

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-18/26)

**UTILIZAÇÃO DE VETORES GEOQUÍMICOS COMO
INDICADORES DE CENTROS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL EM
MINERALIZAÇÕES DE METAIS DE BASE NA BACIA DO CAMAQUÃ
(RS)**

Lucas Ferreira de Brito

Orientador: Caetano Juliani
Co-Orientador: Samuel Bouças do Lago

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-18/26)

SÃO PAULO
2018

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-18/26)

UTILIZAÇÃO DE VETORES GEOQUÍMICOS COMO INDICADORES
DE CENTROS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL EM MINERALIZAÇÕES
DE METAIS DE BASE NA BACIA DO CAMAQUÃ (RS)

Lucas Ferreira de Brito

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-18/26)

SÃO PAULO
2018

“When you look through the years and see
what you could have been
Oh, what you might have been,
If you'd had more time. “

Supertramp (1979).

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer em primeiro lugar a meus pais, Francisco e Vanalucia pela paciência, a compreensão e toda a ajuda ao longo desses anos todos para comigo e minhas escolhas. Agradeço também aos meus irmãos, Beatriz e André, além dos parentes mais próximos, não só pelo amparo sempre mas também pelos momentos de descontração. A minha namorada, Inamara, pelo apoio, a confidencia e o carinho. Vocês foram essenciais.

Um agradecimento especial ao meu orientador Caetano, e a meu co-orientador Samuel, pela oportunidade de trabalhar com dois profissionais experientes na exploração mineral, pelo apoio total ao longo deste trabalho e pelas experiencias no campo profissional proporcionadas, além da convivencia pessoal. Foi um privilégio.

Agradecer de forma especial a NEXA Resources pela oportunidade e pelo financiamento de etapas fundamentais, sem os quais esse trabalho não seria possível. Incluo aqui um agradecimento especial a todos os profissionais do projeto Caçapava do Sul, Ram, Tereza, Isaacar, Cícero, Nataly, Elvis, todo o pessoal do galpão, que foram sensacionais comigo na etapa de campo no Rio Grande do Sul.

Fica aqui também o meu agradecimento aos funcionários do IGc-USP, pela colaboração, Flávio do DRX, Isaac do MEV, pessoal da laminção, enfim. Agradecer também ao Daniel do laboratorio de microssonda do IGCE-UNESP pelo apoio.

Agradecer a esta casa, o Instituto de Geociencias da Universidade de São Paulo, pelo investimento e por toda a experiencia e conhecimento recebida ao longo desses 5 anos, através dos professores, sempre solícitos aos alunos e aos quais terei sempre imensa gratidão.

Agradecer aos colegas veteranos que foram importantes em varios momentos nesta jornada como o Yuri, Pinga, Jade, agradecer ao pessoal da minha turma 57 por tudo, e principalmente as minhas colegas Marina, Fernanda e Débora, por toda a força nesses anos e as altas aventuras em campo.

Deixar meus profundos agradecimentos aos meus amigos dos tempos de Unicamp, em especial Hélder, Caio, Takashi, Yu, Tati, Rodrigo, Mauro, Medina, Paloma entre outros pelo apoio e descontração antes de sair da elétrica para a geologia.

Aos meus colegas de mais de dez anos de caminhada, pessoal dos tempos de Adolfo, Tim, Bruno, Kid, Ana, a Amanda por apresentar a USP, Doidera e todos os demais que eu por ventura não citei aqui mas que estiveram e continuam por perto.

E por último mas não menos importante ao meu amigo Andrei parceiro desses ultimos dezesseis anos.

Foram dez longos anos desde findado o ensino médio, muitas andanças, muitos erros, mas valeram cada um deles.

RESUMO

O depósito de Pb–Zn–Cu–(Ag–Au) de Santa Maria é atualmente considerado um *epithermal intermediate-sulfidation* hospedado em rochas sedimentares siliciclásticas do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) da Bacia do Camaquã Central.

Apesar da complexidade dessas ocorrências minerais há necessidade de se compreender como ocorrem as mineralizações e as alterações que caracterizam o depósito para apontar as origens dos fluidos de alteração hidrotermal e refinar os métodos de busca por minério, expandindo reserva com diminuição de custo. Para isso foram realizados trabalhos de campo, com mapeamento e coleta de dados estruturais, amostragem de testemunhos distribuídos uniformemente pelo depósito, analisados com métodos como descrição de amostras ao microscópio óptico, espectrometria por infravermelho, difratometria de raios X, microscopia eletrônica de varredura e microssonda eletrônica.

Os resultados indicam alteração hidrotermal illítica/serícítica predominante em todo o depósito como a porção mais fria, com caráter pervasivo seletivo a pervasivo é formado por quartzo, feldspato potássico, apatita, sulfetos (galena, esfalerita e calcocita) e micas de composição muscovítica e oriundas da intensa lixiviação do arenito arcoseano original por fluidos ácidos de origem magmático hidrotermal. Esta grada em uma parte do depósito para alteração clorítica pervasiva indicativa de aumento da temperatura em níveis crustais mais profundos e fluídos mais neutros na geração desta alteração. Em outra parte grada para uma silicificação em zonas intensamente brechadas do arenito, em padrão *stockwork*, com mineralização de cobre em profundidade. A alteração potássica surge pontualmente em algumas áreas, caracterizada pela presença de biotita verde rica em ferro de baixa temperatura. Já a alteração por carbonato ocorre em todas as áreas com um caráter mais fissural e associada a sulfetos. Alterações hematíticas são mais restritas a proximidade com a superfície, onde podem representar uma interação de fluidos hidrotermais com superficiais.

Estas alterações hidrotermais que se associam ao depósito foram controladas por falhas diversas, em parte associadas ao sistema transcorrente e seu mapeamento, juntamente com os dados geoquímicos de rocha total e de minerais permitem traçar *pathfinders* indicativos de origem das fontes de calor e dos fluidos hidrotermais. Entre os elementos químicos indicativos para esta mineralização estão Sb, Tl, Mo, W e Cu, bem como a razão Ba/Sr, para rocha total e clorita, biotita para a composição mineral. Todos estes permitiram refinar as direções de aumento do gradiente termal e formar vetores apontando três possíveis centros de alteração hidrotermal no depósito.

ABSTRACT

The Santa Maria Pb-Zn-Cu- (Ag-Au) deposit is currently considered an intermediate epithermal sulfidation hosted in sedimentary siliciclastic rocks of the Santa Bárbara Group (Ediacarano) of the Camaquã Central Basin.

Despite the complexity of these mineral occurrences, it is necessary to understand how the mineralizations and the alteration halos that characterize the deposit to point out the origins of hydrothermal alteration fluids and to refine the ore search methods, expanding reserve with cost reduction. For that, fieldwork was carried out, with mapping and structural data collection, sampling of drill cores samples uniformly distributed on the deposit analyzed using methods such as description of samples under the light microscope, infrared spectrometry, X-ray diffractometry, scanning electron microscopy and microprobe electronics.

The results were the definition of the predominant ilitic / sericitic alteration halo in the whole deposit as the coldest part, with a character from pervasive selective to pervasive, formed by quartz, potassic feldspar, apatite, sulphides (galena, sphalerite and chalcocite) and muscovite originated from the intense leaching of the original sandstone by acidic fluids of hydrothermal magmatic origin. This goes in a part of the deposit to pervasive chlorite alteration, an indicative of temperature increase at deeper crustal levels and more neutral fluids in the generation of this alteration. In another part goes to a silicification in intensely breeches zones of the sandstone, with standard stockwork pattern and mineralization of copper in depth. The potassium alteration appears punctually in some areas, characterized by the presence of green biotite, rich in iron and of low temperature. Carbonate alteration occurs in all areas with more fissural character and associated with sulfides. Hematite alteration zones are more restricted to the proximity to the surface, where they may represent an interaction of hydrothermal fluids with superficial ones.

These hydrothermal alterations associated to the deposit were controlled by several faults, partly associated to the transcurrent system, and its mapping together with the geochemical data of total rock and minerals allows pathfinders indicative of the origin of heat sources and hydrothermal fluids. Among the indicative chemical elements for this mineralization are Sb, Tl, Mo, W and Cu, as well as the ratio Ba \ Sr, for total rock and chlorite, biotite for the mineral composition. All these allowed to refine the directions of increase of the thermal gradient and to form vectors pointing three possible centers of hydrothermal alteration in the deposit.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	3
1.1 Localização e caracterização da área de estudo.....	3
2 OBJETIVOS	4
3 MATERIAIS E MÉTODOS	4
3.1 Revisão Bibliográfica.....	4
3.2 Trabalhos de Campo.....	5
3.3 Petrografia.....	5
3.4 Microscopia Eletrônica de Varredura.....	5
3.5 Difração de Raios X.....	6
3.6 Geoquímica.....	6
3.7 Análise Mineralógica por Espectrometria de Infravermelho.....	7
3.8 Análise por Microssonda Eletrônica.....	7
4 TRABALHOS ANTERIORES	8
4.1 Contexto geológico	8
4.2 Alterações hidrotermais	13
4.3 O depósito de Santa Maria.....	16
4.4 Métodos Geoquímicos.....	18
4.5 Mapeamento e Análise Estrutural.....	19
4.6 Vetorização Primeiros Dados.....	24
5 RESULTADOS OBTIDOS.....	25
5.1 Caracterização das Rochas Hospedeiras, das Alterações Hidrotermais e das Mineralizações.....	25
5.1.1 <i>As rochas hospedeiras do Depósito.</i>	25
5.1.2 <i>Alterações Hidrotermais e mineralizações no depósito de Santa Maria.</i>	28
5.2 Difração de Raios X e Grau de Cristalinidade das Micas.....	35
5.3 Geoquímica.....	37
5.3.1 <i>Geoquímica de rocha total.</i>	37
5.3.2 <i>Índices de Alteração Hidrotermal.</i>	42
5.3.3 <i>Microscopia Eletrônica de Varredura</i>	46
5.3.4 <i>Análise por Microssonda.</i>	58
6 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	61
6.1 As zonas de alteração hidrotermal.....	61
6.2 Os Vetores para Possíveis Centros de Alteração Hidrotermal.....	62
7 CONCLUSÕES.....	66
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	68

ANEXO 1 – MAPA DE PONTOS	71
ANEXO 2 – ESTEREOGRAMAS DAS ESTRUTURAS DOS FUROS	72
ANEXO 3 – DADOS GEOQUÍMICOS	75
ANEXO 4 – DIFRATOGRAMAS DE ANÁLISES TOTAIS DE RAIOS X.....	80

1 INTRODUÇÃO

Mineralizações de metais de base na bacia central de Caçapava do Sul, município de Caçapava do Sul, resultaram na formação dos depósitos de Cu–(Au, Ag) de Camaquã e de Pb–Zn–Cu(Au, Ag) de Santa Maria. A bacia se insere no domínio do cinturão Dom Feliciano, na porção central do Escudo Riograndense.

O depósito de Camaquã foi descoberto por volta de 1870 por ingleses e belgas, sendo lavrado por estes até 1908. A partir de 1952 o depósito passou a ser lavrado pela Companhia Brasileira do Cobre (CBC) e até a década de 1980 constituiu um dos principais depósitos de cobre no país (Bettencourt, 1972). O depósito de Santa Maria, objeto dos estudos deste trabalho, foi descoberto na década de 70 e se encontra ainda em fase de exploração e de quantificação dos recursos minerais. Segundo Remus *et al.* (2000), as reservas de minério em Camaquã são de 30,8 Mt com 1,06% de Cu, e em Santa Maria eram cerca de 33,4 Mt, com 1,44% de Pb e 1,06% de Zn, segundo a CBC, antes de seu fechamento em 1996. Porém atualmente os trabalhos de exploração da NEXA indicam que as reservas de Zn e Pb somam mais de 43 Mt, com teores médios de 2,5%, e há novas descobertas de Cu, Ag e Au.

Ambos os depósitos possuem gênese semelhante, porém sua origem é controversa, e são apontados três possíveis processos de formação, quais sejam: singenético (Ribeiro, 1986; 1991; Badi & Gonzáles, 1988), diagenético (Veigel & Dardenne, 1990), ou magmático–hidrotermal (Leinz & Almeida, 1941; Bettencourt, 1972; Beckel, 1990; Remus *et al.*, 2000; Rios, 2012). Estes depósitos apresentam mineralizações com tipologias que variam de veios maciços e disseminadas nas rochas, sempre associados a forte alteração hidrotermal com zonas de cloritização e de illitização bem definidas (Remus *et al.*, 2000).

1.1 Localização e caracterização da área de estudo

A região deste estudo se localiza no entorno das Minas do Camaquã, região sul do município de Caçapava do Sul, no Estado do Rio Grande do Sul (Fig. 1A). Esta região dista cerca de 260 km de Porto Alegre, podendo ser acessada pela rodovia BR-290 até Caçapava do Sul e dali pela BR-153, sendo ambas as rodovias de pista simples e RS-625 até as proximidades da área. Dali, uma via não pavimentada leva ao vilarejo de Minas do Camaquã (Fig. 1B), uma antiga vila mineira da CBC, vizinha as minas desativadas, que dista cerca de 3 km do depósito de Santa Maria.

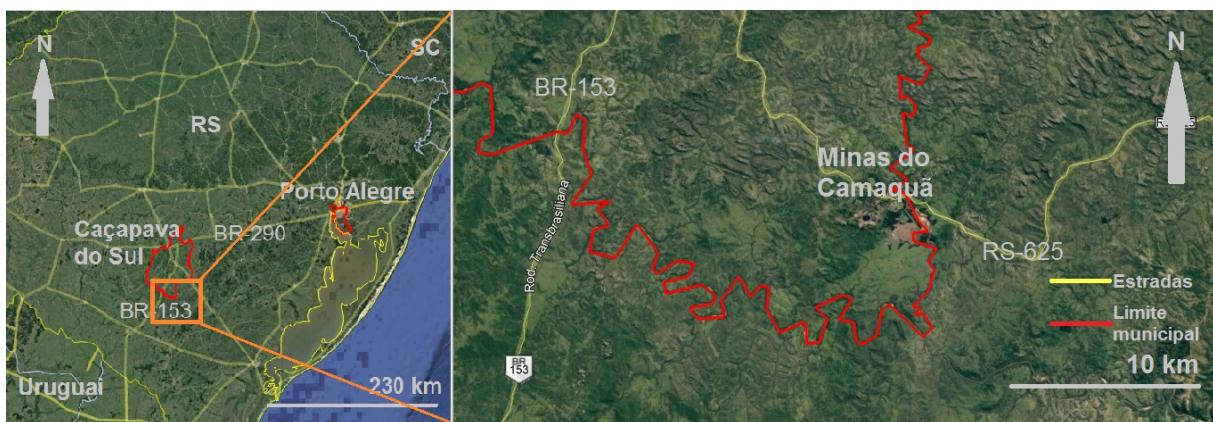


Figura 1: Local da área de estudo (Fonte: *Google Earth Pro*; Imagens: 28/07/2016). **A:** Localização da área e acessos, e **B:** pelo retângulo laranja, representando mapa local.

2 OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo avaliar o uso de ferramentas de vetorização baseada na mineralogia e nas suas variações compostionais e em variações litoquímicas sistemáticas, que possam indicar a localização dos centros hidrotermais que geraram as mineralizações de metais de base na região de Caçapava do Sul. Para isso foram pesquisadas bibliografias sobre os diferentes tipos das alterações hidrotermais, realizado mapeamento em detalhe de áreas do depósito e foram descritas 51 amostras de 10 testemunhos de sondagens rotativas selecionadas. Destas foram selecionadas amostras para petrografia, análises químicas, mineralógicas e espectrométricas. Estas análises visaram definir e interpretar variações nas paragêneses dos minerais hidrotermais e de elementos químicos em rochas e minerais que indicassem zonas de maior temperatura e/ou com fluidos mineralizantes no sistema hidrotermal, permitindo assim a caracterização de vetores indicativos da maior proximidade ou distanciamento em relação aos os centros de alterações hidrotermais.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Revisão Bibliográfica

Utilizando o Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SiBi/USP) e sua base de dados foi possível consultar um grande acervo de artigos, teses, mapas e livros. Estes constituíram a base das buscas sobre a geologia regional, suas características, discussões estratigráficas e sobre a formação da Bacia do Camaquã, além da reconstituição do histórico mineiro na região e síntese dos estudos já realizados, visando compreender o desenvolvimento dos conhecimentos sobre o depósito mineral. Foram alvos de pesquisas ainda os sistemas magmáticos–hidrotermais, principalmente os tipo pôrfiro e epitermais, o tipos

de alterações hidrotermais e como se constituem, as mineralizações de Pb, Zn e Cu, e o uso da geoquímica para a constituição de vetores e *pathfinders* associados à exploração mineral.

3.2 Trabalhos em Campo

Os trabalhos em campo foram desenvolvidos em três etapas de 20 dias, constituindo 60 dias de campo entre os meses de abril, maio e junho, com os custos cobertos pela empresa *Nexa Resources* (antiga Votorantim Metais). Durante este período foi feito o reconhecimento da geologia local, através do levantamento de perfis geológicos sobre a área do depósito, o mapeamento geológico de detalhe, com foco no reconhecimento estrutural e de alterações mineralizações que pudessem aflorar sobre o depósito.

Foram descritos, estudados e amostrados dez testemunhos de sondagem das três áreas do depósito para análises mais detalhadas, totalizando 51 amostras coletadas. Estas foram descritas no macroscópico quanto à mineralogia, texturas, estruturas sedimentares e tectônicas, e tipo da alteração hidrotermal.

3.3 Petrografia

Dentre as amostras coletadas foram selecionadas 48 feições para a confecção de lâminas petrográficas, visando caracterizar tanto as rochas encaixantes das mineralizações quanto as zonas de alterações hidrotermais. A análise petrográfica foi feita em microscópio óptico Olympus, modelo BX-40, utilizando luz transmitida para os minerais não opacos e luz refletida para os opacos. Esta etapa visa descrever detalhadamente a mineralogia e as características texturais (Williams *et al.*, 1962), para determinar o desenvolvimento das fases minerais e as paragêneses de minerais hidrotermais.

Para auxiliar no desenvolvimento das descrições petrográficas a seguinte bibliografia será consultada: Craig & Vaughan (1981), Deer *et al.* (1967), Hibbard (1995), Ixer (1990), Mackenzie & Adams (1994) e Tröger (1979).

As fichas de descrição petrográfica deste trabalho constam no Anexo 7.

3.4 Microscopia Eletrônica de Varredura

Ao longo do desenvolvimento deste trabalho algumas amostras foram analisadas com microscópio eletrônico de varredura (MEV), pois havia a necessidade de se confirmar a ocorrência de alguns minerais vitais para a definição de uma paragênese de alteração e outras por conterem minerais de granulação muito fina, principalmente na matriz da rocha, devido a

sua origem hidrotermal, cuja identificação ao microscópio óptico convencional é muito difícil ou impossível.

Tais análises foram feitas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IGCE-UNESP com um microscópio JEOL modelo JSM-6010 LA, com sensores de elétrons secundários, retroespalhados e espectrômetro de raios X de dispersão por energia (EDS). Tal configuração permite a produção de imagens de varredura de elétrons de lâminas polidas e análises pontuais qualitativas e semiquantitativas de raios X por dispersão de energia (EDS). Os custos desta etapa foram cobertos pela *NEXA Resources*.

3.5 Difração de Raios X

No depósito de Santa Maria as rochas hidrotermalizadas comumente apresentam minerais em granulação muito fina, como as micas, carbonatos e argilas, dificultando sua determinação ótica.

Estes minerais foram identificados por DRX utilizando o método da amostra total, com a amostra cominuída a pó, para detectar as paragêneses minerais das amostras. Em fração argila, o preparo inclui a segregação do material cominuído por decantação em água destilada segregando apenas a fração < 2 μ m, onde algumas com resultados positivos para argilominerais foram ainda glicoladas e aquecidas em forno a 500 °C. Nestas amostras em fração argila ainda foram extraídos dados quanto à largura a meia altura dos picos 001 e 002 das micas no intuito de estudar relações entre a cristalinidade destas e o grau de alteração da rocha original.

O Laboratório de Difratometria de Raios X (LDRX) do IGc-USP, onde foram feitas as análises com difratômetro Bruker Modelo D8 Advance Da Vinci com detector LYNXEYE e ótica TWIN-TWIN, o que permite operar com ótica divergente ou paralela. Este equipamento utiliza radiação K-alfa de cobre. Para a identificação de fases o laboratório conta o programa SUITE Diffracplus e com os bancos de dados PDF-2 (ICDD) versão 2009 e COD (*Crystallographic Open Database*). As amostras foram analisadas sob voltagem de 40 kV e corrente de 40 mA, velocidade de varredura de 16°/min, passos de 0,020°, no intervalo de 2° a 69,992° 20, para as amostras totais, glicoladas e aquecidas. A bibliografia consultada foi de Gomes *et al.* (1984) para melhor compreender os processos envolvidos.

Os resultados das amostras submetidas a este método estão no Anexo 4.

3.6 Geoquímica

Após a etapa de campo e separação de partes das amostras para serem utilizadas nos outros métodos citados neste trabalho, as amostras coletadas foram enviadas para análises

geoquímicas no laboratório *ALS Minerals*, onde passam por um processo de preparo com moagem de 70% a menos de 2 mm de granulação, quarteamento e cominuição a 85% passante na malha de 75 µm. Alíquotas representativas e homogêneas da amostra original foram dissolvidas em 4 ácidos e analisadas por ICP-MS para os elementos menores, os elementos maiores são identificados por fluorescência de raios X (XRF) e ICP-AES, os elementos traços por fusão de Lítio-Borato e o ouro pelo método de *Fire Assay*. Estes custos laboratoriais foram bancados pela *Nexa Resources*.

Os resultados completos das análises geoquímicas das amostras estão no Anexo 5.

3.7 Análise Mineralógica por Espectrometria de Infravermelho

Método muito utilizado na indústria mineral, foi aplicado com sucesso para depósitos do tipo epitermal *low-sulfidation* nas Filipinas (Sonntag *et al.*, 2012), permite a obtenção de espectros de alta resolução em amostras macroscópicas de rocha (Kruse *et al.*, 1991). Isso possibilita a identificação de alterações argílicas pois os minerais presentes nestas alterações possuem uma assinatura espectral na região do SWIR2, o que torna possível distinguir com clareza a presença de minerais como caulinita, ilita, dickita, sericita e clorita, dentre outros.

O equipamento que será utilizado foi um Espectrorradiômetro FieldSpec 4 Hi-Res 2.151 do GSA, com bandas especiais entre 350–2500 nm, resolução espectral de 3 nm de 350 a 700 nm e 8 nm no infravermelho. A amostragem espectral é de 1,4 nm entre 350 e 1000 nm e 1,1 nm entre 1001 e 2500 nm. O tempo de escaneamento (leitura) foi de 100 milissegundos. Como referência de branco será utilizada placa de *Spectralom* (ASD – PANalytical Company).

As medidas foram tomadas em um ambiente escuro e o mais próximo o possível do material amostrado, evitando ruídos pelo contato atmosférico e por iluminação do ambiente, para isso foi utilizado o acessório *contact probe*.

Os resultados da aplicação deste método estão compilados em uma tabela no Anexo 6.

3.8 Análise por Microssonda Eletrônica

Algumas análises em microssonda eletrônica foram necessárias em algumas amostras para identificar minerais e suas composições, inclusive os elementos traços, pois isso potencialmente permite a vetorização da alteração hidrotermal de mineralizações à medida que a variação da composição de minerais como a clorita, micas e biotita varia em direção ao centro hidrotermal, funcionando como um *pathfinder* para as zonas que hospedam as mineralizações hidrotermais.

As amostras foram preparadas com metalização de carbono das lâminas petrográficas selecionadas e as análises de Microssonda Eletrônica foram feitas no IGCE-UNESP com uma

Microssonda Eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8230 Superprobe, a qual conta com 5 espectrômetros WDS (com cristais PET, TAP, LDE e LIF), espectrômetro EDS, sensores de catodoluminescência, elétrons secundários e elétrons retroespalhados. Os custos desta etapa foram cobertos pela *NEXA Resources* e os dados se encontram na planilha do Anexo VIII.

4 TRABALHOS ANTERIORES

4.1 Contexto Geológico

A Bacia do Camaquã (Fig. 2) ocorre na porção sul da Província Mantiqueira, sendo a maior das várias pequenas bacias depositadas entre 605 e 530 Ma que se desenvolveram ao longo desta província. Sua gênese se relaciona à amalgamação do Gondwana, em um contexto tectônico marcado por conjuntos de falhas que limitam as sucessões vulcano-sedimentares do Supergrupo Camaquã (Almeida *et al.*, 2010). Algumas hipóteses atribuem sua origem a estágios tardios da evolução orogênica onde pela presença de falhas inversas e transcorrentes, sendo assim interpretada como uma bacia de *foreland* (Basei *et al.* 2000; Fragoso-Cesar, 1991.) ou como bacia formada em zonas de cisalhamento transcorrente (Oliveira e Fernandes 1991, Machado e Sayeg 1992). Segundo Almeida *et al.* (2012), os esforços tectônicos na bacia seriam em sua maioria extensionais, com as falhas transcorrentes como consequência do final da subsidência da bacia, cujo modelo mais adequado seria um *rift* interior formado após o ciclo orogênico do Brasiliano. Este entendimento é o adotado neste trabalho.

O embasamento da bacia é composto por rochas metamórficas e intrusivas proterozoicas que afloram em altos estruturais, como a Serra das Encantadas a leste e o Granito de Caçapava do Sul a noroeste. Essas estruturas dividem a Bacia Camaquã em três sub-bacias alongadas na direção NE–SW: Oriental, Central e Ocidental.

O Supergrupo Camaquã, constituído de rochas siliciclásticas e vulcânicas, aflora em toda bacia. Sua estratigrafia, da base para o topo, é dada pelas seguintes unidades: Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Grupo Santa Bárbara, Grupo Guaritas e Suite Intrusiva Rodeio Velho (Fragoso-Cesar *et al.*, 2003).

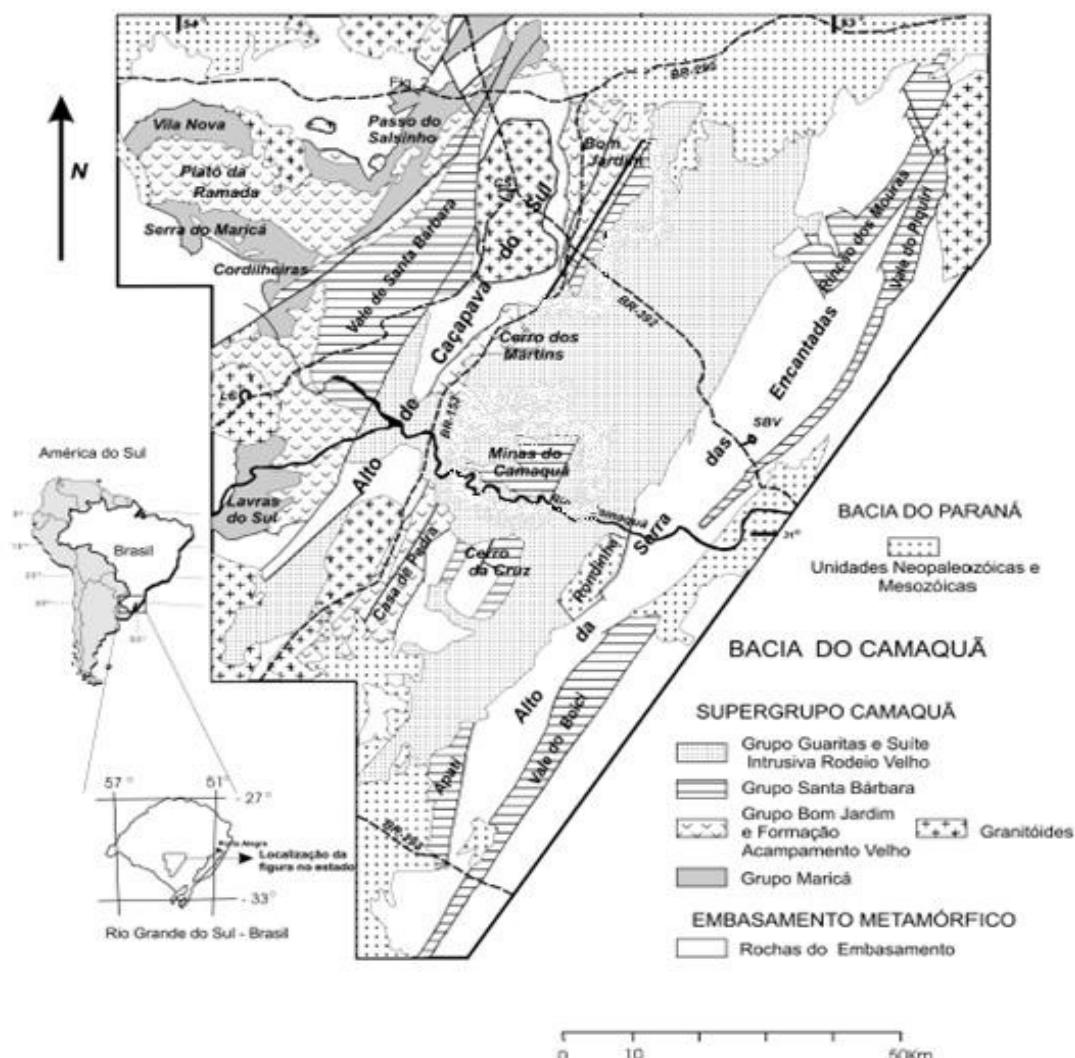


Figura 2: Esboço geológico das unidades do Supergrupo Camaquã e do embasamento da Bacia, segundo Fragoso-Cesar *et al.* (2000).

O Grupo Maricá, com espessura de 2000 a 2500 m, assenta-se sobre o Terreno Rio Vacacaí é recoberto por unidades vulcânicas do Grupo Bom Jardim e nas sequências superiores apresenta intrusões de rochas maficas. É constituído por três formações litoestratigráficas, quais sejam, da base para o topo: i) Formação Passo da Promessa, composta por arenitos com seixos esparsos, podendo chegar a conglomeráticos, com estratificações cruzadas acanaladas; ii) Formação São Rafael, com arenitos finos tabulares com corpos de siltitos e ritmitos intercalados; iii) Formação Arroio América, formada por arenitos conglomeráticos (Fambrini, 2003).

O Grupo Bom Jardim, tem como unidade basal a Formação Cerro da Angélica (Janikian *et al.*, 2003), restrita à Sub-bacia Camaquã Central, com espessura entre 1500 a 1700 metros, onde na base se encontram arenitos intercalados em depósitos conglomeráticos. As porções intermediária e superior do grupo apresentam intercalações rítmicas de arenitos, siltitos e argilitos cortados por canais de arenitos com seixos (Janikian *et al.*, 2011). A Formação Hilário

recobre a Formação Cerro da Angélica na Sub-bacia Camaquã Central, geralmente com cerca de 1200 metros de espessura, mas alcança 2500 metros de espessura na Sub-bacia Camaquã Ocidental. É constituída por rochas vulcânicas básicas a intermediárias com rochas piroclásticas associadas. Na porção central da bacia as vulcânicas estão intercaladas em sucessões rítmicas de pelitos e arenitos finos (Janikian *et al.*, 2011). Sobreposta à Formação Hilário ocorre a Formação Picada das Graças, com cerca de 2000 metros de espessura, composta por arenitos fluviais de granulação média a grossa que gradam lateralmente para ritmitos de arenito bem selecionado, siltitos e argilitos, por sua vez sucedidos por conglomerados e arenitos grossos de ambientes fluviais e deltaicos (Janikian *et al.*, 2011).

A Formação Acampamento Velho é subdividida em duas fácies, sendo que na inferior ocorrem camadas de andesito e andesito basáltico, e na superior principalmente rochas piroclásticas félsicas. As rochas desta unidade sustentam uma topografia distinta na área, como a Serra de Santa Bárbara e o Cerro do Bugio (Almeida *et al.*, 2002).

O Grupo Santa Bárbara (Fig. 3), que abriga as mineralizações de Cu, Pb e Zn do Supergrupo Camaquã na Sub-bacia Camaquã Central, foi dividido por Fambrini (2003) em cinco unidades, descritas a seguir, da base para o topo:

1) A unidade inferior ocorre apenas na Sub-bacia do Camaquã Ocidental e é representada pela Formação Estância Santa Fé, depositada em discordância erosiva, possui espessura de até 1200 metros. É composta por conglomerados estratificados e arenitos com estratificação cruzada acanalada de ambiente deposicional de sistemas fluviais entrelaçados. Siltitos e arenitos finos ocorrem no topo desta unidade.

2) Formação Passo da Capela: ocorre nas sub-bacias Camaquã Central e Oriental e pode alcançar espessura de até 4000 metros. Compreende conglomerados e arenitos grossos em minoria, arenitos e ritmitos psamo-pelíticos e arenitos de granulação média a fina na maior parte. As rochas desta unidade hospedam parte das mineralizações de Santa Maria.

3) Formação Seival: é a principal hospedeira dos sulfetos disseminados do depósito de Santa Maria (Rios, 2012), ocorrendo nas sub-bacias do Camaquã Central e Camaquã Ocidental. Os principais litotipos que a compõe são arenitos de granulação média a muito fina, com camadas ricas em minerais micáceos de espessuras variando de poucos decímetros a alguns metros, com intercalações rítmicas de siltitos com alguns centímetros de espessura. Subordinadamente ocorrem corpos de arenitos de granulação grossa. Nesta unidade são comuns estratificações cruzadas cavalgantes e tabulares, acamadamento heterolítico, intercalações de lâminas de argilas, marcas onduladas e gretas de contração. É interpretada como depósitos de planícies de marés e sistemas distais de rios efêmeros (Fambrini, 2003).

4) Formação Rincão dos Mouras: ocorre em todas as sub-bacias, sendo constituída por arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas e conglomerados com estratificações plano-paralelas relacionados a depósitos aluviais, a leques deltáicos e de rios

entrelaçados (Fambrini, 2003), formando um pacote com cerca de 2000 metros de espessura. As rochas desta unidade hospedam as mineralizações de cobre do depósito de Camaquã, nas antigas minas Uruguay e São Luiz.

5) Formação João Dias: está presente apenas na Sub-bacia Camaquã Central, onde alcança até 600 metros de espessura. É composta por arenitos médios a finos com estratificações cruzadas de grande porte. Apesar de presente na região de Minas do Camaquã, esta unidade não ocorre sobre o depósito de Santa Maria, onde a sequência estratigráfica do Grupo Santa Barbará se encerra na Formação Rincão dos Mouras e passa em contato discordante direto para os arenitos do Grupo Guaritas.

