos uma difração segundo a lei de Bragg (Equação 1), e o espectro atingir o detector para a leitura.

$$n\lambda = 2d \sin \theta \quad (\text{Equação 1}).$$

Em que  $\lambda$  é o comprimento de onda da radiação incidente,  $d$  a distância interplanar;  $n$  é o número inteiro e  $\theta$  é o ângulo entre feixe incidente

e o plano da amostra, um máximo de difração ocorrerá quando a lei de Bragg for satisfeita (Fig. 10).



**Figura 10:** Lei de Bragg. (Extraído de Machado, 2005).

Quando um cristal espalha raios X, cada máximo do feixe difratado constitui uma reflexão associada a um conjunto de planos (hkl) de acordo com a equação de Bragg. As propriedades de simetria da estrutura cristalina de um dado material definem o grupo espacial ao qual ele está associado. Isso irá definir os conjuntos de planos hkl existentes no material, que por sua vez, apresentará uma família de reflexões centradas nos ângulos  $\theta_{hkl}$ , mais conhecidos como ângulos de Bragg (Machado, 2005).

Assim, as posições das reflexões de Bragg dependem unicamente de parâmetros estruturais: grupo espacial (que definem as famílias hkl) e parâmetro de rede (que definem as distâncias interplanares).

### 9.2.3 Técnicas Analíticas Utilizadas

As técnicas analíticas utilizadas serão a difratometria de raios X, a microscopia eletrônica de varredura e espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente - ICP-MS.

### 9.2.3.1 Análise por Difractometria de Raios X (DRX)

#### 9.2.3.1.1 Introdução

O princípio da difração de raios X pelos cristais resulta de um processo em que os raios X são espalhados pelos elétrons dos átomos sem mudança de comprimento de onda (dispersão coerente ou de Bragg). O feixe difratado é produzido por espalhamento só apresentando máximos quando algumas condições geométricas, expressas pela Lei de Bragg, são satisfeitas.

A difração de raios X é caracterizada por um fenômeno de variação da intensidade em diferentes ângulos de espalhamento. A idéia básica da difração está ligada às relações de fase das ondas espalhadas. Se essas estão em fase, diz-se que esta posição de contagem do aparato experimental gera um pico difratado. Se um feixe de raios X atingir um plano de átomos, estes difratam raios X em duas direções principais. Essas direções correspondem, respectivamente, à do prolongamento do feixe incidente e à da reflexão pelo plano. Os planos de uma família, formados pelos átomos da amostra, são todos paralelos e possuem uma distância interplanar,  $d$ , constante (Gomes, 1984). Qualquer face do cristal corresponde a um plano (hkl), e o arranjo completo seria um conjunto de planos paralelos ao primeiro. Se dois (ou mais) planos forem considerados, as condições para o espalhamento em fase vão depender da diferença de caminho percorrido pelo feixe de raios X, certamente o caminho será maior para o plano inferior (Machado, 2005).

A técnica de difração de raios X em alto ângulo (WAXD, ou “Wide Angle X-Ray Diffraction”) consiste na interpretação do espalhamento de raios X por agrupamentos ordenados de átomos de uma rede cristalina, em ângulos superiores a  $2^\circ$ .

Freqüentemente não é possível dispor de monocristais, mas apenas de amostras que contêm um grande número de microcristais. Algumas vezes os microcristais podem estar contidos numa matriz amorfa, como é o caso, por exemplo, dos polímeros semi-cristalinos. Neste caso, se tivermos um grande número de microcristais orientados aleatoriamente, significa que existirá um grande número de microcristais posicionados no ângulo de Bragg.

O padrão de difração da substância é obtido pelo registro do número de contagens por segundo em função do ângulo  $2\theta$ . As informações mais simples que podem ser extraídas deste método para materiais poliméricos são: a caracterização da célula unitária, espaçamento médio entre os planos cristalinos e determinação do grau de cristalinidade.

A técnica de difração de raios X trata da interpretação dos difratogramas obtidos na difração de raios X pelas espécies cristalinas. A estrutura cristalina é que determina a intensidade e a posição do feixe espalhado. Se houver uma fase amorfa, seu padrão de difração superpor-se-á ao difratograma das fases cristalinas. O resultado do espalhamento dos raios X para a fase amorfa é observado sob a forma de halos difusos. Contudo, a determinação da estrutura molecular e cristalina só é possível devido ao fato de existir uma relação matemática entre a amplitude dos feixes espalhados e a densidade eletrônica da amostra através da transformada de Fourier. O fator de estrutura é definido como espalhamento de onda resultante por todos os átomos da célula unitária. A princípio, o cálculo da densidade eletrônica a partir do fator de estrutura deveria ser algo trivial. Infelizmente, isto não é possível, pois experimentalmente temos acesso apenas à medida das intensidades dos feixes espalhados que estão relacionados com o quadrado dos fatores de estrutura,  $F$  ( $I \propto F^2$ ). Como estes são complexos, perde-se nesta operação a informação das respectivas fases, essenciais para o cálculo de densidade eletrônica (Filho, 1999).

A fim de resolver o problema da fase foram elaborados vários métodos diretos, sendo essencial a possibilidade de colher dados experimentais de excelente qualidade, o que implica na existência de bons

monocristais que difratem bem até ângulos de Bragg bem altos. Porém devido a heterogeneidade macromolecular dos polímeros, estas condições não são observadas. Assim, resta ao pesquisador desta área a utilização de métodos que pressupõem a proposta de modelos moleculares a serem utilizados no cálculo das amplitudes dos feixes espalhados (Filho, 1999).

#### **9.2.3.1.2 Preparação de amostras (Método do Pó)**

Para a análise por difração de raios X na forma de amostra total, análise total ou método do pó, cerca de aproximadamente 1g do material pulverizado ou desagregado é depositado em um sulco na lâmina de vidro procurando-se preservar a desorientação das partículas de forma a se obter o maior número possível de reflexões (picos), onde os minerais ou estruturas cristalinas são analisados.

#### **9.2.3.1.3 Amostra orientada**

Para a identificação dos argilominerais e outros filossilicatos utiliza-se a técnica de amostra orientada para salientar as faces 00l, que permitem a distinção destes minerais. Quando saturadas em etileno-glicol torna possível a identificação dos argilominerais expansivos pelo deslocamento do pico da face 001. Nos difratogramas das lâminas orientadas calcinadas são identificados aqueles argilominerais que sofreram colapso de sua estrutura no momento da calcinação, pela ausência do pico (Alves, 1987).

#### **9.2.3.1.4 Condições Analíticas**

A velocidade e o intervalo de varredura do goniômetro para análise é aplicada da seguinte forma:

Amostra do Pó: 1 segundo para  $0,02^\circ$  de degrau do goniômetro de  $2^\circ$  a  $72^\circ 2\theta$ .

Os minerais são identificados, na análise total, por comparação com padrões do banco de dados do computador (JCPDS) sendo indicado / referenciado sobre o pico mais importante e diagnóstico do mineral. Para interpretação das análises utiliza-se o programa DIFFRACPLUS em que os picos são indexados no difratograma. Este método dificilmente identifica estruturas cristalinas que ocorram em quantidades inferiores a 3 – 5% na amostra analisada.

#### **9.2.3.1.5 Descrição do Equipamento**

O equipamento utilizado é um difratômetro SIEMENS BRUKER AXS Modelo D5000 com goniômetro  $\theta$ - $\theta$ . A radiação é  $K\alpha$  em tubo de Cobre nas condições de 40 kV e 25 mA, no Laboratório de Difractometria de Raios X do CPGq-IG-UFRGS.

#### **9.2.3.1.6 Aplicação neste estudo**

Para este estudo serão analisados por DRX os minerais das assembléias de alteração hidrotermal, tais como: clorita, illita, carbonatos, e o minério presentes nas rochas.

#### **9.2.3.2 Microscopia Eletrônica de Varredura**

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento capaz de produzir imagens de alta ampliação (até 300.000 x) e resolução.



As imagens fornecidas pelo MEV possuem um caráter virtual, pois o que é visualizado no monitor do aparelho é a transcodificação da energia emitida pelos elétrons.

### 9.2.3.2.1 Instrumentação

O princípio de funcionamento do MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio, mediante a aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 kV.

Quando o feixe de elétrons incide sobre um mineral, os elétrons mais externos dos átomos e os íons constituintes são excitados, mudando de níveis energéticos. Ao retornarem para sua posição inicial, liberam a energia adquirida a qual é emitida em comprimento de onda no espectro de raios-x. Um detector instalado na câmara de vácuo do MEV mede a energia associada a esse elétron. Como os elétrons de um determinado átomo possuem energias distintas, é possível, no ponto de incidência do feixe, determinar quais os elementos químicos estão presentes naquele local e assim identificar que mineral está sendo observado. O diâmetro reduzido do feixe permite a determinação da composição mineral em amostras de tamanhos muito reduzidos ( $< 5 \mu$ ), permitindo uma análise quase que pontual.

Para fins qualitativos, o feixe eletrônico é operado no modo de varredura, onde há o rastreamento de dada área da amostra, o que possibilita obter informações diversas sobre a amostra, tais como: textura e topografia, distribuição dos elementos presentes, composição e homogeneidade química dos minerais, número atômico médio dos vários minerais presentes na área varrida, etc. Isto é possível devido à obtenção de imagens de elétrons secundários (Secondary Electrons - SE) e/ou retroespalhados (Backscattered Electrons - BSE), da corrente da amostra e dos raios X da área rastreada pelo feixe.

Elétrons retroespalhados são os elétrons suficientemente energéticos (valores superiores a 50 eV), que quando da incidência do feixe,

produzem raios X. O coeficiente de retroespalhamento varia diretamente com o número atômico médio da área de incidência. Já os elétrons menos energéticos são referidos como secundários (Gomes, 1984).

#### **9.2.3.2.2 Equipamento**

Utilizou-se o microscópio eletrônico Jeol JSM-5800 com detectores de elétrons secundários (SEM), elétrons primários retroespalhados (BSE) e detector de energia dispersada (EDS) Noran, pertencente ao Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS.

#### **9.2.3.2.3 Aplicação**

A microscopia eletrônica de varredura permitiu se realizar um mapeamento da distribuição de elementos químicos nos minerais. Também foi feita análise química pontual para identificação instantânea do mineral.

Além da análise química, será feita uma caracterização dos hábitos, das formas e das texturas dos minerais presentes nas rochas.

### **9.2.4 Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente**

Os elementos traços (refratários, terras raras e metais) foram determinados por Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado indutivamente (ICP-MS), com a finalidade de quantificar a concentração de elementos incompatíveis, principalmente metais. Esses dados auxiliam a compreensão dos processos formadores dos depósitos minerais e os modos mais adequados para sua prospecção, além de contribuir para a determinação da fonte dos metais.

As análises foram realizadas em 15 amostras coletadas em campo e dos testemunhos de sondagem, no laboratório AcmeLabs (Acme Analytical Laboratories Ltd.) em Vancouver, Canadá. A análise por ICP-MS segue a fusão por metaborato/tetraborato de Lítio e digestão por ácido nítrico em 0,2 g de amostra (mesma decomposição utilizada para ICP-AES). Em adição, 0,5 g de amostra são utilizadas para determinar metais base e preciosos, com digestão em Aqua Regia quente (95°C) e analisada por ICP-MS. Para uma análise mais representativa utilizam-se maiores quantidades de amostra, pois amostras refratárias e gráficas podem limitar a solubilidade de Au.

O ICP-MS mede a concentração de elementos pela contagem de átomos para cada elemento presente na solução. Geralmente ICP-MS pode determinar concentrações de 1 a 2 ordens de magnitudes inferiores comparadas ao ICP-AES.

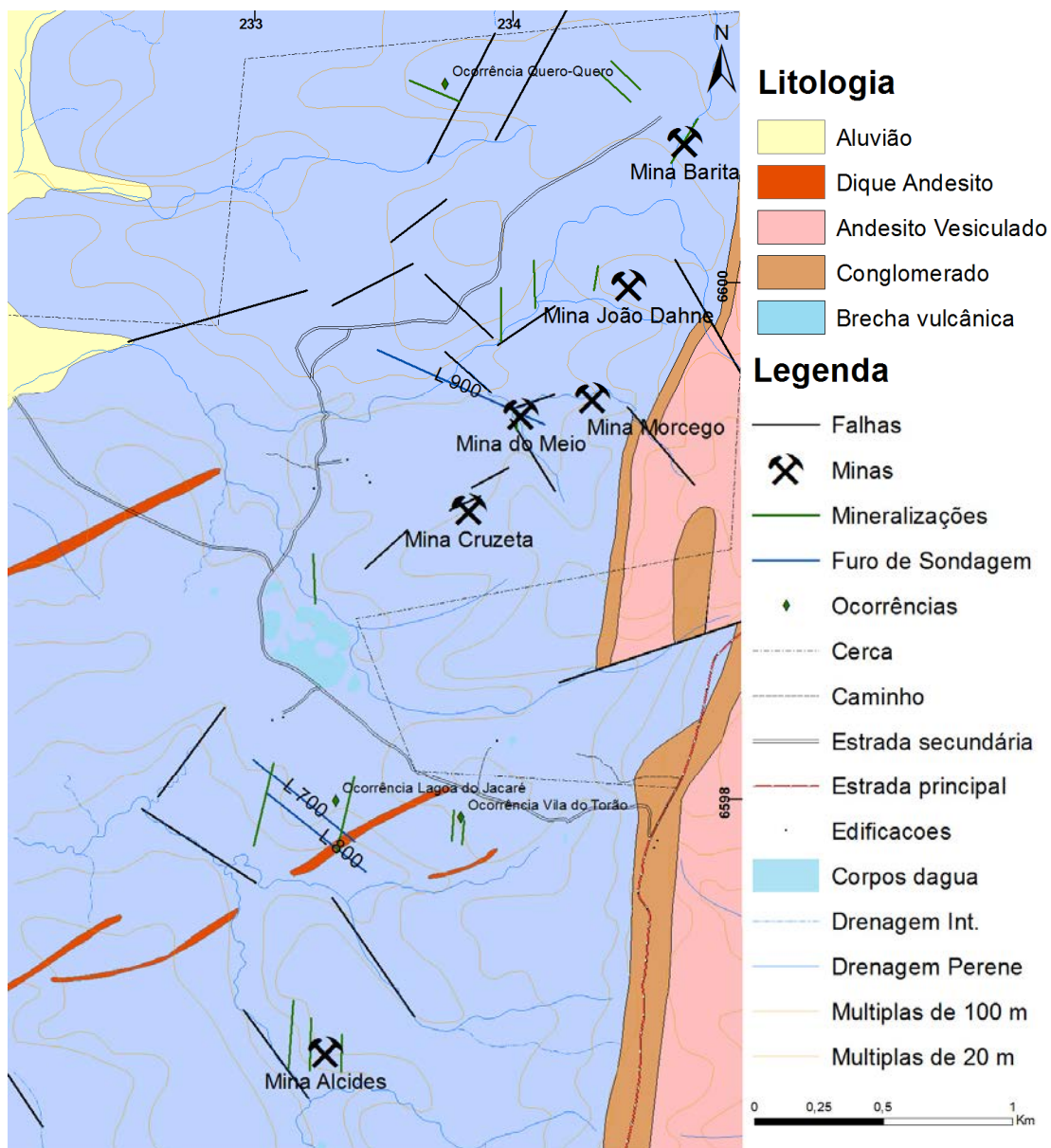
## **10. RESULTADOS**

São apresentados os resultados da etapa I e etapa II. Primeiramente são apresentados os dados de campo, juntamente com a petrografia, difratometria de raios X e microscopia eletrônica de varredura. Em seguida, são apresentados os dados de geoquímica dos elementos traços.

### **10.1 Mapeamento geológico de detalhe**

Com o mapeamento geológico foi gerado um mapa de detalhe em escala 1:10.000, onde foram individualizados as diferentes unidades geológicas e litológicas. Com o auxílio de fotos aéreas na escala 1:25.000 (DNPM, 1975) foi possível detalhar as estruturas e contatos dos corpos (Fig. 11). Foram marcados mais de 50 pontos e coletadas centenas de amostras, sendo que aproximadamente 50 delas foram serradas e separadas para confecção de lâminas petrográficas e análises químicas.

Foi possível identificar uma grande área onde ocorrem brechas hidrotermais variando de centrimétricas a milimétricas. Os diques de andesito, que cortam as rochas da área, possuem direção NE-SW. Ocorrem falhas de sentido NW, onde é possível observar a existência de um halo de alteração hidrotermal que é mais intenso nas proximidades dessas falhas. Está no Anexo 1 a tabela de pontos.



**Figura 11:** Mapa Geológico de detalhe da Mina do Seival.

Nos trabalhos de campo também foram visualizadas, estruturas circulares, interpretadas como fumarolas do evento vulcânico (Fig. 12), assim como indicado no mapa da CPRM 2007.



**Figura 12:** Estruturas circulares (fumarolas) nas brechas.

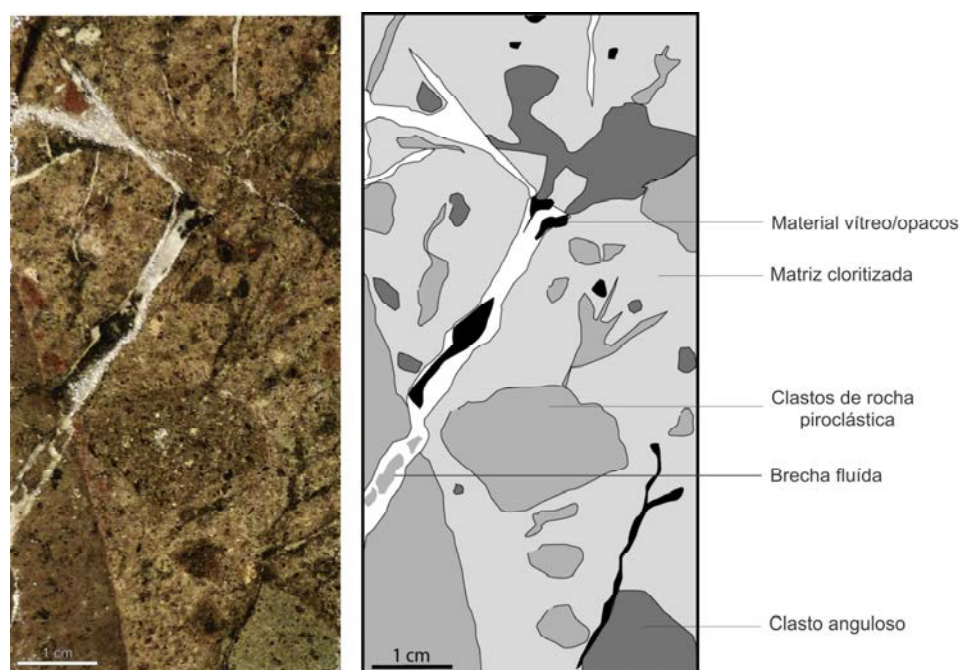
## 10.2 Descrição macroscópica das rochas de Furos de Sondagem

Com a possibilidade de estudar a rocha em profundidade, amostramos e descrevemos 6 furos de sondagem. Esses furos são de campanhas de sondagem em linhas, realizados pela CBC em 1978, sendo elas: L 700, L 800 e L 900. Essas linhas tendem a cortar as estruturas da área. Os furos de sondagem descritos foram: *Linha 800*: SV 78-11, SV 78-01; *Linha 700*: SV 78-15, SV 78-16; *Linha 900*: SV 78-18 e SV 78-09.

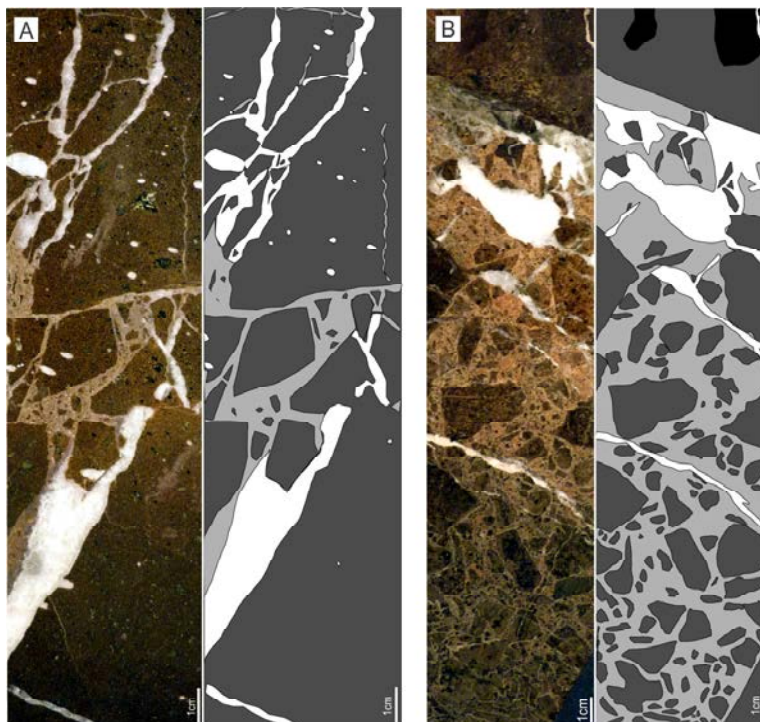
Esses furos alcançaram a profundidade de 80 metros observa-se o predomínio de brechas. No furo SV 78-11, observa-se que a aproximadamente 40 m de profundidade a rocha é cortada por um dique de andesito e, a partir dos 30 metros, há ocorrência de veios carbonáticos que aumenta gradualmente até a superfície. É notável que próximo aos veios exista uma zona de alteração para hematita, sendo a cloritização a principal alteração da rocha observada macroscopicamente. Notam-se também brechas hidráulicas, com formação de carbonatos que englobam clastos angulosos.

Quando ocorrem vesículas, elas estão preenchidas por carbonatos. A sulfetação é pequena e os minúsculos minerais de sulfetos ocorrem tanto disseminados quanto nos veios e com formato irregular. Com a descrição dos furos de sondagem, foi possível fazer uma esquematização da descrição (Fig. 13).

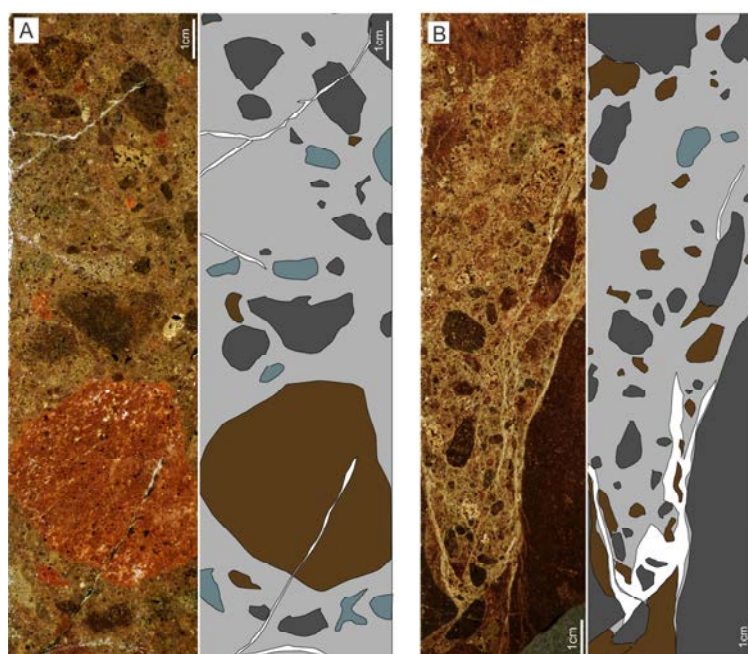
As principais feições observadas nos furos de sondagem são a brechiação hidráulica da brecha autoclástica e os veios carbonáticos. A matriz é composta por clorita e mais raramente epidoto. Os clastos possuem formas irregulares, por vezes angulosas, de centimétricos a milimétricos (Fig. 14 e 15).



**Figura 13:** Foto e croqui esquemático da amostra de furo de sondagem FM 67 (SV 78-18/25m).



**Figura 14:** Fotos de amostras do furo de sondagem e croqui. A – brecha hidráulica com clastos angulosos de rochas vulcânicas e veios carbonáticos, FM 07 (SV 78-11/13m); B – brecha com clastos de tamanhos variados (0,1 a 3 cm) e veios carbonáticos, FM 16 (SV 78-16/22m).

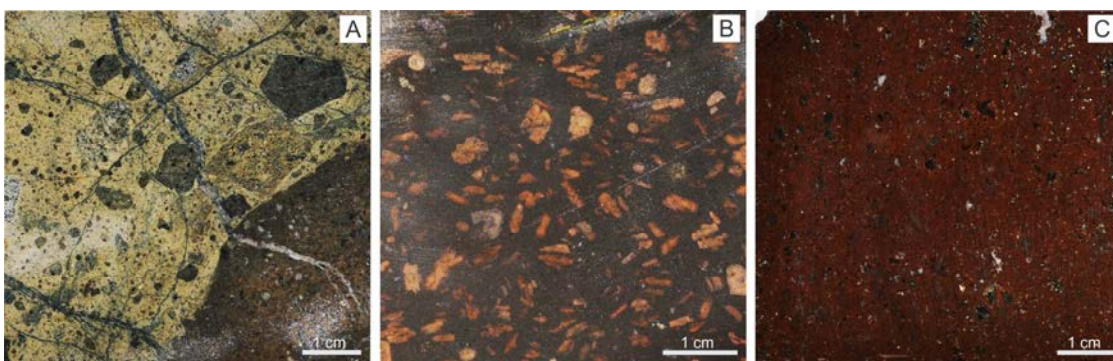


**Figura 15:** Fotos de amostras do furo de sondagem e croqui. A – clastos de brecha hidrotermal com clastos de diversas alterações, FM 60 (SV 78-15/38m); B – brecha cortada por veios carbonáticos, FM 69 (SV 78-16/44m).



### 10.3 Petrografia

A petrografia foi realizada em 6 lâminas delgadas de amostras coletadas em superfície e 9 lâminas delgadas do furo de sondagem SV 78 11, totalizando 15 lâminas para descrição. A descrição teve ênfase na paragênese, mineralogia e principalmente nas texturas entre os minerais primários e de alteração. As amostras são identificadas como: RFM 48-A1, RFM 48-A2, RFM 48-B, RFM 51, RFM 60, RFM 62, coletadas em superfície, e SV 78-11/77, SV 78-11/64, SV 78-11/55, SV 78-11/40, SV 78-11/30, SV 78-11/23, SV 78-11/16, SV 78-11/14 e SV 78-11/13, amostradas do furo de sondagem. As rochas que ocorrem na área são brechas autoclásticas, cortados por diques de andesito (Fig. 16).



**Figura 16:** amostras macroscópicas das lâminas delgadas, coletadas em campo: A - brecha hidrotermal, Mina Barita (RFM 48-A); B - dique de andesito (RFM 60); C - dique de biotita-andesito intensamente alterado (RFM 51).

A brecha tem matriz fina, e seus clastos são angulosos e geralmente não se tocam. Ocorrem várias gerações de veios carbonáticos cortando estas rochas. Próximos a esses veios carbonáticos, há predomínio de hematita como alteração, porém, o argilomineral mais comum na matriz da rocha é a clorita, notável em todas as amostras de campo.

A coloração da matriz varia conforme a profundidade da amostra ou proximidade com dique andesítico ou veios carbonáticos. Em geral é um preto esverdeado, devido à presença de clorita, avermelhado quando hematita, amarronzado devido à corrensite, de coloração verde escura. Nas brechas pode se diferenciar a alteração dos clastos pela cor de sua matriz.

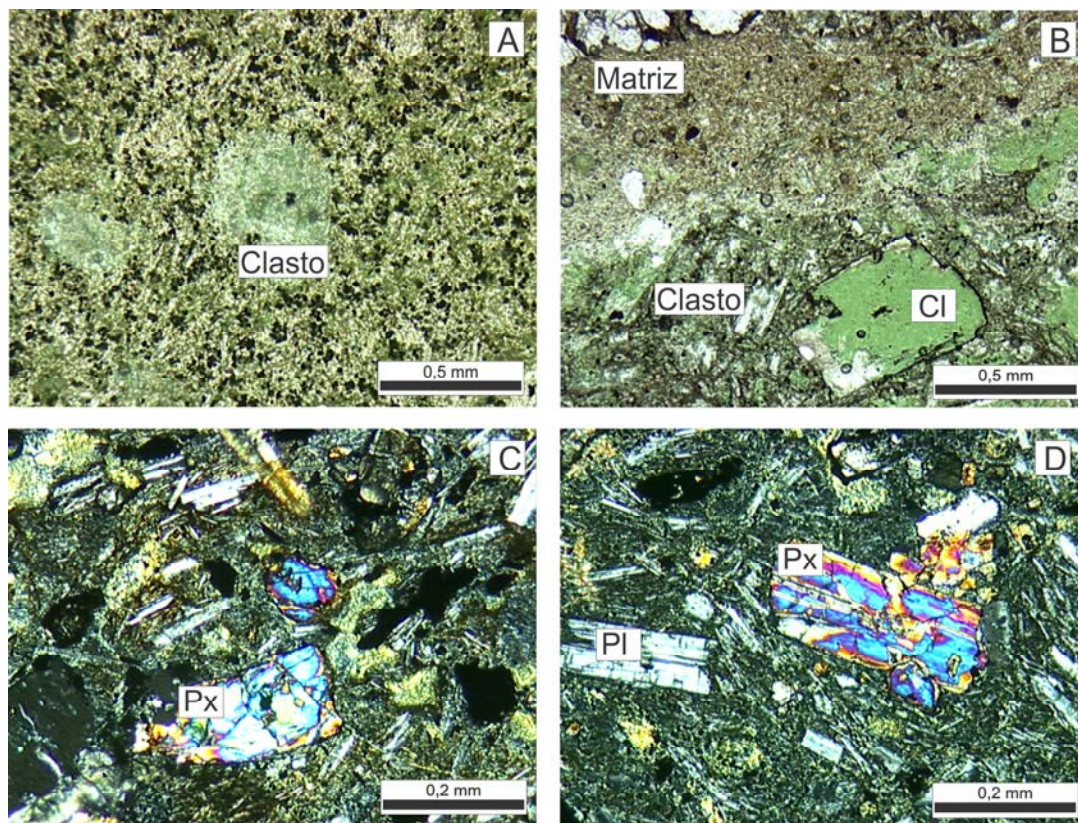
### 10.3.1 Brecha autoclástica

Nas brechas autoclásticas os clastos têm composição variada, ocorrendo principalmente rochas compostas por plagioclásio, anfibólio e piroxênio e outras constituídas por plagioclásio e piroxênio. A matriz das brechas é composta por argilominerais, o que dificulta a identificação das fases primárias.

Nos clastos das brechas ocorrem fenocristais de plagioclásio de até 0,2 cm de comprimento, imersos numa matriz afanítica de cor escura. A rocha possui uma grande variação no tamanho dos clastos, de 5,0 cm a poucos mm, de diferentes composições, tamanho, arredondamento (andesito, piroxênio-andesito, anfibólio-andesito). Entretanto, nas rochas mais profundas há predomínio de clastos com piroxênio, e nas porções mais rasas (acima de 30 metros) há dominância de clastos com anfibólio.

As rochas vulcânicas possuem intensa e/ou pervasiva alteração da matriz para argilominerais como: clorita, corrensite, caolinita, illita, variando conforme profundidade. Essas argilas também fazem parte da composição da matriz microcristalina, composta por muitos materiais opacos, por vezes irregulares, e por vezes arredondados. Essa alteração transforma a grande maioria dos minerais máficos e subordinadamente os feldspatos.

Os fenocristais que compõem a matriz da rocha em muitos casos são de difícil determinação, pois estão intensamente alterados para clorita. Uma metodologia para identificar restos de minerais máficos é a seção pseudo-hexagonal nos piroxênios ou a clivagem em ângulo reto (piroxênio) ou  $\approx 156^\circ$  (anfibólio). Na amostra SV 78-11/63 ocorrem fenocristais de piroxênios, anédricos, com tamanho em torno de 0,5 mm. Esses minerais estão intensamente corroídos e fraturados. Na amostra SV 78-11/23 ocorre anfibólio como pseudomorfos totalmente alterados. Essas características estão ilustradas na figura 17.

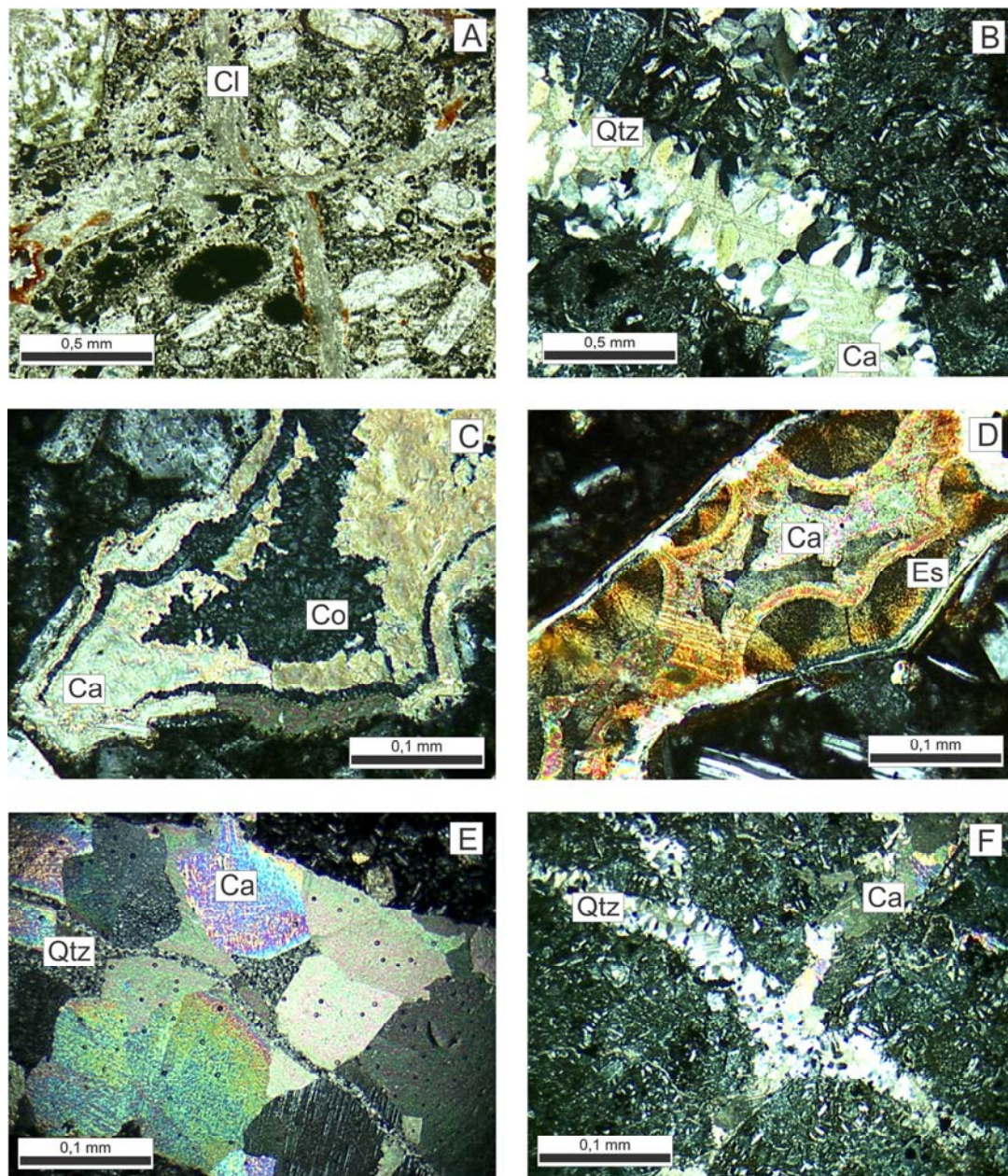


**Figura 17:** Aspectos texturais. A – brecha vulcânica com matriz intensamente cloritizada (RFM60); B – Matriz com presença de esmectita, corrensite e clorita (RFM 48); C – piroxênio intensamente alterado (SV 78-11/64); D – clasto com piroxênio e plagioclásio (SV 78-11/64, SV 78-11/77); Px (piroxênio), Pl (plagioclásio).