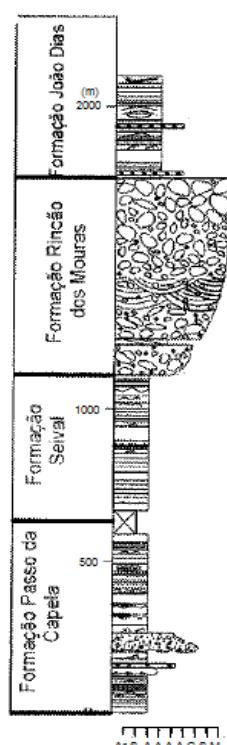


Figura 3: Coluna Estratigráfica do Grupo Santa Barbara na região das Minas do Camaquã, segundo Fambrini (2003).

O Grupo Guaritas é a unidade que aflora no topo do Supergrupo Camaquã, separado do Grupo Santa Barbará por uma discordância angular desenvolvida entre o Pré-cambriano e o Cambriano e associada a falhas transcorrentes e oblíquas relacionadas a um processo compressivo NE–SW (Almeida *et al.*, 2012). É subdividido, da base para o topo, nas formações Guarda Velha, Pedra das Torrinhas, Varzinha, Pedra Pintada e Serra do Apertado (Almeida *et al.*, 2009).

A Formação Guarda Velha é composta por arenitos, conglomerados e arenitos conglomeráticos interpretados como de origem fluvial; a Formação Pedra das Torrinhas apresenta arenitos conglomeráticos e conglomerados de leques aluviais; a Formação Varzinha é composta de ritmitos psamo-pelíticos em contato lateral com a Formação Pedra Pintada, que possui arenitos finos com estratificações cruzadas interpretados como formados por dunas

eólicas, e arenitos de finos a grossos com conglomerados interpretados como depositados em canais fluviais. No topo do Grupo Guaritas ocorre a Formação Serra do Apertado, constituída por arenitos finos a grossos e conglomerados fluviais. Todos os arenitos deste grupo possuem intensa cimentação carbonática (Nóbrega, 2011).

A Suíte Intrusiva Rodeio Velho é caracterizada como corpos intrusivos rasos de rochas basálticas e andesitos basálticos, quase sempre alojados no Grupo Guaritas, bem como por depósitos piroclásticos estratificados.

No contexto da Bacia do Camaquã, as mineralizações de metais de base ocorrem em um alto estrutural conhecido como Janela Bom Jardim (Fig. 4), cujo intrincado contexto estrutural é marcado por dois lineamentos mais importantes de direção WNW e NNE (Santos, 2012), e algumas falhas de direção NE importantes que limitam a área como a da Angélica e das Minas do Camaquã a oeste e leste respectivamente, e as falhas do cemitério e de Santa Maria cortando a área com direções WNW–ESE. Estudos na cava da Mina Uruguai permitiram identificar padrões estruturais relacionados a mineralização, como um sistema de abertura de fraturas paralelas ao esforço máximo horizontal que gerou estruturas do tipo T em um contexto de transcorrência ocorrido por volta de 530 Ma (Santos, 2012).

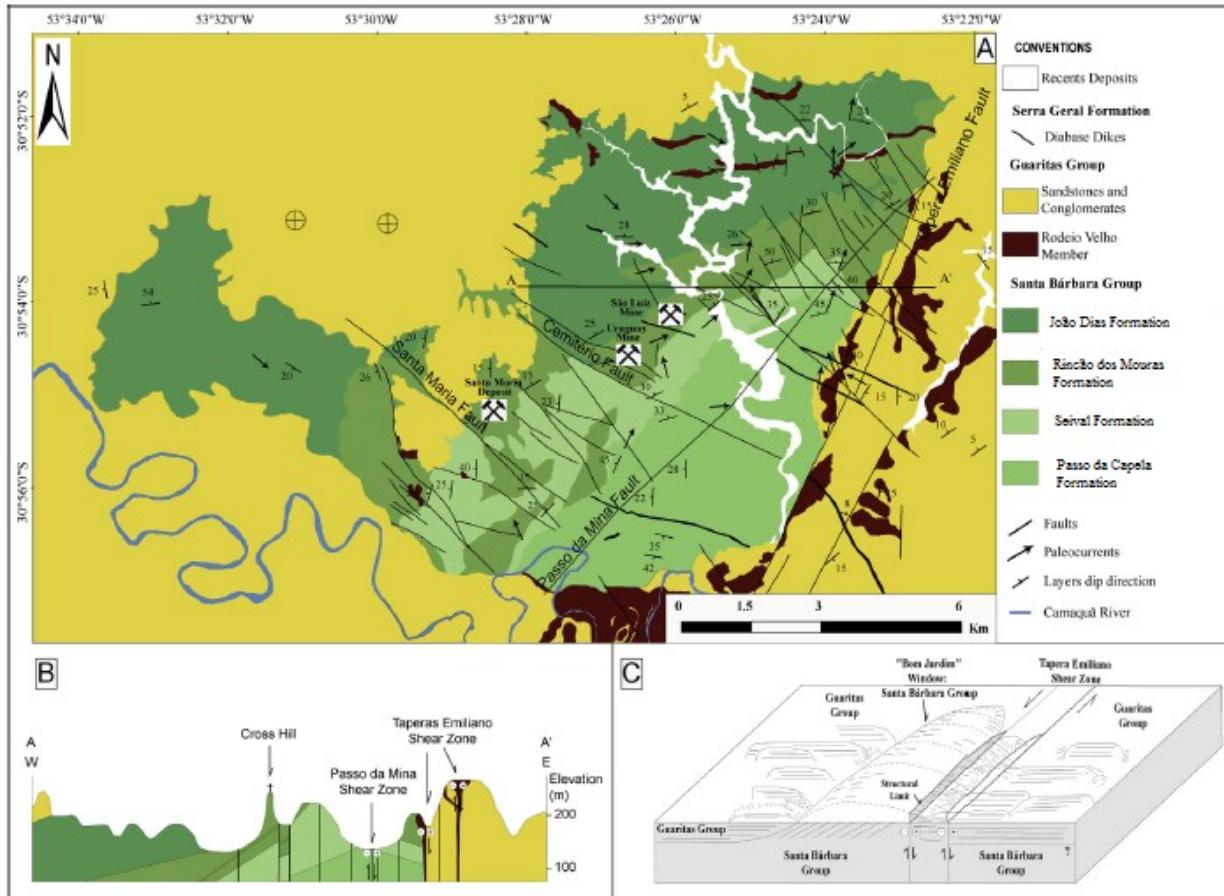


Figura 4: A) Mapa geológico e estrutural simplificado da região de Minas do Camaquã. B) Perfil Leste-Oeste da área da vila. C) Bloco diagrama ilustrando a janela estrutural Bom Jardim. (Adaptados de Bicca et al., 2013)

4.2 Alterações Hidrotermais

As alterações hidrotermais são processos complexos que modificam as rochas devido a interações com fluidos e gases aquecidos que provocam alterações mineralógicas, químicas e texturais (Guilbert & Park, 1986). O desenvolvimento das alterações hidrotermais envolve uma série de processos metassomáticos e reações de trocas de bases, bem como à temperatura, estado de oxidação e pH. Nesse contexto à atividade dos álcalis e do hidrogênio na solução hidrotermal em reação com as rochas encaixantes são de particular importância, e podem ser expressadas pela taxa aK^+/aH^+ , que decai conforme o sistema evolui para menores temperaturas e pressões decorrentes do incremento do metassomatismo H^+ (Fig. 5). Estes processos podem provocar preenchimento em fraturas, resultando em vénulas e veios e substituição parcial, seletiva ou total de minerais ígneos, metamórficos ou detriticos por minerais hidrotermais da rocha (Pirajno, 2009). A interação fluido-rocha resulta em assembleias minerais específicas que caracterizam as diferentes zonas ou halos das alterações hidrotermais, sendo exemplos em sistemas magmáticos-hidrotermais as alterações

sódicas, sódico-cálcica, potássica, propilítica, clorítica, sericito-clorítica, sericítica, argílica, argílica avançada, *greisen*, *skarn*, etc (Sillitoe, 2010).

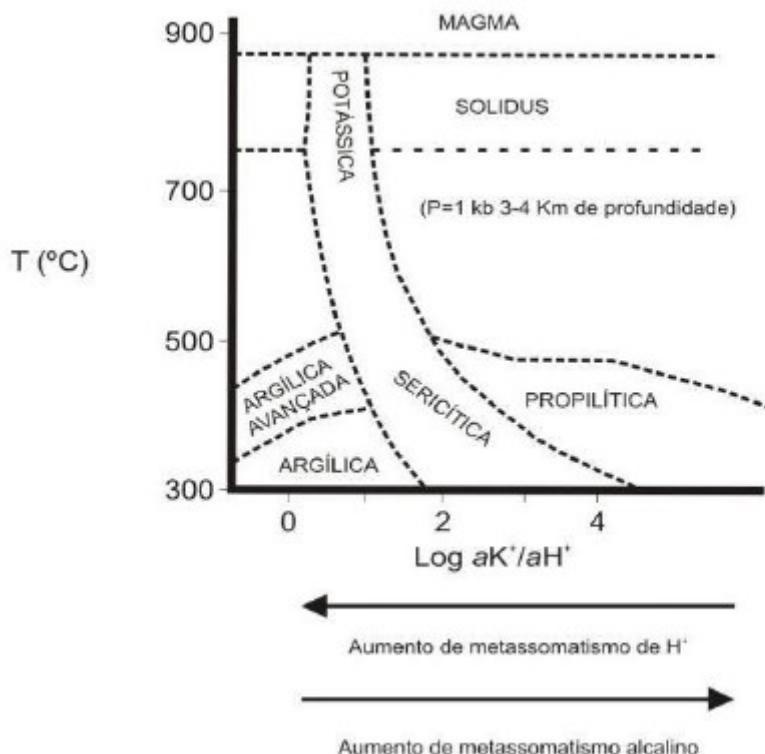


Figura 5: Tipos de alteração em função da temperatura e variações nos metassomatismos K^+ e H^+ (Prajno, 1992).

A alteração argílica avançada é fruto de uma lixiviação intensa de cátions alcalinos por um ataque ácido entre 300 a 500 °C, com destruição de feldspatos e minerais máficos, que levam ao desenvolvimento de paragêneses com pirofilita, caolinita, quartzo, barita, alunita e diáspero. Pode ainda incluir minerais sulfetados diversos, como covelita e digenita (Prajno, 1992), por exemplo. Esta alteração pode conter um halo dominante de alunita o sistema hidrotermal tem íons de sulfato abundantes e os protolitos são ricos em alumínio. É um tipo de alteração encontrada em sistemas do tipo pórfiro oxidados, especialmente os de Cu, Cu-Mo-Au.

A alteração argílica é caracterizada por intenso metassomatismo de H^+ entre temperaturas de 100 a 300 °C resultando na formação da paragênese montmorillonita, illita, sericita, clorita e caolinita, consequência da lixiviação incompleta de Ca, Na e Mg do sistema e de um enriquecimento do sistema em sílica, que permite aos feldspatos potássicos ficarem mais ou menos preservados apesar de serem os principais minerais a serem substituídos pelos argilominerais. Esta alteração grada internamente para zonas de alteração sericítica com caolinita, e externamente para zonas de alteração propilítica com montmorillonita, formando um

zoneamento característico (Pirajno, 1992). Tal zonamento define um guia interessante para a mineralização dentro dos sistemas pôrfiro e epitermais.

A alteração sericítica é um dos tipos mais comuns de alterações hidrotermais, ocorrendo em diversos tipos de depósitos minerais. A sericita é o principal produto neste tipo de alteração, sendo constituída por finos grãos de composição variável entre muscovítica, paragonítica, roscoelítica, etc ou illita em temperaturas mais baixas. Esta alteração ocorre devido a metassomatismo de H^+ , em um processo onde Na, Mg, Ti e Fe e K são lixiviados, resultando em paragêneses com sericita, quartzo e pirita, que podem compor até 20% da rocha, além de, eventualmente, calcopirita e molibdenita. Podem se associar ainda nestas rochas hidrotermalizadas, feldspato potássico de baixa temperatura, caolinita, calcita, biotita, rutilo, anidrita e apatita (Pirajno, 1992). Nesta alteração a substituição de feldspatos, micas e minerais máficos pelos minerais de alteração ocorre em temperaturas entre 200 a 250 °C, podendo gradar para alteração potássica pelo aumento da presença de feldspatos potássicos e/ou biotita, indicando aumento da temperatura.

A alteração propilítica ocorre sob condições de pH relativamente neutras, em temperaturas entre 200 e 350 °C, menor razão fluido/rocha e com metassomatismo alcalino mais intenso do que o de H^+ . Sua paragênese típica apresenta epídoto, zoisita ou clinozoisita, clorita, albíta e carbonato, além de zeólicas, sericita, montmorillonita, sulfetos e óxidos de ferro subordinados (Pirajno, 2009). As zeólicas em ambientes de sistemas epitermais podem representar um bom termômetro dentro do halo propilitico de alteração pois marcam bem as condições de temperatura e profundidade, possibilitando inferências sobre a proximidade da fonte de calor e das zonas de *boiling*, onde se encontram as mais altas concentrações de metais preciosos nos sistemas epitermais (Pirajno, 1992).

A alteração potássica é comum em sistemas pôrfiros e epitermais mineralizados por ocorrerem sempre nas zonas de alta temperatura, onde ocorrem processos de metassomatismo alcalino substituindo os feldspatos e o quartzo principais minerais característicos da alteração, feldspato potássico + biotita secundária ± magnetita ± sulfeto (alteração potássica ou microclinização) ou albíta + quartzo (albitização), biotita (usualmente verde e rica em ferro), anidrita e adulária, esta última típica em sistemas epitermais. Pode ainda conter quartzo, clorita, magnetita, anidrita e carbonatos. A alteração potássica é usualmente acompanhada por, mais comumente com calcopirita, pirita e molibdenita.

A alteração clorítica é produzida por metassomatismo que empobrece o fluido em Fe e Mg, e o enriquece em Ca e Na, levando à alteração do plagioclásio. O mesmo efeito pode ocorrer com a biotita, levando nesse caso a um enriquecimento do fluido em K^+ . Nessas alterações normalmente ocorre um zonamento onde a clorita magnesiana é proximal e a clorita rica em ferro é distal dos centros de alteração. Essas reações podem desenvolver paragêneses com clorita, quartzo, pirita, carbonato e albíta.

A silicificação ocorre devido a ação de fluidos ácidos ricos em sílica que induzem nas rochas hospedeiras a formação de quartzo ou minerais como silicatos de ferro, através de reações que produzem hidratação ou oxigenação do sistema. É relativamente comum em rochas hidrotermalizadas e podem se desenvolver veios ou *stockwork*.

Outra alteração comum em sistemas hidrotermais é a carbonatização das rochas, que pode formar também paragonita e quartzo ou clorita e muscovita, a partir da reação entre o fluido rico em CO₂, e da presença de Ca, Mg ou Fe na rocha. A paragênese esperada como resultado dessas alterações é mica branca, carbonatos, quartzo e fluídos.

No depósito alvo deste estudo ocorrem principalmente alterações hidrotermais illíticas/sericíticas e cloríticas associadas às mineralizações. Tais zonas de alterações constituem os principais controles da mineralização no depósito de Santa Maria, onde a zona clorítica constitui a porção inferior do sistema hidrotermal na área 3, com cobre associado, enquanto que a zona sericítica ocorre na parte superior do depósito, com mineralizações de esfalerita e galena (Rios, 2012).

4.3 O Depósito de Santa Maria

O depósito de Zn–Pb de Santa Maria (Fig. 6) hospeda-se nas rochas sedimentares siliciclásticas do Grupo Santa Bárbara, que tem como unidade basal ritmitos de cor bege ou roxa, com alternância de delgadas lâminas de rocha com granulação de areia fina a silte em arenitos vermelhos arroxeados, finos a muito finos, subordinados, com mergulhos entre 5 a 40° para NW. Estas rochas são relacionadas à Formação Passo da Capela.

Acima dos ritmitos encontra-se o Arenito Inferior, correlacionado à Formação Seival. Esta unidade é composta por arenitos médios a finos, avermelhados, feldspáticos, estratificados, bem selecionados, com baixo grau de arredondamento, que representam a principal hospedeira das mineralizações do depósito de Santa Maria.

Subindo na estratigrafia ocorre a Formação Rincão dos Mouras, constituída por corpos de conglomerado polimítico sustentado por matriz de areia média feldspática e com clastos subangulosos a arredondados, cujo tamanho varia de seixos a calhaus de até 15 cm. Na porção superior o conglomerado grada para um pacote de arenitos grossos a médios, com estratificações plano-paralelas ou cruzadas tabulares e acanalada no arenito mais fino. Esta unidade hospeda as mineralizações cupríferas das minas São Luiz e Uruguai e em sua base hospeda também mineralizações de Pb e Zn associadas ao depósito de Santa Maria.

As rochas ígneas associadas ao depósito se limitam a diques de diabásio da Formação Serra Geral e andesitos e basaltos da Formação Rodeio Velho, intrusiva nas rochas sedimentares da Bacia do Camaquã.

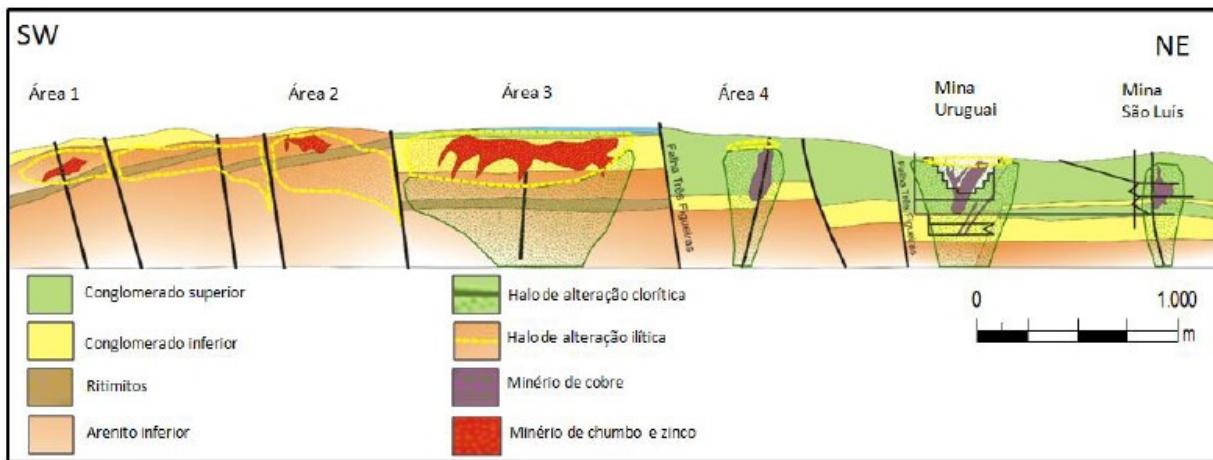


Figura 6: Seção geológica proposta as mineralizações e zonas de alterações da Região de Minas do Camaquã (segundo o modelo do geólogo Júlio Cesar Souza Santos, relatório interno Votorantim Metais,2011, em Rios, 2012.)

As mineralizações de Zn–Pb ocorrem associadas a zonas illitizadas, com carbonatização frequente, tendo como principais minerais de minério esfalerita e galena. Estes minerais de minério ocorrem tanto disseminados na porosidade primária da rocha, configurando morfologia *stratabound*, quanto como filonetes e vênulas ou veios maciços de até 8 cm nas unidades menos permeáveis das rochas. Esta mineralização comumente ocorrem níveis mais rasos relativamente às mineralizações cobre.

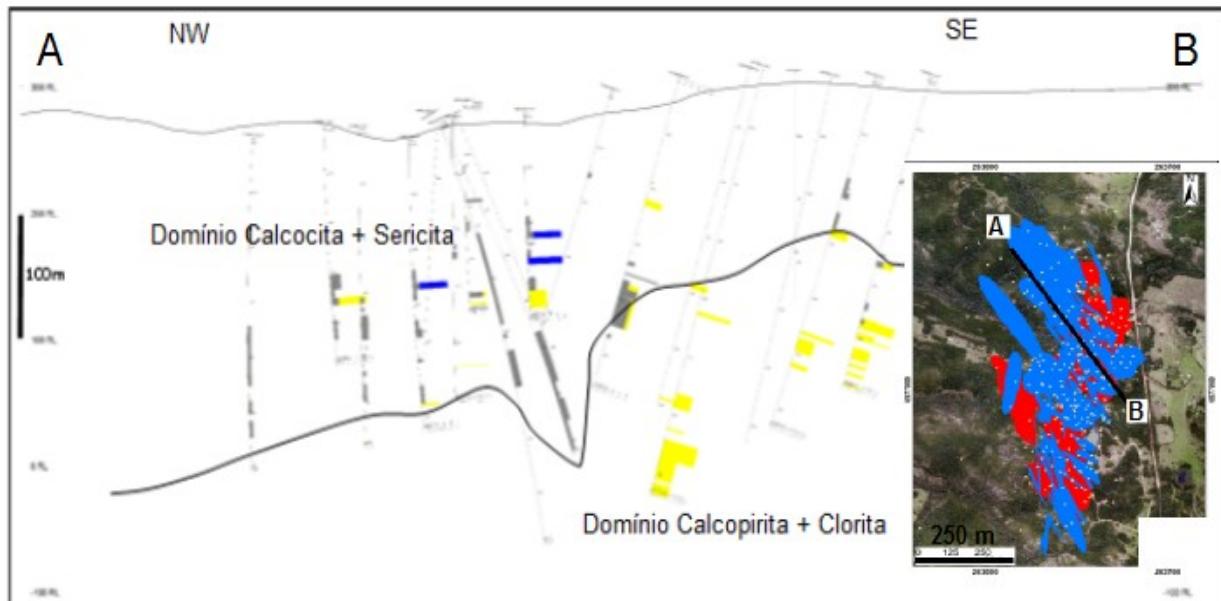


Figura 7: Esquema do zonamento das mineralizações de cobre na ÁREA 3 segundo relatório interno da *Nexa Resources* - Projeto Caçapava do Sul. 2017.

A mineralização de cobre ocorre em diferentes estilos em cada parte do depósito. Na área 3 as mineralizações estão em níveis estratigráficos mais rasas e os minerais de cobre são representados principalmente por calcocita em zonas de alteração sericítica com hematitzação localizada. Em níveis mais profundos predomina calcopirita e bornita em vênulas associadas às zonas de alteração hidrotermal clorítica, posterior às mineralizações de em Zn–Pb (Fig. 7).

Na área 2 a mineralização do cobre disseminada e em vênulas se associa a zonas de alteração sericítica com carbonatização, sendo composta principalmente por calcopirita, com bornita e covelita subordinada. Na conexão desta área com a área 1 há dois tipos de mineralização, uma mais rasa definida como uma zona de vênulas que grada em profundidade para uma zona de stockwork com predomínio de calcopirita e silicificação intensa.

Na área 1, mais ao sul no depósito, predominam mineralizações de galena e esfalerita em falhas, fraturas e vênulas, com o cobre subordinado em veios de calcopirita predominante.

4.4 Métodos Geoquímicos

Dentre as amostras coletadas nas etapas de campo, as que melhor representam as rochas encaixantes das mineralizações e as zonas de alterações hidrotermais foram selecionadas para as análises previstas no Projeto de Pesquisa.

Algumas foram selecionadas para confecção de lâminas delgadas para petrografia, com o intuito caracterizar as texturas, relações entre minerais e a identificação das paragêneses hidrotermais, de forma a definir detalhadamente quais as alterações que ocorrem no depósito e utilizar estas para indicar as direções mais prováveis das fontes de calor.

A composição química de alguns minerais hidrotermais pode variar de acordo com a temperatura em que estes foram formados e isto pode ser utilizado para definir vetores que indiquem centros de alteração hidrotermal, onde as temperaturas são mais altas. Por isso, em algumas amostras foram analisadas as composições de minerais por MEV e MSE para verificação de possíveis variações compostionais relativamente à distância dos corpos mineralizados.

Um dos métodos selecionados para aplicação neste trabalho consiste em utilizar a composição química da clorita hidrotermal. Como descrito por Wilkinson *et al.* (2015), há enriquecimento de titânio e magnésio na clorita nas proximidades de depósitos do tipo pôrfiro, enquanto que o cálcio e o estrôncio aumentam com a distância. Esta relação pode ser reforçada com o uso de razões de elementos traços como Ti/Sr e convertida em variações espaciais pela fórmula da apresentada a Equação 1.

$$x = \frac{\ln(R/a)}{b} \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde,

X = distância em metros, R = taxa de elemento, a e b são os parâmetros exponenciais.

Método semelhante foi aplicado às micas brancas e aos carbonatos, com o intuito de determinar a quantidade de Ba na composição das micas e do Mn para os carbonatos, uma vez que o enriquecimento destes elementos nos minerais são indicadores de proximidade e medianos de mineralizações. Este comportamento pode ser observado nas micas brancas e em rocha total, onde no segundo caso, o enriquecimento em bário é um vetor indicativo de proximidade, assim como enriquecimentos em Sb e Ti. Entretanto, esses vetores são mais efetivos para distâncias maiores do que 500 metros do minério, enquanto que a razão Ba/Sr pode ser considerada como um indicador cuja redução acentuada indica a proximidade da mineralização em um raio de até 500 m (Large *et al.*, 2001). Outros dois elementos a considerados indicadores de proximidade em rocha total foram o molibdênio e o tungstênio.

Alguns índices de alterações geoquímicas citados na literatura, cujas fórmulas são demonstradas abaixo, foram aplicados neste trabalho, tais como: i) o *Ishikawa Alteration Index* (AI) (Eq. 2), que procura quantificar a intensidade das alterações cloríticas e sericíticas que ocorrem nas rochas mais próximas aos corpos de minérios de depósitos VMS e Kuroko (Ishikawa *et al.*, 1976) e; ii) o Índice Clorita–Carbonato–Pirita (CCPI) (Eq. 3), proposto para estimar a intensidade da alteração clorítica, carbonática e de pirita, sendo um indicativo da proximidade com os corpos de minério.

$$AI = 100 \left(\frac{K_2O + MgO}{MgO + CaO + Na_2O + K_2O} \right) \text{ (Eq. 2)}$$

$$CCPI = 100 \left(\frac{MgO + FeO}{MgO + FeO + Na_2O + K_2O} \right) \text{ (Eq. 3)}$$

Outro método considerado neste trabalho consiste numa representação gráfica com o Índice de alteração de Ishikawa (AI) plotado na abscissa e o Índice Clorita–Carbonato–Pirita (CCPI) plotado na ordenada, no denominado *Alteration Box Plot*, que daria indicações de proximidade aos corpos de minérios com base nos níveis quantificados de alteração, como descrito por Large *et al.* (2001).

4.5 Mapeamento Geológico e Análise Estrutural

Durante o estágio em campo foi realizado o mapeamento de uma área sobre o depósito de Santa Maria com o objetivo de relacionar a litologia e alterações hidrotermais aflorantes e estruturas, como falhas e fraturas, com as observações em testemunhos de sondagens no depósito. Foram levantados 14 perfis de direção NW–SE com cerca de 1,1 km e alguns pontos complementares, planejados e executados conforme consta no mapa de pontos do Anexo 1. No total foram descritos 103 afloramentos permitindo constituir em detalhe a geologia da área, as falhas e fraturas, como está representada no mapa da Figura 8.

No mapa ainda estão destacados em vermelho os locais onde foram feitos as sondagens cujos testemunhos foram estudados neste trabalho. Com exceção da sondagem BRSMMSMDD0061, que possui direção no azimute de 180° e mergulho 50°S, as demais têm direção 270° e ângulos de mergulho variando entre 50 e 70°W, sendo os mais recentes quase todos com mergulho de 70°W pois ao longo do desenvolvimento do trabalho de exploração tal orientação se mostrou a mais eficaz para delimitação dos corpos mineralizados.

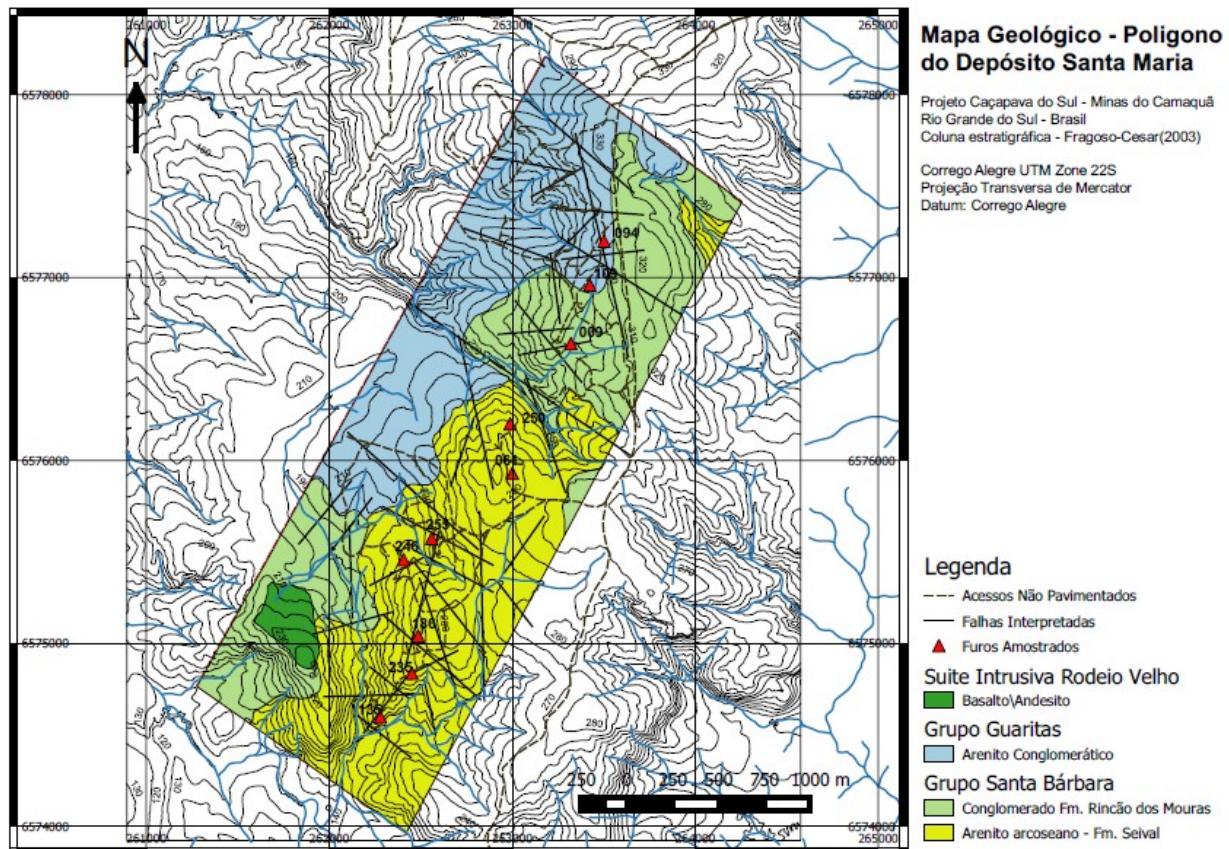


Figura 8: Mapa Geológico da área do depósito de Santa Maria, incluindo as estruturas e os sondagens das quais foram amostrados testemunhos.

O depósito de Santa Maria hospeda-se nas sequências sedimentares do Supergrupo Camaquã aflorantes na janela estrutural Bom Jardim, soerguidas e intensamente falhadas. Os mergulhos das camadas varia entre 10° e 30°, aumentando em direção a oeste, constituindo um relevo serrano onde a formação Seival, mais antiga, ocorre no topo enquanto o grupo Guaritas, posterior, é encontrado nas cotas mais baixas recobrindo as anteriores. Outra característica notada em campo foi o aumento dos ângulos de mergulho das camadas areníticas conforme se dirige de SE para NW na área 1. Com base na bibliografia foi possível reconhecer quatro unidades litológicas do Supergrupo Camaquã na área, o arenito arcoseano da formação Seival, os conglomerados da formação Rincão dos Mouras, o arenito conglomerático do grupo Guaritas e rochas vulcânicas atribuídas à Suíte Intrusiva Rodeio

Velho. Na área do depósito Santa Maria especificamente não ocorre a formação João Dias, topo do Grupo Santa Bárbara.

As estruturas em superfície indicam duas orientações principais das falhas, uma NE–SW e outra posterior na NW–SE, que separa o depósito em 3 corpos (Fig. 10). Ambas possuem forte relação com as mineralizações em veios e vênulas, sendo a primeira a direção do eixo maior do depósito e a segunda, a direção onde há um possível retrabalhamento e remobilização do minério, bem marcado pelas zonas de vênulas de minério de cobre. Em todas as áreas ocorrem minérios com a galena e a esfalerita ocorrendo a profundidades menores do que a calcopirita, bornita e calcocita.

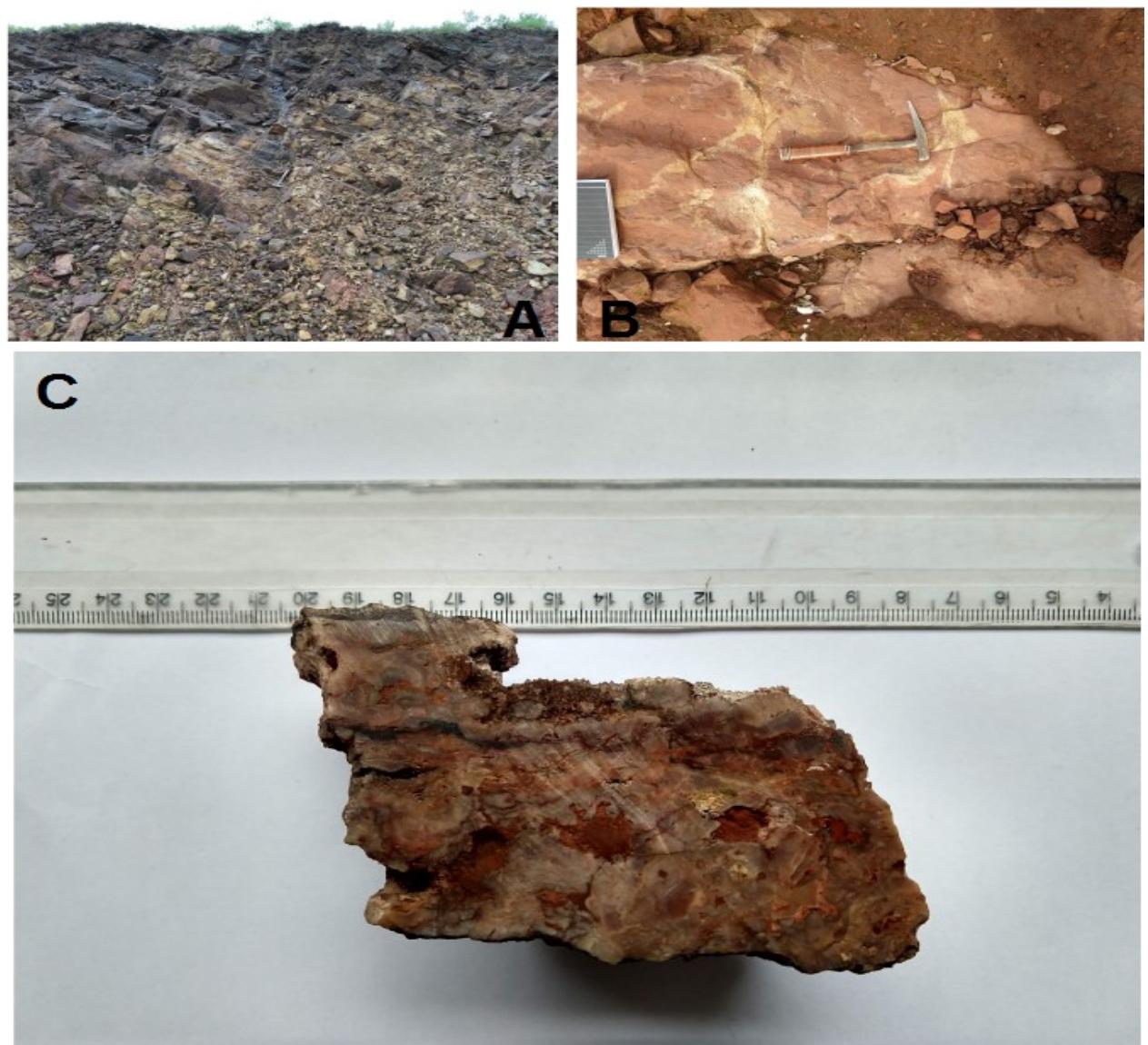


Figura 9: A: Afloramento de 2x4 metros na área 1 onde pode ser as porções mais claras ilitizadas do arenito hospedeiro. B: Ilitização fissural de arenito arcoseano em pavimento de estrada entre as áreas 1 e 2. C: Amostra de mão de 12x5 cm encontrada na praça de sondagem do furo 255, típica feição de veios de quartzo com galena, argila e drusas em depósitos epitermais.

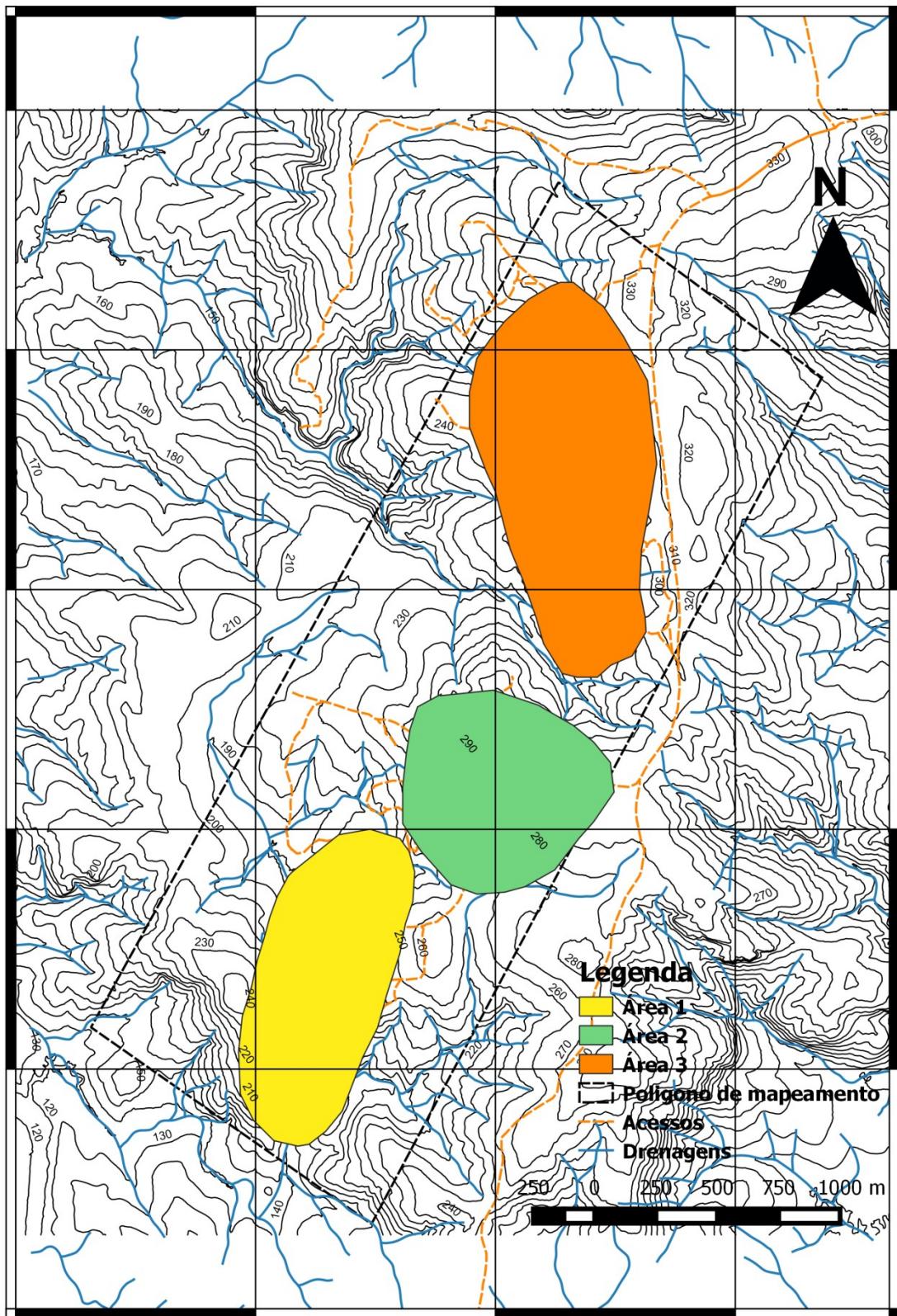


Figura 10: Mapa topográfico da região do depósito de Santa Maria com as áreas onde se localizam os três corpos principais de minério projetados na superfície.

A análise dos dados estruturais de falhas e fraturas colhidos em campo e dos testemunhos de sondagens selecionados fornecidos pela NEXA para este trabalho indicam nas

áreas 1 e 2 uma tendência principal de falhas e fraturas SW orientadas na direção SE–NW a E–W e, secundariamente, em NE–SW (Fig. 11), estruturas estas semelhantes às das vênulas mineralizadas no depósito (ver diagramas no ANEXO 2). As estruturas tectônicas nos testemunhos indicam ainda variações nas direções, que passam a ter orientações mais dispersas nos testemunhos de sondagem BRSMSMDD 255 e 246, que correspondem a porção central dessas áreas. Isso sugere que o fraturamento pode estar relacionado a intrusões em profundidade, gerando zonas de *stockworks*, provavelmente a leste do depósito. Na área 3 os dados indicam direções dispersas das estruturas subverticais, tanto em superfície quanto nos testemunhos. Portanto a partir da análise estrutural dessa área, foi possível interpretar que as estruturas que permitiram a percolação dos fluidos que causaram as alterações hidrotermais e a mineralização nessa parte do depósito deve estar presentes em profundidade, como nas outras duas áreas.

De modo geral, os dados indicam que as zonas de falhas tiveram um papel importante para migração dos fluidos e interação com as rochas, resultando nas alterações hidrotermais e nas mineralizações, notadamente nos níveis crustais mais raso. Adicionalmente, os dados sugerem que a estas estruturas tectônicas de superimpõem zonas de *stockworks* sem orientações preferenciais, que podem ser devidas à intrusões de magmas e fraturamentos hidráulicos em profundidade.

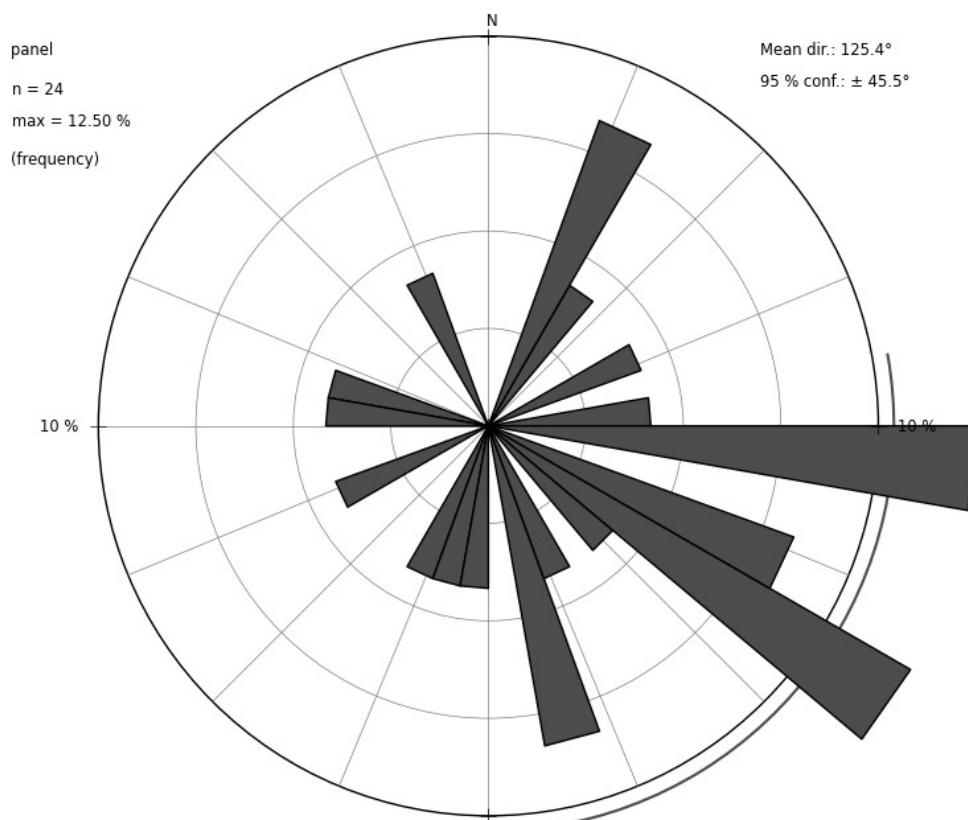


Figura 11: Diagrama de Rosetas referente as falhas e fraturas das áreas 1 e 2 evidenciando uma tendência de mergulho para E.

4.6 Votorização Primeiros Dados

Todos os testemunhos amostrados foram analisados em intervalos entre 0,5 a 1,5 metro no laboratório ALS Minerals por ICP-AES para os elementos maiores (óxidos) e por ICP-MS para elementos menores e traços.

Os dados geoquímicos foram preliminarmente analisados, buscando indícios para votorização dos centros de alteração hidrotermal. Para tal alguns métodos citados anteriormente neste trabalho já puderam ser aplicados, como indicadores de proximidade e profundidade dessas mineralizações, como as razões bário/estrôncio e teores antimônio comparadas as ocorrências de Zn, Pb e Cu, e a presença de tungstênio e molibdênio, o que parece estar de acordo com o modelo de Dilles (2012), apresentado na Figura 12.

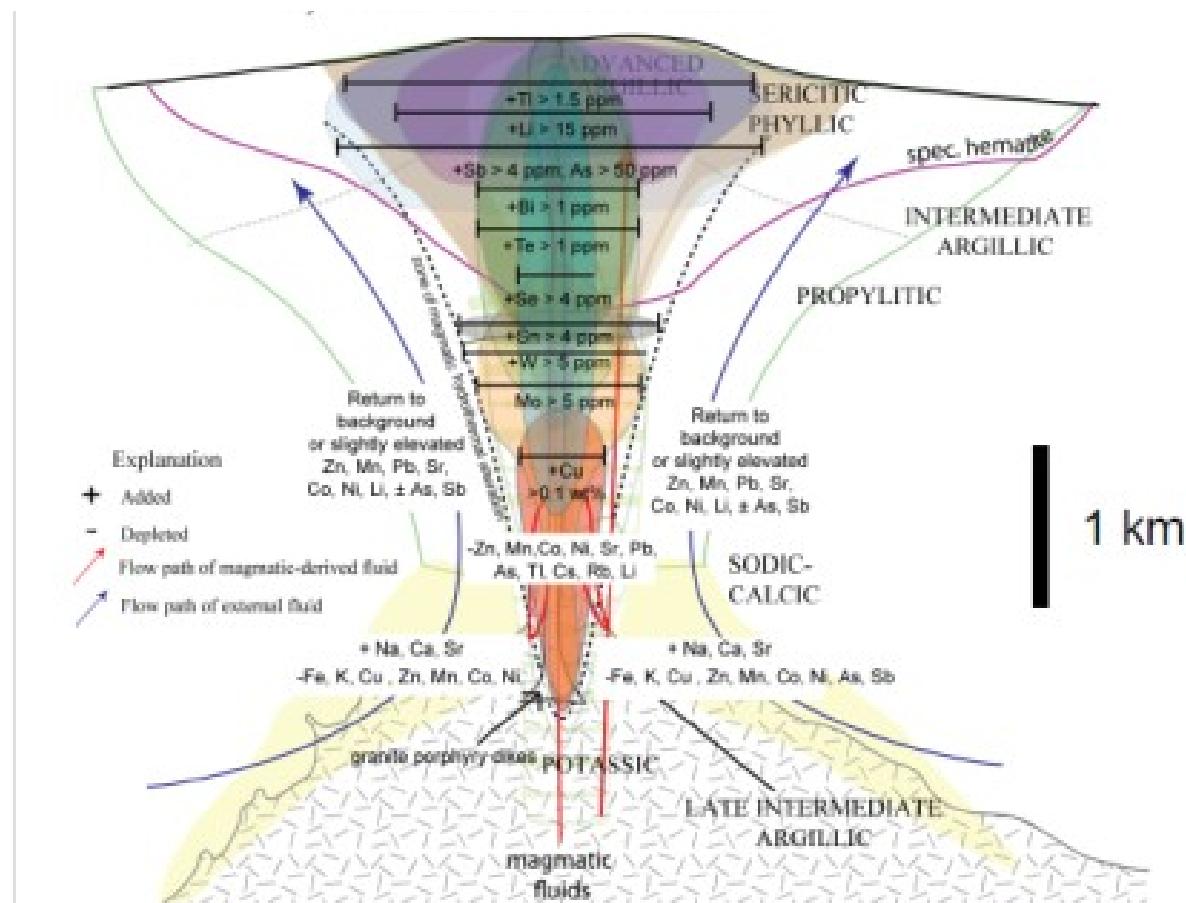


Figura 12: Esquema de alterações hidrotermais e elementos químicos esperados e seu espalhamento em depósitos do tipo pórfiro e epitermais associados (Dilles, 2012).

Os resultados foram organizados em gráficos, permitindo observar que em alguns testemunhos de sondagens das áreas 1 e 2, como os BRSMSMDD 235, 186, 246 e 255, ocorrem teores de molibdênio acima dos 200 ppm em alguns pontos, com alguns trechos acima de 5 ppm. A mesma tendência ocorre com o tungstênio, o ouro e o cobre. Estas anomalias aumentam em profundidades em direção ao testemunho de sondagem

BRSMSMDD0255, com 300 ppm de Mo a 450 metros. Isto sugere maior proximidade dos centros das alterações hidrotermais, principalmente nos arredores da sondagem 255 para as áreas 1 e 2. Na área 3 os testemunhos de sondagens BRSMSMDD 009, 094 e 109 apresentam inferiores a 100 ppm, porém um pico de Mo ocorre na sondagem 009 a profundidade de 120 metros, e na sondagem 094 há um consistente aumento de Mo e W nos 50 metros finais, chegando a 160 ppm de W e quase 80 ppm de Mo, indicando uma possível proximidade das fontes dos sistemas hidrotermais ou de zonas mais quentes, com maior intensidade de fraturamentos. Considerando-se que o depósito é fortemente controlado por estruturas que tiveram importante papel para percolação dos fluidos responsáveis pela formação do minério, esta pode também ser uma zona potencial.

Os outros dois métodos aplicados aos dados disponibilizados foram a taxa de Ba/Sr e o nível de Sb, ambos funcionaram como ótimos indicadores de ocorrência da mineralização. Pelos gráficos elaborados (ANEXO 3) as razões Ba/Sr sempre diminui um pouco antes dos corpos mineralizados, enquanto que os teores de Sb aumentam, gerando picos de altos junto a mineralização.

5 RESULTADOS OBTIDOS

5.1 Caracterização das Rochas Hospedeiras, das Alterações Hidrotermais e das Mineralizações.

5.1.1 As rochas hospedeiras do Depósito

Na área do Depósito Santa Maria ocorrem quatro unidades da Bacia do Camaquã Central: i) as vulcânicas da Suite Intrusiva Rodeio Velho, ii) os arenitos conglomeráticos do Grupo Guaritas, iii) os paraconglomerados da Formação Rincão dos Mouras e iv) os arenitos arcoseanos e ritmitos da Formação Seival. Estes foram reconhecidos em campo, porém apenas foram interceptados nos testemunhos de sondagens amostrados apenas as últimas duas unidades e a Formação Seival é principal hospedeira da mineralização.

As amostras de superfície e de sub-superfície foram caracterizadas em detalhe com o uso dos métodos previamente discutidos visando o uso da mineralogia e do grau de alteração hidrotermal como critérios de vetorialização para as mineralizações do depósito. As granulações aqui citadas são baseadas na escala de Wentworth (1922), as seleções granulométricas foram estimadas segundo a escala gráfica de Pettijohn *et al.* (1972), a esfericidade e arredondamento foram estimadas com base em Powers (1953), as matrizes classificadas segundo Dickson (1960), e as rochas classificadas segundo Dott (1964) e Folk (1968).

Os litotipos conglomeráticos pertencem a Formação Rincão Dos Mouras, que apresenta poucas ocorrências de minerais de minério na área sobre o depósito. Ocorrem nos primeiros

metros de testemunhos da Área 3, estão representadas neste trabalho pelas amostras 094-1, 109-1 e 109-2 (Fig. 13) e constituem a parte basal do conglomerado já gradando em profundidade para o arenito.

Na análise dos testemunhos e por petrografia, estas rochas não alteradas são orto- e paraconglomerados polimíticos, de coloração avermelhada devido à cimentação limonítica, com cerca de 80% da rocha como arcabouço, composto de clastos arredondados ou ovalado com granulação predominante em 1 cm, chegando até a 5 cm no eixo maior em alguns leitos. Os conglomerados estão intercalados em arenitos grossos a médios, com contatos gradacionais e apresentam estratificação plano-paralela. A mineralogia do arcabouço conglomerático estudada por petrografia, espectroscopia de infravermelho e difração de raios X é composta por quartzo e feldspatos, clastos vulcânicos e de milonitos, com muscovita, sericita/illita intergranular e cimentação por hidróxidos de ferro. Ao microscópio foi possível definir as frações de areia também dominadas pelo arcabouço como compostas por clastos de quartzo monocristalino predominante, com raros grãos microcristalinos, feldspatos, clastos vulcânicos, minerais opacos e poucos grãos de muscovita bem desenvolvidos. A matriz destes arenitos é composta de sericita, illita e argilominerais, sendo classificada como epimatriz. O cimento compõe a menor parte das rochas e se mostrou espáctico e microgranular formado por hidróxidos de ferro e carbonato. As alterações hidrotermais são mínimas e localizadas, afetando alguns clastos, de composição original feldspática nas porções mais conglomeráticas. Na amostra como um todo é incipiente.



Figura 13: Em (A) amostra 109-2 e em (B) amostra 094-1, ambas exemplos dos conglomerados da área do depósito de Santa Maria.

Os arenitos arcoseanos, conglomeráticos psamo-pelíticos e ritmitos (Fig. 14) parte da Formação Seival constituem a maior parte das rochas hospedeiras do depósito de Santa Maria. Foram estudadas oito amostras de arenitos dos testemunhos de sondagens, compostos por quartzo, feldspatos, clastos líticos e poucas micas e minerais opacos detritícios. A estratificação é plano-paralela, a granulação varia de areia fina a muito fina. Localmente

observa-se alteração hidrotermal pervasiva seletiva fraca, representada principalmente por oxidação de minerais ricos em ferro. Ao microscópio foi possível definir uma granulação modal ao redor de 0,1 mm, com variações pra 0,35 a 0,5 mm, boa seleção, baixa esfericidade e arredondamento, com grãos angulosos a subangulosos. O cimento carbonático e ferroso predomina em relação a matriz, esta intersticial e composta de sericitina oriunda da alteração dos feldspatos do arcabouço.

Os ritmitos são compostos por quartzo e feldspatos predominantes, com illita e hidróxidos de ferro hidrotermais e delgadas vênulas de carbonato. Apresentam estratificação plano-paralela, granulação fina a muito fina, com alternância de lâminas de espessuras variadas com granulação entre 0,05 mm a 0,2 mm, apresentam boa seleção e baixo arredondamento e esfericidade dos grãos. As alterações illíticas são fracas e pervasivas, resultando em estruturas maculadas, onde predomina a alteração hematítica. Os óxidos de ferro e a illita predominam na epimatriz e no cimento da rocha. Estas rochas foram classificadas petrograficamente entre subarcóseo, arcóseo e arcóseos líticos (segundo Folk, 1968) e *wackes* a *wackes* feldspáticos (segundo Dott, 1964).



Figura 14: Em **(A)** amostra 061-1 do arenito arcoseano hospedeiro do depósito de Pb-Zn e em **(B)** amostra 235-1 dos ritmitos.

5.1.2 Alterações Hidrotermais e mineralizações no depósito de Santa Maria

Sericitização/Illitização: é a alteração hidrotermal predominante em todo o depósito, também é referida como illitização em trabalhos anteriores, é tratada aqui como sericitização por sua composição eminentemente micácea e quimicamente mais próxima da muscovita (Fig. 15).

Ocorre de forma pervasiva alterando as feições originais dos arenitos. Em superfície há poucas indicações destas alterações, sendo identificadas pontualmente nas rochas, resultando *bleaching* paralelamente ao acamamento e em fraturas por onde circularam fluidos hidrotermais. Na maior parte do depósito esta alteração já está presente a algumas dezenas de metros de profundidade, promovendo uma alteração intensa marcada pelo branqueamento do arenito original vermelho, mudanças na mineralogia, da textura e estruturação da rocha. Estas características servem como um guia para a ocorrência de mineralizações de Pb e Zn que acompanham a alteração sericítica/illítica.

Em detalhe é possível notar que a percolação dos fluidos ácidos pelas rochas ao longo de estruturas como falhas, fraturas e o acamamento, gradando de fissural a pervasivo. Este estágio foi responsável por lixivar os feldspatos, a matriz argílica e a cimentação carbonática e limonítica original, não afetando apenas grãos de quartzo e alguns clastos ílticos vulcânicos. Em algumas lâminas a intensidade chega a deixar apenas pseudomorfos dos feldspatos. Outra feição associada a intensa lixiviação são veios de uma matriz extremamente fina de sericita, e algumas partes onde o ataque químico foi tão intenso que diminuiu a granulação do arcabouço e segregou os grãos em meio a matriz.

A sericitização se associa à mineralização de Zn e Pb disseminada, com os minerais de minério, predominantemente a esfalerita e secundariamente a galena em algumas partes do depósito, cristalizados principalmente na porosidade do arenito. Estas zonas de minério disseminado ocorrem nas proximidades das zonas de veios e vênulas, de onde os fluidos mineralizantes percolaram as rochas porosas ao longo do acamamento. Tanto nesta zona de alteração, como nas demais, as mineralizações controladas estruturalmente são as mais importantes em termos de teores. A esfalerita pode ser zonada e ocorrem dois tipos ao microscópio. Uma esfalerita marrom e uma variedade negra que usualmente se encontra nas bordas dos cristais marrons.

A galena, tal qual os sulfetos de cobre, principalmente bornita, covelita e calcocita, e a pirita, ocorrem muitas vezes como inclusões em cristais de esfalerita. A galena sempre se associa aos minerais de cobre. A galena em vênulas posteriores à mineralização em esfalerita, mas o inverso também ocorre, e são comuns grãos de esfalerita envolvidos por galena. Piritas também ocorre disseminada na matriz e podem ser caracterizadas de mais de uma geração.

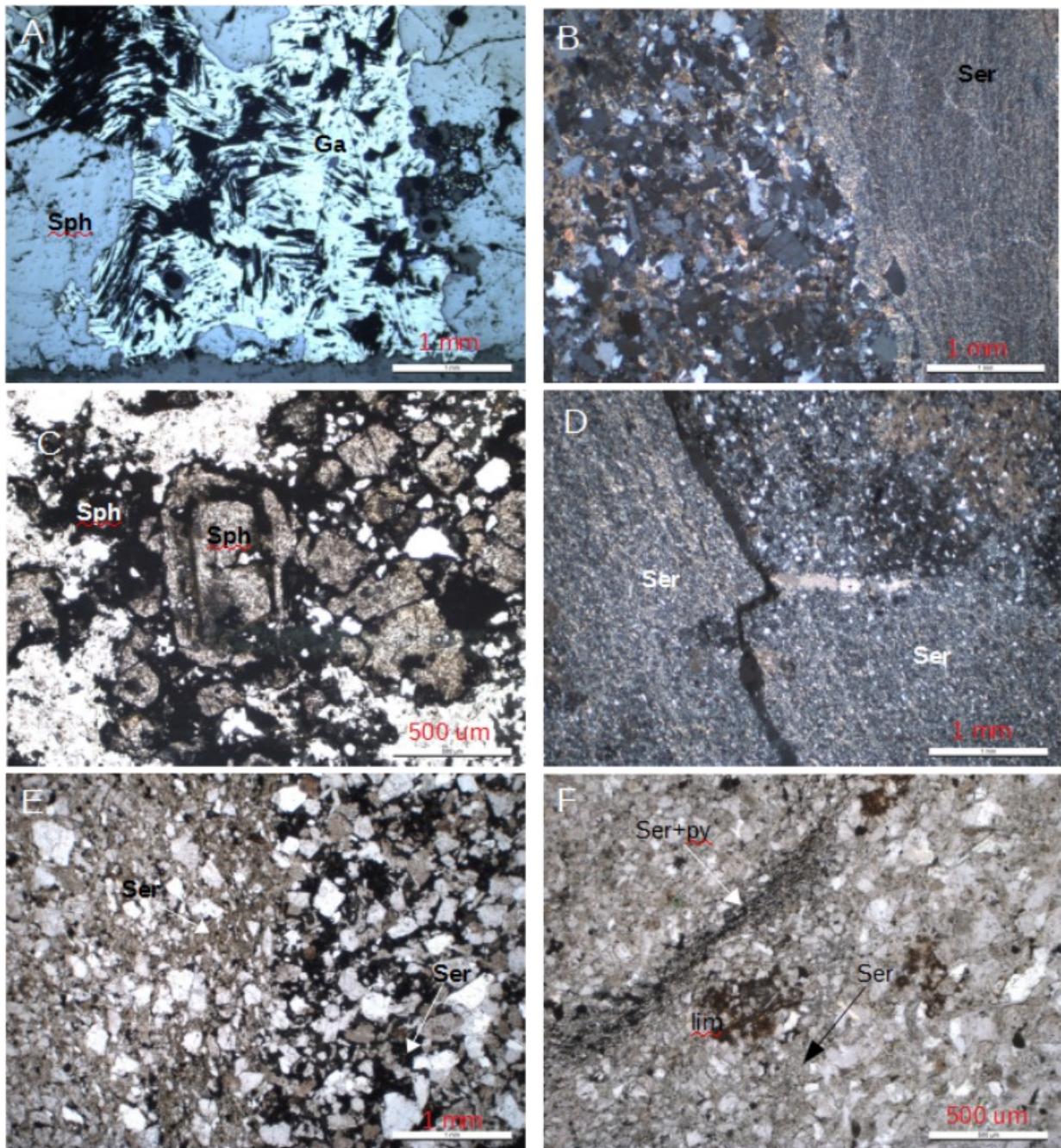


Figura 15: Características petrográficas da sericitização e sulfetação associada. **A:** Amostra 009-3A em luz refletida com vênula de galena (Ga) cortando esfalerita (Sph). **B e D:** Amostra 135-3A em luz transmitida de arenito de matriz sericitizada, veios de sericita (Ser) e falhas. **C:** Amostra 094-4A com esfalerita marrom zonada e esfalerita negra ao redor, em luz transmitida. **E:** Amostra 109-4 com epimatriz sericítica à esquerda e esfalerita intergranular à direita. **F:** Amostra 255-2 com veio de sericita e pirita (Ser+Py), agregado limonítico (lim) tardio e matriz sericitica (Ser) em luz transmitida.

Cloritização: predomina na Área 3, destacada neste trabalho nas amostras 094-2 e 094-5, descritas no Anexo 7 e cujos detalhes estão na Figura 16. Estas apresentam matriz muito fina, onde a sericita e a clorita predominam em porções distintas da rocha, com a clorita formando manchas esverdeadas no arenito. Quando dispersa na matriz fina intersticial aos grãos do arcabouço, caracterizam uma alteração pervasiva com grãos mais grosso de clorita e,

localmente de biotita hidrotermal, indicativa de alteração potássica semelhante àquelas presentes em sistemas do tipo pôrfiro. A biotita tem pleocroísmo verde, muitas vezes com cores semelhantes às da clorita, o que é indicativo de temperaturas relativamente baixas de cristalização. Nas zonas com clorita, onde há maior volume de esfalerita os grãos de feldspato se encontram menos alterados e há menor conteúdo de sericita. Em paragênese com a biotita sempre há pirita bem formadas, de 0,1 mm em média e a biotita está parcial a totalmente substituída por clorita e/ou sericita e argilominerais.

A cloritização ocorre também de modo posterior em rochas com alteração sericítica pervasivo e fissural na matriz dos arenitos e a carbonatização tardia e posterior é comum em diversas amostras.

A sulfetação, por vezes intensa nesta zona hidrotermal, cristalizou pirita cúbicas muito fina (~0,05 mm) na matriz clorítica-sericítica e esfalerita pode ser um componente importante em partes mais alteradas em com aglomerados de cristais anédricos de pirita com inclusões de quartzo, feldspato e apatita. Galena e calcopirita ocorrem como pequenas inclusões na esfalerita e onde a cloritização é mais intensa há maior volume de calcopirita, como exemplificado pela amostra 094-5.

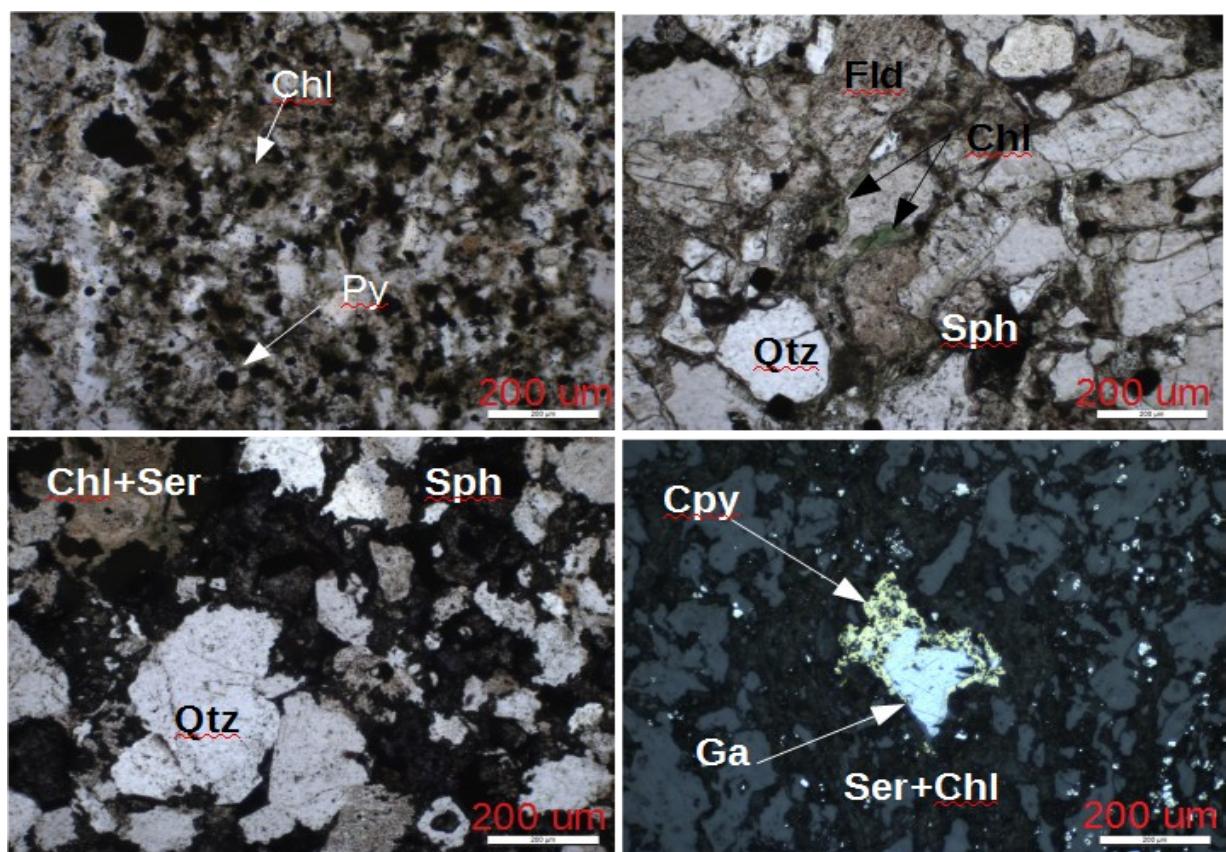


Figura 16: Figuras A, B e C em luz transmitida e D em luz refletida. A: Amostra 094-5 com matriz rica em clorita (Chl) fina e pirita (Py) disseminada. B: Amostra 094-2 com clorita (chl) placóide e esfalerita (Sph) intersticiais, feldspato (fld) com pertita e quartzo (qtz). C: Amostra 109-4 em arenito quartzo (qtz)-feldspático (fld) com esfalerita (Sph) intersticial e matriz rica em clorita e sericita (Chl+Ser). D: Amostra 094-3B com galena (Ga) e calcopirita (Cpy) em meio a vênula de rocha com clorita e sericita (Ser+Chl).