A clorita é o argilomineral mais abundante nessas rochas afetadas pelo hidrotermalismo e aparece em praticamente todas as lâminas e amostras. Ocorrem três tipos diferentes de clorita nas lâminas delgadas. A clorita ocorre em sua grande maioria, alterando quase que totalmente a matriz da rocha. Também ocorre em veios preenchendo fraturas milimétricas. E por fim, alteram minerais como biotita e plagioclásio. Geralmente, essa alteração é pervasiva formando pseudomorfos. Associado a clorita ocorre raramente o epidoto (pistacita).

Outros minerais como a barita, hematita, calcita e quartzo são os produtos tardios de menor temperatura de alteração hidrotermal e ocorrem nos veios cortando as outras fases. Os carbonatos são predominantemente calcitas ocorrendo principalmente nos veios e por vezes na matriz das rochas e substituindo os minerais principais (Fig. 18). A barita ocorre sob a forma de cristais tabulares geminados, localmente alterados. Está associada

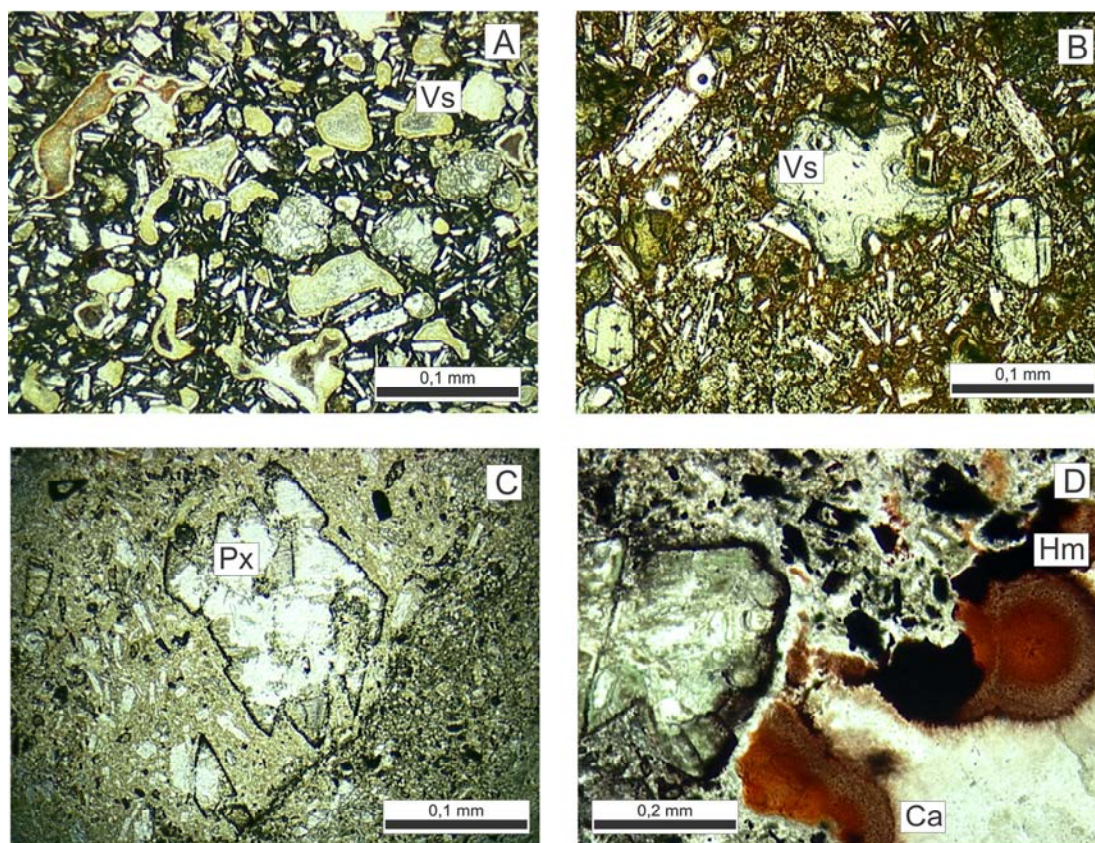
à malaquita e sulfetos de cobre. A malaquita ocorre como um produto supergênico da alteração do corpo mineralizado, como ocorre na mina da barita.



**Figura 18:** Aspectos petrográficos. A – veios de clorita (RFM 62); B – veio de quartzo preenchidos por calcita (SV 78-11/16); C – corrensite e calcita(SV 78-11/16); D – esmectita e calcita(SV 78-11/30); E – veio de carbonato cortado por veio de quartzo (SV 78-11/55); F – veio de quartzo preenchido por carbonato (SV 78-11/16). Cl (clorita), Qtz (quartzo) Ca (calcita) Co (corrensite) Es (esmectita).

A hematita ocorre, em uma primeira fase, disseminada na rocha. Na fase tardia, ela aparece oxidando a borda dos minerais (máficos), caracterizando um episódio hidrotermal de mais baixa temperatura (Fig. 18).

A rocha é cortada por muitos veios carbonáticos que predominam nos níveis mais rasos. Esses veios representam várias gerações na rocha. Em todas as amostras esses veios de carbonatos, por vezes contém quartzo (microcristalino a euédrico) e clorita. Existem varias gerações de veios, onde é possível notar o rejeito do veio mais antigo. Esses veios normalmente são milimétricos.



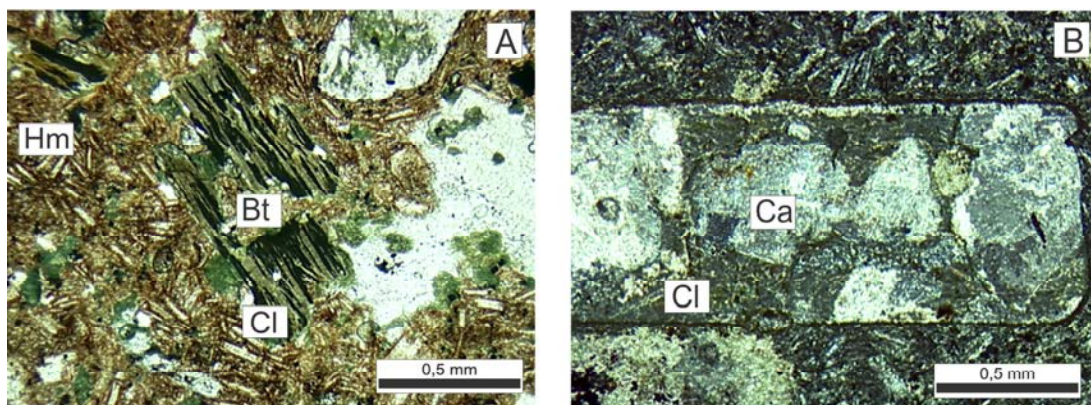
**Figura 19:** Aspectos texturais da rocha. A – vesículas clasto vulcânico (SV 78-11/30); B – vesículas (SV 78-11/30); C – pseudomorfo de piroxênio (RFM 62); D – vesícula preenchida por calcita e hematita (SV 78-11/77). Vs (vesícula), Px (piroxênio), Hm (hematita), Ca (calcita).

Os sulfetos possuem formas irregulares, ocorrem disseminados nas amostras. Em amostra macroscópica apresentam um brilho prateado, sendo identificado como calcosina.

### 10.3.2 Diques de andesito

Nos diques andesíticos ocorrem fenocristais de plagioclásio geralmente com bordas corroídas. Esses diques de cor cinza-escuro têm estrutura maciça e localmente traquítica. O andesito possui fenocristais abundantes de plagioclásio subédrico a euédrico com dimensões entre 0,2 mm e 6,0 mm, anfibólio e piroxênio subédricos, com dimensões médias de 3,0 mm, em matriz fanerítica muito fina a afanítica. A textura é porfírica a microporfírica devido aos fenocristais de plagioclásio ripiformes, com textura em peneira e sericitização devido à substituição para carbonato e clorita. Os minerais máficos são piroxênios (augita) e anfibólios (hornblenda), com formas euédricas e imersos em matriz microcristalina a intersetal composta por micrólitos de plagioclásio.

Ocorre um dique de biotita-andesito, com mica branca em menor quantidade alterando a matriz das rochas junto com clorita. Esse dique difere-se dos outros por estar intensamente alterado. Sua coloração é um marrom avermelhado, devido a uma hematitização intensa (Fig. 19).



**Figura 20:** Aspectos texturais dos diques de andesito. LN. A – pseudomorfo de biotita substituído para clorita e óxido de ferro (RFM 51); LP. B – plagioclásio substituído para carbonato e clorita (RFM 60).

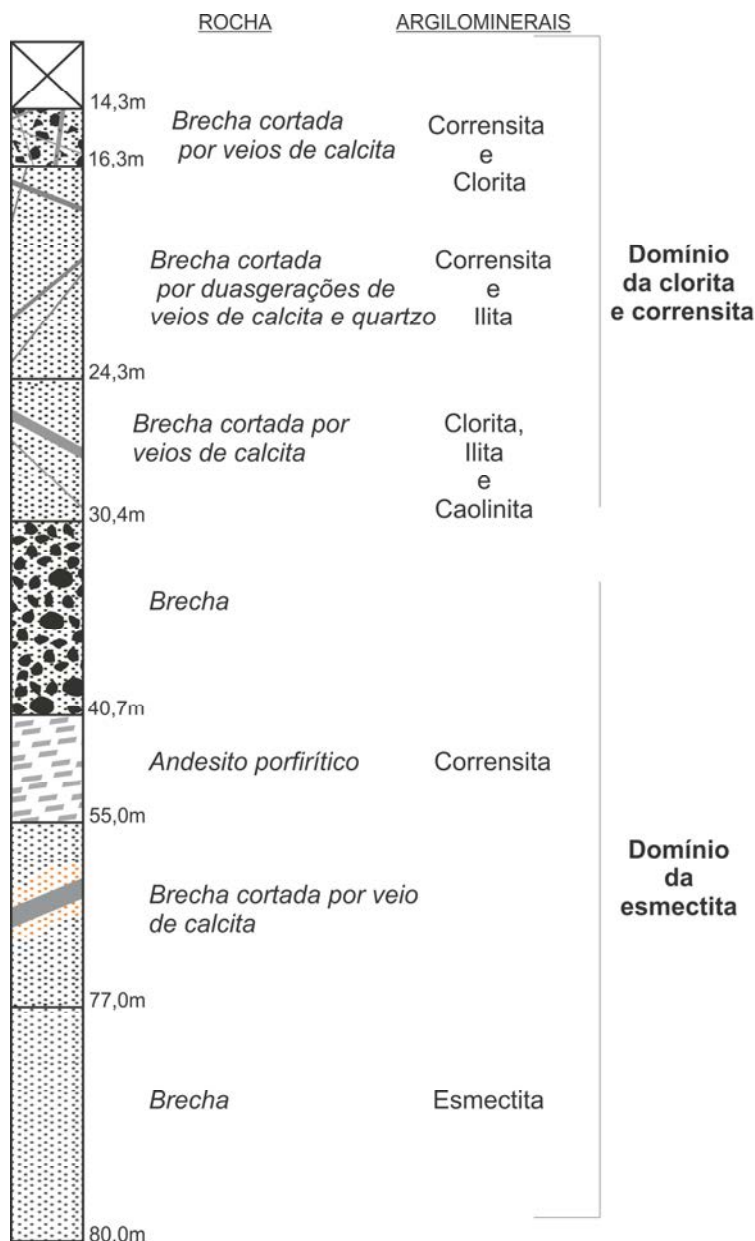
Os processos de carbonatação, cloritização e hematitização, estão associados às amostras de superfície, e ocorrem em maiores quantidade próximos aos depósitos e ocorrências.

#### 10.4 Caracterização dos minerais secundários

A caracterização dos minerais secundários foi realizada pela técnica de difratometria de raios X (DRX) e microscopia eletrônica de varredura (MEV), além da petrografia óptica.

A caracterização dos argilominerais através de análises por DRX, com base no furo SV 78-11, mostrou que as brechas autoclásticas apresentam esmectita, clorita, corrensita e mais secundariamente caolinita. Nas brechas, as porções mais rasas do testemunho de sondagem contém clorita junto com corrensita, illita e secundariamente caolinita. A esmectita predomina nos níveis mais profundos (abaixo dos 30 metros). Nos diques de andesito ocorre corrensita.

A figura 21 representa o furo de sondagem SV 78-11, e sua caracterização por DRX. Os difratogramas são apresentados no anexo 3, e foram analisadas rochas de diversas profundidades do furo, assim como do dique de biotita-andesito (RFM 51) e brecha (RFM 39 e RFM 48) coletadas em campo.

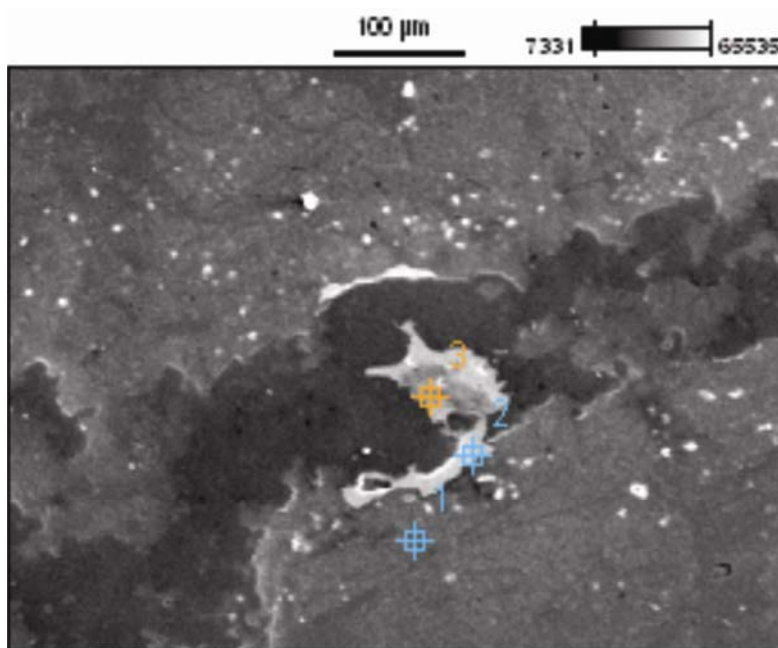


**Figura 21:** Representação do furo de sondagem e domínios dos argilosminerais identificados por DRX (modificado de Lindenberg & Winck-Lopes, 2011).

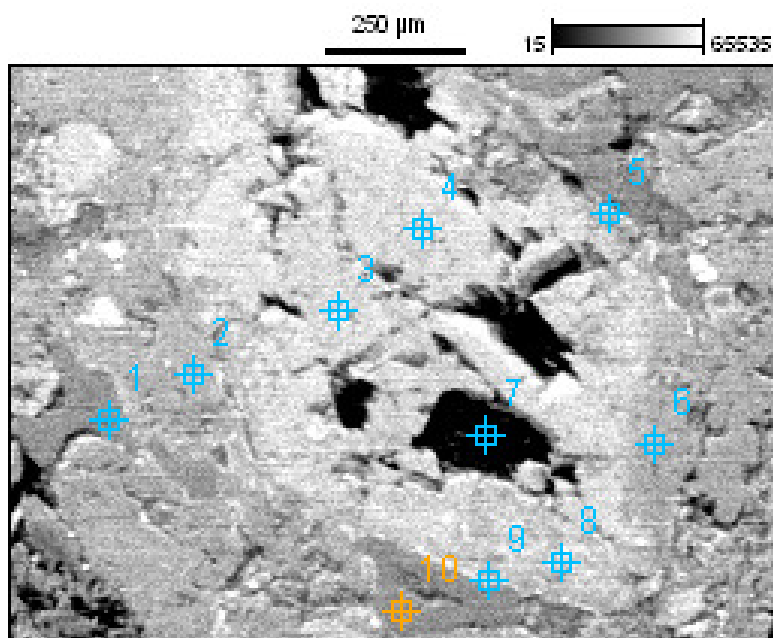
As análises de MEV foram realizadas nas lâminas SV 78-11/64, SV 78-11/55, SV 78-11/40 e RFM 51. A composição do carbonato é predominantemente calcita. Também foi possível determinar a composição de Cu e Fe no sulfeto. É possível notar uma zonalidade, com tons mais claros enriquecidos em Cu, e em tons mais acinzentados enriquecidos em Fe (Fig. 22). Esse sulfeto provavelmente é calcosina, possuindo bordas irregulares e aparenta sofrer algum tipo de dissolução. Ele também ocorre disseminado pelo veio e matriz da rocha. Foram também analisados



pseudomorfos de um provável anfibólio (Fig. 23), que está completamente substituído por clorita.