Carbonatização: ocorre em todo o depósito (Fig.17) mas de modo mais pronunciado em profundidades usualmente maiores do que 100 metros, onde seu caráter é predominantemente fissural. Apesar de a carbonatização ser comum em rochas da zona de alteração, as relações texturais indicam que esta foi posterior à sericitização, como esperável, já que os fluidos das alterações sericíticas são relativamente ácidos. As rochas sedimentares sericitizadas de modo geral estão melhor preservadas, enquanto que as rochas carbonatizadas tendem a ter suas texturas sedimentares obliteradas e estão tipicamente mais deformadas por falhas e fraturas.

Na petrografia foi possível identificar fraturas reabertas com a formação de drusas e deposição de carbonatos e sulfetos nas cavidades. Nos veios e vênulas com carbonatos, há zonamento das bordas para o centro, com um carbonato rico em ferro nas bordas (siderita ou ankerita) e calcita ou dolomita ao centro. Nestes casos os sulfetos sempre se encontram nas porções mais internas dos veios e vênulas, predominando galena com inclusões de covelita e bornita nos veios mais rasos e de calcopirita nos veios de níveis mais profundos. A textura do carbonato varia, constituindo cristais alongados a tabulares em algumas vênulas, semelhantes a calcita placóide indicativa de zonas de *boiling*, processo este muito importante para geração de depósitos epitermais, onde a perda do CO₂ que redução da pressão leva à deposição do conteúdo metalífero do fluido hidrotermal, inclusive do ouro e da prata, característica que parece estar presente no depósito de Santa Maria.

Foi possível também constatar que não há correlação entre o volume de carbonatos com a esfalerita. Outras feições características desta zona de alteração hidrotermal é a pervasividade da carbonatização, que parece ser muito extensa no arenito, mas nem sempre sendo acompanhada pela precipitação de sulfetos. Em outras amostras ocorrem aglomerados aparentemente esféricos de óxidos/hidróxidos de ferro ao redor de agregados de ankerita, resultando em estruturas maculadas, por vezes finas, nas rochas dos testemunhos arquivados, indicando um rápido processo de decomposição dos carbonatos ao ar.

Há ainda uma fase tardia de carbonatização com precipitação de calcita nos poros dos arenitos que não parece se relacionar com eventos hidrotermais que geraram a mineralização, podendo ser devida a circulação de fluidos meteóricos profundos ou a uma fase de alteração hidrotermal pós-mineralização, de temperaturas mais baixas.

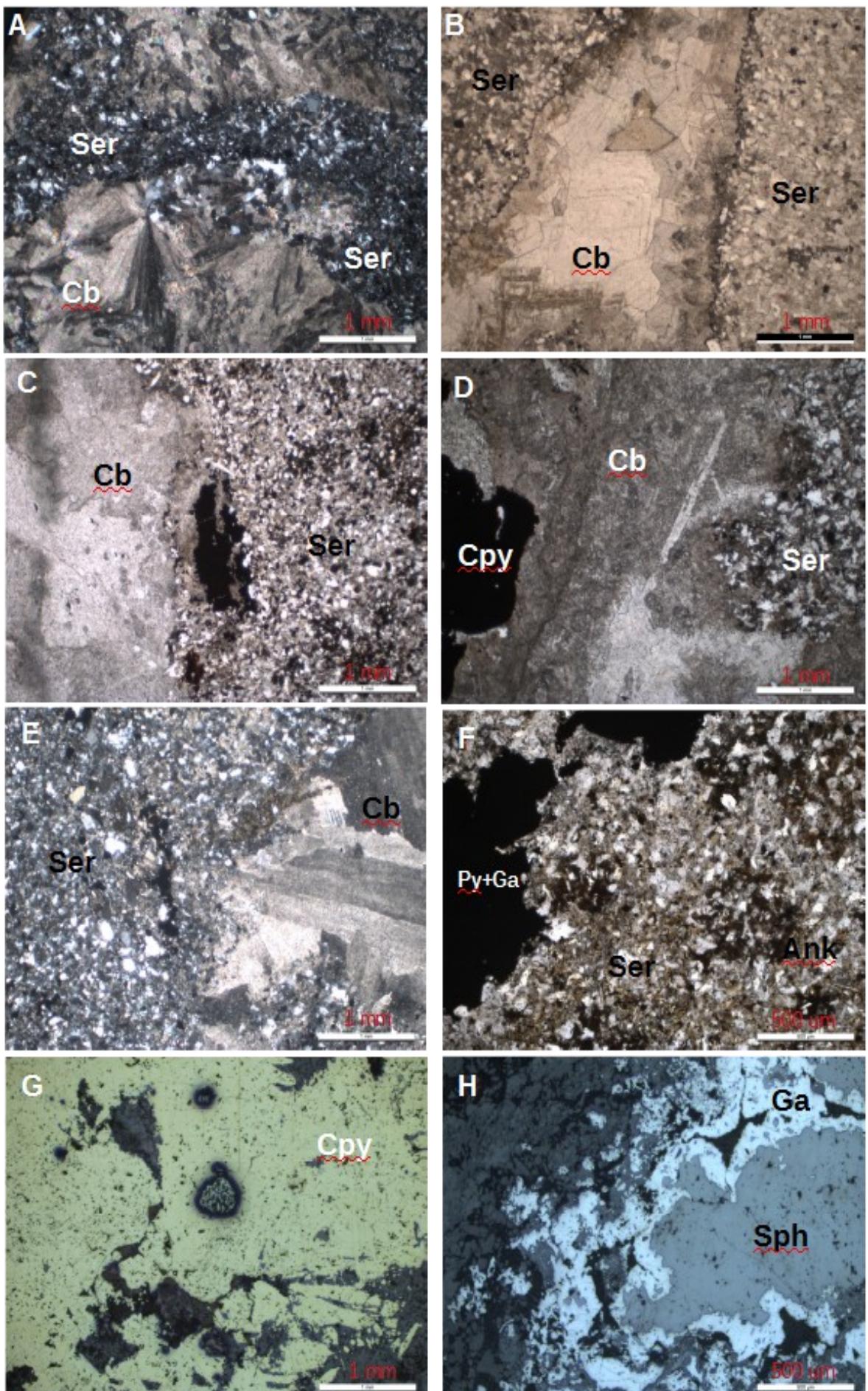


Figura 17: A e E: Amostras 094-3B e 250-4B em luz transmitida e filtro analisador cruzado mostrando carbonato (Cb) com textura que se assemelha a placóide em formato de leque e radiados. **B, C e D:** Amostras 135-2, 235-2, 246-3B em luz transmitida com veio de carbonato (Cb) em meio a arenito com matriz sericítica (Ser). **F:** Amostra 061-4 em luz transmitida com arenito sericitizado (Ser), com cavidades preenchidas por pirita (Py), galena (Ga) e ankerita (Ank) e aglomerados esféricos de oxidação com hidróxidos de ferro. **G:** Amostra 246-3B com calcopirita com inclusão de pirita em luz refletida. **H:** Amostra 255-3 em luz refletida, com galena envolvendo e substituindo de cristal de esfalerita.

Alteração Potássica: foi identificada localmente na Área 3, sendo definida pela presença de biotita verde (Fig. 18) confirmada em MEV, rica em ferro, que em muitos grãos apresenta substituição parcial a completa para a clorita. A presença da biotita hidrotermal é indicativa de aumento da temperatura do sistema hidrotermal nesta área do depósito, sugerindo também uma possível proximidade com alterações potássicas do tipo pórfiro distais. Nas amostras 094-2, 094-5 e 109-5 da Área 3 a presença deste mineral é mais abundante e a biotita ocorre em meio a matriz rica em clorita e sericitina formando pequenos grãos placóides alongados e intersticiais ao arcabouço que usualmente estão acompanhados de pirita euédrica de até 0,1 mm. Outro aspecto que sinaliza a possibilidade desta alteração estar presente no depósito é a detecção de gipso na amostra 094-5, indicativo de possível alteração da anidrita, mineral também característico de alterações potássicas, embora esta não tenha sido reconhecida ao microscópio petrográfico ou a espectroscopia de infravermelho.

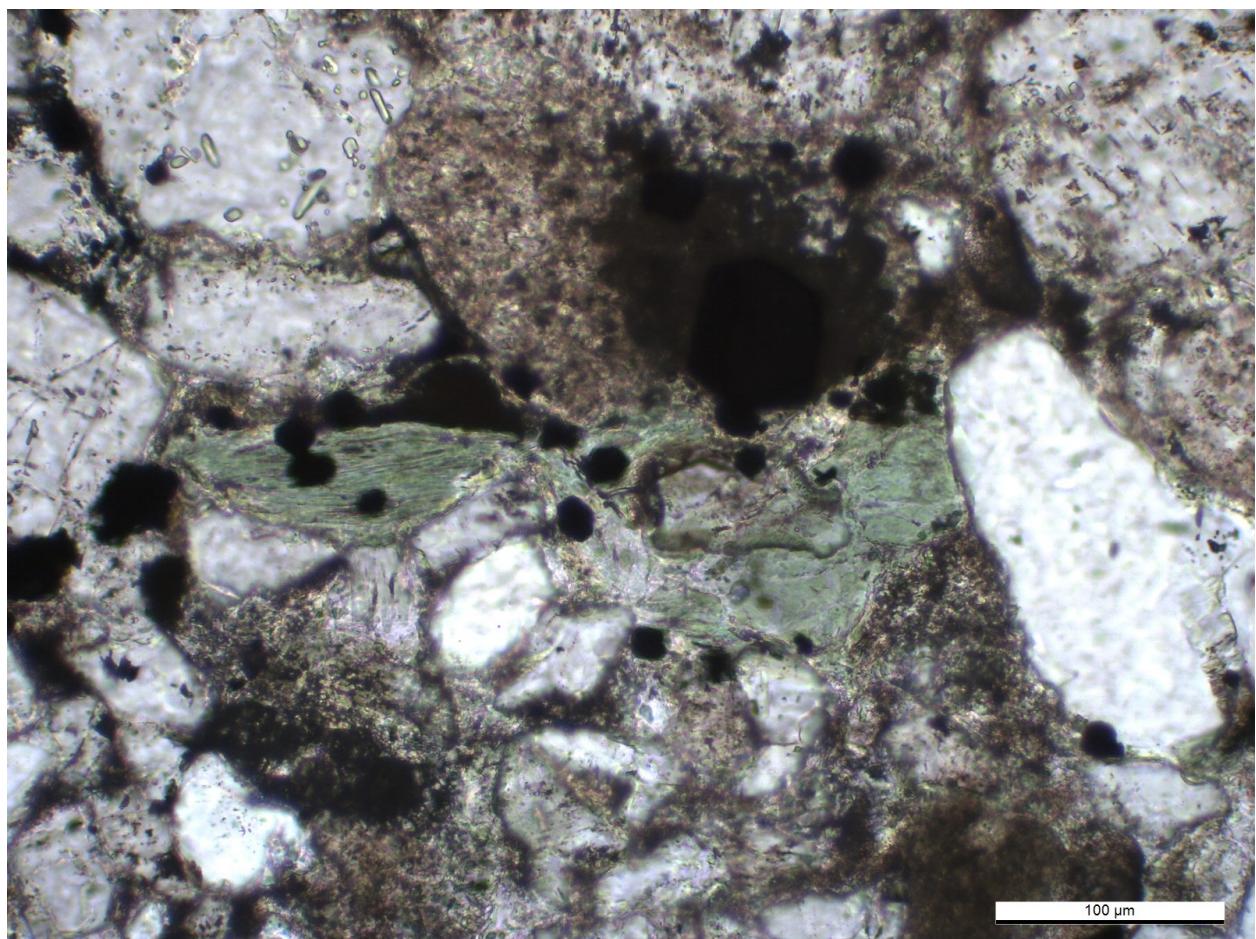


Figura 18: Amostra 094-2 em luz transmitida com biotita verde à esquerda na foto e clorita placóide à direita, acompanhadas de piritização entre grãos do arcabouço da rocha.

Silicificação: as amostras 255-4 e 255-5 são proveniente de uma zona de *stockwork* entre as Áreas 1 e 2 do depósito, formando uma zona rica em calcopirita, onde a alteração hidrotermal é predominantemente silicificação intensa em zonas brechadas (Fig. 19).

Na petrografia foi possível caracterizar que o arenito original foi quase que totalmente obliterado, sendo possível seu reconhecimento apenas em alguns fragmentos em meio a uma matriz de quartzo muito fino, por vezes microcristalino, fruto do intenso processo de silicificação pelo qual a rocha passou. A relação dos eventos de alteração hidrotermal não é tão clara, mas as relações texturais sugerem que inicialmente houve sericitização do arenito arcoseano, provavelmente após ou concomitantemente à brechação inicial, seguida por carbonatização com precipitação de calcita rica em Fe e ankerita com galena e esfalerita com inclusões finas de calcopirita, seguidas por fragmentação e percolação de fluidos ácidos que lixiviaram o carbonato e posteriormente precipitaram microcristais de quartzo, calcedônia, drusas de quartzo em cavidas e agregados de cristais de calcopirita com inclusões de galena.

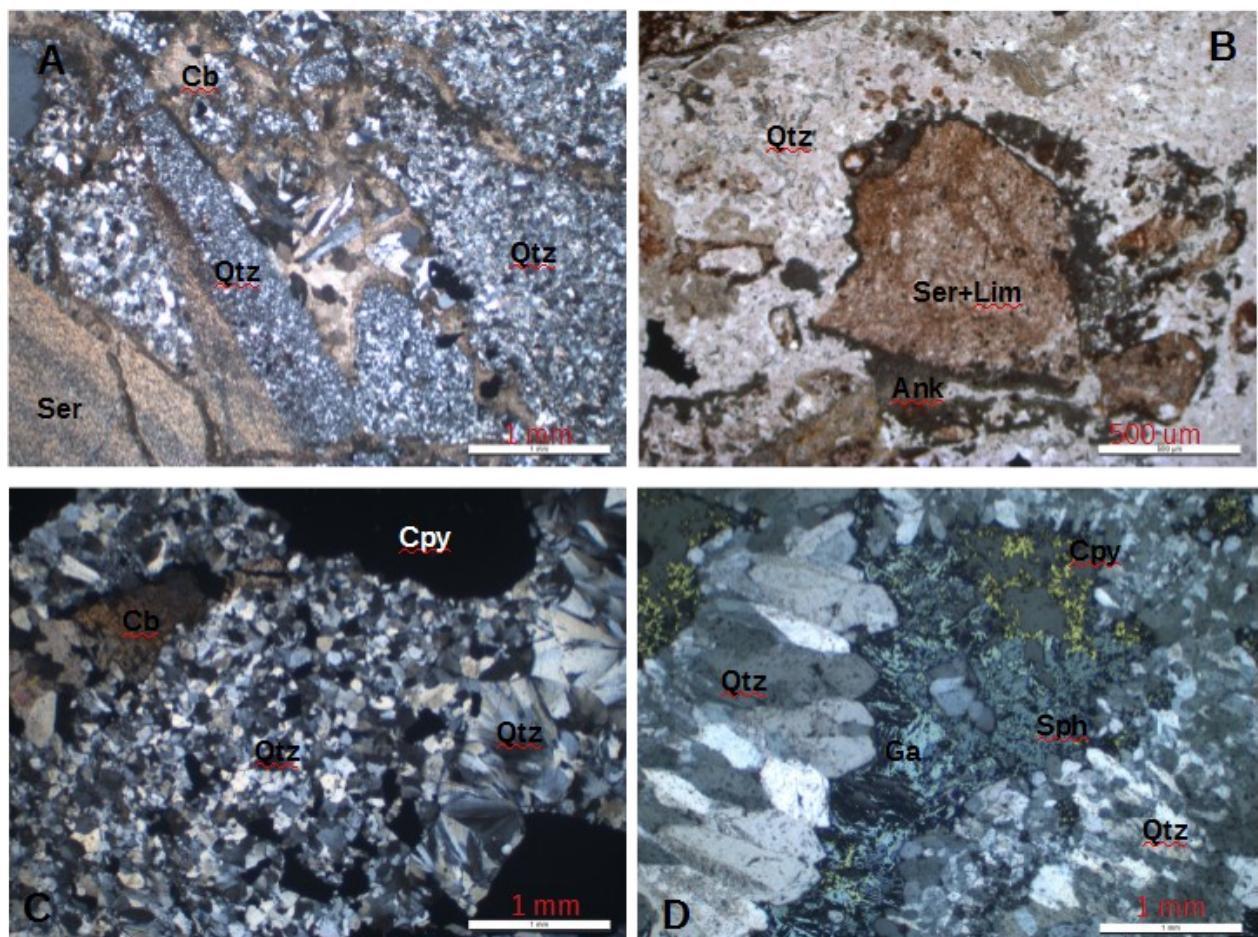


Figura 19: **A:** Amostra 255-4A em luz transmitida e filtro analisador cruzado, evidenciando agregados microcristalinos de quartzo (Qtz) envolvidos por carbonatos (Cb) preechendo cavidades e fragmentos placóide serícíticos (Ser). **B:** Amostra 255-4B em luz transmitida com clastos de arenito sericitizado e limonitizados (Ser+lim) envolvidos por ankerita. **C:** Amostra 255-5 em luz transmitida com microcristais de quartzo e calcedônia, calcopirita (Cpy) e carbonato tardio (Cb). **D:** Amostra 255-5 com fratura e drusas de quartzo (Qtz) e espaços abertos preenchidos por agregados de galena, calcopirita e esfalerita (Ga, Cpy, Sph).

5.2 Difração de Raios X e Grau de Cristalinidade das Micas.

A aplicação da difratometria de raios X neste trabalho visou complementar a identificação dos minerais para melhor caracterização dos tipos de alteração hidrotermal que geraram o depósito de Santa Maria, principalmente quanto às micas e argilominerais, que não são identificáveis ao microscópio petrográfico. Para isso foram selecionadas 20 amostras e realizadas as análises conforme definido no item 4.5.

Os resultados destas análises se encontram no Anexo 4, com os respectivos difratogramas. Estes foram utilizados para melhor identificação das rochas originais do depósito, na definição das alterações hidrotermais e das mineralizações de Zn, Pb e Cu.

Dentre essas amostras, quatro indicaram presença de argilominerais (109-5, 094-5, 135-1 e 235-1). Estas foram solvatadas em etilenoglicol por dois dias, analisadas e posteriormente aquecidas usando o esquema de rampa de aquecimento para serem novamente analisadas. Comparados os três difratogramas foi identificado apenas em duas delas clorita na fração argila (Figs. 20 e 21), com picos que se repetem em 14 Å, e caulinta, com o pico de 7 Å que desaparece no difratograma mais alto (azul). Na figura 20, o pico em $11.5 \Delta^2\Theta$ ainda pode indicar a presença de gipso e os dois picos próximos a 10 Å indicam duas gerações de mica na amostra.

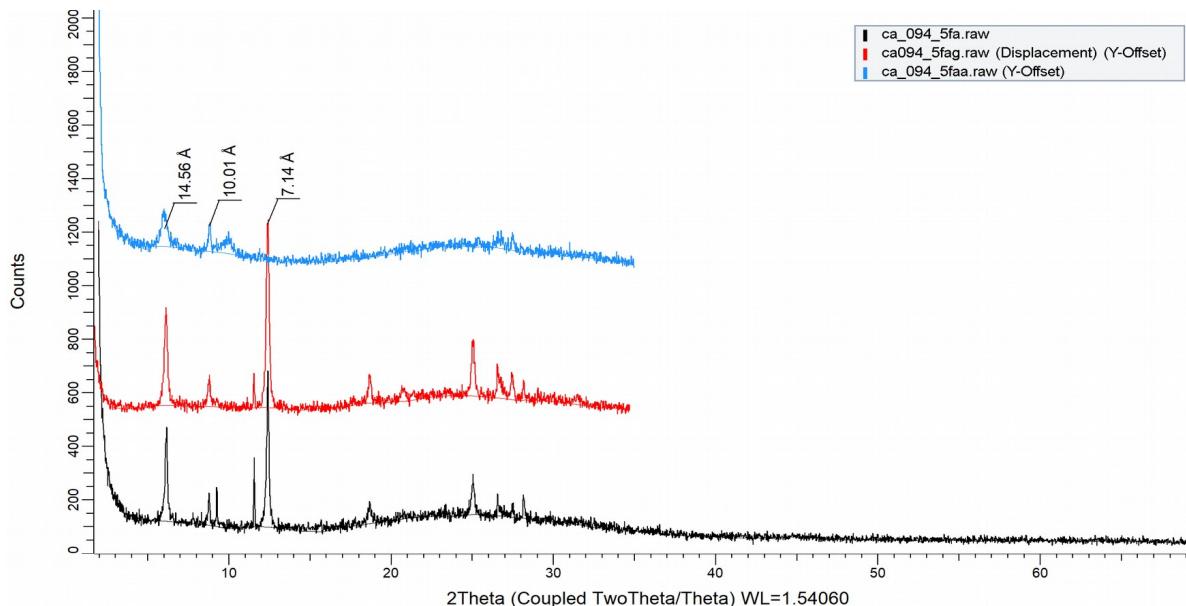


Figura 20: Difratograma da amostra 094-5 em fração argila, original em preto, glicolada em vermelho e aquecida em azul.

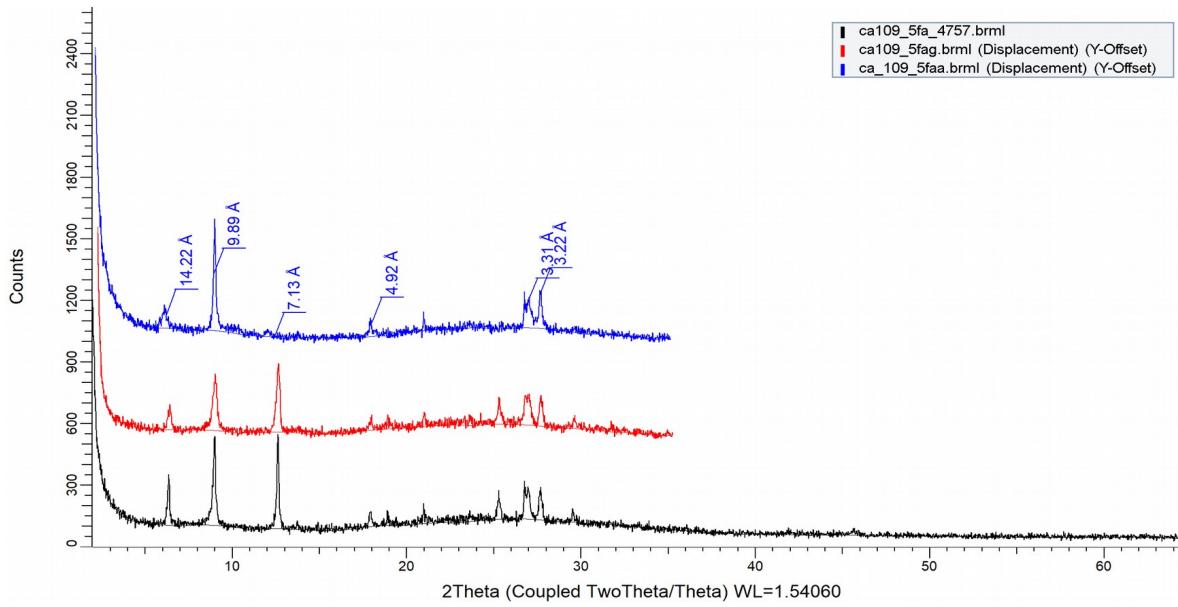


Figura 21: Difratograma da amostra 109-5 em fração argila, original em preto, glicolada em vermelho e aquecida em azul.

Os filossilicatos são os constituintes de maior destaque na matriz das rochas alteradas e tem sua origem na lixiviação por fluidos hidrotermais ácidos dos feldspatos clásticos do arenito original. São, portanto, produto da mesma alteração hidrotermal que gerou à mineralização das rochas do depósito. Partindo deste princípio e sabendo que o aumento da temperatura provoca mudanças na cristalinidade das argilas e micas que podem ser indicados pela redução da largura a meia altura (FNHM) da reflexão [001] em $d = 10 \text{ \AA}$ desses filossilicatos, foram realizadas tais medidas nos difratogramas de 22 amostras espalhadas pelo depósito a fim de detectar se há alguma relação para o caso estudado. Os dados de FNHM estão listados na tabela abaixo em ordem crescente:

Tabela 1: Largura a meia altura da reflexão em [001] da Ilita.

Amostra	$\Delta^{\circ}2\Theta$	Amostra	$\Delta^{\circ}2\Theta$
094-5	0,124	135-2	0,282
109-5	0,144	246-4	0,318
250-5	0,172	094-2	0,322
109-4	0,215	235-5	0,326
255-2	0,218	246-1	0,326
061-2	0,236	094-1	0,34
186-5	0,244	009-1	0,354
135-1	0,245	255-4	0,376
061-5	0,261	235-2	0,403
135-5	0,281	255-1	0,466
250-1	0,281	246-3	0,471

Na literatura esses dados formam o que é conhecido como Índice de Kübler (Guggenheim *et al.*, 2002) ou Índice de Cristalinidade da illita (Kübler, 1964; 1967; 1984) e segundo estes a anquizona se situaria entre os valores de 0,42 e 0,25 $\Delta^2\Theta$ com a epizona (metamorfismo de baixo grau) abaixo de 0,25 $\Delta^2\Theta$ e a diagênese acima de 0,42 $\Delta^2\Theta$. No Gráfico 1 foram listadas as 22 amostras analisadas em fração argila para FNHM na ordem em que aparecem no depósito de sul para norte com o intuito de ver onde as medidas diminuem a fim de compará-las com os demais métodos e ter uma visualização em perfil.

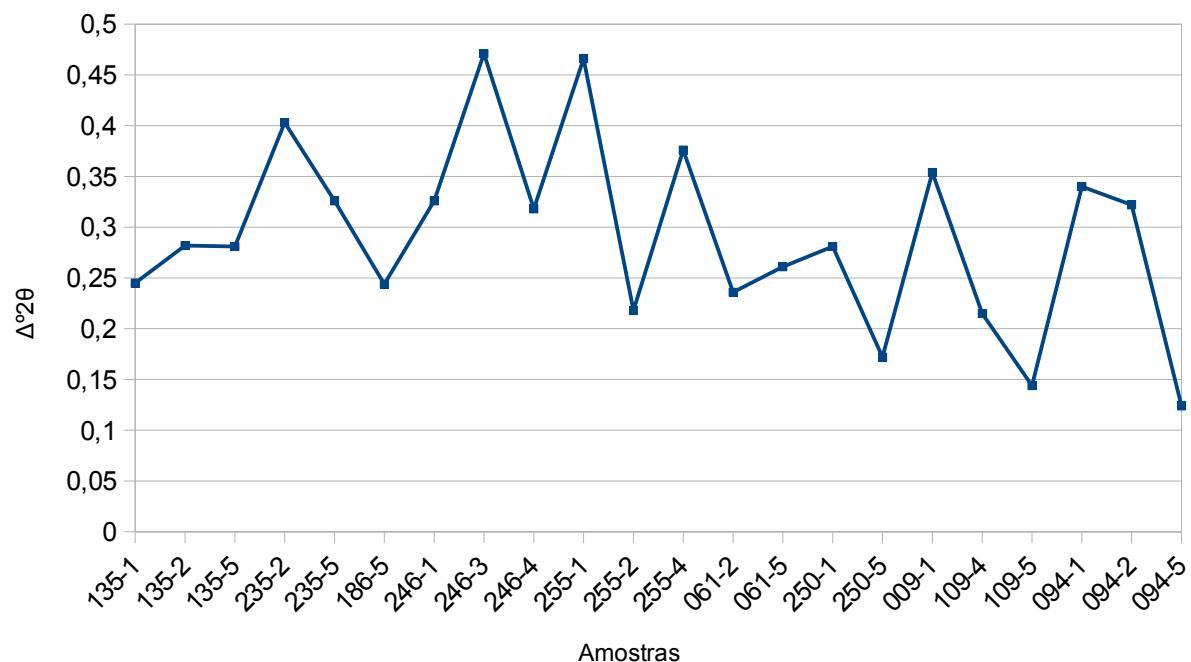


Gráfico 1: Valores de largura a meia altura (FNHM) das 22 amostras em fração argila sobre o depósito de Santa Maria.

Pelo gráfico 1 é visível que na Área 3 as amostras 094-5 e 109-4 e 109-5 possuem índices muito inferiores aos pares superficiais e não alterados na área (009-1 e 094-1), o que pode ser indicativo de aumento da temperatura nesta região. Na Área 2 as amostras 250-5 e 255-2 parecem indicar uma direção de aumento de temperatura pelos baixos índices apresentados. Na Área 1 há uma queda entre as amostras 235-5 e 186-5, que apesar de não serem do mesmo testemunho, são de sondagens vizinhas.

5.3 Geoquímica

5.3.1 Geoquímica de rocha total

Cinquenta e uma amostras de testemunhos de sondagens foram analisadas para geoquímica de rocha total, conforme os métodos apresentados no item 3.6. As amostras foram

analisadas pelo laboratório *ALS Minerals* e os resultados estão disponíveis no Anexo 5. Tais dados permitem a aplicação dos métodos geoquímicos citados no item 4.4 e analisados a seguir.

Como já foram aplicados para os dados de elementos menores dos testemunhos de sondagens amostradas neste trabalho no Anexo 3, serão agora aplicados os *pathfinders* identificados com seus respectivos limites de interesse (Fig. 12) para as 51 amostras avaliadas.

Como vetor distal da ordem de 100 a 500 metros, foram comparados os teores de Tálio (TI) das amostras com os teores de mineralizações de Cu, Pb e Zn conforme consta no Gráfico 2:

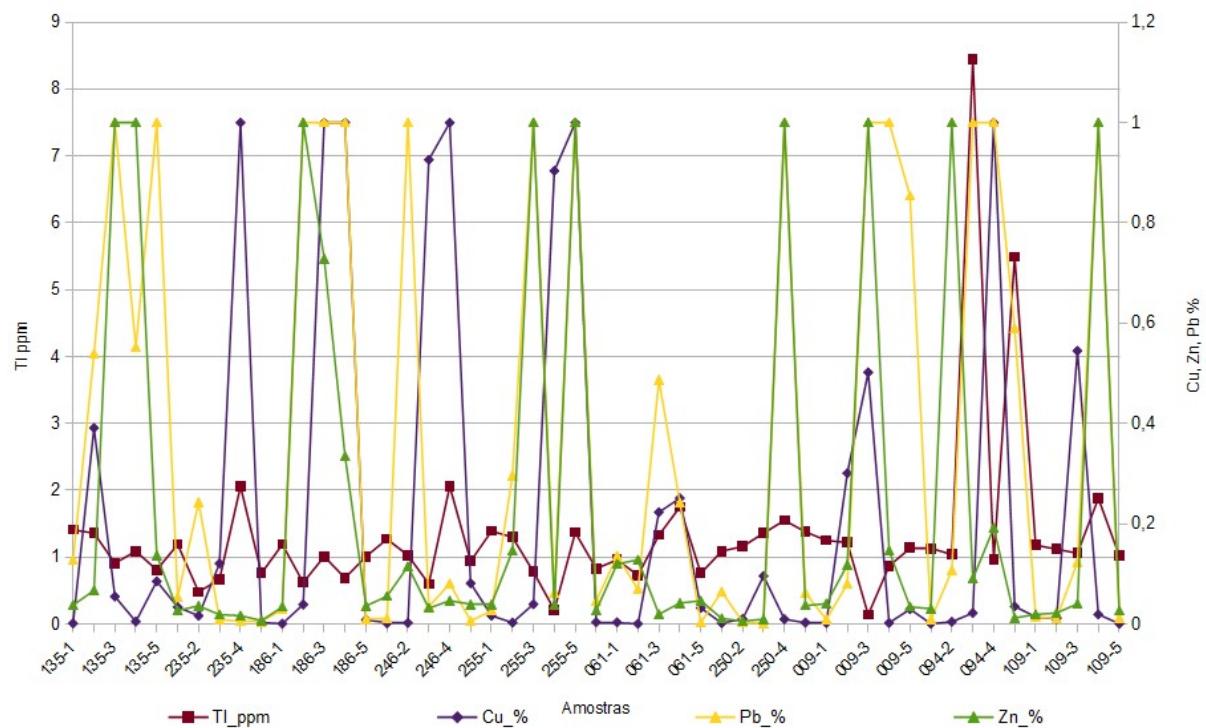


Gráfico 2: Relação entre teores de TI, Cu, Pb e Zn nas amostras de Sudoeste a Nordeste do Depósito

Os teores de TI acima de 1,5 ppm são interessantes indicadores de possíveis intrusões de pórfiros em profundidade e pode ser notado que existem seis ocorrências possíveis na área, porém as mais destacadas ocorrem na Área 3, como indicado pelas amostras 094-3 e 094-5. Isto pode ser um indicativo de maior probabilidade de acerto de que ali houve maior fluxo de fluidos originados de uma fonte quente. O mesmo acontece para a amostra 235-4 na Área 1 e para a amostra 246-4 na Área 2, porém com menor destaque, o que pode indicar algo muito distal, menos provável do que as ocorrências da Área 3.

A razão Ba/Sr aumenta em zonas alteradas e decai nas mineralizadas devido ao fato de o Ba substituir o K na sericita, enquanto que o Sr é reduzido devido a destruição da albite presente. No Gráfico 3 é perceptível que em quase todas as amostras onde há ocorrência de minério a taxa de Ba/Sr é inferior a 10 e muitas vezes a 5, sendo a amostra 009-1 a grande

exceção, pois a taxa Ba/Sr é alta (45) e há ocorrência de Cu, Zn e Pb acima dos níveis de corte, mas na família de amostras do testemunho mais ao norte (094) as taxas são baixíssimas, tal como nas amostras 186-3, 186-4 e 255-4.

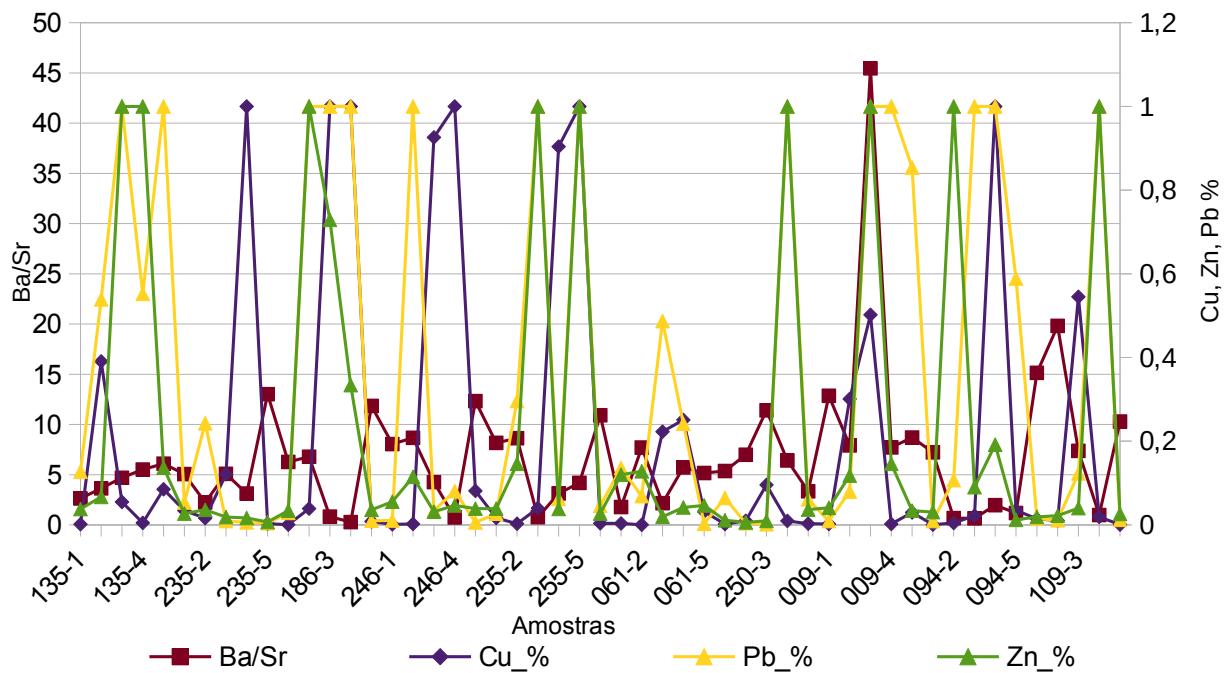


Gráfico 3: Relação entre a taxa Ba/Sr e os teores de Cu, Pb e Zn nas amostras de Sudoeste a Nordeste do Depósito.

Outro dado que pode ajudar a apontar os locais dos centros de alteração hidrotermal é o halo de ocorrência do tungstênio (Gráfico 4). Este, tal como o molibdênio é um *pathfinder* geoquímico de maior proximidade aos centros de alteração hidrotermal quando em teores acima de 5 ppm.

Ao compará-lo nas amostras analisadas espalhadas pelo depósito pode-se perceber que a ocorrência deste elemento guarda relação de proximidade com as ocorrências de cobre, pois ambos ocorrem juntos e tem destaque em 4 amostras, 235-4, 255-4, 094-4 e 109-3. Tal similaridade é um indicador geoquímico positivo a ser explorado, principalmente na amostra 094-4, onde é mais intenso. Convém também notar que de uma amostra para outra do mesmo testemunho não há gradações, mas sim variações abruptas da concentração de W, sugerindo que as alterações são localizadas e provavelmente relacionadas a estruturas tectônicas, em especial às falhas que podem ter possibilitado a canalização de fluidos aquecidos até profundidades mais rasas. Ao ser comparado com os demais dados e os teores de molibdênio e ouro, o tungstênio complementa a indicar pontos de interesse exploratório no depósito. Entretanto, devem ser tomados cuidados quanto a contaminações durante a preparação de amostras, quando o W pode ser introduzido nas amostras pela moagem em moinhos de aço.

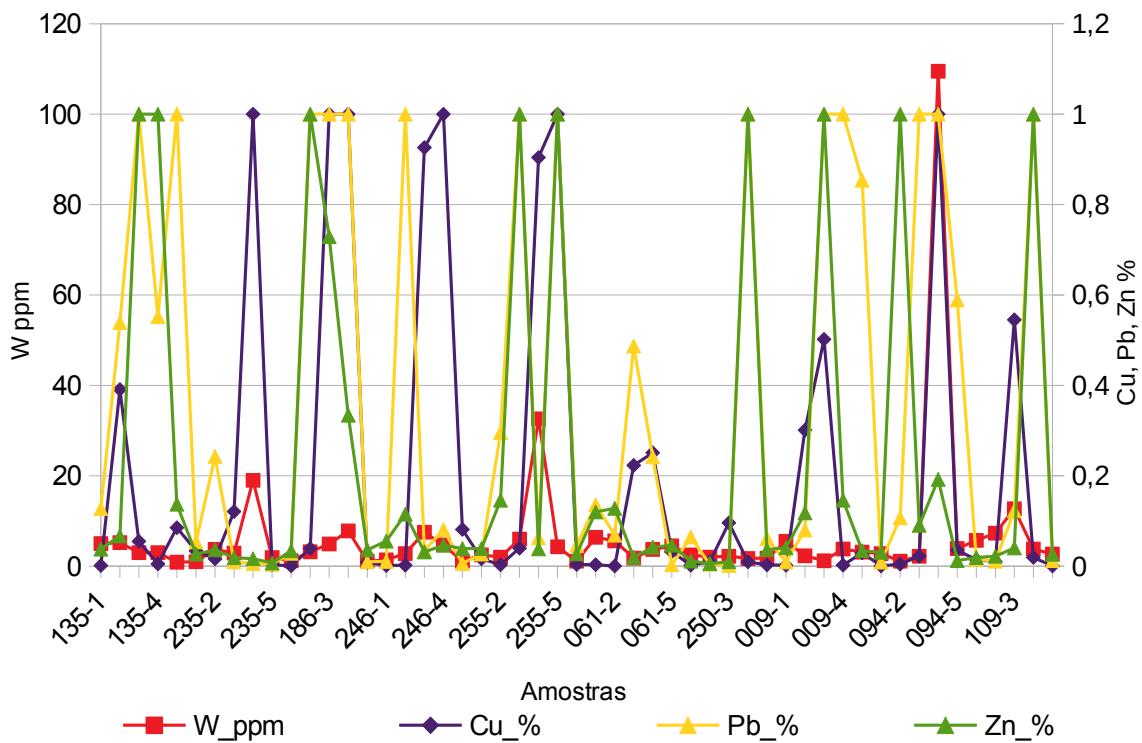


Gráfico 4: Relação entre teores de W, Cu, Pb e Zn nas análises de rocha total das amostras de Sudoeste a Nordeste do Depósito.

No Gráfico 5 são apresentados os resultados por amostra para Au em g/t e para Mo em ppm. De acordo com esses dados, existe pouca correlação entre estes elementos químicos e quando comparados com o Gráfico 4, as correlações possíveis são com a amostra 255-5, rica em Mo e W, e uma situação onde aparentemente a ocorrência de ouro está sempre um pouco mais profunda do que o cobre nas amostras (Gráfico 6).

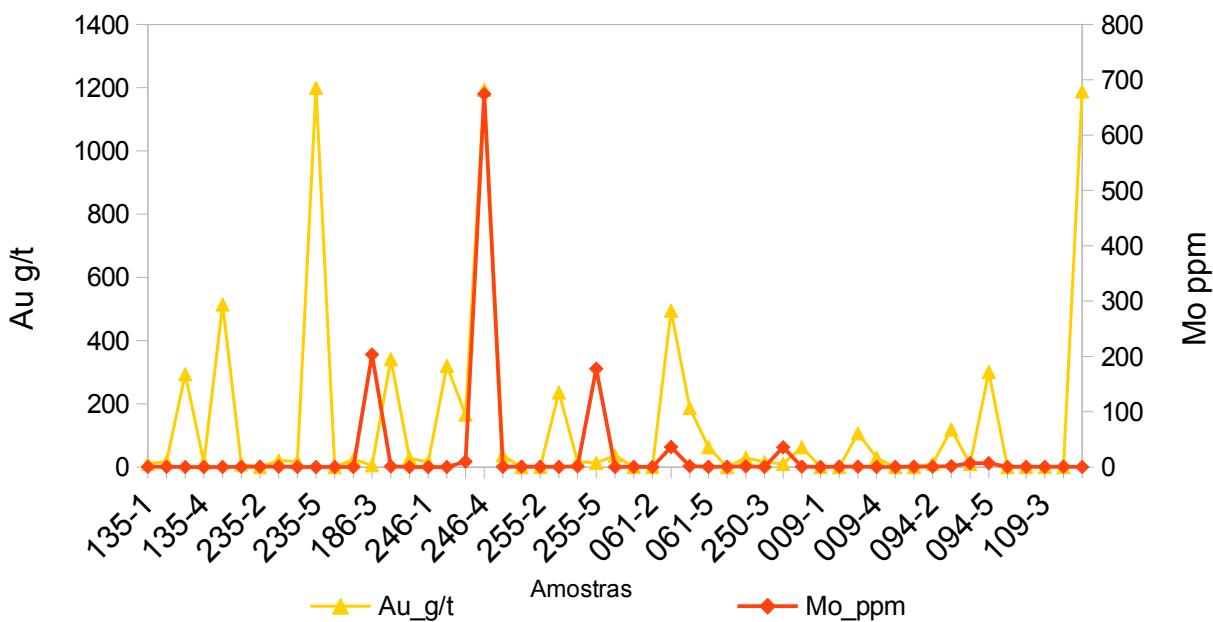


Gráfico 5: Correlação entre teores de Au e Mo nas amostras de Sudoeste a Nordeste do Depósito.

O Gráfico 6 demonstra que existe uma correlação entre cobre e ouro no depósito, bem expressa na Área 1 (famílias de amostras 135,2 35 e 186), onde Cu sempre ocorre uma amostra antes do Au no testemunho de sondagem, como exemplificado pelas amostras 135-2 com cobre e 135-3 e 135-5 com ouro, e amostras 235-4 com cobre e 235-5 com ouro. Na Área 3 também parece haver um padrão semelhante para as amostras dos testemunhos 094 e 109. Isso deve ter origem em um zonamento do evento que promoveu a mineralização das rochas com cobre por fluidos mais salinos após uma alteração e mineralização por fluidos menos salinos e mais frios do tipo epitermal com ouro em uma mesma estrutura, sugerindo uma telescopagem do sistema hidrotermal. A única inversão que se observa estão nas amostras dos testemunhos 246 e 255, onde o ouro ou ocorre junto ao cobre ou mais raso do que ele. Essa anomalia pode indicar dois eventos distintos ou um evento distinto na Área 1 e na Área 3.

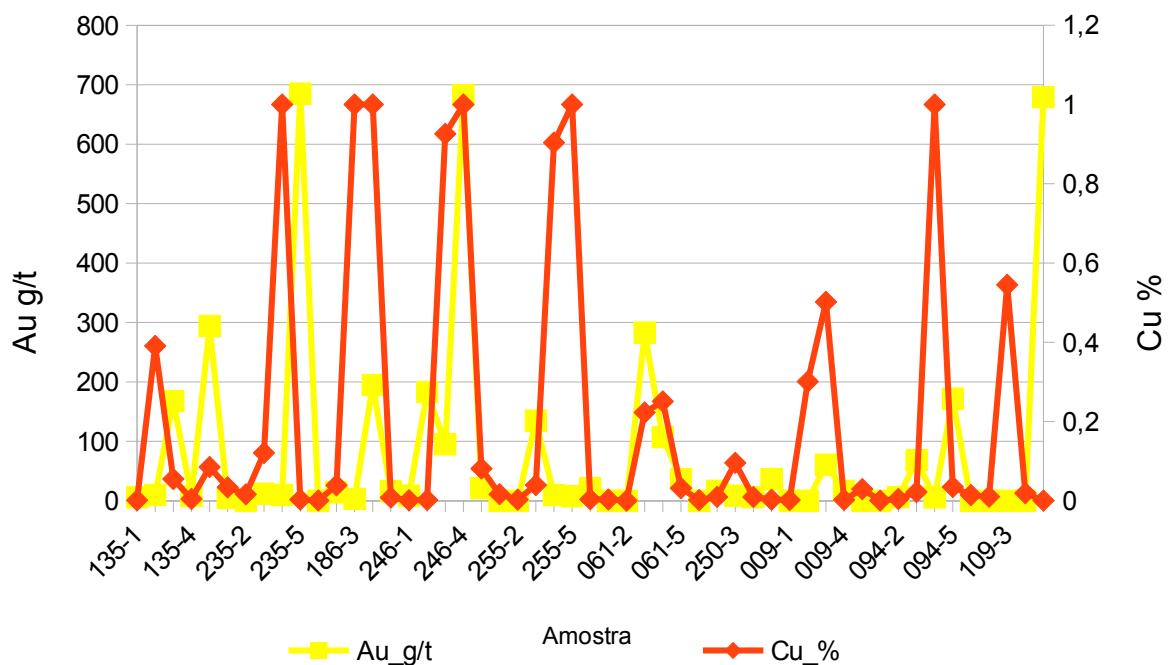


Gráfico 6: Relação entre teores de Au e Cu nas amostras de Sudoeste a Nordeste do Depósito.

Segundo o zonamento proposto por Dilles (2012) o tungstênio e o molibdênio são os dois *pathfinders* de maior proximidade da mineralização e da origem dos centros de alteração hidrotermal. Para esta vetorização foi elaborado o Gráfico 7 para comparação entre os teores destes dois elementos de modo a identificar os sentidos apontados pelos índices de W gradando para altos índices de Mo, respectivamente distais e proximais às possíveis intrusões relacionadas. Tal comportamento é observado nas amostras 235-4 e 255-4, ricas em W, e nas amostras 186-3 e, principalmente a 246-4, ricas em Mo, indicando uma direção em enriquecimento deste elemento na rocha, e consequentemente um vetor convergente para o espaço entre Áreas 1 e 2, onde há forte silicificação e a mineralização de Cu em *stockwork*, uma das áreas potencialmente afetadas pelos fluidos mais quentes identificadas até agora.

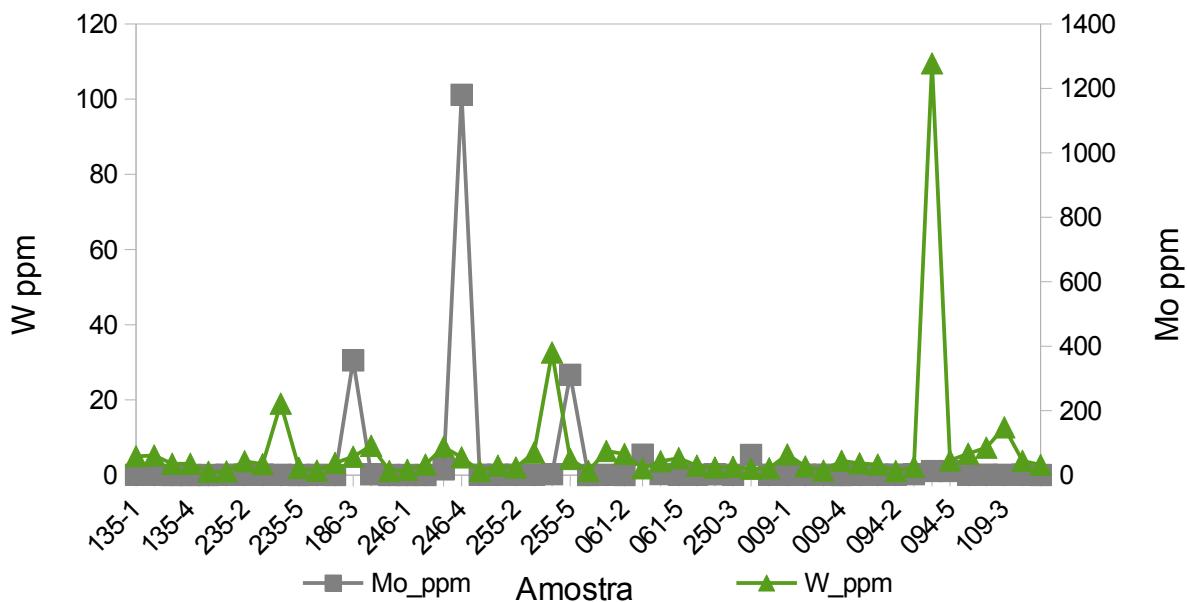


Gráfico 7: Relação entre teores de Au e Cu nas análises de rocha total das amostras de Sudoeste a Nordeste do Depósito.

5.3.2 Índices de Alteração Hidrotermal

Os dados geoquímicos dos elementos maiores permitem calcular alguns índices de alteração hidrotermal, como discutido no item 4.4 deste trabalho com o intuito de indicar as zonas hidrotermais do depósito. Esses índices requerem um conhecimento das rochas precursoras da mineralização, pois a interpretação precisa levar em consideração a composição original.

O *Ishikawa Alteration Index* (Ishikawa et al., 1976) pode identificar zonas de cloritização, sericitização (alteração de plagioclásio para sericita e clorita) e metassomatismo cálcico, justamente por ser sensível as variações de Na₂O e CaO no sistema (Eq. 2). Neste estudo, este índice pode ser especialmente importante, pois sericitização e cloritização são as duas mais importantes alterações hidrotermais do depósito além da carbonatização que eleva os índices de

Os Índices de Alteração Hidrotermal são apresentados no Gráfico 8, onde 100 equivale à substituição total dos feldspatos por sericita e/ou clorita, enquanto que valores próximos de 60 são indicadores de menores graus de alteração.

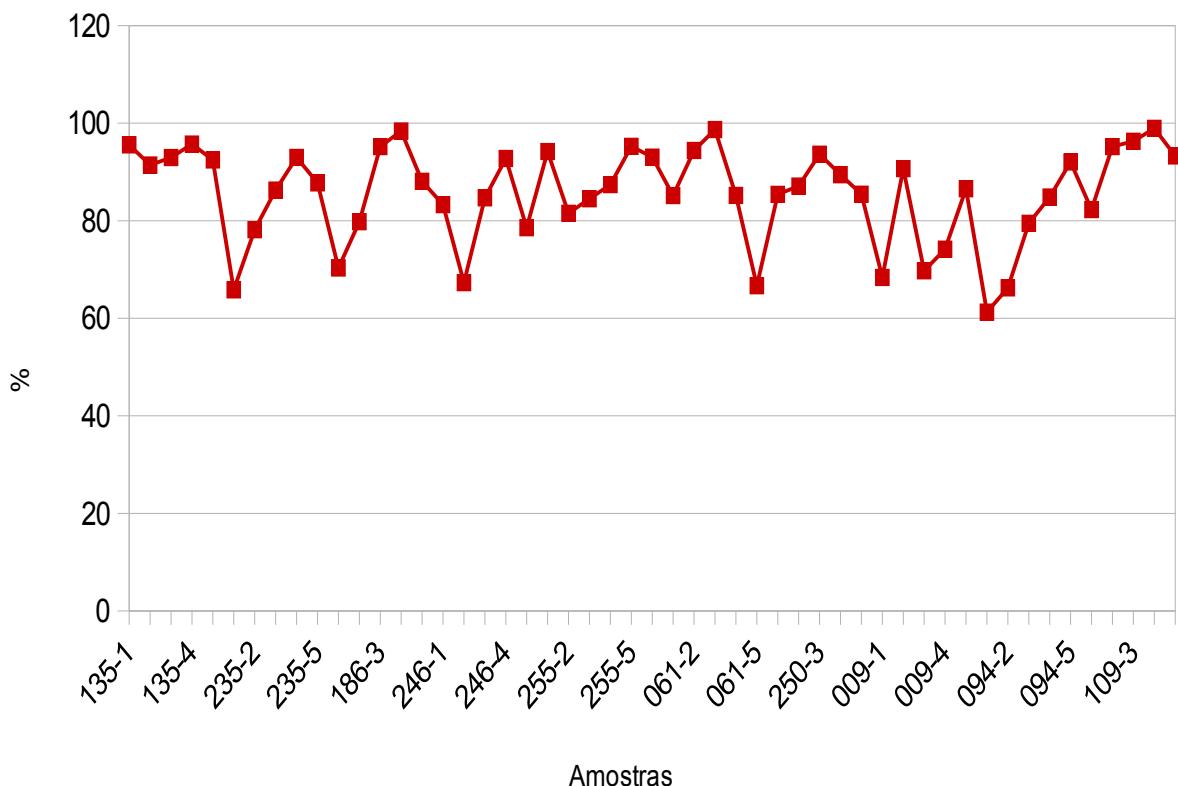


Gráfico 8: Índice de Alteração de Ishikawa calculados para as amostras dispostas de Sudoeste a Nordeste do depósito.

Ao analisar o Gráfico 8 pode ser inferido que as amostras menos afetadas pela cloritização e sericitização se encontram com valores entre 60 e 80, ou seja, as rochas menos alteradas não são muito ricas em Na_2O e CaO , logo a diferença para as rochas alteradas, de onde estes óxidos foram retirados pela lixiviação ácida é baixa e a maior variação registrada no índice é de 40%. Entretanto, deve ser lembrado que estes valores definidos para sistemas hidrotermais do tipo VMS em rochas maficas, onde os teores destes elementos são muito maiores que os observados em rochas sedimentares clásticas como as aqui estudadas.

Apesar disso é possível extrair-se informações importantes a partir destes índices. O Gráfico 8 indica que as amostras 135-1 e 255-1 são as mais alteradas próximas a superfície, o que está de acordo com as observações em campo nas Áreas 1 e 2. Inversamente, as amostras 094-1, 235-1 e 009-1 são as menos alteradas próximas a superfície e a família de amostras 094 é a que melhor indica a intensificação das alterações no sentido da direção da sondagem. O mesmo parece ocorrem com a sondagem da família de amostras 109, que parecem indicar o centro hidrotermal da Área 3.

Na Área 1 também parece haver um aumento gradativo da alteração das amostras 186-1 a 186-4, e da 235-1 a 235-4, enquanto que na área do stockwork as variações são de menos de 20%, embora sempre com um grau alto de alteração. Na Área 2 observam-se variações mais intensas em um único testemunho, sendo que na amostra 061-3 o índice é alto e na 061-

5 e 061-1 o índice é baixo, o que pode indicar uma zona mais aquecida controlada pela permeabilidade das rochas ou por fraturas naquela região.

O Índice Clorita–Carbonato–Pirita (Eq. 3) quantifica a perda dos mesmos elementos que definem o Índice de Alteração, porém em função do enriquecimento em Fe–Mg, o que o torna útil na identificação de amostras enriquecidas em clorita, carbonatos (dolomita, ankerita e siderita) e pirita.

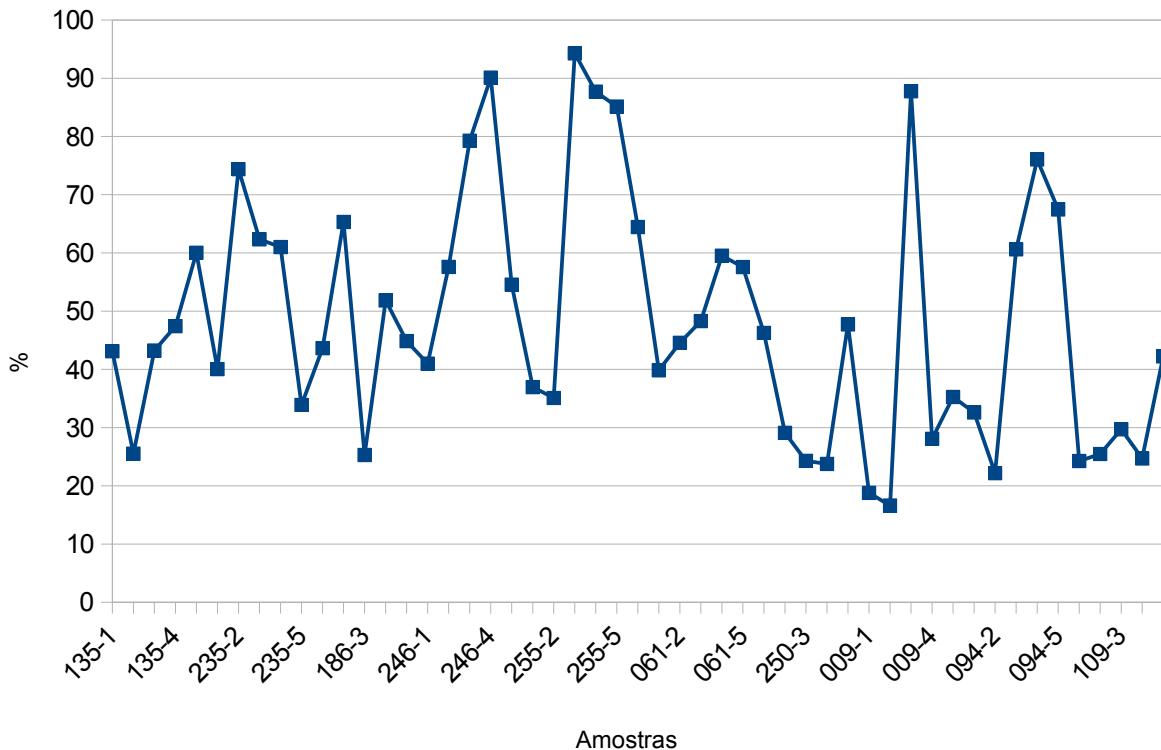


Gráfico 9: Índice Clorita–Carbonato–Pirita (CCPI) das amostras dispostas de Sudoeste a Nordeste do depósito.

O Gráfico 9 parece funcionar melhor para o depósito de Santa Maria, à medida em que marca um intervalo da maior contraste entre as amostras e marca positivamente amostras como a 009-3, dominada pela ocorrência de sulfetos como esfalerita, galena e pirita e a 009-2 não alterada. Isso também pode ser visto no Gráfico 8, mas com menor contraste. Portanto, a junção dos dois pode ser uma ferramenta importante na definição das zonas de alteração hidrotermal, de minério e de qual o tipo de mineralização que o acompanha. A amostra 186-3 pode ser considerada pelo Índice de Alteração como muito alterada, e pelo índice CCPI como pouco alterada, o que indica que esta amostra é muito sericitizada, porém pouco rica em minerais ferro–magnesianos.

A correlação entre os índices dos Gráficos 8 e 9 configuram o que é chamado de *Alteration Box Plot* (Large *et al.*, 2001). Neste as rochas menos alteradas se concentram no centro do diagrama, enquanto que as mais alteradas tendem a plotar nas bordas, onde em cada região predomina um tipo determinado pelo mineral hidrotermal que define a alteração.

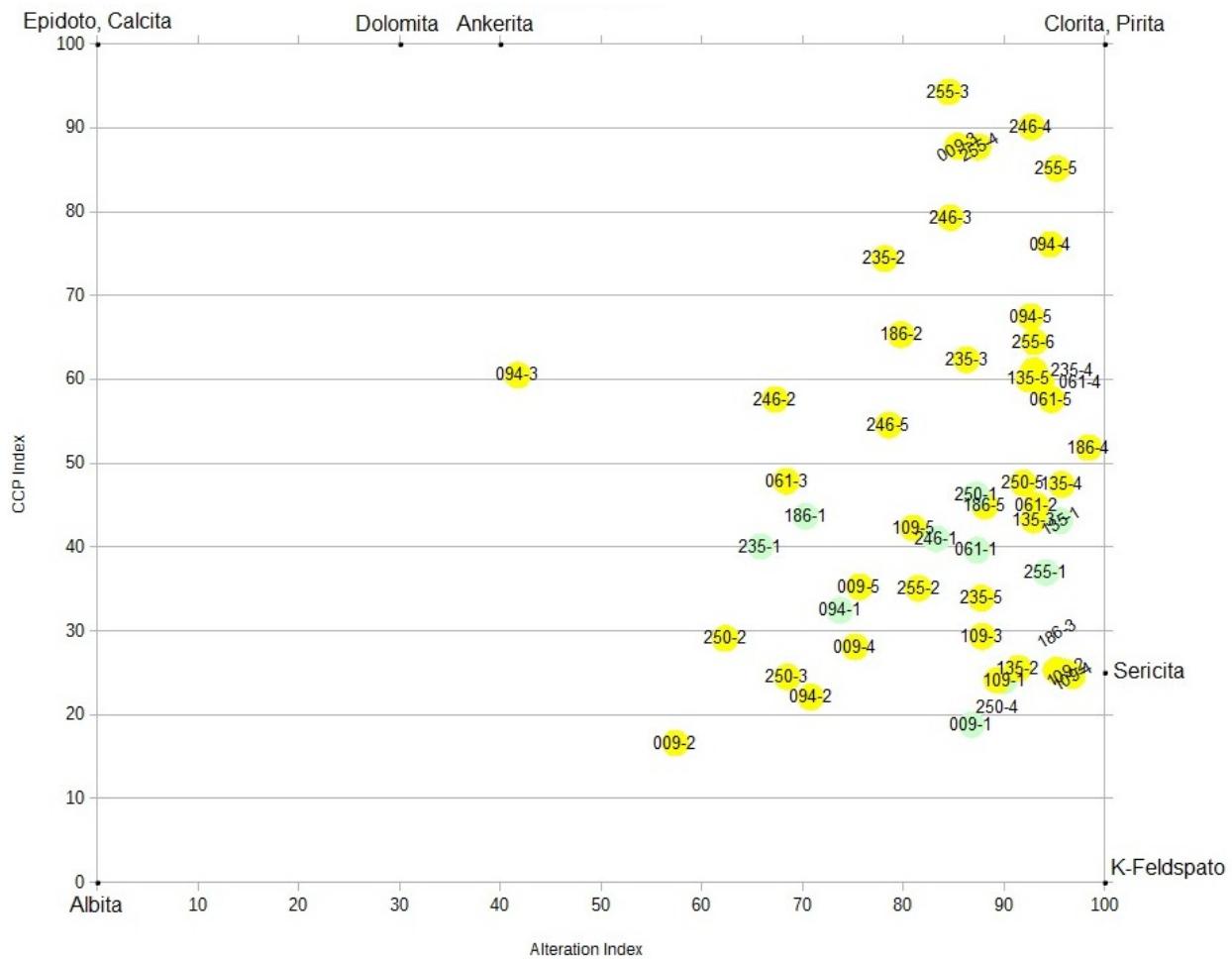


Figura 22: *Alteration Box Plot* aplicado para 51 amostras de testemunhos de sondagem do depósito de Santa Maria. Amostras azuis são mais próximas a superfície.

A Figura 22 apresenta no *Alteration Box Plot* com as 51 amostras de sondagem analisadas do depósito de Santa Maria. Nele pode ser observado que as alterações hidrotermais da maioria das amostras corresponder à sericitização, inclusive as provenientes das proximidades da superfície (em azul), onde se encontram localmente rochas aflorantes com alterações e, muito embora isso ocorra muito mais devido ao fato de as rochas não alteradas serem pouco ricas em Na_2O e CaO .

Mas o que mais chama a atenção neste diagrama é a grande concentração de amostras dos testemunhos 009, 094, 246 e 255 que, além de alto grau de alteração, estão significativamente sulfetadas, indicando as regiões de maior fluxo hidrotermal e de maior temperatura no depósito. Este sugere ser esta a melhor área para busca das intrusões responsáveis pela alteração hidrotermal e pela mineralização das rochas. As amostras do testemunho 109 por sua vez se encontram mais alteradas para sericita, demonstrando o zonamento sericita–clorita da Área 3 representado na Figura 7.

Ainda pode ser apontada a baixa distribuição das zonas carbonatizadas com ankerita e dolomita. Este resultado parece ser contraditório com a petrografia, onde a carbonatização

parece ser mais intensa e abundante, mas os resultados dos índices de alteração sugerem que a alteração carbonática é na realidade muito mais fissural que pervasiva nas rochas do depósito.

5.3.3 Identificação mineralógica por microscopia eletrônica de varredura

As análises por microscopia eletrônica de varredura permitiram a identificação e a caracterização precisa dos sulfetos, das micas da matriz das rochas, de alguns constituintes do arcabouço e de argilominerais. Para tal foram estudadas cinco lâminas delgadas polidas (das amostras 094-2, 094-3B, 094-5, 135-3B e 246-2B).

Na amostra 094-2, do testemunho de sondagem BRSMSMSDD0094 (Área 3) foram analisados sulfetos (Fig. 23, Quadro 1) e os minerais hidrotermais, apresentados respectivamente nas Figuras 23 e 24.



Figura 23: Imagem de varredura de sulfetos na amostra 094-2. Os pontos analisados são apresentados no Quadro 1.

Quadro 1: Composição dos minerais identificados na Figura 23.

Amostra SM 094-2 – Arenito Arcoseano Ilitizado/Cloritizado/Sulfetado						
Ponto	Mineral	Elementos (%)				
		S	Zn	Fe	O	As
1	Esfalerita	50,80	49,20	-	-	-
2	Pirita	50,33	-	49,67	-	-
3	Esfalerita	32,52	67,47	-	-	-
4	Pirita	50,92	-	49,08	-	-
5	Pirita	48,18	49,45	-	-	2,37
6	Esfalerita	33,7	66,29	-	-	-
8	Esfalerita	30,26	69,74	-	-	-
9	Pirita	49,43	-	48,87	-	1,7
10	Pirita	49,26	-	49,52	-	1,21
11	Pirita	49,38	-	48,93	-	1,68
12	Pirita	45,89	-	50,66	-	3,45

Os sulfetos analisados são minúsculos cristais de piritas com tamanho inferior a 50 µm, com formatos pentagonais a hexagonais, bem cristalizados, sempre junto de matriz ou minerais hidrotermais micáceos, aparentam ser todas de uma mesma geração dadas as formas e composição. Nas análises foram observados constantemente baixos teores de arsênio na pirita.

A esfalerita ocorre em formas anédricas, com grãos maiores do que 50 µm associados à pirita com inclusões de silicatos e apatita. Ocorre muitas vezes precipitada entre os grãos do arcabouço como uma cristalização tardia e em vénulas. Pode ser visto que sua composição, no caso aqui a esfalerita marrom, é essencialmente dada por zinco e enxofre, sem contribuição nenhuma de ferro.

A Figura 24 apresenta os resultados do mineral de cor verde com leve pleocroísmo e cores de interferência da biotita, com a típica extinção em *birds eyes* identificado ao microscópio petrográfico como biotita ou montmorillonita. As análises por DRX não identificaram montmorillonita, e a composição definida por EDS no MEV indica se tratar de biotita rica em ferro, com variações compostionais dentro do próprio grão, devido à substituição por clorita e argilominerais. Este mineral analisado por MSE confirma ser uma biotita rica em ferro (Fig. 28, Quadro 2) que caracteriza a alteração potássicas semelhantes às associadas a pôrfiros, o que é indicativo de aumento do gradiente termal na Área 3. As variações compostionais indicam substituição parcial a total por clorita.