**Figura 22:** Veio de calcita (1) hospedando um veio de quartzo com sulfeto zonado, sendo enriquecido em Cu (2) e em Fe (3), com bordas irregulares e também ocorrendo disseminado pelo veio (SV 78-11/55).



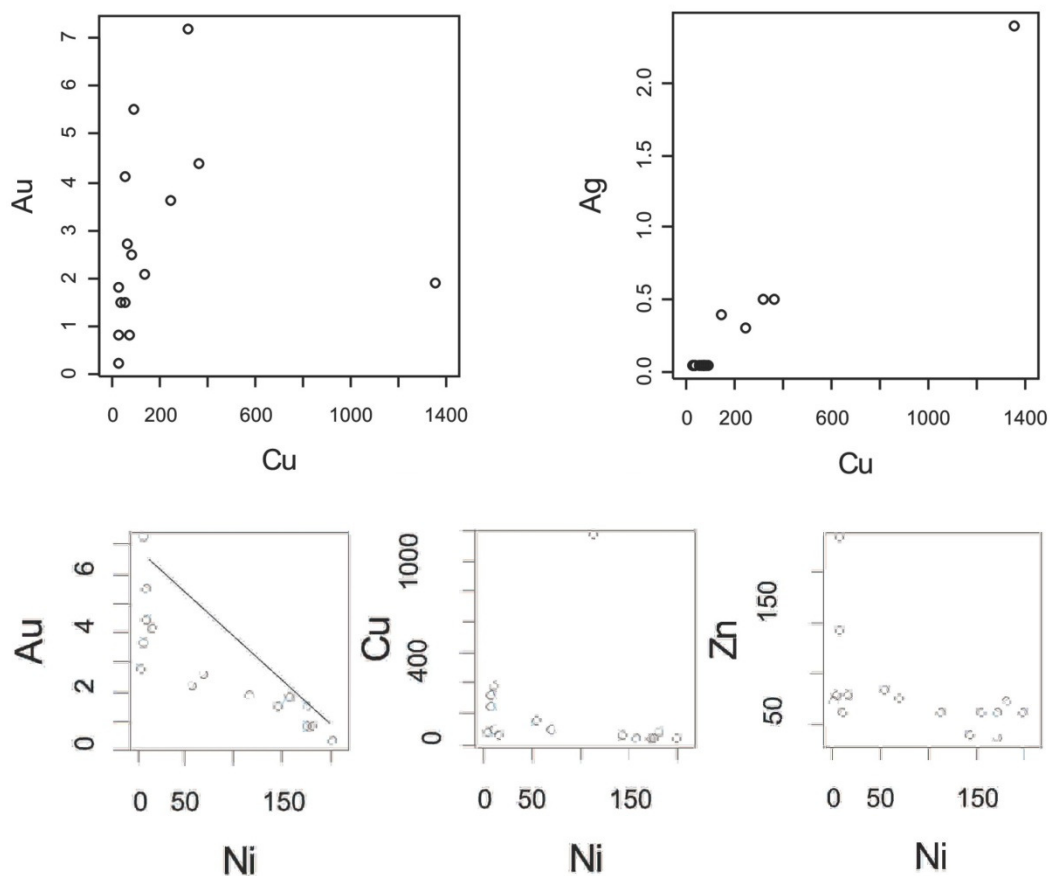
**Figura 23:** Restos de anfibólio totalmente substituído por clorita (SV 78-11/64).

## 10.5 Análises químicas

As análises químicas de elementos traços em rocha total foram realizadas pela técnica de ICP-MS, com o objetivo de caracterizar composicionalmente as amostras associadas com o depósito. Os resultados foram interpretados por gráficos binários, relacionando dois elementos diferentes em seus eixos. Para isso, selecionamos 15 amostras representativas das rochas encaixantes dos depósitos conhecidos na área de estudo. Essas informações são importantes para a determinação do comportamento de elementos ligados à mineralização, como: Au, Cu, Ni, Ag, Hg, Pb, Zn.

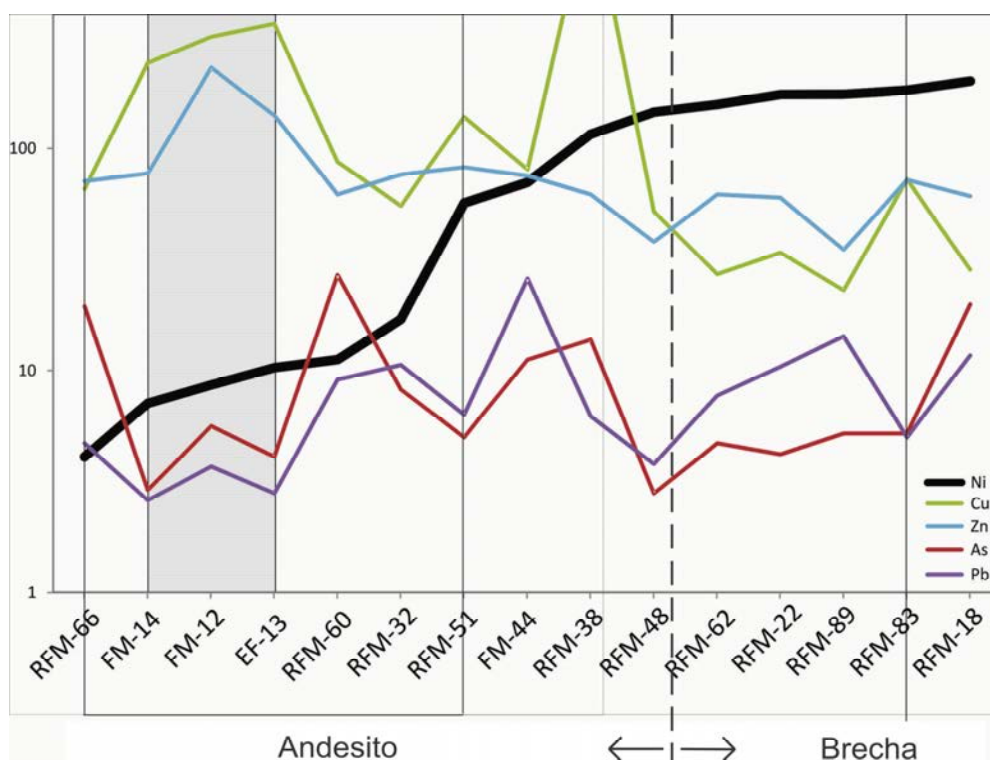
Foram analisadas a brecha vulcânica e os diques de andesito. Tais análises tiveram como objetivo principal a comparação do comportamento de elementos ligados à mineralização. As amostras selecionadas foram: RFM-83, RFM-22, RFM-89, RFM-62, RFM-18, RFM-48 (brechas); RFM-60, RFM-51, RFM-32, RFM-38, FM-12, EF-13, FM-14 e FM-44 (diques de andesito); Também foi selecionada uma amostra (RFM-66) de andesito coletada fora da área de estudo (anexo 2).

Em relação à concentração do elemento na rocha, foi possível determinar quais deles estão associados e suas correlações, principalmente com base nos elementos Ni e Cu, através de representação binária correlacionando os elementos Cu x Au, Cu x Ag e Ni com Au, Cu e Zn (Fig. 24). Os elementos Cu, Au, Ag possuem teores similares, preferencialmente, quando ocorre aumento de Ni e empobrecimento desses elementos. Nas brechas é notável um acréscimo de Ni, em relação aos diques. Os elementos Cu, Ag, Au, Hg, Pb, Zn apresentam suas maiores concentrações nos diques de andesito.



**Figura 24:** Representação binária correlacionando os elementos Cu com Au e Ag, e o Ni com Au, Cu, Zn. Os elementos Cu, Au e Ag ocorrem juntos, preferencialmente, enquanto o Ni aumenta quando há empobrecimento desses elementos.

Na representação disposta em linha, onde cada uma delas corresponde a um elemento (Fig. 25), nota-se um acréscimo nos teores de Ni nas brechas e um decréscimo de Cu e Zn, sendo esses elementos mais elevados nos diques. O comportamento do Ni é diferenciado principalmente quando correlacionado com Au. O As e o Pb possuem teores similares nas rochas analisadas.



**Figura 25:** Representação em gráfico de linhas das análises de andesito e brecha autoclástica.

### 10.6 Mineralização de cobre

Em geral as minas seguem um alinhamento NE e uma localização próxima ao contato com a Formação Santa Fé. Apesar de predominantes, essas falhas NE não aparentam estar relacionadas diretamente com a mineralização. As falhas NW tendem a contribuir de forma mais importante com a alteração hidrotermal. Quanto mais próxima a rocha (brecha) está da falha, maior será a alteração hidrotermal e a mineralização (Fig. 26).

A mineralização de cobre ocorre através de sulfetos como a calcosina, tendo a malaquita como produto de oxidação intempérica (supergênico). Os sulfetos medem em geral 1,0 mm e possuem um brilho prateado nas amostras de mão, com formas irregulares. A concentração de Cu ocorre de forma disseminada em pequenos sulfetos irregulares tanto nos veios carbonáticos quanto disseminado na matriz e está ligada diretamente às rochas brechadas.



**Figura 26:** Intersecção dos planos de falha (NE – NW) na Mina da Barita.

Ao microscópio óptico os sulfetos ocorrem disseminados nos diques de andesito na forma de pequenos cristais e em grande quantidade (aproximadamente 5-15%). Pequenos cristais anédricos e irregulares também são encontrados nos veios carbonáticos, evidenciando um episódio de remobilização tanto dos sulfetos quando dos sulfatos, gerando a mineralização.

### 10.7 Alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal na Mina do Seival é descrita com base no furo SV 78-11, onde foram analisados lâminas petrográficas, difratogramas de raios X, geoquímica de elementos traços e MEV.

No evento hidrotermal são identificadas três fases, sendo relacionadas à esmectita, clorita e veios carbonáticos, nas brechas, e epidoto e clorita no dique de andesito.

Na primeira fase, predomina a esmectita. Em profundidade, a esmectita pode ser originada por processos residuais magmáticos nos fragmentos vulcânicos. Este mineral tem duas formas de ocorrência, uma fibrosa e amorfa com extinção radial, e outra cristalina (pequenos agregados). Estão associadas à cristobalita.

Na segunda fase, a alteração ocorre de forma pervasiva e venular. A assembléia mineralógica é composta por clorita + corrensita + carbonato + hematita + sulfeto + sulfato e raros epidotos ( $\pm$  sericita). Os veios em geral são carbonáticos (calcita). Também ocorrem veios com quartzo microcristalino, quartzo euédrico e clorita. Não é possível estabelecer uma ordem cronológica desses veios devido à alternância na relação de corte e preenchimento. Ocorre também a precipitação de barita em veios geralmente relacionados às fraturas da rocha. A presença de hematita é comum e ocorre juntamente com os veios carbonáticos, tanto disseminada pela rocha como alterando a borda dos grãos. Também ocorrem sulfetos nos veios carbonáticos na forma de pequenos cristais ou disseminados neles.

A última fase de alteração descrita ocorre no dique de andesito, tendo como assembléia mineralógica o epidoto + sulfeto + clorita. Esses minerais alteram a rocha de maneira pervasiva. Também ocorre a sericitização dos plagioclásios.

Os processos de oxidação que ocorreram nas rochas da superfície são intensamente marcados pela presença de hematita e malaquita. Esses processos concentraram Cu, tornando os teores desse metal mais elevados.

Na tabela 2 é apresentada a assembléia mineralógica das rochas (brechas e diques de andesito).

**Quadro 1:** Assembléias mineralógicas das rochas na Mina do Seival. Fase I (argílica intermediária), Fase II (propilitica) e Fase III (propilitica).

	Primários	Secundários		
		Fase I	Fase II	Fase III
Anfibólio				
Barita				
Biotita				
Calcosina				
Carbonato				
Clorita				
Corrensite				
Cristobalita				
Epidoto				
Esmectita				
Hematita				
Pirita				
Piroxênio				
Plagioclásio				
Quartzo				
Sericita				

## 11. DISCUSSÕES

O elemento enriquecido nas brechas é o Ni, tendo seus teores entre 158 e 201 ppm. O grupo de elementos enriquecidos nos diques é constituído por: Ag (<0,1 a 2,4 ppm), Au (1,9 a 7,2 ppb), Cu (80 a 1355 ppm) e Zn (62 a 231 ppm).

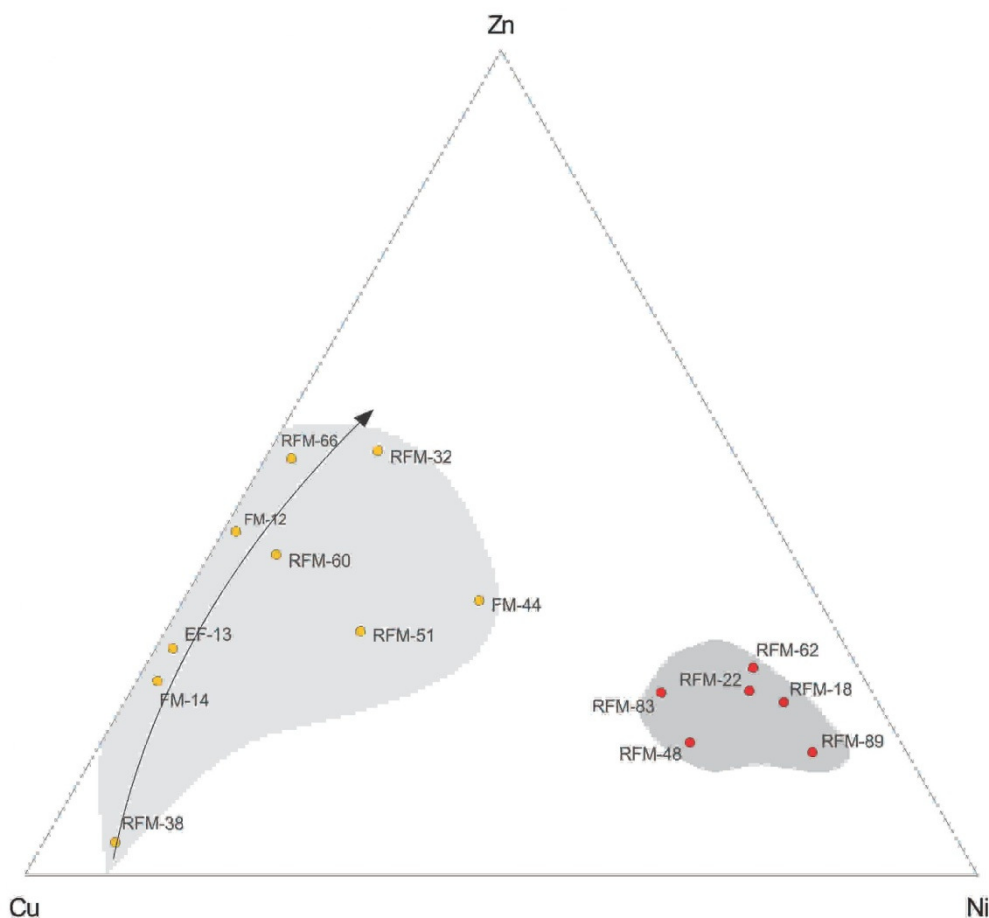
O enriquecimento de Ni nas brechas indica um baixo nível de diferenciação se comparado aos diques estudados.

Os teores mais elevados de Au são observados nas amostras com menores teores de carbonato total. Dessa maneira, a carbonatação provavelmente não tem relação com a distribuição de Au nas rochas estudadas.

Assim como para o Au, os teores de Cu também tem uma tendência a aumentarem quando a presença de carbonatos é menos elevada. Portanto, esse episódio de carbonatação provavelmente não está ligado à distribuição de sulfetos nas rochas.

O enriquecimento de Cu, Au, Ag nos diques de andesito, sugere que eles são os portadores dos elementos mineralizadores da área. A proporção química desses elementos também separa dois tipos de padrões, sendo as bechas enriquecidas em Ni, e os diques enriquecidos principalmente em Cu (Fig. 27).





**Figura 27:** Triângulo Zn-Ni-Cu sendo os pontos vermelhos as brechas enriquecidas em Ni e os pontos amarelos os diques de andesito enriquecidos em Cu, principalmente, e Zn.