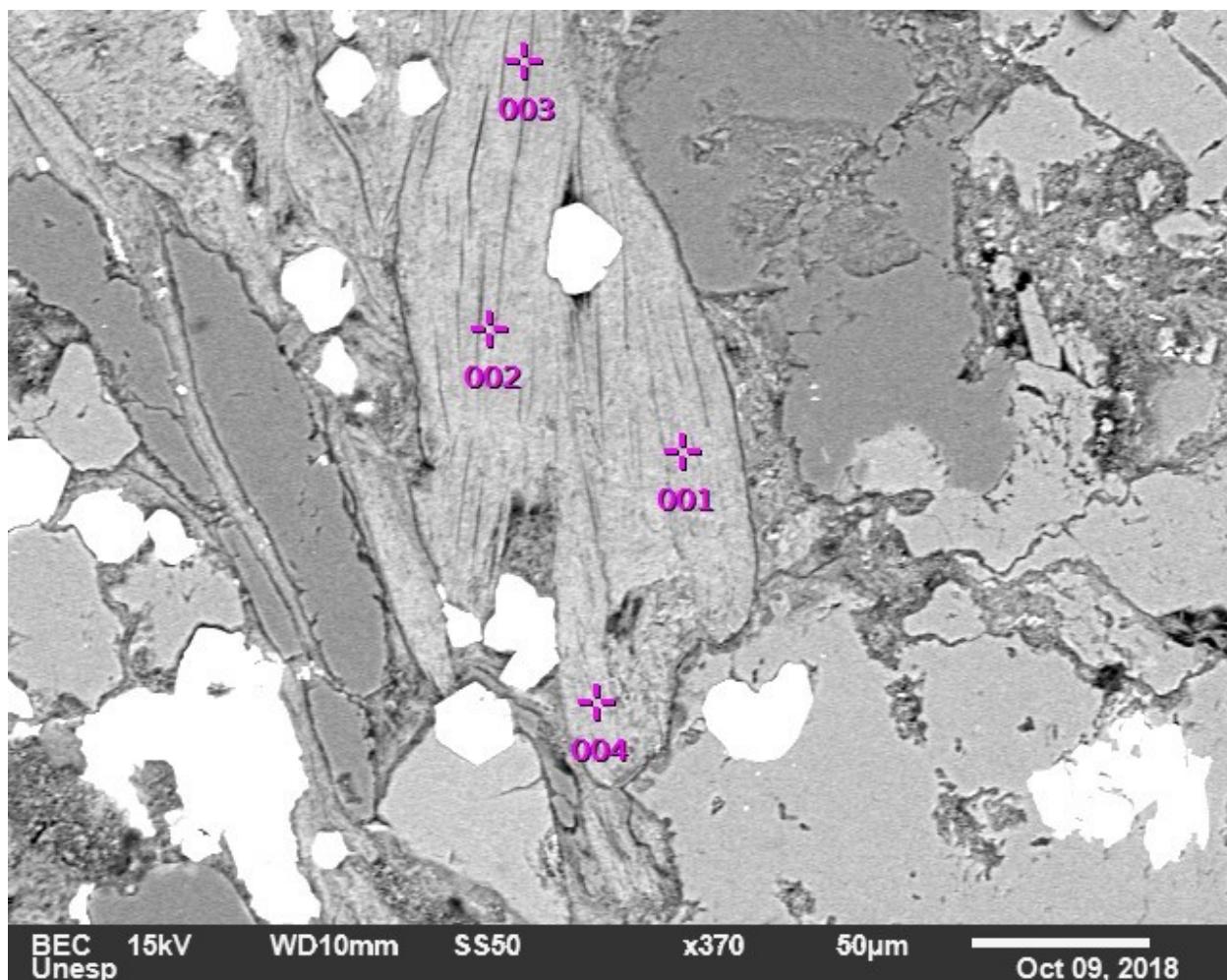


Figura 24: Imagem de varredura da biotita cloritzada da amostra 094-2.

Quadro 2: Composição dos minerais identificados na Figura 24.

Amostra SM 094-2 – Arenito Arcoseano Ilitizado/Cloritizado/Sulfetado							
Ponto	Mineral	Elementos (%)					
		O	Si	Al	K	Fe	Mg
1	Biotita	44,55	24,61	13,08	9,46	7,17	1,13
2	Biotita	47,02	24,67	12,16	8,46	7,69	-
3	Biotita	46,92	24,72	13,43	8,65	6,29	-
4	Biotita	45,97	23,81	11,49	8,08	9,04	1,61

Na amostra 094-3B foram investigados carbonatos, cristais do arcabouço da rocha e parte da matriz de alteração. Na Figura 25 observa-se um carbonato que na petrografia ocorre como cristais alongados em aglomerados sem forma definida distribuídos desordenadamente por toda lâmina, formados posteriormente à sericitização da rocha. No MEV a composição deste carbonato permitiu caracterizá-la como uma calcita manganesífera (Fig. 25, Quadro 3), o que é interessante pois a presença de manganês (Mn) no carbonato é um indicador de

proximidade da mineralização. Calcita manganesífera e rodocrosita, juntamente com sulfetos de metais de base são típicos de sistemas epitermais *low-sulfidation*.

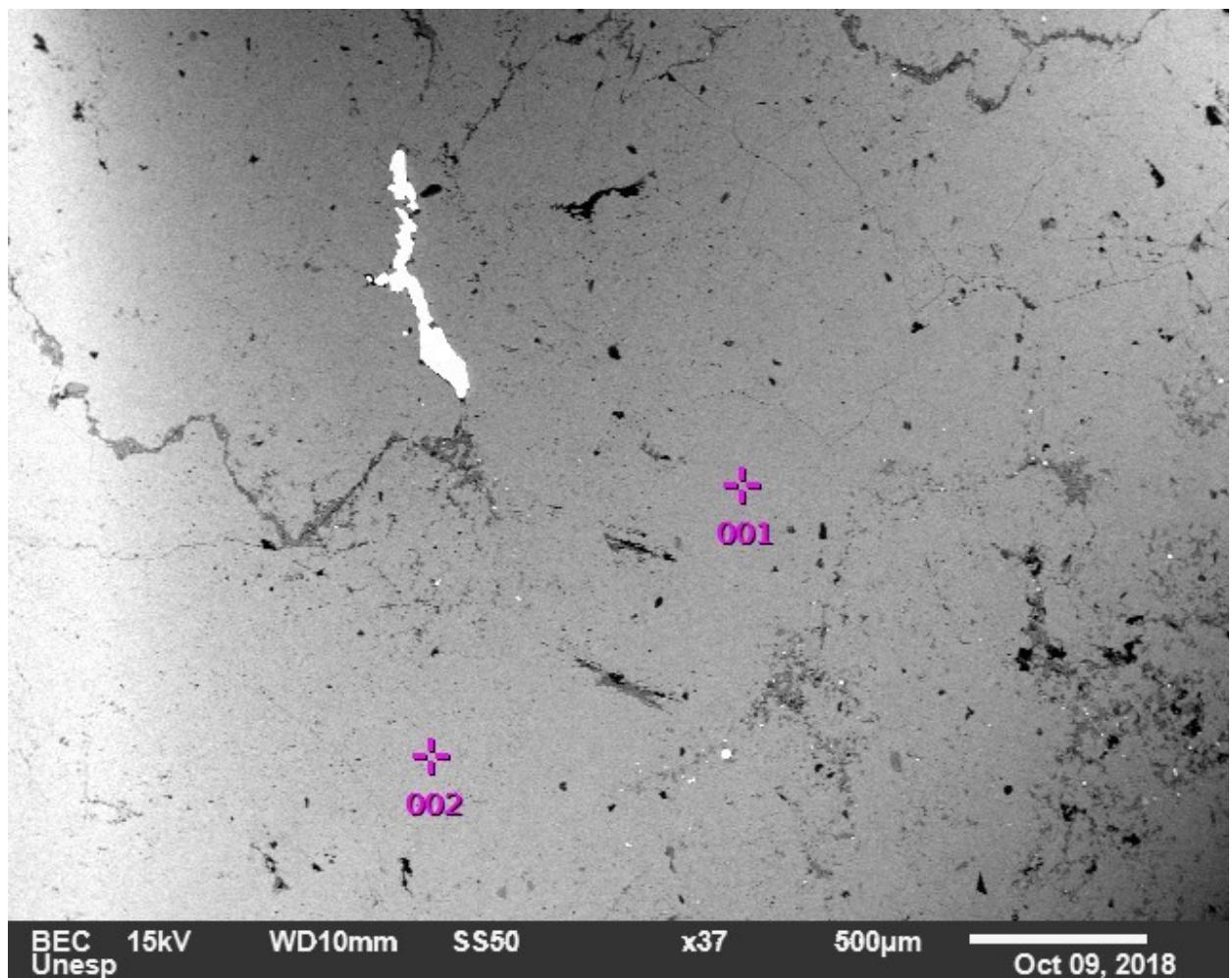


Figura 25: Imagem de varredura de agregado de carbonatos na amostra 094-3B.

Quadro 3: Composição dos minerais identificados na Figura 25.

Amostra SM 094-3B – Arenito Arcoseano Ilitizado/Cloritizado/Sulfetado				
Ponto	Mineral	Elementos (%)		
		Ca	O	Mn
1	Calcita manganesífera	43.58	51.63	4.78
2	Calcita manganesífera	45.51	50.41	4.08

Além dos carbonatos, foram analisados nesta lâmina os sulfetos representados na Figura 26 pelo agregado de cristais anédricos de galena inclusos em calcopirita que preenchem uma cavidade em rocha com matriz sericítica.

Nesta área da lâmina foram analisados 12 pontos para caracterizar com exatidão o contexto de cristalização do minério e os resultados se demonstram que os sulfetos são

calcopirita, galena e pirita (Quadro 4), esta última com hábito cúbico, em cavidade preenchida em meio a matriz de composição muscovítica e com grãos de quartzo como os únicos silicatos presentes nas proximidades do minério e na matriz.

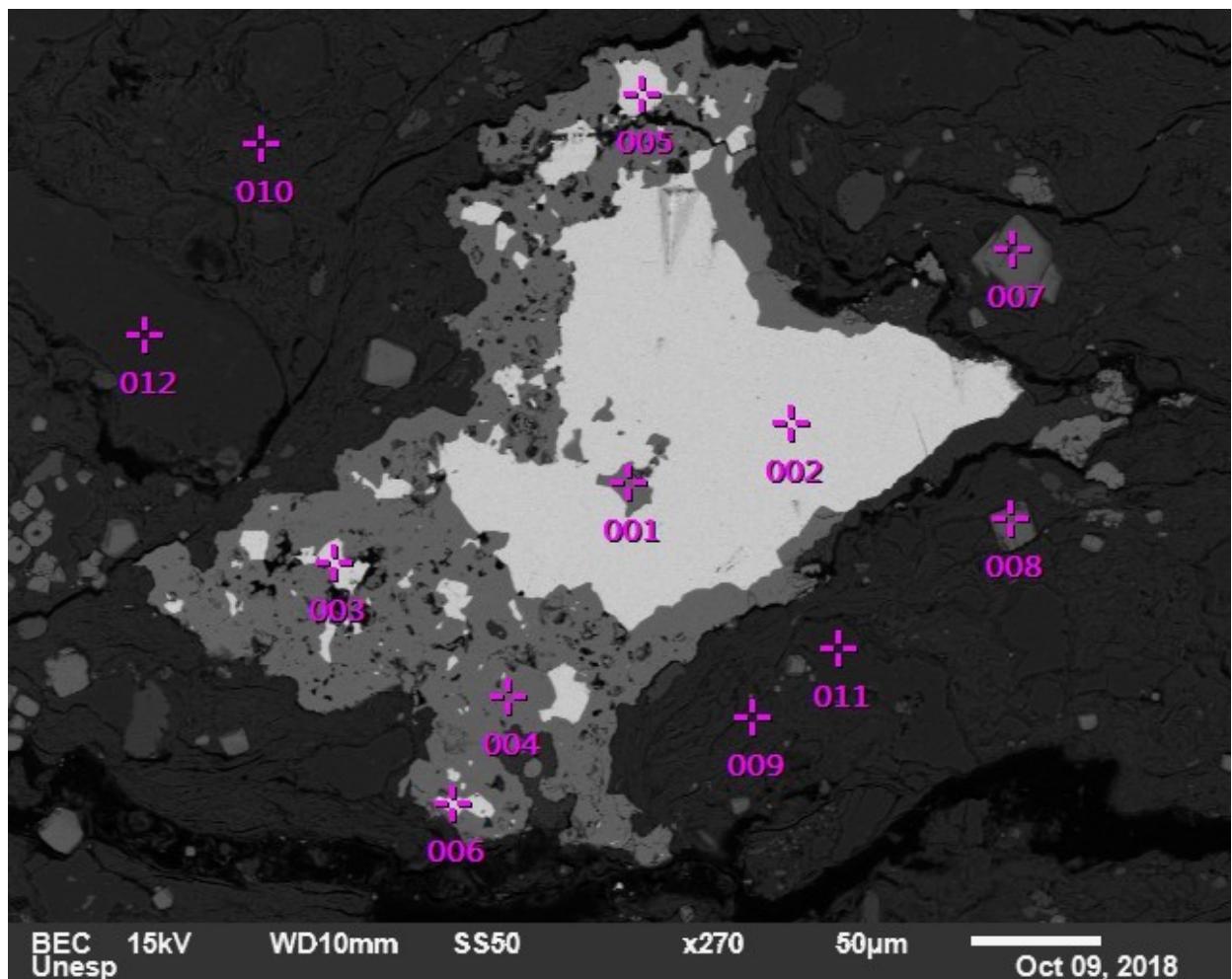


Figura 26: Sulfetos de cobre e chumbo em meio a matriz sericítica e arcabouço com grãos de quartzo.

Quadro 4: Composição dos minerais identificados na Figura 26.

Amostra SM 094-3B – Arenito Arcoseano Ilitizado/Cloritizado/Sulfetado									
Ponto	Mineral	Elementos (%)							
		Pb	S	Cu	Fe	Al	K	Si	O
1	Calcopirita	-	31,89	35,83	32,28	-	-	-	-
2	Galena	81,39	18,61	-	-	-	-	-	-
3	Galena	79,97	18,56	-	-	-	-	-	-
4	Calcopirita	-	31,67	35,45	32,88	-	-	-	-
5	Galena	80,77	18,88	-	-	-	-	-	-
6	Galena	79,34	18,77	-	-	-	-	-	-
7	Pirita	-	51,78	-	48,21	-	-	-	-
8	Pirita	-	49,87	-	50,13	-	-	-	-
9	Muscovita	-	-	-	-	16,27	9,16	26,18	48,38

10	Muscovita?	-	-	-	-	27,63	18,77	53,61	
11	Quartzo	-	-	-	-	-	-	48,18	51,82
12	Quartzo	-	-	-	-	-	-	48,19	51,81

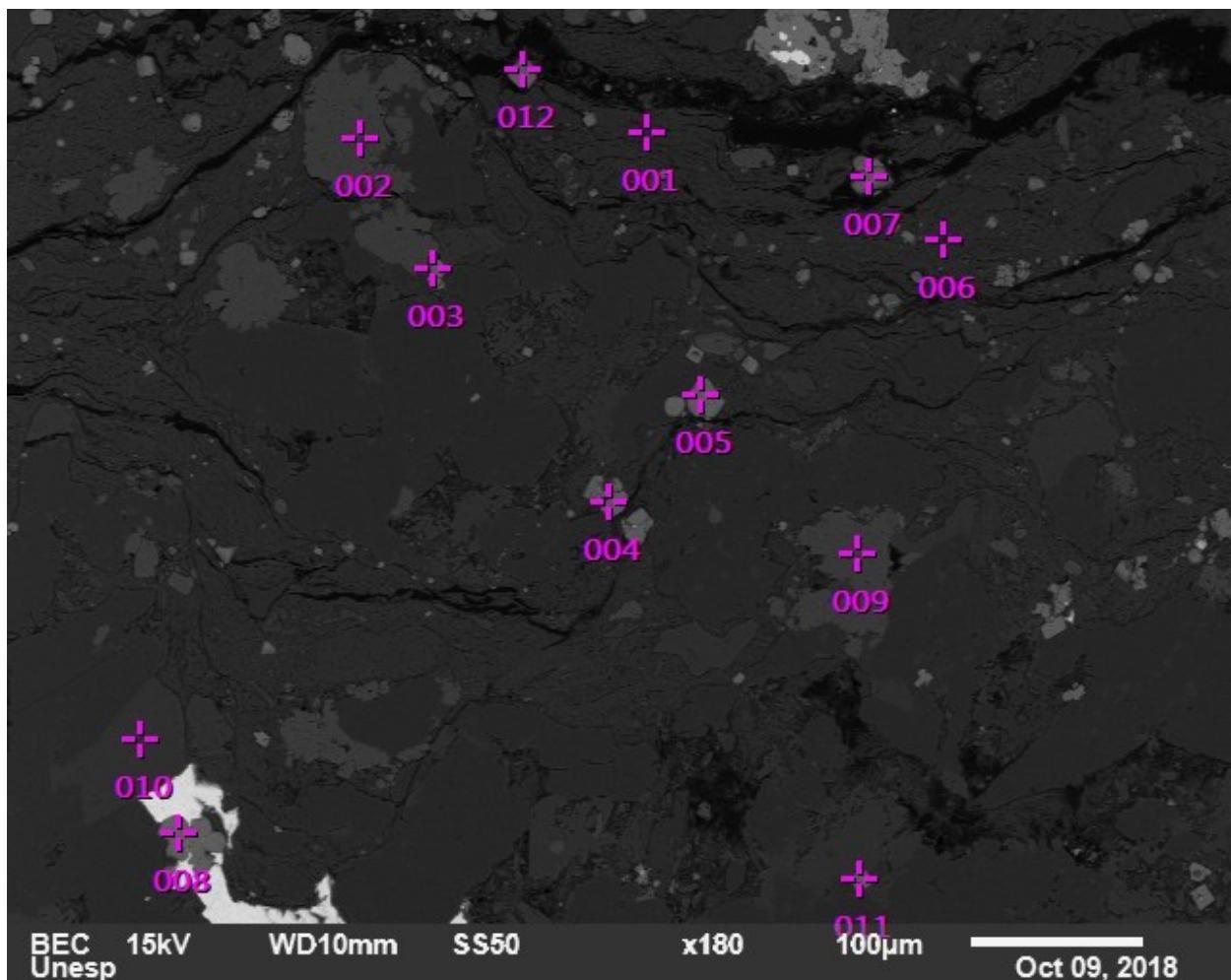


Figura 27: Amostra 094-3B com matriz sericitica e arcabouço com grãos de quartzo, apatita e feldspato.

Quadro 5: Composição dos minerais identificados na Figura 27.

Amostra SM 094-3B – Arenito Arcoseano Ilitizado/Cloritizado/Sulfetado											
Ponto	Mineral	Elementos (%)									
		P	S	F	Fe	Al	K	Si	Ca	O	
1	Muscovita	-	-	-	-	15,52	9,19	26,56	-	48,73	
2	Fluor-Apatita	19,79	-	3,88	-	-	-	-	39,84	36,48	
3	Feldspato potássico	-	-	-	-	12,27	12,04	30,23	-	45,46	
4	Pirita	-	50,80	-	49,20	-	-	-	-	-	
5	Pirita	-	50,96	-	49,04	-	-	-	-	-	
6	Muscovita	-	-	-	-	15,84	9,32	28,04	-	46,80	
7	Pirita	-	46,72	-	53,28	-	-	-	-	-	

8	Pirita	-	50,50	-	49,50	-	-	-	-	-	-
9	Apatita	20,62	-	-	-	-	-	-	39,59	39,79	
10	Feldspato potássico	-	-	-	-	9,23	15,55	31,49	-	43,72	
11	Quartzo	-	-	-	-	-	-	45,56	-	51,56	
12	Pirita	-	47,23	-	52,77	-	-	-	-	-	-

A Figura 27 e o Quadro 5 caracteriza a sericita da amostra 094-3B, cuja composição é muscovítica com os grãos de quartzo, apatita e feldspato no arcabouço, além da pirita que aparece pelo seu hábito cúbico e composição ser da mesma geração da pirita da Figura 26.

Na amostra 094-5, também da Área 3, o MEV foi utilizado para verificar a composição da clorítica da matriz e de minerais hidrotermais, de modo semelhante ao que foi feito na amostra 094-2. Os resultados constam nas figuras 28 e 29 e quadros 6 e 7.

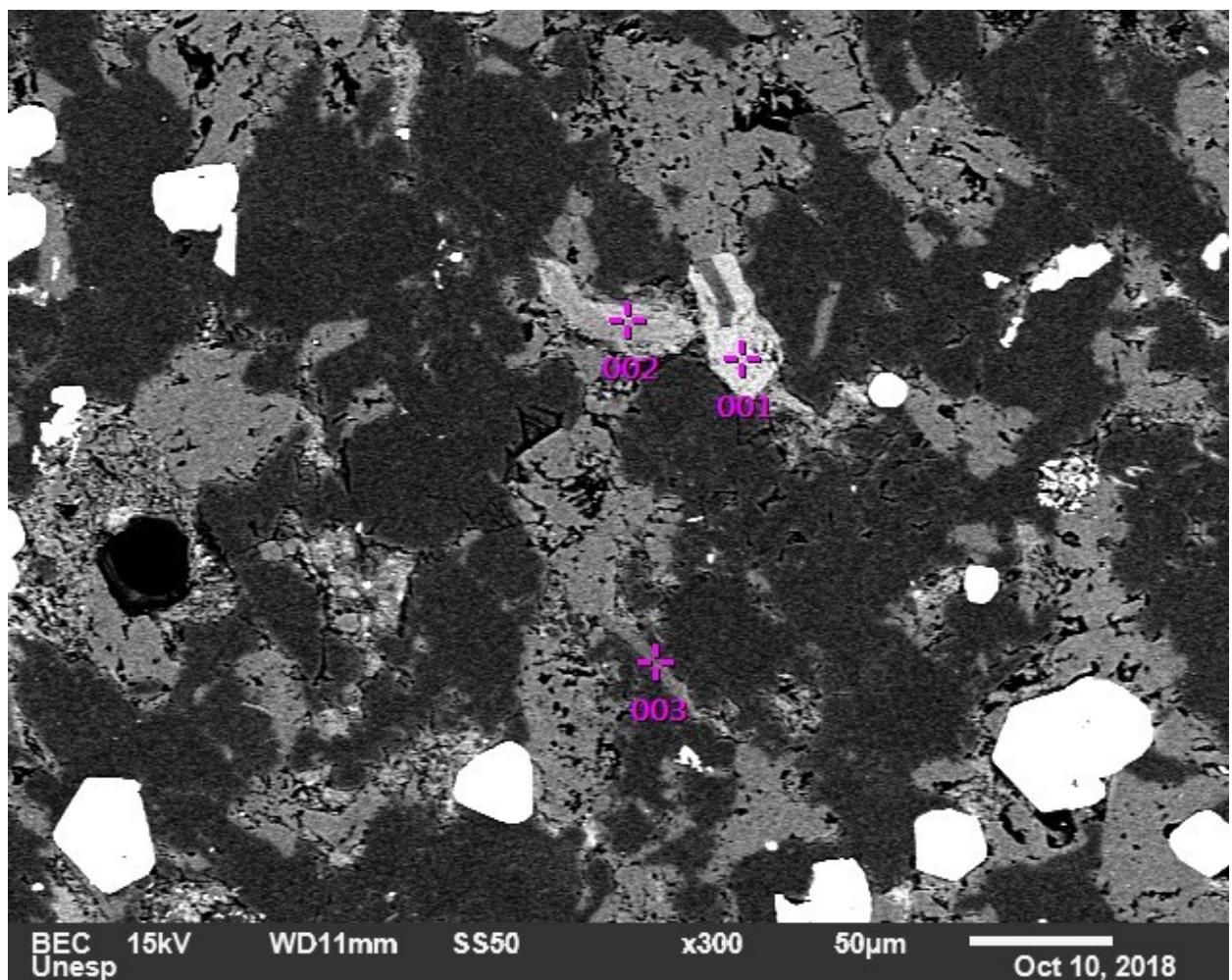


Figura 28: Amostra 094-5 com detalhe dos grãos de clorita intersticial ao arcabouço e pirita branca.

Quadro 6: Composição dos minerais identificados na Figura 28.

Amostra SM 094-5 – Arenito Arcoseano Fino Cloritizado/Sulfetado						
Ponto	Mineral	Elementos (%)				
		Mg	Fe	Al	Si	O
1	Clorita	5,76	25,73	10,98	11,56	45,97
2	Clorita	9,39	21,15	10,86	12,55	46,05
3	Quartzo	-	-	-	45,14	54,86

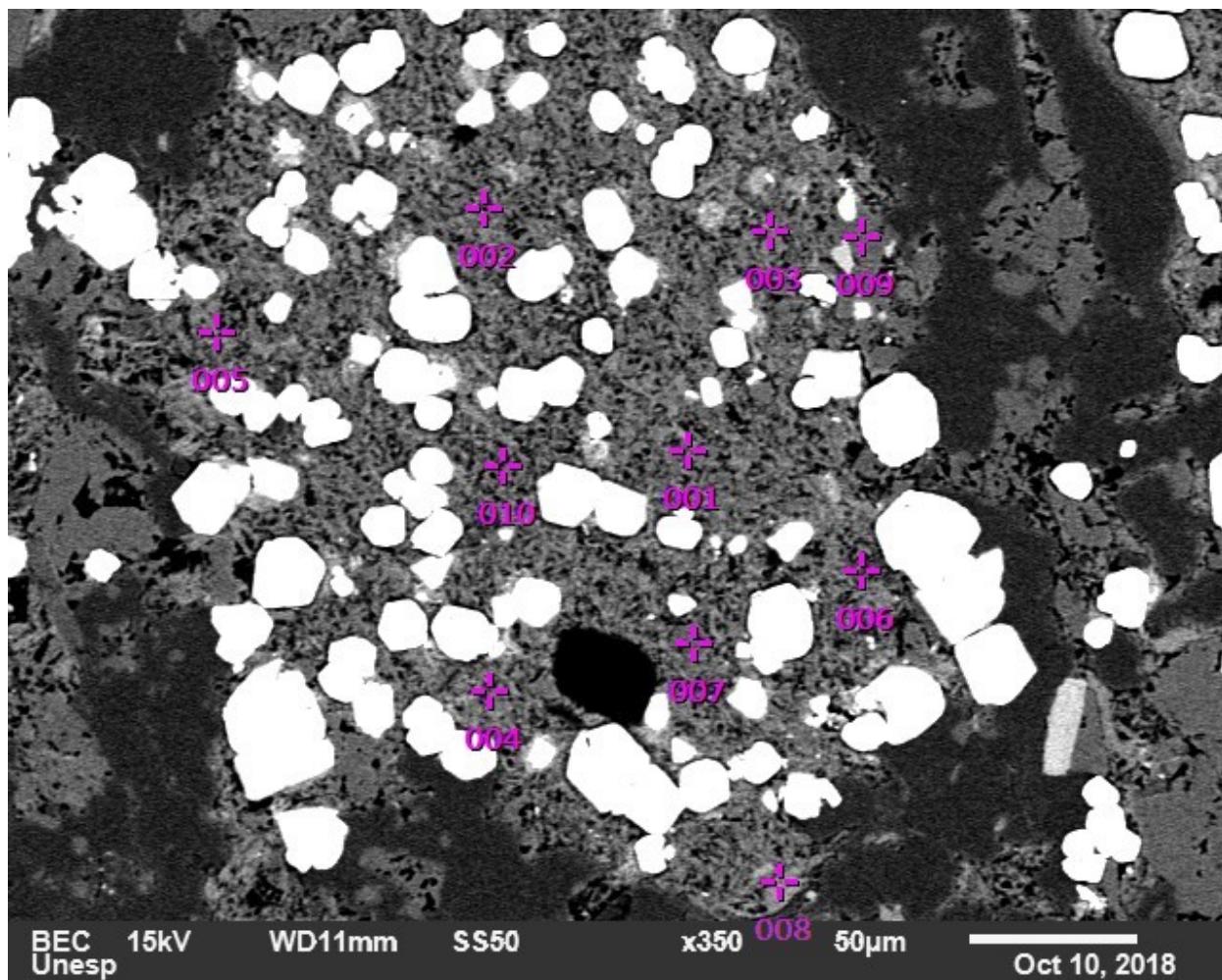


Figura 29: Amostra 094-5 com os grãos de minerais hidrotermais que ocorrem em paragênese com a pirita euédrica no arenito arcoseano fino hidrotermalizado.

Quadro 7: Composição dos minerais identificados na Figura 29.

Amostra SM 094-5 – Arenito Arcoseano Fino Cloritizado/Sulfetado						
Ponto	Mineral	Elementos (%)				
		Mg	Fe	Al	K	Si
1	Illa	0,41	1,41	8,88	12,69	27,97
2	Biotita	3,69	12,20	12,33	6,08	20,08
3	Biotita	5,38	20,70	9,60	3,52	17,58
4	Clorita?	6,23	23,52	9,51	1,44	14,78

5	Clorita	6,92	26,74	9,84	1,15	15,41	39,93
6	Clorita	6,28	29,14	9,02	-	15,8	36,76
7	Muscovita	-	0,88	9,42	14,48	30,12	45,09
8	Clorita	6,62	25,13	10,4	-	12,09	45,75
9	Muscovita	-	-	9,48	14,25	29,63	46,16
10	Illita	-	3,64	8,55	11,62	27,06	47,81

Os minerais hidrotermais analisados identificados na Figura 29 indicam associação de biotita, clorita, sericita e illita em paragênese com a pirita euédrica. Pode-se interpretar pelas análises que as bordas dos grãos tem composição mais clorítica e biotítica enquanto os núcleos são muscovíticos, indicando a este seria o mineral das fases iniciais da alteração hidrotermal, seguindo-se a cristalização da biotita posteriormente cloritizada.

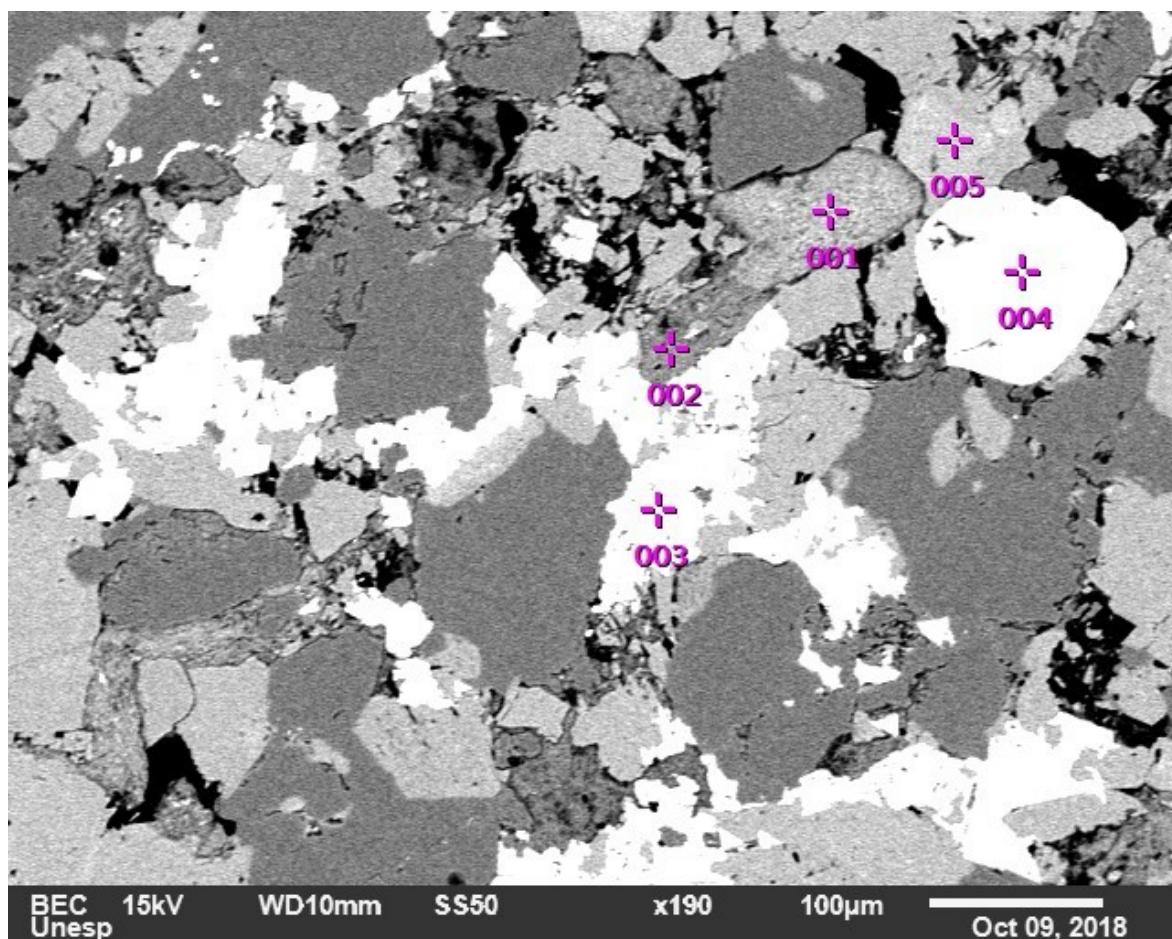


Figura 30: Amostra 246-2B com detalhe da composição do arenito entre as Áreas 1 e 2.

Quadro 7: Composição dos minerais identificados na Figura 30.

Amostra SM 246-2B – Arenito Arcoseano Fino Sericitizado/Sulfetado									
Ponto	Mineral	Elementos (%)							
		Mg	Fe	Al	K	Si	P	Ca	O
1	Biotita	3,19	11,60	7,44	10,92	28,30	-	-	38,55

2	Muscovita	-	-	17,12	9,44	23,83	-	-	49,61
3	Fougerita	5,56	53,21	-	-	-	-	-	41,23
4	Apatita	-	-	-	-	-	20,39	40,54	39,06
5	Feldspato potássico	-	-	9,82	14,36	31,44	-	-	44,38

Nas figuras 30 e 31 e quadros 7 e 8 estão detalhadas as composições do arcabouço do arenito sobre o *stockwork* de cobre entre a Área 1 e 2 do depósito, onde é possível ver uma mineralogia com feldspato potássico, quartzo e apatita, originais do arenito, e um grão que parece gradar de muscovita para uma composição mais próxima da biotita. O mineral intersticial, anédrico e branco na imagem, foi identificado como Fougerita ($\text{Fe}^{2+}_4\text{Fe}^{3+}_2(\text{OH})_{12}[\text{CO}_3]\cdot 3\text{H}_2\text{O}$) e cuja precipitação aparenta ser tardia. Uma outra análise do mesmo mineral sugere que o mesmo pode ser produto da alteração de ankerita (ponto 4 na Fig. 31). Há alguns finíssimos minerais de rutilo (ponto 3 na Fig. 31).

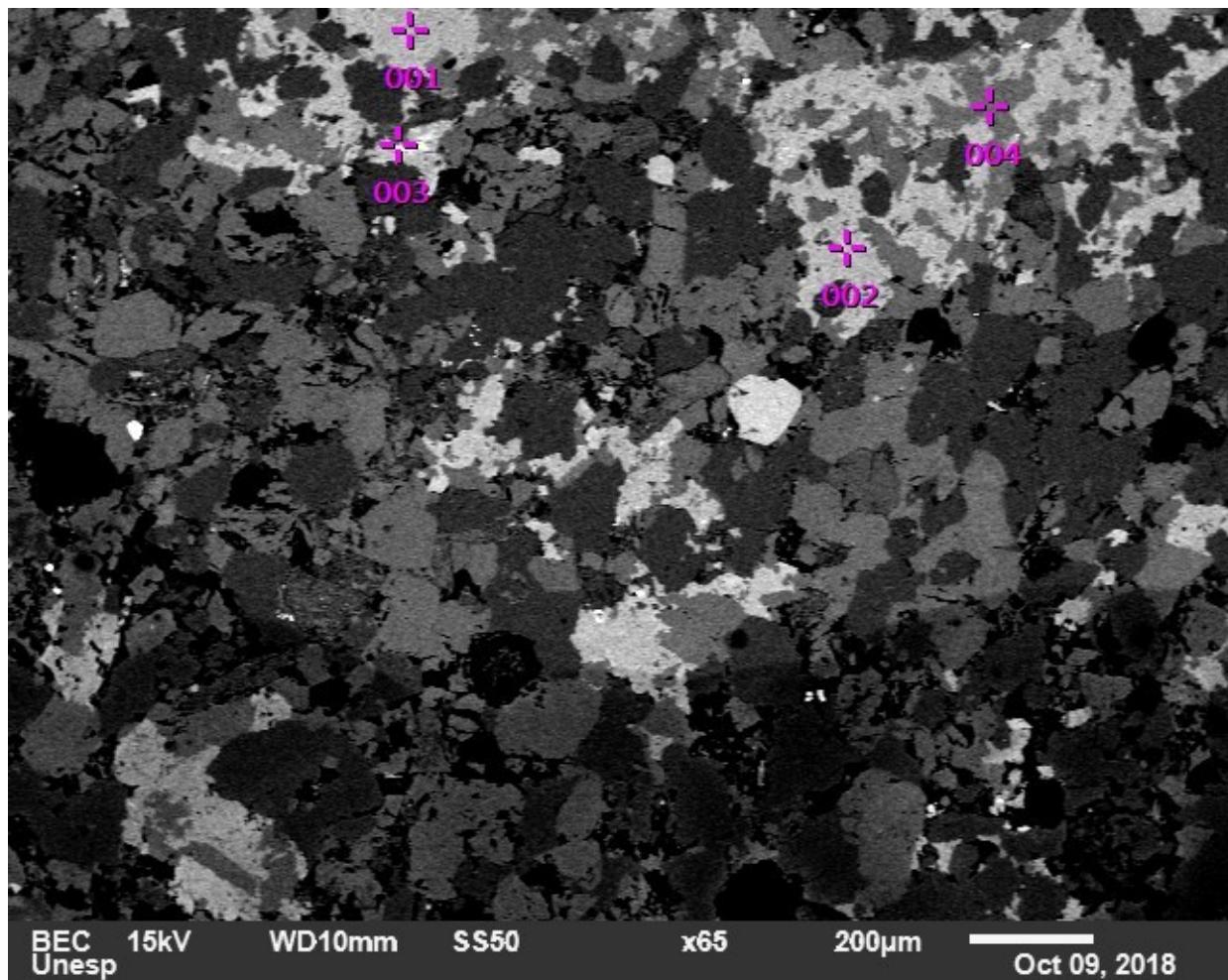


Figura 31: Amostra 246-2B com detalhe da composição de mineral intersticial tardio que ocorre como agregados em diversas amostras.

Quadro 8: Composição dos minerais identificados na Figura 31.

Amostra SM 246-2B – Arenito Arcoseano Fino Cloritizado/Sulfetado								
Ponto	Mineral	Elementos (%)						
		Mg	Fe	Mn	Zn	Ca	Ti	O
1	Fougerita	7,89	47,49	-	-	1,09	-	43,54
2	Fougerita	6,79	47,21	2,07	1,04	0,85	-	42,04
3	Rutilo	-	1,30	-	-	-	62,43	32,27
4	Ankerita	7,10	16,63	-	-	27,54	-	48,73

Os minerais da matriz sericítica na Figura 32 e Quadro 9 tem composições próximas da muscovita e o arcabouço da rocha no entorno possui cristais de feldspato potássico com formatos anédricos arredondados. A alteração destes por reação com fluidos ácidos foi responsável formação da matriz com mica fina.

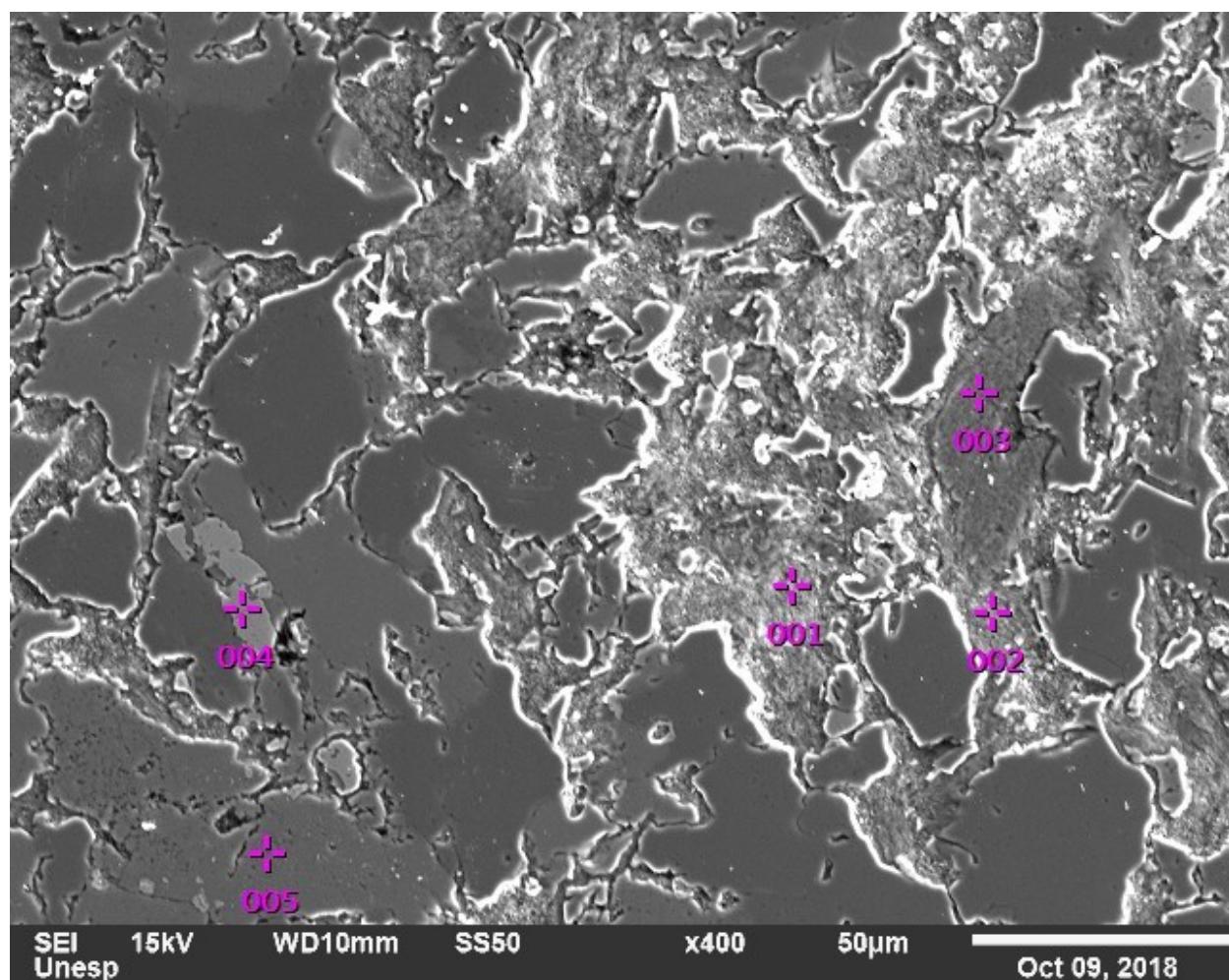


Figura 32: Amostra 135-3B com detalhe dos minerais da matriz sericítica hidrotermal e grãos de feldspato arredondados e alterados.

Quadro 9: Composição dos minerais identificados na Figura 32.

Amostra SM 135-3B – Arenito Arcoseano Fino Sericitizado

Ponto	Mineral	Elementos (%)				
		Ti	Al	K	Si	O
1	Muscovita	-	16,37	10,42	26,87	46,33
2	Muscovita	-	15,99	9,13	23,85	51,03
3	Muscovita	-	15,72	10,65	25,24	48,39
4	Rutilo	59,99	-	-	-	40,01
5	Feldspato potássico	-	9,23	14,98	30,84	44,95

A Figura 33 e Quadro 10 apresenta as texturas e composições dos minerais de Pb e Zn. A esfalerita predomina na amostra, porém na área são comuns texturas como a da figura, onde a galena envolve a esfalerita formando uma borda em um cristal grande e anédrico.

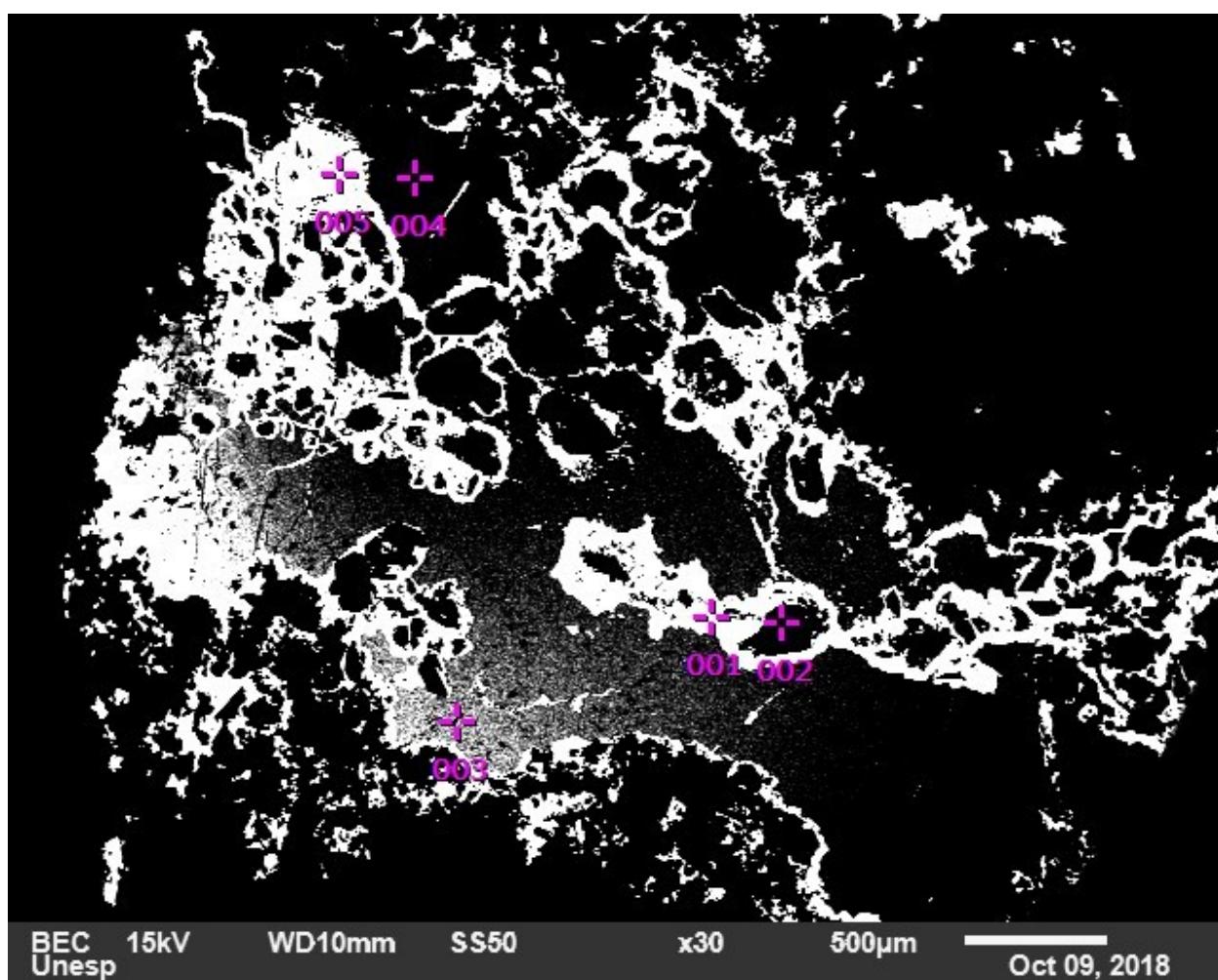


Figura 33: Amostra 135-3B com detalhe de minerais. A Galena em branco, esfalerita em cinza e silicatos em preto.

Quadro 9: Composição dos minerais identificados na Figura 33.

Amostra SM 135-3B – Arenito Arcoseano Fino Cloritizado/Sulfetado

Ponto	Mineral	Elementos (%)						
		Pb	S	Al	K	Zn	Si	O
1	Galena	81,69	18,16	-	-	-	-	-
2	Feldspato potássico	-	-	9,73	15,40	-	31,45	43,41
3	Esfalerita	-	31,26	-	-	68,74	-	-
4	Esfalerita	-	33,44	-	-	66,56	-	-
5	Galena	79,93	17,73	-	-	-	-	-

5.3.4 Análise dos minerais por microssonda eletrônica

Estas análises foram efetuadas com o intuito de verificar a composição de minerais dos grupos da clorita, biotita, muscovita e illita e para tentar, pela variação de conteúdos de elementos como Ti, Fe, Mg e Ba, estabelecer gradientes e vetores que apontem para a origem do foco de calor.

Foram selecionadas 7 lâminas petrográficas análises (amostras 094-2, 109-4, 186-2, 246-2A, 250-4B, 255-2 e 094-5) feitas no IGCE da UNESP com o equipamento e condições detalhadas no item 4.8. Nestas lâminas foram verificadas as composições de alguns dos minerais de interesse para os seguintes elementos: Na, Al, Si, Mg, K, Ca, Cl, Ba, Ti, Cr, Fe e Mn. Os resultados são dados nos respectivos óxidos conforme consta na tabela de dados da microssonda para biotita, clorita e illita (Anexo 8).

Os resultados demonstraram que a distribuição da biotita é mais ampla do que o esperado, muito embora esteja presente em quantidades muito pequenas. A biotita se associa com a clorita e com a illita. Com a composição da clorita foi possível sua caracterização precisa e o cálculo de sua temperatura de cristalização, bem com *Chlorite Proximitor* de Wilkison et al. (2015), como citado no item 4.4.

Nas amostras 094-5 e 250-4B foram identificados sete grãos de minerais do grupo de clorita, cinco na amostra 094-5 e duas na amostra 250-4B. As temperaturas resultantes variaram muito, mas sua maior concentração situa-se ao redor de 338 °C (método de Cathelineau, 1988) ou 345 °C (conforme Jowett, 1991) na amostra 094-5. Todos cálculos são apresentados na Tabela 2.

Tabela 2: Temperatura de cristalização da clorita hidrotermal.

Ponto	Amostra	Mineral	T°C*
1	094-5	Clinocloro	338-345
2	094-5	Clinocloro	341-348
3	094-5	Fe-Clinocloro	292-296
4	094-5	Chamosita	302-310

5	094-5	Chamosita	275-282
6	250-4B	Chamosita	301-308
7	250-4B	Peninita	105-96

*As temperaturas estão na ordem por Cathelineau (1988) e Jowett (1991).

A equação do método *Chlorite Proximitor* apresentada no item 3.4 foi utilizada para esses grãos, com as concentrações de TiO₂, BaO, CaO, K₂O e MgO convertidas para a forma elementar em ppm e calculadas as taxas Ti/K, Ti/Ba e Mg/Ca, aplicadas junto com os parâmetros exponenciais *a* e *b* fornecidos na Tabela 2 em Wilkinson *et al.* (2015) junto com os resultados em metros (Tabela 3).

Tabela 3: Cálculo do *Chlorite Proximitor*, segundo Wilkison *et al.* (2015).*

Amostra	Mineral	Mg/Ca	Ti/K	Ti/Ba	Mg/Ca(m)	Ti/K(m)	Ti/Ba(m)
1-094-5	Clinocloro	591,9515	0,2749	0	217	1621	0
2-094-5	Clinocloro	228,0353	0,0499	0	1277	1896	0
3-094-5	Fe-Clinocloro	177,8053	0,9302	1,9370	1553	1425	1730
4-094-5	Chamosita	83,6501	0,2596	0	2391	1631	0
5-094-5	Chamosita	248,6787	0,1029	0	1181	1780	0
6-250-4B	Chamosita	0	0,3855	4,5301	0	1567	1619
7-250-4B	Peninita	482,7384	0,1744	5,6824	444	1695	1589
<i>a</i> **		720	6400	1000000	-	-	-
<i>b</i> **		-0,0009	-0,0062	-0,0076	-	-	-

*Alguns elementos não retornaram teores na análise por microssonda por isso estão zerados na tabela.

**Parâmetros da tabela 2 em Wilkinson *et al.* (2015).

Alguns resultados provavelmente não são representativos, como os valores de 217 e 444 metros para taxas de Mg/Ca, pois essa não seria tão sensível ao método e são muito discordantes de dados da mesma amostra. O mais provável é que a distância destes grãos para o centro esteja mesmo entre 1500 a 1700 metros, devido a maior coesão dos resultados da amostra 3-094-5, caso a aplicação do método esteja correta, dado as limitações existentes.

Os dados referentes aos cristais de biotita são apresentados no Gráfico 10 para demonstrar as principais diferenças composticionais entre eles e também entre um padrão de biotita encontrado na literatura (Anthony *et al.*, 1990). As diferenças são maiores nas quantidades dos elementos como ferro e magnésio em outros as diferenças são sutis, como no caso do titânio e do bário, porém podem auxiliar na indicação de vetores de aumento de temperatura na área. De modo geral todos grãos de biotita são relativamente enriquecidos em Fe e Al, tem conteúdo potássico normal e são ricas em ferro e com baixo conteúdo de Mg. Estas características são consequência da temperatura do ambiente em que houve a

cristalização e também dos elementos disponíveis quando da reação que ocorreu para formar tal mineral. A composição química e as propriedades óticas da biotita são típicos para cristalização em baixa temperatura da alteração hidrotermal potássica. Entretanto, esta zona de alteração hidrotermal é a de mais alta temperatura no sistema hidrotermal que gerou o depósito de Pb–Zn de Santa Maria.

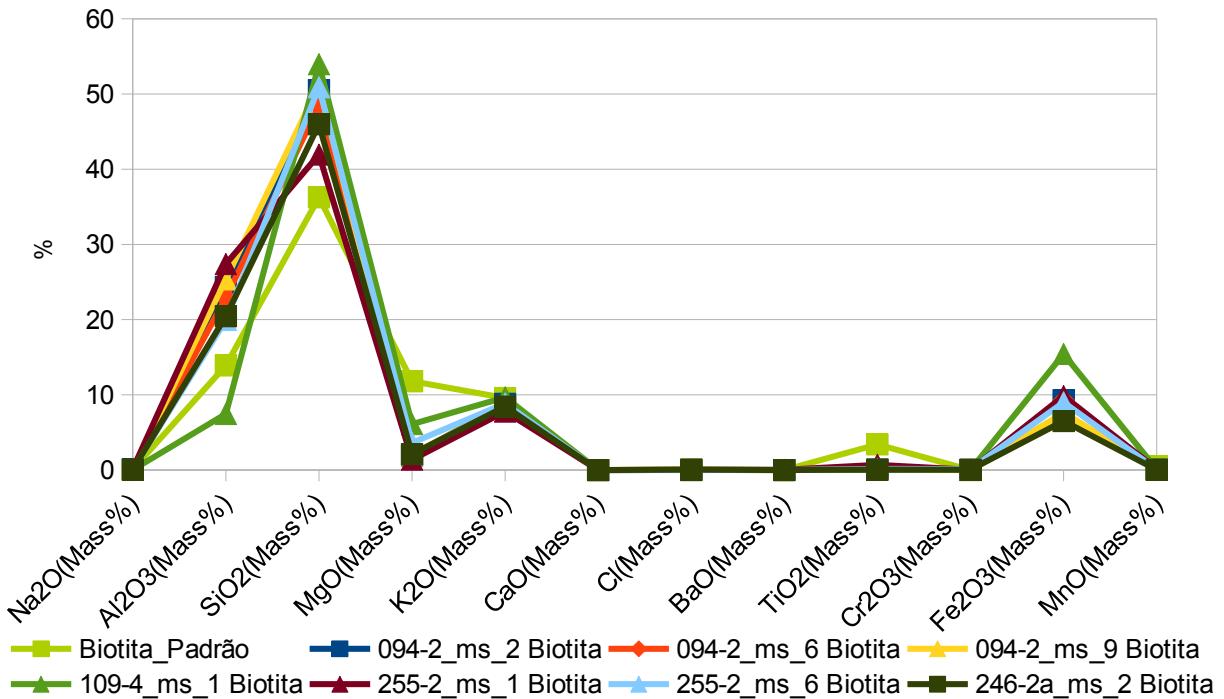


Gráfico 10: Comparação entre os teores em óxidos de 8 amostras de biotita por análise de microssonda.

Os minerais opacos foram analisados em 4 lâminas das 7 preparadas para microssonda (094-5, 250-4B, 246-2A, 186-2) com o intuito de caracterizar os sulfetos e óxidos de ferro quanto a presença de elementos como Al, As, Pb, S, Au, Cr, Ti, Ag, Zn, Cu, Ni, Co, Fe e Sr. A escolha dessas lâminas se deu pela alta sulfetação que apresentam, pela presença de minerais como esfalerita, galena e calcopirita identificados previamente ao microscópio petrográfico, por acompanharem os diferentes tipos de alteração hidrotermal associados ao minério e por representarem testemunhos de pontos distintos do depósito.

Os resultados apresentados no Anexo 8 demonstram que a composição da pirita em todo o depósito apresentam traços de alumínio, arsênio, chumbo, zinco, cobre, ouro e titânio. Nos óxidos de ferro que acompanham carbonatos como a ankerita, os teores de ouro chegam próximo a 0,02%, indicando que nos aglomerados oxidados de ferro em agregados de carbonato houve precipitação de ouro que pode ser significativa. A amostra 235-5 (descrição de lâmina no Anexo 7, e análise geoquímica no Anexo 5), umas das que possuem maior teor de ouro entre as 51 analisadas é pouco sulfetada porém possui muitos agregados de

carbonatos com pirita, o que sugere ser esta a principal fase de precipitação do ouro no depósito.

Os sulfetos de Zn, Pb e Cu avaliados são respectivamente esfalerita, galena e calcopirita, destes apenas a galena e a calcopirita apresentaram ferro na composição, com os elementos traços de interesse em quantidades insignificantes.

6 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1 As Zonas de Alteração Hidrotermal

O halo de illita\sericita constitui o principal tipo de alteração hidrotermal que hospeda a mineralização do depósito de Santa Maria. Este ocorre em todas as áreas do depósito, é a mais próxima a superfície e possui caráter que vai de pervasivo seletivo, tendo o fluido hidrotermal reagido principalmente aos feldspatos, a pervasivo, afetando todos os minerais e obliterando as feições originais dos arenitos.

Na maior parte do depósito, a algumas dezenas de metros de profundidade, a alteração hidrotermal é mais intensa e marcada pelo branqueamento (*bleaching*) do arenito vermelho. Esta zona marca a ocorrência das mineralizações de Pb e Zn, principalmente a ocorrência de esfalerita, tanto disseminada na porosidade secundária como a venular. Esta zona hidrotermal é definida pela paragênese sericita (muscovita), quartzo e sulfetos (pirita, esfalerita e galena), com ocorrência de carbonatos junto a vénulas mineralizadas em maior profundidade e pelo surgimento de alguns grãos de biotita de baixa temperatura em testemunhos como os (BRSMSMDD 094, 109, 246 e 255), indicando aumento de temperatura nessas regiões. Em relação à geoquímica. O halo illítico é bem demarcado por um enriquecimento em K e redução em Na e Ca, bem marcados pelo índice de alteração (IA, Gráfico 8).

A alteração carbonática é fissural, ocorrendo sempre vinculada a veios e vénulas mineralizadas ou próximos a mineralização. Pode ser apresentar com um halo pervasivo muito restrito, próximo às essas estruturas tectônicas, e é mais facilmente identificável ao microscópio petrográfico. Estruturas como abertura e preenchimento de fraturas, texturas de reabertura das vénulas e formação de drusas em cavidades são comuns, assim como a associação dos carbonatos com os sulfetos. Este estágio fissural vincula-se principalmente com a precipitação de galena e calcopirita. Nessas estruturas com carbonatos, a siderita ou ankerita precipitou-se inicialmente, seguido por e calcita com os sulfetos finais, com galena, com inclusões de covelita e bornita nos veios mais rasos e de calcopirita em profundidade, indicando uma oxidação do sistema nos níveis mais rasos. Neste nível verifica-se também calcita como cristais alongados semelhantes à calcita placóide de zonas de *boiling*, zona esta importante em depósitos epitermais *low-sulfidation* por indicarem a região de precipitação de

ouro e de metais de base. Estas texturas foram observadas nos testemunhos das sondagens 094 e 250 e nas amostras 094-3B e 250-4B (fig.17A e 17E) a 171,8 e 273 metros de profundidade respectivamente, onde os teores de Au aumentam. (Gráfico 11 e Gráfico 30 no Anexo IV).

O halo de alteração clorítica predomina na Área 3, observada neste trabalho nos testemunhos das sondagens BRSMSMDD094 e 109. Nas demais áreas do depósito esta alteração é pouco intensa a incipiente. Na Área 3 esta claramente associada a um estágio de menor oxidação no depósito, de aumento de calcopirita e galena e com menor intensidade da alteração sericitica e do volume de esfalerita. Assim, podem ser definidos, dois halos de alteração com o aumento da profundidade e aumento expressivo de biotita de baixa temperatura, mas indicativo de aumento do gradiente termal na área, principalmente em parte do testemunho 094, e que parece se deslocar-se em direção à sondagem 109. Esta zona é acompanhada por sulfetação mais intensa, com pirita muito fina ($< 50 \mu\text{m}$), galena e calcopirita. Tal como na zona sericitica, a zona clorítica também tem associados carbonatos fissurais com sulfetos.

A silicificação é intensa entre as Áreas 1 e 2 e associa-se a zonas de brechas hidrotermais em arenito previamente sericitizado, cristalização de quartzo muito fino, por vezes microcristalino, fruto da intensa silicificação. A carbonatização deste arenito precipitou calcita manganesífera e ankerita juntamente com galena, esfalerita com inclusões pequenas de calcopirita, seguidas então da fragmentação pela entrada de fluidos ricos em sílica lixiviando o carbonato, resultando em *stockwork*. Esta alteração, tal como a cloritização na Área 3, é outro indício de aumento de temperatura no sistema e aproximação com a origem do sistema magmático-hidrotermal portanto.

6.2 Os Vetores Para Possíveis Centros de Alteração Hidrotermal

As análises de DRX indicaram que há amplo domínio de micas sobre os argilominerais no depósito, se tratando a maior parte das alterações de sericita. As argilas são illita e caulinita, identificadas em duas amostras da Área 3. As análises por difratometria de raios X sugerem que na Área 3 há um centro de alteração e cuja amostra mais próxima a fonte de calor seria a 094-5, seguida da 109-4, indicando um vetor para a fonte do hidrotermalismo. Isso se ampara no fato de a largura a meia altura dos cristais micáceos das amostras indicarem temperaturas crescentes da amostra 109-5 (245 m) para a 094-5 (358 m). Soma-se a isso ainda a tendência crescente do índice de alteração (Gráfico 8) para as amostras desta área, além do pico de temperatura inferido pelas clorita para a área de cerca de 340 °C, a assinatura de TI no Gráfico 2 e o consistente aumento dos teores de Mo e W para os metros finais dos testemunhos 094 (Gráficos 8 e 9 do Anexo 3) e suas amostras.

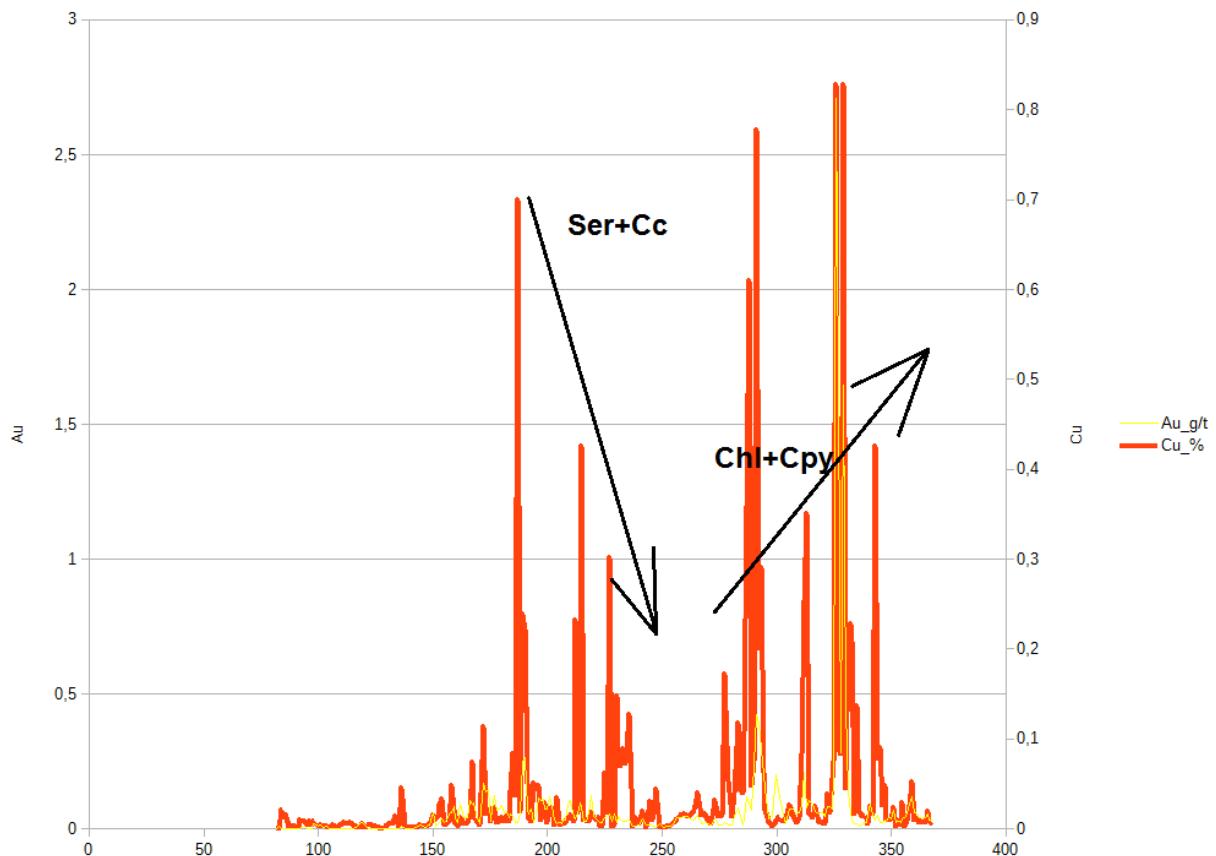


Gráfico 11: Teores de Au e Cu para a sondagem BRSMSMDD0094, indicando a divisão entre alteração sericitica(Ser) com calcocita(Cc) e a alteração clorítica(Chl) com calcopirita(Cpy) indicando inclusive uma tendência de aumento dos teores de cobre e a presença de ouro.

O gráfico da sondagem 094 ainda demonstra claramente uma tendência de aumento da de calcopirita em meio a alteração clorítica com biotita de baixa temperatura. Esta biotita está representada na Figura 29 demonstrando claramente como a composição varia em termos do conteúdo em K, Fe e Mg de forma significativa denotando uma instabilidade química na formação do mineral. Outra questão mineral interessante é a presença de calcita manganesífera na amostra 094-3B e carbonatos ricos em manganês são bons *pathfinders* para mineralização como demonstrado na literatura.

Esses dados parecem sustentar que tal região foi afetada por fluidos mais quentes e pode haver em profundidades intrusões responsáveis pela mineralização da área. Nas Áreas 1 e 2 do depósito há predomínio da alteração sericitica com carbonatização fissural posterior em partes do depósito associada à mineralização venular. Mas é a silicificação que realmente demarca um aquecimento do sistema, e esta surge com intensidade nas sondagens BRSMSMDD0246 e 255, principalmente na segunda.

Os dados de cristalinidade das micas para essas áreas permitem as seguintes inferências: para o testemunho BRSMSMSDD0250 os resultados também evidenciam aumento

da temperatura da amostra 250-1 (62 m) no começo do testemunho para a amostra 250-5 (375 m) no final. Isso converge com o que se pode ver nos gráficos 30 e 26 do Anexo 3, aonde os teores de tungstênio e de ouro aumentam no final da amostragem e, além disso se pode ver pelos dados da microssonda que a clorita (chamosita) nestas amostras indicando temperaturas da ordem de 300 °C na amostra 250-4B(273 m). No estereograma de pólos da Figura 27 do Anexo 2, as vénulas responsáveis pela mineralização de cobre ao final do testemunho possuem direção NE dom mergulhos entre 50° a 60°, indicando que pode se tratar de outra fonte hidrotermal para a Área 2 pouco a norte desta sondagem, possivelmente e ligada as falhas que separam a Área 3 do restante do depósito.