A alteração hidrotermal foi dividida em três episódios:

A primeira fase da alteração hidrotermal é representada pela esmectita, que possivelmente está relacionada à processos residuais magmáticos na forma fibrosa e cristalina. Está associada com cristobalita, ocorrendo nos interstícios dos grãos, dentro de clastos vulcânicos da brecha. Por vezes, ocorre alterando o material vítreo. Provavelmente trata-se de uma alteração argílica intermediária.

A segunda fase é caracterizada pela assembléia mineralógica clorita + epidoto (pistacita) + carbonato (calcita) + sulfeto (pirita e calcosina) + barita + quartzo + hematita. Essa alteração ocorre tanto pervasiva, num evento de maior temperatura, quanto venular, representada pelos veios de carbonato, clorita e quartzo. Esses veios preenchem fraturas das rochas, onde por vezes ocorre quartzo euédrico preenchido por carbonato com pequenos

cristais de sulfetos, geralmente corroídos e disseminados. A alteração nos níveis mais rasos é pervasiva com a total substituição do anfibólio por clorita e carbonato.

No dique ocorre propilitização (clorita + epidoto + sulfeto) de maneira pervasiva. Ocorre também sericitização dos feldspatos. Esse evento é de alta temperatura (200-300 ° C), indicado pela grande ocorrência de epidoto.

O tipo de depósito associado seria o epitermal, caracterizado por um evento provavelmente de alta sulfetação.

Os teores de Cu tendem a diminuir em relação à profundidade (Reischl, 1978), sendo mais um indicativo da ligação do dique com as mineralizações na região. Segundo Bongiolo (2006) esse tipo de alteração propilítica pode fazer parte de um sistema epitermal de alta sulfetação quando os depósitos possuem menor teor de minério, são mais rasos e maiores.

Apesar do dique de andesito ser o portador dos elementos mineralizantes, não é ele o responsável pela concentração do minério. Episódios tectônicos e estruturais são os responsáveis pela formação do depósito, pois a remobilização dos elementos está ligada às falhas de direção NW, na fase hidrotermal oxidante e de baixa temperatura, juntamente com ganga de hematita, barita e calcita.

## 12. CONCLUSÕES

Os dados químicos de rocha total indicam que o elemento relacionado à brecha é o Ni, enquanto que Ag, Au, Cu e Zn estão relacionados aos diques de andesito. Os teores de Au e Cu são mais elevados nas amostras com menores concentrações de carbonatos, sugerindo que a carbonatação não tem relação com a distribuição desses elementos nas rochas estudadas.

A alteração hidrotermal na região é do tipo epitermal de alta sulfetação. Foi caracterizada alteração propilítica (clorita + epidoto + calcita) e argílica intermediária.

A alteração hidrotermal é mais forte na intersecção dos planos de falhas NE e NW, estando estas últimas intimamente ligadas à mineralização.

Em trabalhos futuros poderão ser realizadas análises complementares que contribuirão para um detalhamento maior da alteração hidrotermal na área. Para tanto novas técnicas poderão ser aplicadas (EMPA, Inclusões Fluidas, Isótopos Estáveis e Datações Geocronológicas).

### 13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen, R.L.; 1996. Atlas of Alteration. A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals; Editors: A.J.B. Thompson and J.F.H. Thompson.

Almeida, E. F. M.; Hasui, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Blücher, 378 p.

Badi, W. S. R.; Gonzales, A. P. 1980. Jazida Santa Maria Pb e Zn no Membro Vargas – RS. In: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXI, 1980, Camboriú. *Anais. vol. 3.* Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Balneário de Camboriu, pp. 1360-1372.

Badi, W. S. R.; Gallas, J. D. F. 1984. Prospecção geofísica na Jazida Santa Maria. In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXIII, 1980, Rio de Janeiro. *Anais.* Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, pp. 2026–2037.

Bicca, M. M. 2009. *Estudos tectônicos na Sub-bacia Camaquã Central, região de Minas do Camaquã, RS.* Porto Alegre, 90p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bongiolo, E. M. 2002. *Mineralização de Ouro da Região de Lavras do Sul/RS Alteração Hidrotermal Associada.* Porto Alegre. 131 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bongiolo, E.M. 2005. Depósitos Hidrotermais em Arcos Magmáticos e Alterações Associadas. Porto Alegre. 63 p. (Exame de Qualificação, Instituto de Geociências, PPGGeo, Universidade Federal do Rio Grande do Sul).

Bongiolo, E. M. 2006. *Integração de dados mineralógicos, isótopos estáveis (O, H) e porosidade de rochas (14C-PMMA) no reconhecimento da evolução da alteração hidrotermal de Lavras do Sul/RS, Brasil.* Porto Alegre. 189 p.

Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Borba, A. W. 2006. *Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico a Paleozóico inferior do Escudo Sul Riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Porto Alegre, 109 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Campos, R. S. 2004. *Caracterização geológica e petrográfica das principais jazidas de granitos ornamentais da região de Encruzilhada do Sul, RS*. Porto Alegre, 50 p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Canarim, D. M. 2009. Metalogenia das Minas do Camaquã, RS. Contribuição petrográfica, química e isótopos estáveis. Porto Alegre, 75 p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Cullity, B.D.; Stock, S.R. 2001. *Elements of X-Ray Diffraction*. Upper Saddle River, New Jersey, (Ed.3) 678 p.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *In* Holz, M.; De Ros, L. F. *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Ed. da Universidade/UFRGS, pp. 13-52.

Dutra, C. V.; Gomes, C. B. 1984. A Fluorescência de Raios X na Geologia. *In*: Gomes, B. C. *Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicadas à Geologia*. São Paulo, pp. 84-120.

Formoso, M. L. L. Difractometria de Raios X. *In*: Gomes, B. C. 1984. *Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicadas à Geologia*. São Paulo, pp. 1-43.

Gomes, B. C. 1984. *Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicadas à Geologia*. São Paulo, pp. 159-208.

Gonzales, M.; Teixeira, G. 1980. Considerações sobre a estratigrafia e ambientes de sedimentação da região das Minas do Camaquã e Jazida Santa Maria – RS. *In*: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1980, Camboriú. *Anais. vol. 3*. Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Balneário de Camboriu, pp. 1513–1524.

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

Hartmann, L. A. 2002. *Tectônica de Bacias Sedimentares*. Porto Alegre, IGEO/UFRGS. 95 p. (Apostila).

Hartmann, L. A.; Chemale, Jr. F. & Philipp, R. P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *In: Iannuzzi, R & Frantz, J. C. Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. pp. 99-123 .

Janikian, L. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global. *Terra Nova*, Vol 20, No. 4, pp. 259–266

Kersting, T. 2007. *Caracterização das assembléias minerais de alteração hidrotermal na região entre Ibaré e Torquato Severo – RS*. Porto Alegre, 64 p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Le Maitre, R. W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193 p.

Le Maitre, R. W. (editor), A. Streckeisen, B. Zanettin, M.J. Le Bas, B. Bonin, P. Bateman, G. Bellieni, A. Dudek, S. Efremova, J. Keller, J. Lamire, P.A. Sabine, R. Schmid, H. Sørensen, A.R. Wooley. (2<sup>a</sup> ed). 2002. *Igneous Rocks: IUGS Classification and glossary: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 236p.

Licht, O. A. B. 1980. A descoberta da Jazida Santa Maria (Zn, Pb, Cu) Rio Grande do Sul - Brasil: Um caso histórico de prospecção geoquímica. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. In: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1980, Camboriú. Anais. vol. 1*. Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Balneário de Camboriu, pp. 141-153.

Lima, E.F. 1995. *Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul – ASLS, RS*. Porto Alegre, 338 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Lima, E.F & Nardi, L.V.S. 1998. The Lavras do Sul shoshonitic association: implications for origin and evolution of eoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11(1): 67-77.

Lima, E. F. L.; Sommer, C. A.; Nardi, L. V. S. 2007. O vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano no escudo sul-riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. *In: Iannuzzi, R.; Frantz, J. C. (Eds). 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, pp. 79-97.

Lima, E. F.; Nardi, L. V. S.; Sommer, C. A. 2007. Lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-RS: litoquímica e química mineral. *In: Iannuzzi, R.; Frantz, J. C. (Eds). 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições.* Porto Alegre: Comunicação e Identidade, pp. 43-57.

Lindenberg, M. & Winck-Lopes, R. *et al.* 2011. Caracterização da barita da Mina do Seival, Caçapava do Sul, RS. *In: V SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2011, Cidade de Goiás. Pôster.*

Lindenberg, M. & Winck-Lopes, R. *et al.* 2011. Caracterização dos argilominerais da Mina do Seival - RS por difratometria de raios X. *In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2011, Gramado.*

McPhie, J. 1993 - *Volcanic Textures - A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks - University of Tasmania.* Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. IV.

Mexias, A.S., Bongioiolo, E.M., Gomes, M.E.B., Formoso, M.L.L., Frantz, J.C. 2007. Alterações hidrotermais e mineralizações nas rochas da Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar da região de Lavras do Sul-RS. *In: Iannuzzi, R., Frantz, J.C. (eds.). 50 Anos de Geologia: Instituto de Geologia. Contribuições.* Porto Alegre, Ed. Comunicação e Identidade, p. 143-159.

Muller, I. F. 2011. *Os diques latíticos portadores de ouro e sulfetos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul – RS: Petrogênese e Geoquímica.* Porto Alegre, 86 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Nardi, L.V.S. 1984. Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil. Londres, 268 p. PhD Thesis, London University.

Nardi, V. S. N.; Lima, E. F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: pp. 139-146.

Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1988. Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e vulcânicas associadas, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 369-375.

Nardi, L. V. S. & Lima, E. F. 2000. Magmatismo Shoshonítico e Alcalina da Bacia do Camaquã. *In: Holz, M & De Ros, L.F. (Ed). Geologia do Rio Grande do Sul.* Porto Alegre, CIGO/UFRGS, pp. 119-5131.

Nardi, L. V. S. & Bitencourt, M F. 2007. Magmatismo e Evolução Crustal no Sul do Brasil. *In: Iannuzzi, R & Frantz, J. C. (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul.* Porto Alegre. pp. 127-141.

Paim, P. S. G.; Chemale Jr., F.; Lopes, R. C. 2000. A Bacia do Camaquã. *In* HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Ed. da Universidade/UFRGS, pp. 231-374.

Ribeiro, M. J.; Badi, W. S. E.; Gonzales, A. P. 1980. Jazida Santa Maria, Chumbo e Zinco estratiformes no Grupo Bom Jardim, Rio Grande do Sul. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. In: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1980, Camboriú. Anais. vol. 3.* Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Balneário de Camboriu, pp. 1725–1742.

Reischl, J. L. 1978. Mineralizações cupríferas associadas a vulcânicas na Mina do Seival. *In: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1980, Camboriú. Anais. vol. 4.* Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Balneário de Camboriu, pp. 1568–1582.

Remus, M. V. D. et al. 2000. Distal Magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, Southern Brazil. *Gondwana Research, v. 3*, pp. 155-174.

Rigo, D. A. 2009. *Caracterização de rochas lamprofíricas hidrotermalizadas associadas aos filões aurocupríferos nas minas Volta Grande e Cerro Rico – Distrito Aurífero de Lavras do Sul*. Porto Alegre, 82p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Teixeira, E. A. 1937. DNPM. O Cobre no Rio Grande do Sul. *Boletim da Divisão de Fomento a Produção Mineral*. DNPM, 29 p.

Teixeira, E. A. 1941. DNPM. Generalidades sobre o Cobre no Rio Grande do Sul. *Boletim da Divisão de Fomento a Produção Mineral*. DNPM, 36 p.

Troian, G.C.; 2006. *Caracterização mineralógica da cloritização associada às mineralizações na Mina Uruguai, Minas do Camaquã – RS*. Porto Alegre, 86 p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Troian, G. 2009. A Cloritização na Mina Uruguai, Minas do Camaquã, RS-Brasil. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Vargas, T. 2007. *Caracterização da Alteração Hidrotermal na região de Ibaré - Torquato Severo, RS*. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Wildner, W.; Ramgrab, G. E.; Lopes, R. da C.; Iglesias, C. M. da F. 2008. *Mapa Geológico do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CPRM, 2008, 1 mapa, col. Escala 1:750.000. 1 CD-ROM.



Wildner, W. et al. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. pp. 261-283.

Winck-Lopes, R. *et al.* 2011. Caracterização dos corpos vulcânicos na Mina do Seival, Bacia do Camaquã, RS. *In: V SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, 2011, Cidade de Goiás. Pôster.

Winck-Lopes, R. 2011. Processos de alteração hidrotermal e mineralização na Mina do Seival, Bacia do Camaquã, RS. *In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA*, 2011, Gramado. Anais. Gramado, SBGq, 1 CD-ROM.

## ANEXO 1: Tabela de pontos

PONTO	E	N	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	Q	AMOSTRAS
RFM 30			Hilário	Ponto Controle	–	–
RFM 32	234096	6597972	Hilário	Andesito	6	RFM032 A: rocha a (1P+1Q) RFM032 B: rocha b (1P+1Q) RFM032 C: rocha c (P) RFM032 Malaq.: Mão (P)
RFM 34	233955	6597954	Hilário	Ocorrência Malaquita	–	–
RFM 36	233703	6598130	Hilário	Andesito	3	RFM036 A: (1P+2Q)
RFM 38	233608	6597916	Hilário	Andesito	3	RFM38 A: (3P)
RFM 40	233493	6597929	Hilário	Ponto Controle	–	–
RFM 42	233408	6597870	Hilário	Andesito	–	–
RFM 44	233217	6597895	Hilário	Andesito	2	RFM044 A: (2P)
RFM 46	233112	6598069	Hilário	Ponto Controle	–	–
RFM 48	234707	6600669	Hilário	Brecha	X	Dezenas de amostras
RFM 50	233977	6599766	Hilário	Brecha Brechado	–	–
RFM 52	234370	6599560	Hilário	Brecha	1	RFM052 A: (P)
RFM 54	234479	6599552	Santa Fé	Brecha	1	RFM054 A: rocha a (P)
RFM 56	234656	6599702	Santa Fé	Andesito Vesicular	–	–
RFM 58	234598	6599784	Santa Fé	Andesito Vesicular	–	–
RFM 60	234407	6600160	Hilário	Andesito	4	RFM 060 A: (3P+1Q)
RFM 62	234262	6600233	Hilário	Brecha	5	RFM062 A: (3P+2Q)
RFM 64	233317	6599563	Hilário	Brecha	–	–
RFM 66	233314	6599561	Hilário	Andesito	1	RFM 066 A: (Q)
RFM 31	233114	6599418	Hilário	Brecha	2	RFM031 A: rocha a (1P) RFM031 B: rocha b (1P)
RFM 33	233081	6599567	Hilário	Brecha	1	RFM033 A: rocha a (P)
RFM 35	232987	6599693	Hilário	Brecha	–	–
RFM 37	233104	6599905	Hilário	Brecha	1	RFM037 A: rocha a (P)
RFM 39	232977	6599960	Hilário	Brecha	2	RFM039 A: rocha a (2P)
RFM 41	232820	6599643	Hilário	Brecha	–	–
RFM 43	232604	6598997	Hilário	Brecha	1	RFM043 A: rocha a (P)
RFM 45	232464	6598655	Hilário	Brecha	1	RFM035 A: rocha a (P)
RFM 47	232535	6598423	Hilário	Brecha	–	–
RFM 49	232588	6598220	Hilário	Brecha	–	–
RFM 51	232615	6597866	Hilário	Andesito	2	RFM051 A: rocha a (2Q)
RFM 53	234471	6596940	Santa Fé	Conglomerado	–	–
RFM 55	234380	6596947	Hilário	Brecha	4	RFM055 A/B: (2P+2Q)
RFM 57	234010	6596978	Hilário	Brecha	1	RFM057 A: rocha a (P)
RFM 59	233952	6597019	Hilário	Andesito	2	RFM059 A: rocha a (P+Q)
RFM 61	233550	6597183	Hilário	Brecha	2	RFM061 A: rocha a (P+Q)
RFM 63	233843	6597362	Hilário	Brecha	1	RFM063 A: rocha a (Q)
RFM 65	233999	6597622	Hilário	Brecha	3	RFM065 A: rocha a (2P+1Q)
RFM 67	234339	6598054	Hilário	Brecha	–	–
RFM 69	234554	6598077	Hilário	Brecha	1	RFM069 A: rocha a (P)
RFM 71	234589	6597931	Santa Fé	Conglomerado	–	–
RFM 73	234647	6598098	Santa Fé	Andesito Vesicular	1	RFM073 A: rocha a (P)
RFM 75	234676	6598220	Santa Fé	Conglomerado/monzonito	–	Sem amostras
RFM 77	234416	6598232	Hilário	Brecha	1	RFM077 A: rocha a (Q)
RFM 79	234354	6598291	Hilário	Ponto Controle	–	–
RFM 81	233141	6599680	Hilário	Brecha	3	RFM055 A/B: rocha a/b (P)
RFM 83	233271	6600045	Hilário	Brecha	4	RFM083 A: rocha a (P+Q)
RFM 85	233924	6600405	Hilário	Brecha	1	RFM085 A: rocha a (P)
RFM 87	234155	6600777	Hilário	Brecha	–	–
RFM 89	234292	6600847	Hilário	Brecha	2	RFM089 A/B: (Q)
RFM 91	234161	6600376	Hilário	Brecha	1	RFM091 A: rocha a (P)
RFM 68*			Hilário	Andesito	X	Dezenas (P+Q)

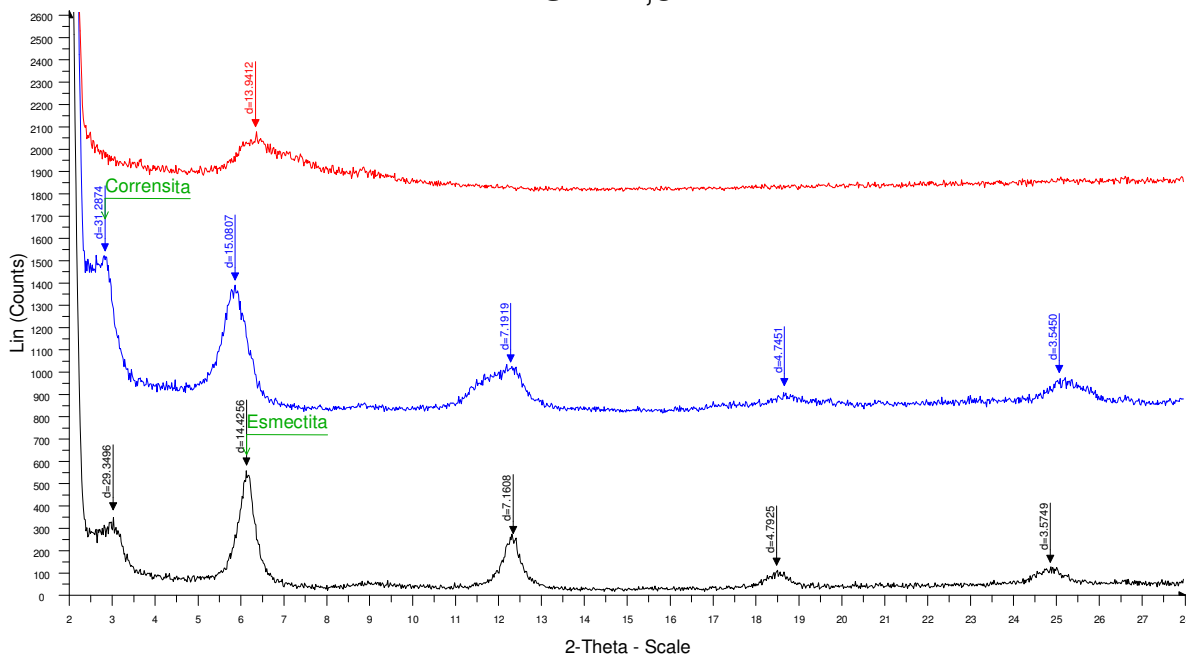
(\*) Ponto fora da área de estudo; P = petrografia; Q = química

## ANEXO 2: Tabela de análises químicas

Amostra	Ctot %	Stot %	Ag	As	Au (ppb)	Bi	Cd	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb	Sb	Se	Tl	Zn
RFM-83	0,22	<0,02	<0,1	5,2	0,8	<0,1	<0,1	72,5	0,05	0,5	183,2	5,0	0,3	<0,5	<0,1	72
RFM-22	0,11	<0,02	<0,1	4,2	1,5	0,2	<0,1	33,9	0,11	0,6	175,2	10,4	0,1	<0,5	<0,1	60
RFM-60	0,07	<0,02	<0,1	26,9	5,5	0,1	<0,1	86,8	<0,01	0,5	11,2	9,1	0,8	<0,5	<0,1	62
RFM-89	2,06	<0,02	<0,1	5,2	0,8	<0,1	<0,1	22,9	<0,01	0,4	175,7	14,3	0,1	<0,5	<0,1	35
RFM-62	1,44	<0,02	<0,1	4,7	1,8	<0,1	<0,1	27,1	<0,01	0,3	158,1	7,7	<0,1	<0,5	<0,1	62
RFM-18	0,17	0,07	<0,1	19,8	<0,5	0,2	<0,1	28,4	0,33	0,5	201,2	11,7	<0,1	1,0	0,2	61
RFM-38	1,40	<0,02	2,4	13,8	1,9	<0,1	<0,1	1355,7	0,10	0,7	115,8	6,2	0,2	<0,5	<0,1	62
RFM-66	0,17	<0,02	<0,1	19,4	2,7	0,1	<0,1	65,6	0,09	0,6	4,1	4,7	0,1	<0,5	<0,1	71
RFM-51	0,74	<0,02	0,4	5,0	2,1	<0,1	<0,1	138,7	0,07	0,8	56,8	6,3	0,1	<0,5	<0,1	82
RFM-32	1,15	<0,02	<0,1	8,2	4,1	<0,1	<0,1	55,2	<0,01	0,8	17,0	10,6	0,2	<0,5	<0,1	76
RFM-48	1,75	<0,02	<0,1	2,8	1,5	<0,1	<0,1	52,1	0,03	0,2	145,7	3,8	<0,1	<0,5	<0,1	38
FM-12	0,06	<0,02	0,5	5,6	7,2	<0,1	<0,1	317,0	0,28	0,9	8,6	3,7	0,2	<0,5	<0,1	231
EF-13	0,06	<0,02	0,5	4,1	4,4	<0,1	<0,1	363,5	0,20	0,4	10,3	2,8	<0,1	<0,5	<0,1	141
FM-14	0,05	<0,02	0,3	2,9	3,6	<0,1	<0,1	242,3	0,18	0,7	7,1	2,6	<0,1	<0,5	<0,1	77
FM-44	0,53	<0,02	<0,1	11,2	2,5	0,1	<0,1	80,2	0,11	0,7	70,1	25,9	0,3	<0,5	<0,1	75

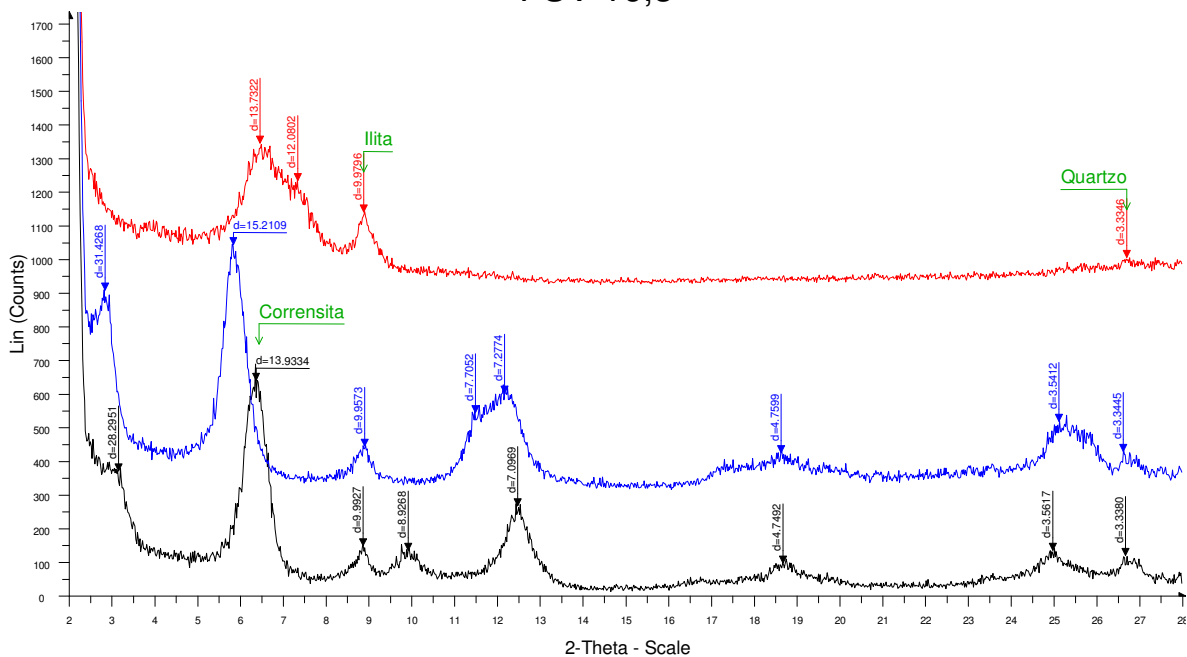
## ANEXO 3: Difractogramas de raios X

## FSV-14,3



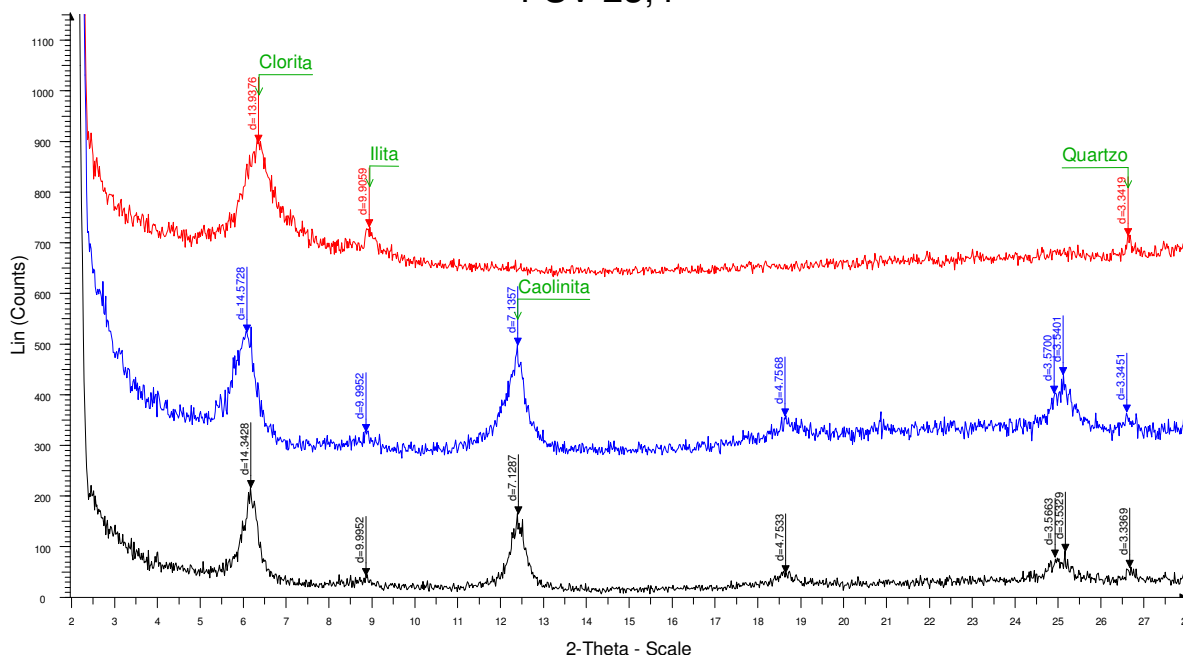
FSV 14.3 - File: N FSV 14.3.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0  
 Operations: Import  
 FSV 14.3 - File: GFSV 14.3.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0  
 Operations: Y Scale Add 167 | Y Scale Add 125 | Y Scale Add 167 | Y Scale Add 333 | Y Scale Mul 1.000 | Y Scale Mul 1.000 | Y Scale Mul  
 FSV 14.3 - File: CFSV 14.3.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0  
 Operations: Y Scale Add 63 | Y Scale Add 292 | Y Scale Add 250 | Y Scale Add 63 | Y Scale Add 667 | Y Scale Add 958 | Y Scale Add 801 | Im

## FSV 16,3



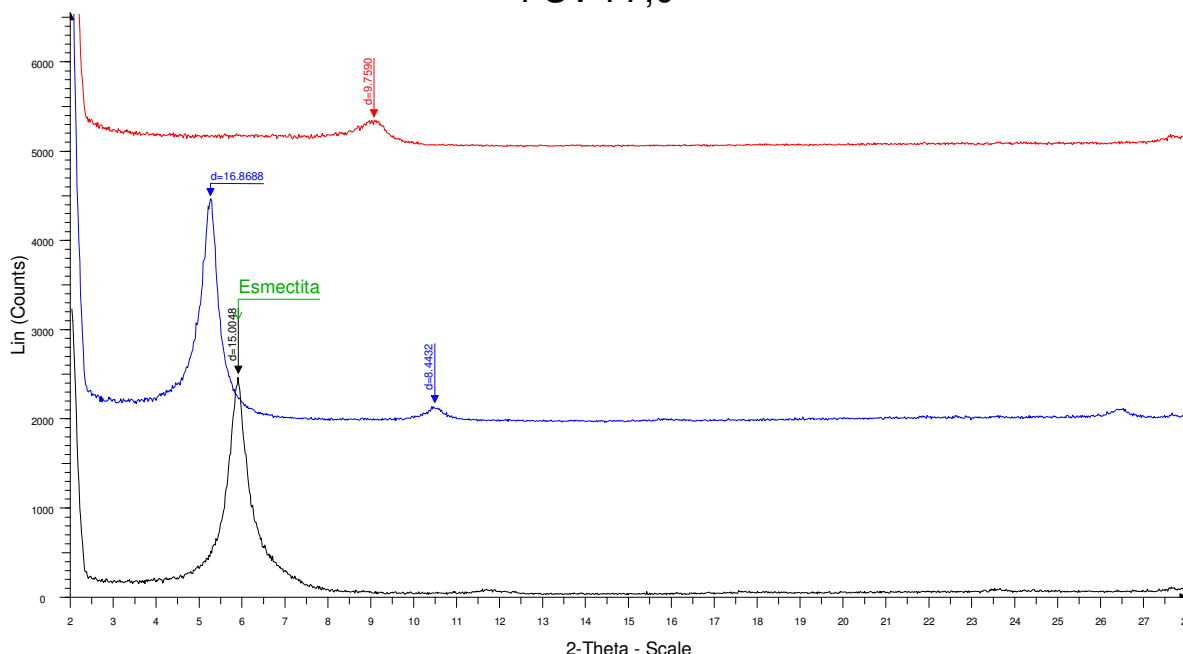
FSV 16.3 - File: NFSV 16.3.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0  
 Operations: Import  
 FSV 16.3 - File: CFSV 16.6.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0  
 Operations: Y Scale Add 42 | Y Scale Add 167 | Y Scale Add 192 | Y Scale Add 333 | Import  
 FSV 16.3 - File: GFSV 16.3.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0  
 Operations: Y Scale Add 42 | Y Scale Add 83 | Y Scale Add 125 | Y Scale Add 42 | Y Scale Add 458 | Import

### FSV 23,4



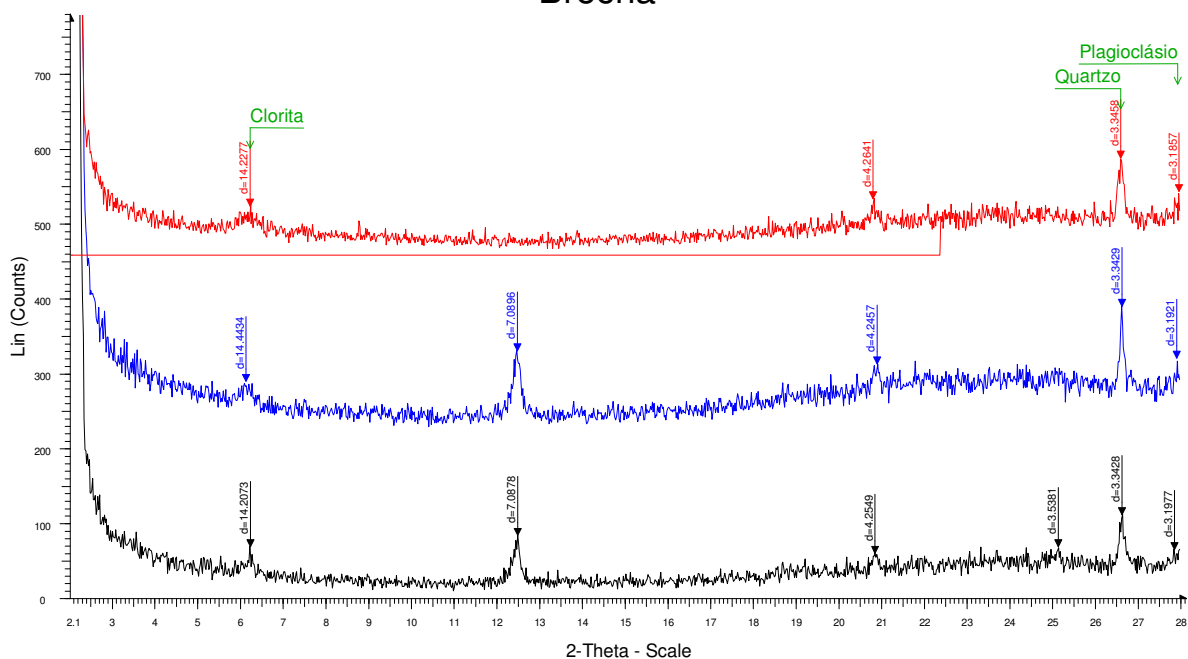
■ FSV 23,4 - File: NFSV 23,4.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 72.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Import  
■ MARCELO - File: CFSV23,4.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Y Scale Add 83 | Y Scale Add 542 | Import  
■ PAULAMARCELO - File: GFSV 23,4.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Operations: Y Scale Add 42 | Y Scale Add -42 | Y Scale Add 250 | Import

### FSV 77,0



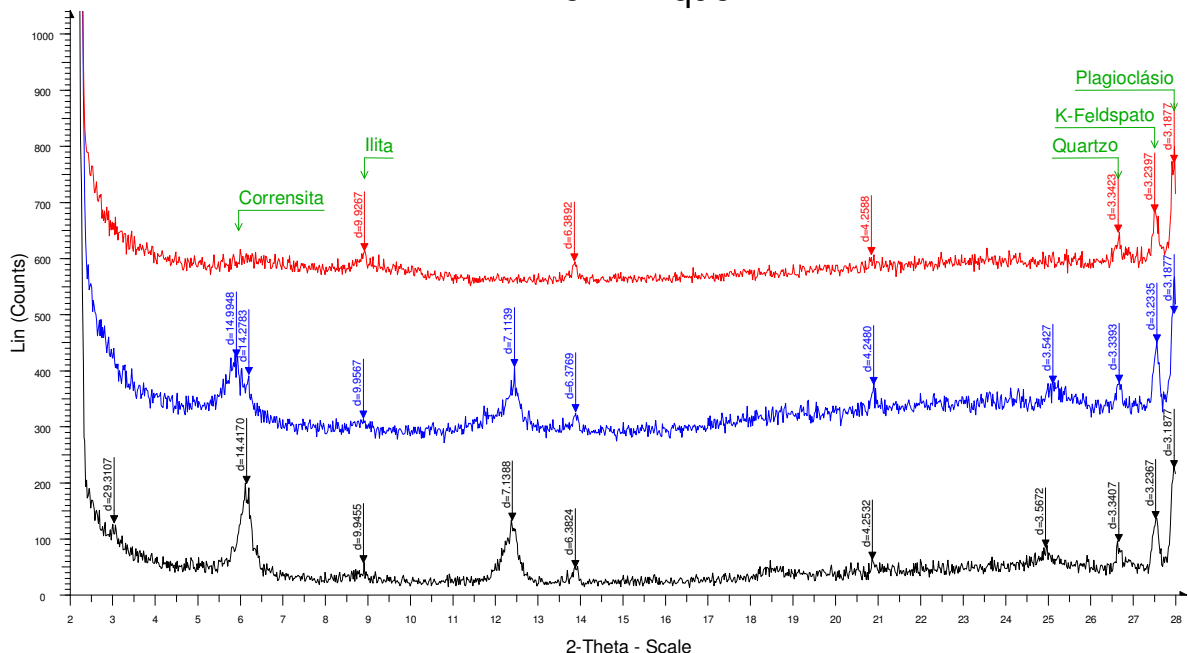
■ FSV 77,0 - File: NFSV-77,0.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 8 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Import  
■ FSV 77,0 - File: GFSV 77,0.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Y Scale Mul 0.875 | Y Scale Add 83 | Y Scale Add -250 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 375 | Y Scale Add 1000 | Import  
■ FSV 77,0 - File: CFSV 77,0.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Y Scale Add -1000 | Y Scale Add 675 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add -208 | Y Scale Add 417 | Y Scale Add 95

## Brecha



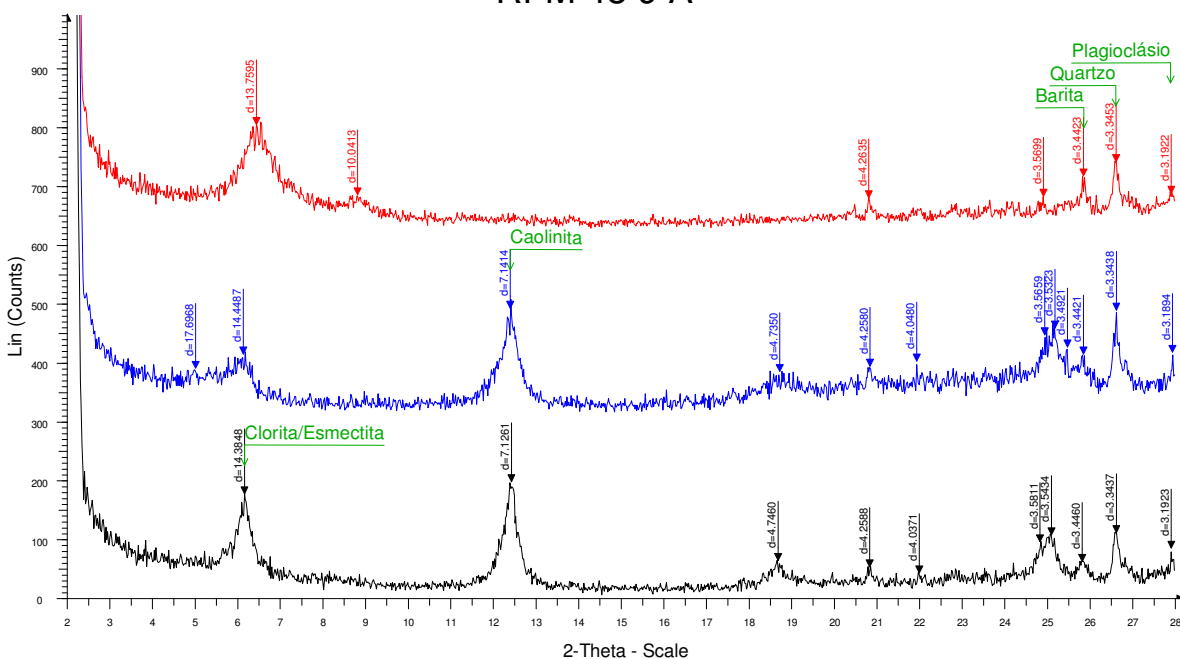
Brecha - File: N Brecha.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 6 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux Operations: Import  
 C:\DIFFDAT\1\CBRECHA JERDE\_RAW - File: C BRECHA VERDE.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 22.3800 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 8 s - 2-Theta: 2.0000 ° - T Operations: Y Scale Add 42 | Y Scale Add 417 | Import  
 Brecha - File: G Brecha.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux Operations: Y Scale Add 208 | Import  
 PAULA & MXELO - File: CBRECHA JERDE.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 8 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0. Operations: Y Scale Add 42 | Y Scale Add 417 | Import

## RFM 51 - Dique



RFM 51 - Dique - File: N Dique.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: Operations: Import  
 Dique - File: G Dique.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: Operations: Y Scale Add 42 | Y Scale Add 208 | Import  
 PAULA & MXELO - File: CDIQUE\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux Operations: Y Scale Add 542 | Import

### RFM 48 9 A

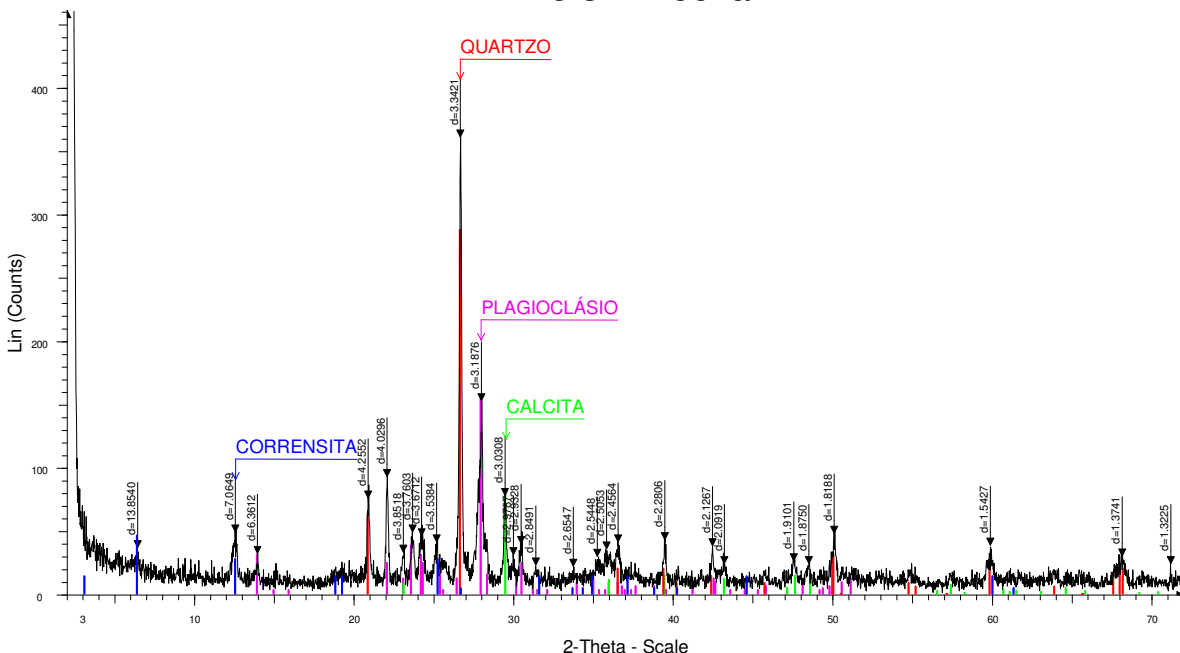


RFM 48 9 A - File: N RFM48 9 A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: Operations: Import

RFM 48 9 A - File: G RFM 48 9 A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: Operations: Y Scale Add -42 | Y Scale Add -208 | Y Scale Add 542 | Import

RFM 48 9 A - File: C RFM 9 A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 28.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0. Operations: Y Scale Add -42 | Y Scale Add 667 | Y Scale Add 0 | Import

### RFM 48 3 - Brecha



Brecha Verde - File: brecha verde.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 72.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: Operations: Import

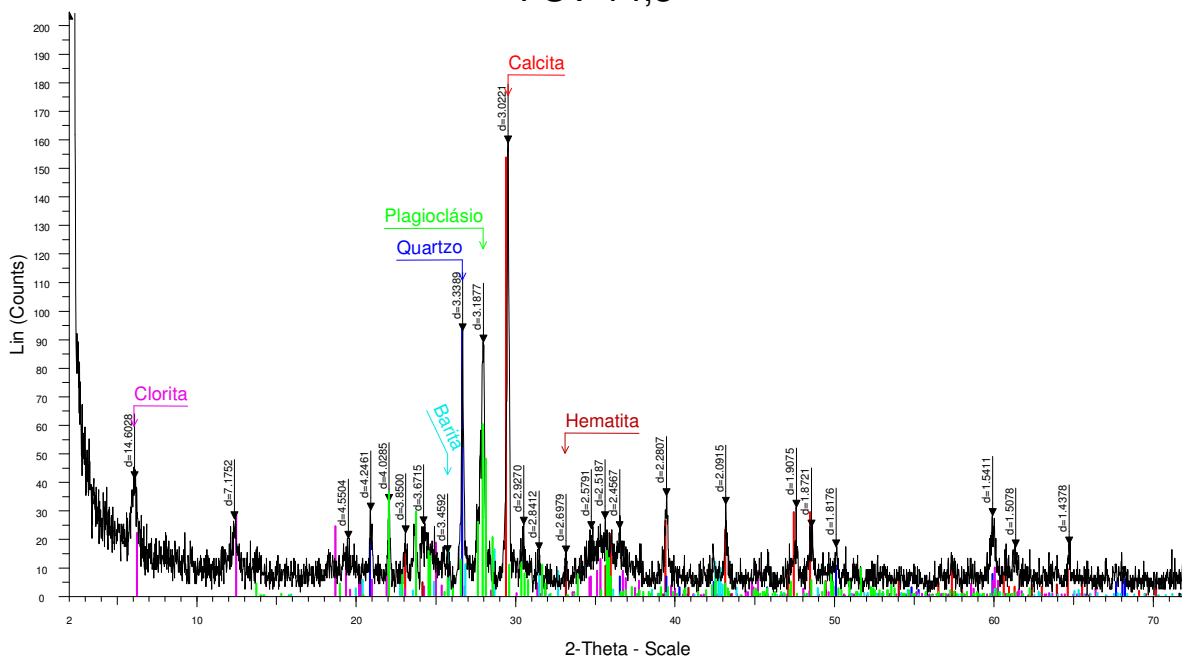
00-031-0794 (I) - Corrensite - (Mg,Al)<sub>9</sub>(Si,Al)<sub>8</sub>O<sub>20</sub>(OH)<sub>10</sub>·4H<sub>2</sub>O - Y: 1.05 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Hexagonal - I/c PDF 1. - S-Q 19.3 % -

00-009-0466 (\*) - Albite, ordered - NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - Y: 3.51 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Triclinic - I/c PDF 2.1 - S-Q 30.8 % -

01-072-1652 (C) - Calcite - CaCO<sub>3</sub> - Y: 1.83 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Rhombo.R.axes - I/c PDF 3.2 - S-Q 10.5 % -

01-083-0539 (C) - Quartz - SiO<sub>2</sub> - Y: 6.56 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Hexagonal - I/c PDF 3.1 - S-Q 39.4 % -

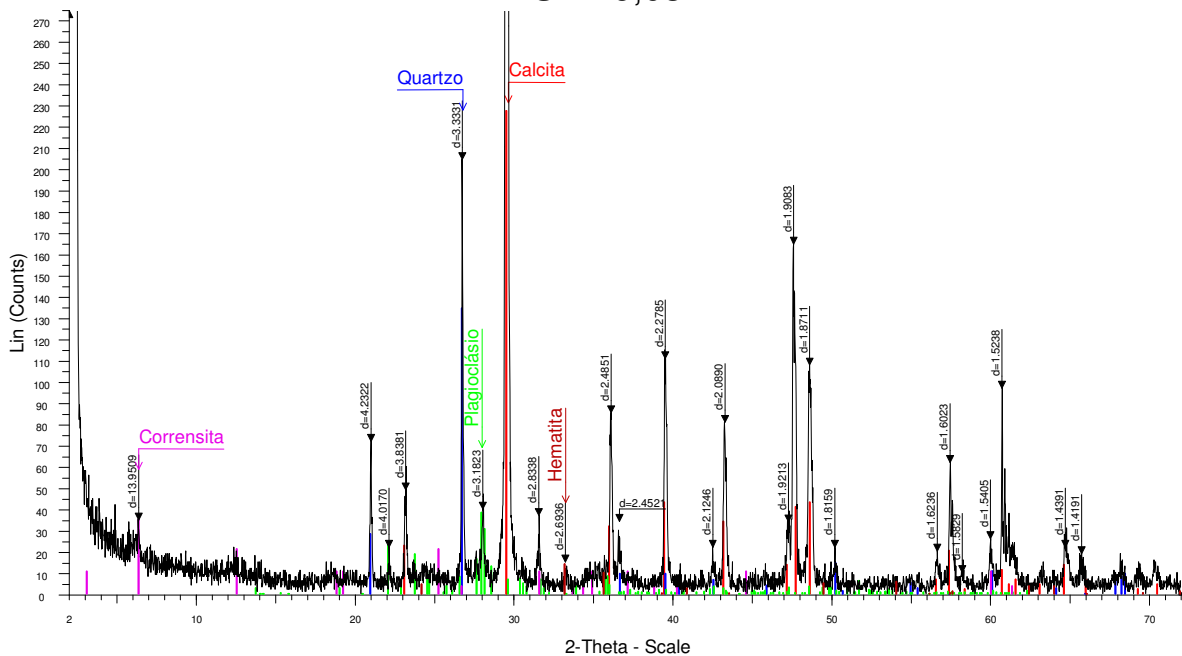
## FSV 14,3



FSV 14,3 - File: FSV 14,3.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 72.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Import

- 01-086-0174 (C) - Calcite - synthetic - Ca(CO<sub>3</sub>) - Y: 5.63 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.R.axes - I/c PDF 3.2 - S-Q 19.3 % -
- 01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO<sub>2</sub> - Y: 3.47 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - I/c PDF 3. - S-Q 12.7 % -
- 01-083-1381 (C) - Chlorite, chromian - Mg<sub>5</sub>OAl<sub>2</sub>7Si<sub>2</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>8</sub> - Y: 1.06 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - I/c PDF 0.6 - S-Q 20.3 % -
- 01-083-1372 (C) - Labradorite - Ca<sub>0.68</sub>Na<sub>0.30</sub>(Al<sub>1.66</sub>Si<sub>2.34</sub>O<sub>8</sub>) - Y: 2.20 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - I/c PDF 0.6 - S-Q 43.5 % -
- 01-086-0550 (C) - Hematite - synthetic - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Y: 0.53 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.R.axes - I/c PDF 3.3 - S-Q 1.8 % -
- 01-076-0214 (C) - Barite - BaSO<sub>4</sub> - Y: 0.59 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - I/c PDF 2.8 - S-Q 2.4 % -

## FSV 16,03

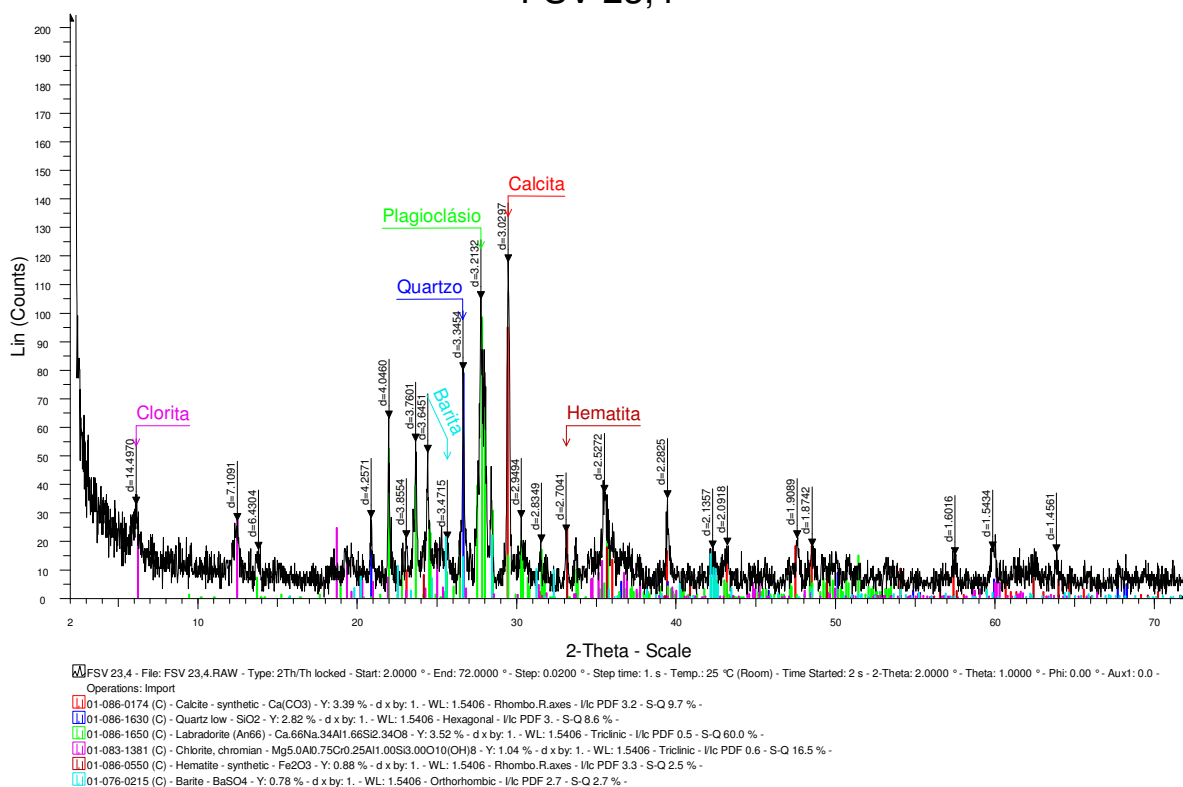


FSV 16,03 - File: fsv 16,03.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 72.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Import

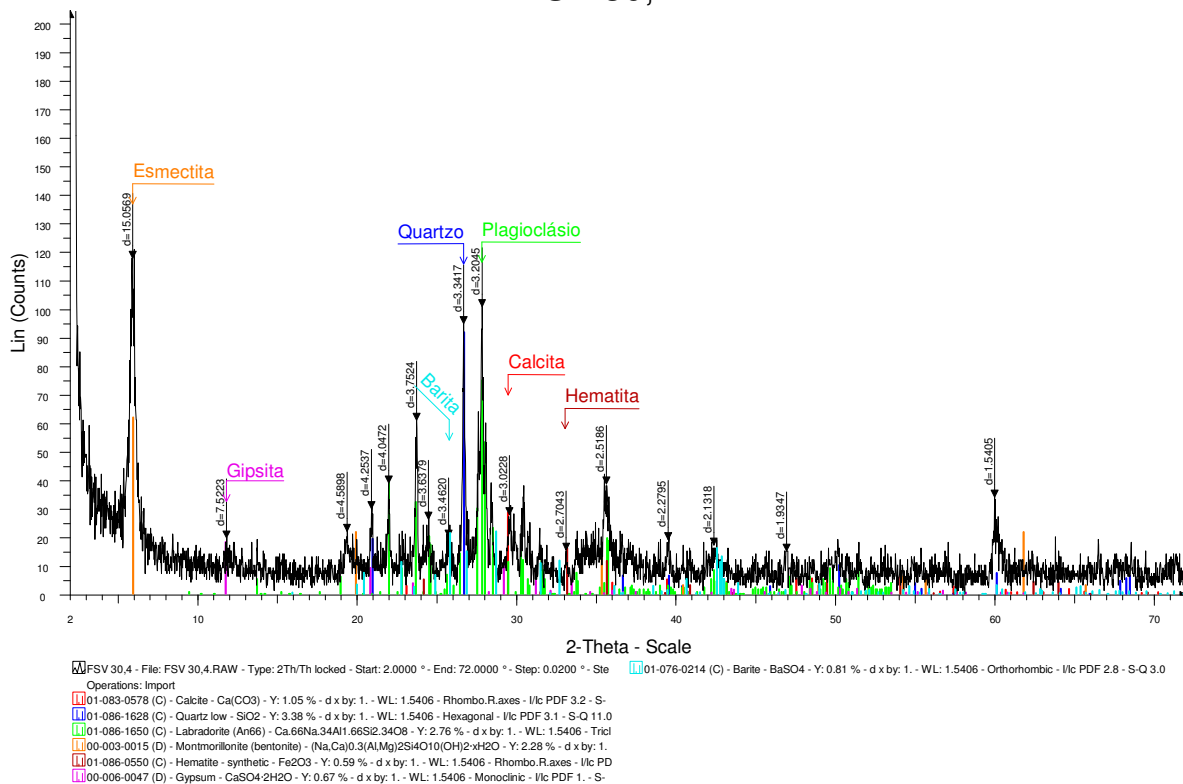
- 01-072-1651 (C) - Calcite - CaCO<sub>3</sub> - Y: 5.23 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Rhombo.R.axes - I/c PDF 3.2 - S-Q 31.9 % -
- 01-086-1629 (C) - Quartz low - SiO<sub>2</sub> - Y: 3.09 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Hexagonal - I/c PDF 3.1 - S-Q 19.5 % -
- 01-083-1372 (C) - Labradorite - Ca<sub>0.68</sub>Na<sub>0.30</sub>(Al<sub>1.66</sub>Si<sub>2.34</sub>O<sub>8</sub>) - Y: 0.88 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Triclinic - I/c PDF 0.6 - S-Q 30.8 % -
- 00-031-0794 (I) - Corrensite - (Mg,Al)<sub>9</sub>(Si,Al)<sub>8</sub>O<sub>20</sub>(OH)<sub>10</sub>·4H<sub>2</sub>O - Y: 0.81 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Hexagonal - I/c PDF 1. - S-Q 15.9 % -
- 01-086-0550 (C) - Hematite - synthetic - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Y: 0.32 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Rhombo.R.axes - I/c PDF 3.3 - S-Q 1.9 % -



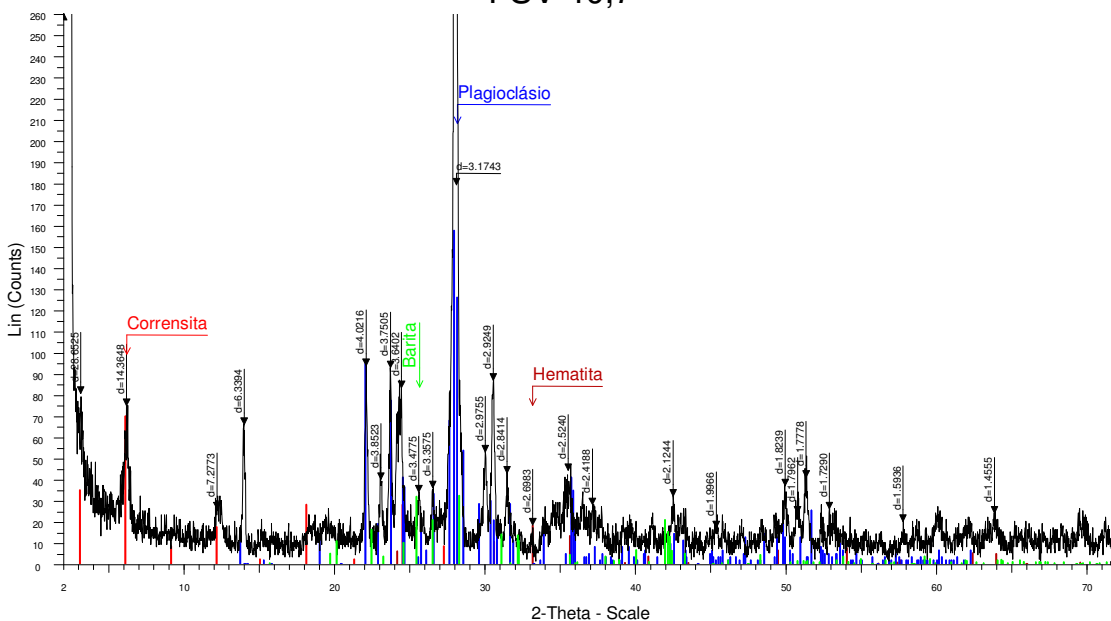
## FSV 23,4



## FSV 30,4



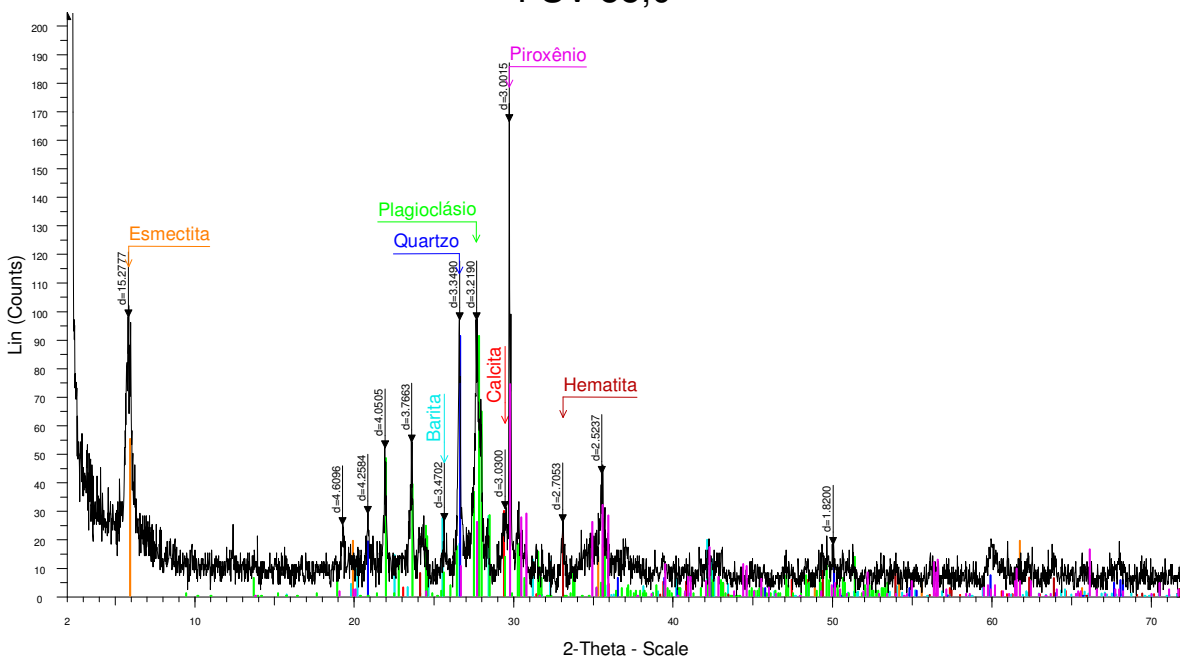
### FSV 40,7



FSV 40,7 - File: FSV 40,7.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 72.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Import

- 00-013-0190 (D) - Correnzita - Mg8Al3Si6O20(OH)10·4H2O - Y: 1.69 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - I/c: PDF 1. - S-Q 18.9 % -
- 01-086-0550 (C) - Hematite - synthetic - Fe2O3 - Y: 0.44 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Rhombo.R.axes - I/c: PDF 3.3 - S-Q 1.5 % -
- 01-083-1372 (C) - Labradorite - Ca0.68Na0.30(Al1.66Si2.34O8) - Y: 3.82 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Triclinic - I/c: PDF 0.6 - S-Q 76.3 % -
- 01-076-0216 (C) - Barite - BaSO4 - Y: 0.78 % - d x by: 1. - WL: 1.5409 - Orthorhombic - I/c: PDF 2.6 - S-Q 3.3 % -

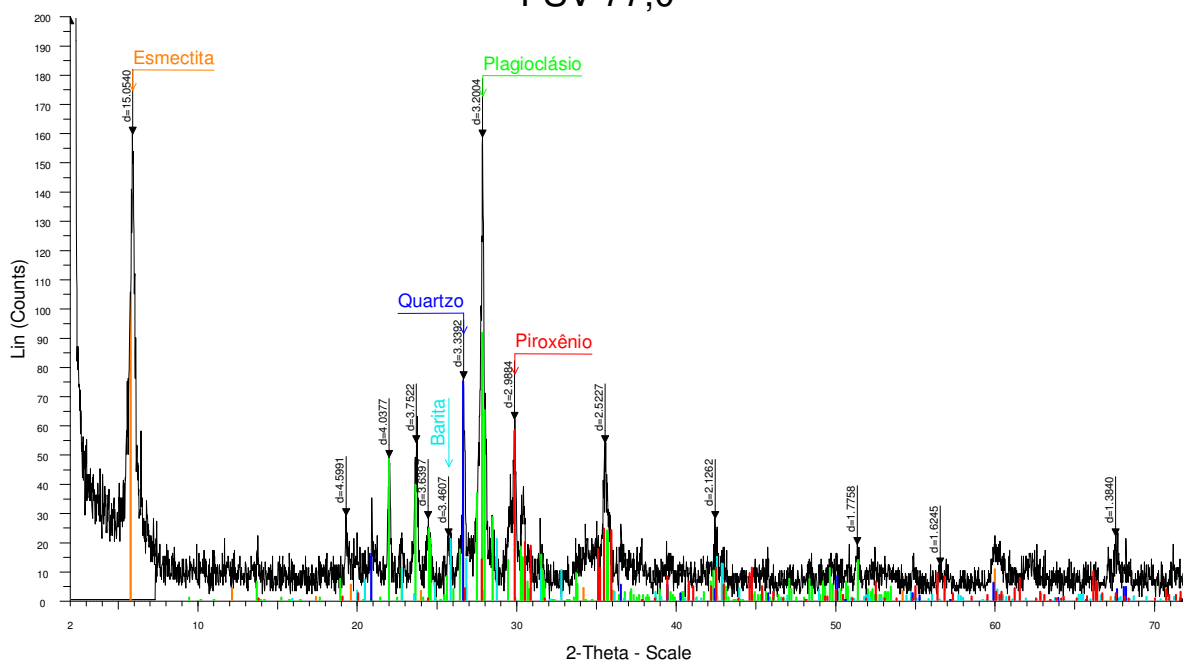
### FSV 55,0



FSV 55,0 - File: FSV 55,0.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 72.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.0000 ° - Theta: 1.0000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Import

- 01-086-0174 (C) - Calcite - synthetic - Ca(CO3) - Y: 1.07 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.R.axes - I/c: PDF 2.7 - S-Q 3.0
- 01-076-0215 (C) - Barite - BaSO4 - Y: 1.01 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - I/c: PDF 2.7 - S-Q 3.0
- 00-003-0015 (D) - Montmorillonite (bentonite) - (Na,Ca)0.3(Al,Mg)2Si4O10(OH)2·xH2O - Y: 1.98 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - I/c: PDF 3. - S-Q 8.6 % -
- 01-086-1630 (C) - Quartz low - SiO2 - Y: 3.28 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - I/c: PDF 3. - S-Q 8.6 % -
- 01-086-1650 (C) - Labradorite (An6) - Ca.66Na.34Al1.66Si2.34O8 - Y: 3.28 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - I/c: PDF 0.6 - S-Q 76.3 % -
- 01-076-0544 (C) - Augite - Ca0.61Mg0.78Fe0.49(SiO3)2 - Y: 2.67 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - I/c: PDF 2.6 - S-Q 3.3 % -
- 01-072-0469 (C) - Hematite - Fe2O3 - Y: 0.93 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.R.axes - I/c: PDF 3.2 - S-Q 1.5 % -

## FSV 77,0



FSV 77.0 - File: FSV 77.0.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 72.0000 ° - Step: 0.0200 ° - Ste  
 Operations: Import

FSV 77.0r.RAW - File: FSV 77.0r.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.0000 ° - End: 7.4000 ° - Step: 0.0200 ° - Step time: 1  
 Operations: Import

00-005-0068 (D) - Saponite -  $\text{Ca}_0.5(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  - Y: 3.93 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - II

01-086-1650 (C) - Labradorite (An66) -  $\text{Ca}_{66}\text{Na}_{34}\text{Al}_{1.66}\text{Si}_{2.34}\text{O}_6$  - Y: 3.41 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tric

01-083-2053 (C) - Barite -  $\text{BaSO}_4$  - Y: 0.78 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - I/c PDF 2.8 - S-Q 2.1

01-071-0721 (C) - Augite -  $(\text{Ca}_{818}\text{Mg}_{792}\text{Fe}_{183}\text{Fe}_{086}\text{Al}_{151}\text{Al}_{269}\text{Si}_{1751})\text{O}_6$  - Y: 2.17 % - d x by: 1. - WL:

Winck-Lopes, Rodrigo

Alteração hidrotermal e mineralização de cobre na  
Mina do Seival, Bacia do Camaquã, RS. / Rodrigo Winck-  
Lopes - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2011.

[90 f]. il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. -  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de  
Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientadores: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Márcia Elisa Boscato Gomes  
Prof. Dr. André Sampaio Mexias

1. Mina do Seival. 2. Cobre. 3. Geoquímica. 4. Bacia do Camaquã. I.  
Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grün CRB 10/1113