Os dados de cristalinidade das micas das amostras 235-2, 235-5 e 186-5 da Área 1 indicam aumento de temperatura da Área 1 em direção a Área 2, onde há i sistema da silicificação em profundidade acompanhado da mineralização de cobre no padrão *stockwork*. Nesta área os *pathfinders* geoquímicos como o tálio estão presentes, embora com teores pouco significativos, nas amostras dos testemunhos 186 e 061, que são justamente os vizinhos respectivos a sul e norte dos testemunhos 246 e 255, onde ocorre a principal mineralização em cobre. Na amostra 246-4 há um pico de Mo e na 255-4 há um pico de W indicando que a vetorialização é de sul para norte nesta área, o que é reforçado pela presença de biotita nas amostras 246-2 e 255-2, definindo esta região como a mais potencial presença de um centro de alteração hidrotermal associado a rochas ígneas em grandes profundidade, pois os furos já chegam a 500 metros. Chama também a atenção para o que talvez seja um padrão, pois o Gráfico 6 indica correlação entre cobre e ouro no depósito, bem expressada na Área 1 (famílias de amostras 135, 235 e 186), onde o Cu sempre ocorre uma amostra antes do Au, como são as amostras 135-2 com cobre e a 135-3 e a 135-5 com ouro, e as amostras 235-4 com cobre e a 235-5 com ouro. Mas as exceções parecem ser os pontos apontados como quentes como na Área 3 e na zona do *stockwork* onde o ouro ocorre junto com o cobre, como se pode ver, por exemplo, no Gráfico 11 do testemunho BRSMMSMDD0094. É interessante notar esse detalhe, pois como o ouro no depósito não é visível mas a calcopirita da mineralização de cobre é, pode-se adotar a cautela de continuar a sondagem um pouco mais enquanto ainda houver alteração, principalmente carbonática, mesmo que sem sulfetos, pois pode haver teor de ouro que, apesar de não ser o principal produto do depósito é sem dúvida um subproduto interessante que agrega valor. A mineralização de ouro parece se associar com a pirita e carbonatos ricos em ferro que se depositaram na porosidade secundária da rocha e formam óxidos de ferro resultando aglomerados circulares de até 1 mm de diâmetro de coloração marrom.

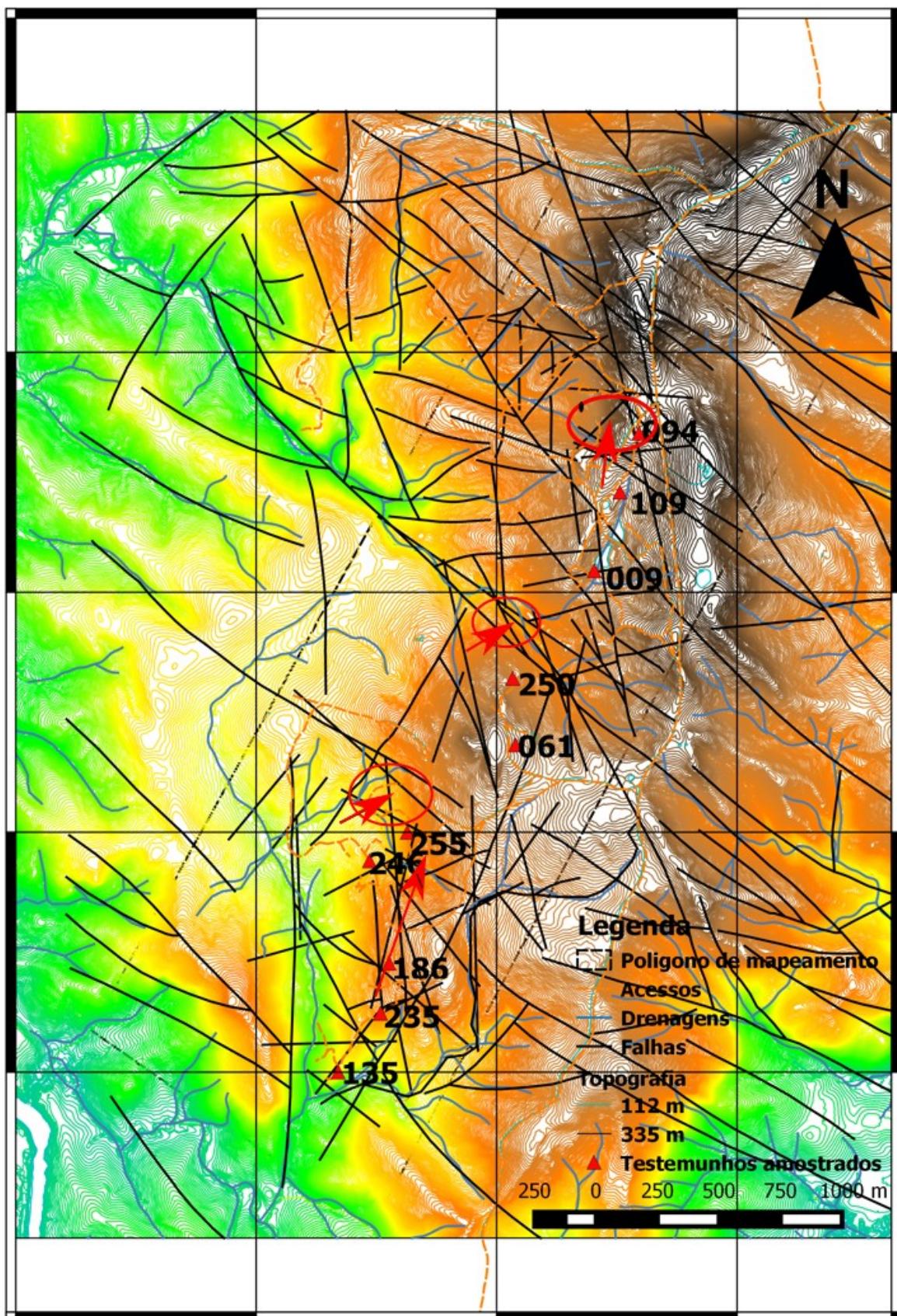


Figura 34: Mapa topográfico do Depósito de Santa Maria com as falhas e pontos das sondagens amostradas. Indicados em vermelho estão em planta os prováveis locais onde podem existir centros de alteração em profundidade e as setas em vermelho indicam a direção de origem dos fluxos de calor.

7 CONCLUSÃO

Os métodos de pesquisa aplicados neste trabalho permitiram uma caracterização das estruturas, reconhecimento das litologias e definição das alterações hidrotermais observadas nos testemunhos das sondagens e em superfície, permitindo interpretações sobre proximidade de centros de alteração hidrotermal e, potencialmente, de outras zonas mineralizadas em profundidade no depósito de Santa Maria.

A alteração illítica-sericítica predomina em todo o depósito e é caracterizada principalmente por micas muscovíticas e oriundas da intensa alteração hidrotermal do arenito arcoseano original por fluidos ácidos de origem provavelmente magmática-hidrotermal misturado por fluidos meteóricos em profundidades rasas, compatíveis com as verificadas em sistemas epitermais. As alterações cloríticas se concentram na Área 3 e parecem se tratar de uma consequência de aumento da temperatura relativamente à alteração sericítica e uma evolução do fluido hidrotermal para pH tendendo ao neutro. A silicificação localiza-se na região do *stockwork*, onde possui caráter pervasivo e se associa a brechas hidrotermais e pode indicar proximidade com pórfiros. Em outras partes do depósito a silicificação é reduzida, localizada e de caráter fissural. Este caráter também se aplica as alterações carbonáticas, importantes por se associar a minério venulado, além de ocupar a porosidade secundária com agregados que podem ter teor de ouro. As alterações hematíticas são mais restritas a proximidade com a superfície, onde podem representar uma interação de fluidos hidrotermais com superficiais.

A Área 3, (Figs. 9, 10, 34), parece ser limitada ao sul e ao norte por duas grandes falhas NW–SE, e que o desenvolvimento da mineralização se associa a falhas menores orientadas segundo, aproximadamente, a direção N–S, e aumenta de volume nas zonas de interseção com as falhas E–W. Essas estruturas apresentam mergulho sub-vertical em sua grande maioria e em profundidade os mergulhos são mais variáveis, assim como as direções difusas, o mesmo ocorre com as estruturas que interceptam as sondagens (109 e 094), se mostram também sem orientação preferencial e sempre alto ângulo, sugerindo graduação para zonas de *stockworks*, como as presentes nas cúpulas de pórfiros.

A avaliação dos dados geoquímicos e mineralógicos sugerem que houve nas sondagens 009 e 094 maior percolação de fluidos quentes em estruturas em níveis mais profundos, provocando a criação de um halo clorítico de alteração, a presença de biotita e alta sulfetação, gradando de esfalerita calcocita para galena e calcopirita. Toda a coleta de dados propõe então que em profundidades de mais de 500 metros mas no perímetro da sondagem 094 possa haver um centro de alteração hidrotermal, com o gradiente termal indo da sondagem 109 para o 094.

Nas Áreas 2 e 3 os corpos de minério estão fortemente controlados por estruturas associadas a falhas, mas as mineralizações em cobre parecem ser controladas por estruturas diferentes daquelas que hospedam as mineralizações de Pb–Zn, o que sugere uma evolução por telescopagem. Os dados geoquímicos e das análises de difratometria de raios X cruzados com dados estruturais indicam poder haver a NE do furo 250 um centro de alteração hidrotermal associado ao sistema de falhas que separa a Área 3 das demais áreas do depósito, além das falhas secundárias com orientação NW–SE que cruzam a Área 2.

Parece existir um padrão de distribuição radiada das estruturas e das mineralizações nas Áreas 1 e 2, onde ocorrem zonas de silicificação em profundidade e de hematitzação próxima à superfície. Os teores de Au e as indicações dos *pathfinders* sugerem tratar-se de zonas mais proximais, como pode ser visto nos gráficos do Anexo 3. Na sondagem 255 é possível reconhecer a seguinte sequência de alterações hidrotermais indicativas de aumento da temperatura, conforme aumenta a profundidade, com alterações hematítica, illítica, silicificação, carbonática e illítica. Aqui vale destacar que o *Alteration Box Plot* e o CCPI marcaram com muita precisão essa área, dada sua riqueza em sulfetos. Tais evidências podem ser sinais de que ocorre à profundidade nessa região mais um centro de alteração hidrotermal responsável pela formação do depósito ou a canalização dos fluidos em várias estruturas a partir de um centro de alteração hidrotermal. A parte norte da Área 1 parece confirmar isso pelos dados geoquímicos e resultados de Cu e Au das sondagens 186 e 235. O corpo de cobre desta área mais ao sul é um dos que melhor evidenciam a influência das falhas no depósito. Os corpos de minério se desenvolvem praticamente N–S porém são separados por falhas NW–SE, com tendências E–W, portanto posteriores ou simultâneas ao desenvolvimento do depósito.

Os métodos utilizados neste trabalho se mostraram úteis para caracterizar as rochas hospedeiras, as alterações hidrotermais e as mineralizações, os *pathfinders* geoquímicos deram respostas interessantes para indicação dos pontos quentes, definindo vetores que apontam direções para futuras investigações, mas também funcionando muito bem como apontador das mineralizações já encontradas nas sondagens. Os índices de alteração hidrotermal foram úteis para demarcar as zonas de alterações e qual delas é mais importante para cada tipo de mineralização. O MEV e a MSE foram essenciais para detalhamentos da composição química dos minerais. A espectrometria de Infravermelhos ajudou a caracterizar a mineralogia do depósito macroscopicamente, porém para contribuir com a vetorização de modo mais direto seriam necessários de mais estudos. A difratometria de raios X, além de auxiliar na caracterização da mineralogia do depósito, permitiu identificar as argilas presentes e com a definição do grau de cristalinidade da muscovita foi possível indicar as zonas de maior temperatura do sistema hidrotermal. Todos esses métodos contribuíram para obter o máximo de informações possíveis das amostras e para estimar os vetores que apontam as fontes dos

fluidos hidrotermais, dados estes que podem subsidiar o planejamento de sondagens exploratórias para outros corpos minérios e suas fontes hidrotermais.

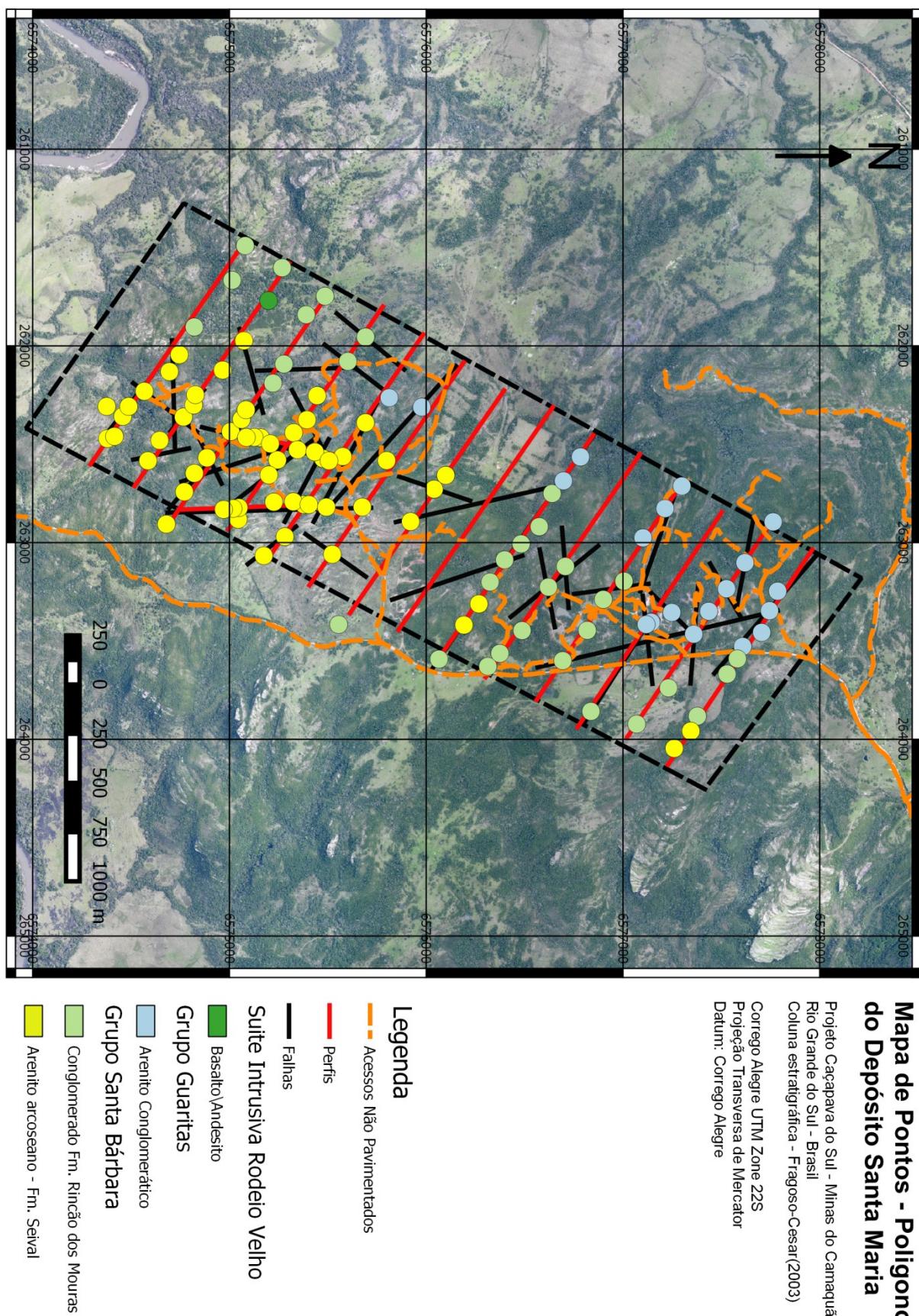
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, D.P.M., Zerfass, H., Basei, M.A., Petry, K., Gomes, C.H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro Do Bugio, Perau and Serra De Santa Bárbara (Caçapava Do Sul, RS - Brazil). *Gondwana Research*, 5, 721–733.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-César, A.R.S., Marconato, A. 2009. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: the Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 217, 30–51.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-César, A.R.S., Fambrini, G.L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of southeastern South America: tectonic implications. *Journal of Geology*, 118, 154–161.
- Almeida, R.P., Santos, M.G.M., Fragoso-César, A.R.S., Janikian, L., Fambrini, G.L. 2012. Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84, 347-376.
- Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W., Nichols, M.C., (1995) Handbook of Mineralogy, Volume 2, Mineral Data Pub.
- Badi, W.R.S., Gonzalez, A.P. 1988. *Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, RS. In: DNPM. Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. III - Metais básicos não ferrosos e Al*, 157–170.
- Basei, M.A.S., Siga Jr. O., Masquelin, H., Harara, M., Reis Neto, J.M. and Preciozzi, RE. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, pp. 311-334.
- Beckel, J. 1990. *Metalogenia del Cu, Pb y Zn en la Cuenca de Camaquã durante el ciclo orogénico Brasiliense, RS (Brasil)*. Tese de Doutorado, Universidade de Salamanca.
- Bettencourt, J.S. 1972. *A mina de cobre do Camaquã, RS*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- Bicca, M.M., Chemale Jr, F., Jelinek, A.R., Oliveira, C.H.E., Guadagnin, F., Armstrong, R. 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 48. pp. 173-192.
- Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature: *Clay Miner.* 23, p. 471-485.
- Craig, J.R., Vaughan, D.J. 1981. *Ore microscopy and ore petrography*. New York, John Wiley & Sons, 1th edition, 406 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1967. *Rock forming minerals*. Longman, London, 371 pp.
- Dickison W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sed. Petrol.*, 40:695-707.
- Dilles, J.H. 2012. Footprints of porphyry Cu deposits: Vectors to the hydrothermal center using mineral mapping and lithogeochemistry. USGS MRERP Grant Award number G10AP00052 Final Technical Report.
- Dott Jr., R.H. 1964. Wacke, greywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, Lawrence, 34: 625-632.
- Fambrini, G.L. 2003. *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) a norte do rio Camaquã, Rio Grande do Sul, Brasil*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- Folk R.L. 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin: Hemphill's. 182 p.
- Fragoso-César, A.R.S. 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasiliano: as orogências dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Ph.D. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 366 p.
- Fragoso-César, A.R.S., Fambrini, G.L., Almeida, R.P de, Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R., Saes, G.S. 2000. The Camaquã Extensional Basin: Neoproterozoic to early Cambrian Sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), p. 442-445.
- Fragoso-César, A.R.S., Fambrini, G.L., Almeida, R.P de, Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L. 2003. A Bacia Camaquã: Um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III — Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. I Encontro Sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias. *Boletim de Resumos*, p. 139–144.
- Gomes C.B., Formoso, M.L.L., Trescases, J.J., Dutra, C.V. 1984. Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia. São Paulo; Edgard Blucher. 218 p.
- Guggenheim S., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits V., Eberl D.D., Formoso M.L.L., Galán E., Merriman R.J., Peacor D.R., Stanjek H., Watanabe T. 2002. Report of the association internationale pour l'étude des argiles (aipea) nomenclature committee for 2001 order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the "crystallinity index". *Clays and Clay Minerals*, 50(3):406-409.
- Guilbert, J.G., Park, Jr., C.F. 1986. *The geology of ore deposits*. New York, W.H. Freeman and Company, 985 p.
- Hibbard, M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice-Hall, New Jersey, 587 p.
- Ixer, R.A. 1990. *Atlas of opaque and ore minerals in their associations*. Van Nostrand Reinhold, New York, 208 p.
- Janikian, L., Almeida, R.P. de, Fragoso-César, A.R.S., Fambrini, G.L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, paleogeografia e significado tectônico das sucessões vulcão-sedimentares do Supergrupo Camaquã, RS. *Revista Brasileira Geociências*, 33, 349–362.
- Janikian, L., Almeida, R.P. de, Fragoso-César, A.R.S., Martins, V.T.S., Dantas, E.L., Tover, E., McReath, I., D'Agrella Filho, M.S. 2011. Ages (U-Pb SHRIMP and LA-ICP-MS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21, 466–482.
- Jowett, E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991), Program with Abstracts 16, A62.
- Kruse, F.A., Hauff, P.L. 1991. Identification of illite polytype zoning in disseminated gold deposits using reflectance spectroscopy and X-ray diffraction-potential for mapping with imaging spectrometers. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 29(1), 101–104.
- Kübler B. 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 19:1093-1112.
- Kübler B. 1967. La crystallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme: Colloque sur les 'Etages tectoniques'. Neuchâtel, *Festschrift*, p. 105-122.
- Kübler B. 1984. Les indicateurs de transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In: Lagache M. (eds.) *Thermométrie et barométrie géologiques*. Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Crystallographie. Paris, p. 489-596.
- Large, R., Blake, R. D., Herrmann, M. W., 2001. Hydrothermal alteration and volatile element halos for the Rosebery K Lens volcanic-hosted massive sulfide deposit, Western Tasmania. *Economic Geology*, 96, 1055–1072.
- Large, R., Gemmell, J.B. and Paulick, H., 2001. The Alteration Box Plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with VHMS Deposits. *Economic Geology*, 96(5), 957–971.

- Leinz, V., Almeida, S. 1941. Gênese da Jazida de Cobre de Camaquã. Porto Alegre, D.P.M., Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, Boletim 88, 56 p..
- Machado, R., Sayeg, H.S. 1992. Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionaram a bacia molássica do Arroio Boici, RS. In I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, Boletim de Resumos Expandidos, SBG/UNISINOS, São Leopoldo, RS, p. 73-76.
- MacKenzie, W.S., Adams, A.E. 1994. *A color atlas of rocks and minerals in thin section*. John Wiley & Sons, Inc, New York, 192 p.
- Nóbrega, J.E.S. 2011. *Proveniência sedimentar do Grupo Guaritas, Cambriano da Bacia de Camaquã (RS)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Oliveira, J.M.M.T., Fernandes, L.A.D. 1991. Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In: III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Boletim de Resumos Extensos, SBG, Rio Claro, SP, p. 58-59.
- Pettijohn F.G., Potter, P.E., Siever, R. 1972. Sand and sandstones. Springer Verlag.
- Prajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist. Berlin. Springer: p 110-132.
- Prajno, F. 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Geological Survey of Western Australia, Perth, WA, Australia, 1243 p.
- Powers M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles: Journal of Sedimentary Petrology, 23: 117–119.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves D.I., Reisch J.L. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu-(Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 3, 155–174.
- Ribeiro, M. 1986. O metamorfismo dos campos termais do escudo Sul-Riograndense. *Iheringia, Série Geológica*, 11, 15–28.
- Ribeiro, M.J. 1991. *Sulfetos em sedimentos detriticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 416 p.
- Rios, F.S. 2012. *Caracterização petrográfica e mineralógica da alteração hidrotermal do Depósito de Pb-Zn-(Cu-Ag) de Santa Maria, Distrito mineiro de Camaquã (RS)*. Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- Santos, M. & Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S. (2012). Paleostress Analysis in Brittle Structures of the Camaquã Copper Mines. *Revista Brasileira de Geociências*, 42, 573-584.
- Sillitoe, R. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105, 3–41.
- Sonntag, I., Laukamp, C., Hagemann, S.G. 2012. Low potassium hydrothermal alteration in low sulfidation epithermal systems as detected by IRS and XRD: An example from the Co-O mine, Eastern Mindanao, Philippines. *Ore Geology Reviews*, 45, 47–60.
- Tröger, W.E. 1979. *Optical determination of rock-forming minerals*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 188 p.
- Veigel, R., Dardenne, M.A. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização de Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã - RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4), 55–67.
- Wentworth C.K. 1922. A escale of grade and class terms for clastic sediments. USA, Jornal of Geology 30.
- Wilkinson, J. J., Chang, Z., Cooke, D.R., Baker, M.J., Wilkinson, C.C., Inglis, S., Chen, H., Gemmell, J.B., 2015. The chlorite proximitor: a new tool for detecting porphyry ore deposits, *Journal of Geochemical Exploration*, 152, 10–26.
- Williams, H.; Turner, F.J.; Gilbert, C.H. 1962. *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin section*. San Francisco: Freeman and Company, 406 p.

ANEXO 1



ANEXO 2

ESTEREOGRAMAS DE POLOS DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGENS

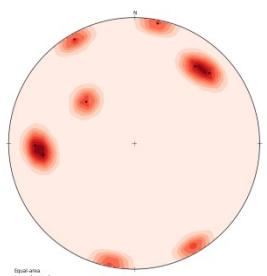


Figura 8: Falhas e fraturas (BRSMSMDD0061)

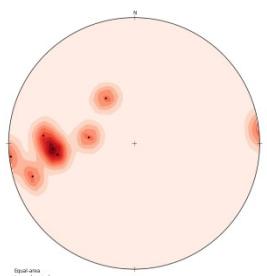


Figura 9: Estruturas com sulfetos de Cu entre 150 a 200 m (BRSMSMDD0061)

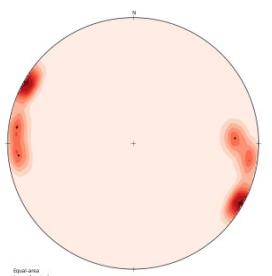


Figura 10 - Estruturas com sulfetos de Cu entre 280 a 290 m (BRSMSMDD0061)

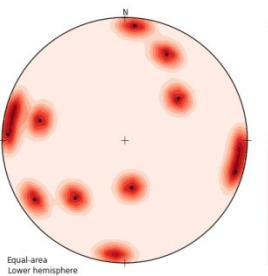


Figura 11: Falhas e fraturas (BRSMSMDD0094)

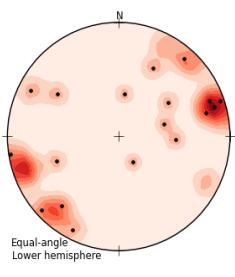


Figura 12: Estruturas com sulfetos de Zn-Pb-Cu (BRSMSMDD0109)

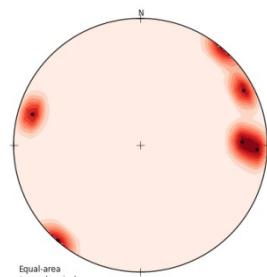


Figura 13: Falhas e fraturas (BRSMSMDD0109)

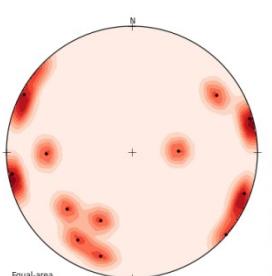


Figura 14: Estruturas com sulfetos Zn-Pb-Cu (BRSMSMDD0109)

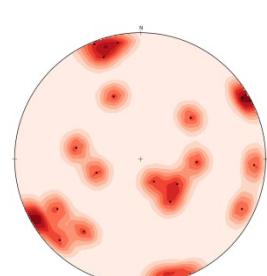


Figura 15: Falhas e fraturas (BRSMSMDD0135)

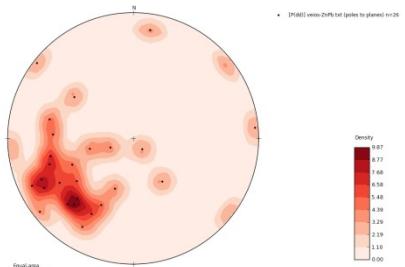


Figura 16: Estruturas com sulfetos de Zn–Pb (BRSMSMDD0135)

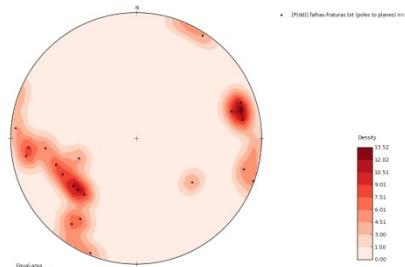


Figura 17: Falhas e fraturas (BRSMSMDD0186)

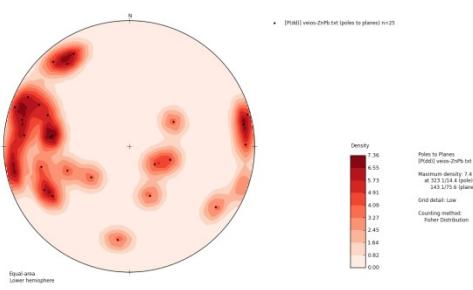


Figura 18: Estruturas com sulfetos de Zn–Pb (BRSMSMDD0186)

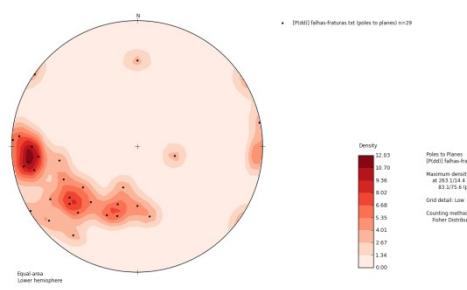


Figura 19: Falhas e fraturas (BRSMSMDD0235)

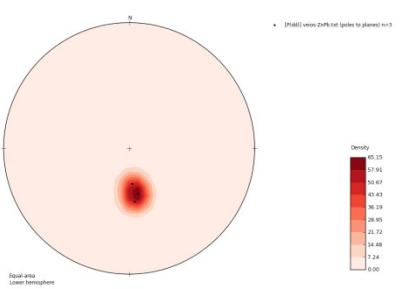


Figura 20: Estruturas com sulfetos de Zn–Pb (BRSMSMDD0235)

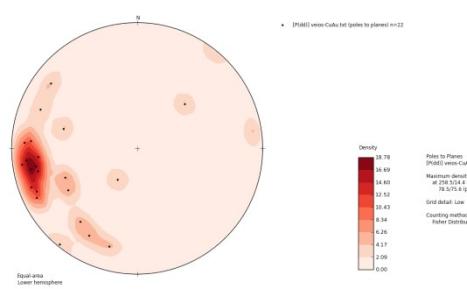


Figura 21: Estruturas com sulfetos de Cu e Au (BRSMSMDD0235)

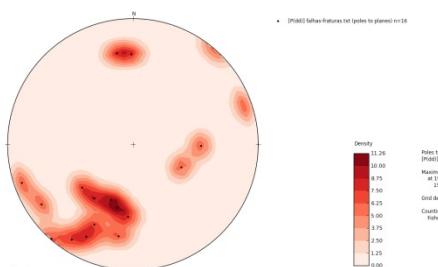


Figura 22: Falhas e fraturas (BRSMSMDD0246)

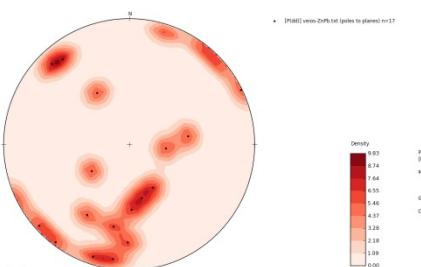


Figura 23: Estruturas com sulfetos de Zn–Pb (BRSMSMDD0246)

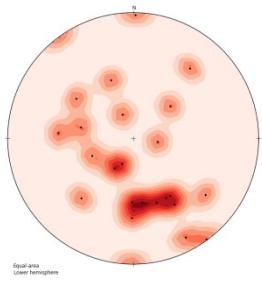


Figura 24: Estruturas com sulfetos de Cu (BRSMSMDD0246)

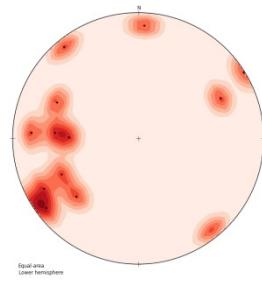


Figura 25: Falhas e fraturas (BRSMSMDD0250)

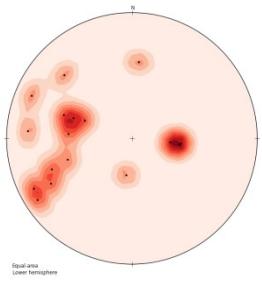


Figura 26: Estruturas com sulfetos de Zn–Pb (BRSMSMDD0250)

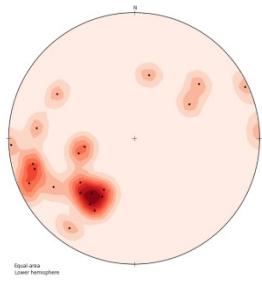


Figura 27: Estruturas com sulfetos de Cu e Au (BRSMSMDD0250)

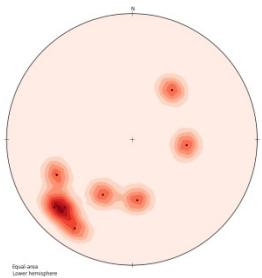


Figura 28: Falhas e fraturas (BRSMSMDD0255)

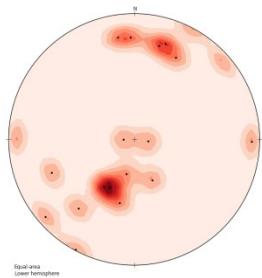


Figura 29: Estruturas com sulfetos de Zn–Pb (BRSMSMDD0255)

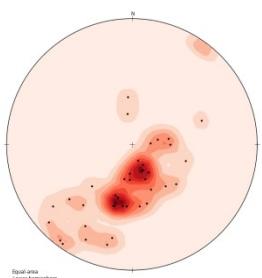


Figura 30: Estruturas com sulfetos de Cu e Au (BRSMSMDD0255)

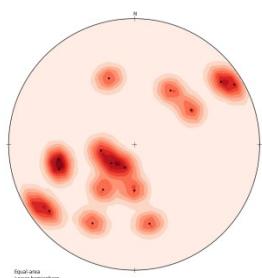


Figura 31: Estruturas com sulfetos de Cu (BRSMSMDD0255)

ANEXO 3

DADOS GEOQUÍMICOS DOS FUROS COMPLETOS

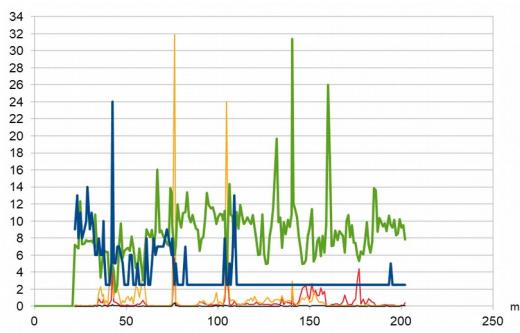


Gráfico 1: Razão Ba/Sr e Sb versus teores de Pb–Zn–Cu no testemunho da sondagem BRSMSMDD0009

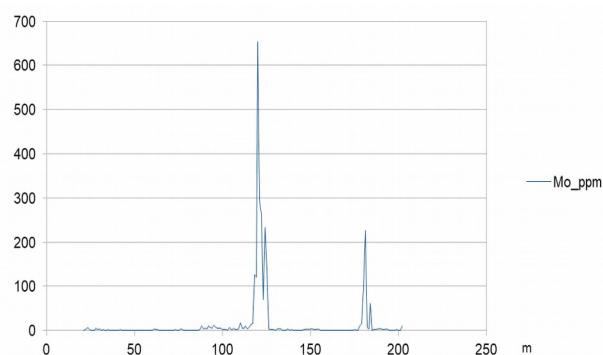


Gráfico 2: Teores de molibdênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0009

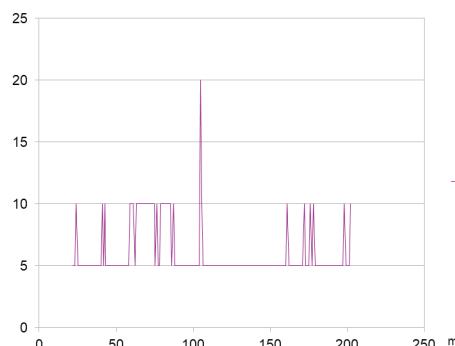


Gráfico 3: Teores de tungstênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0009

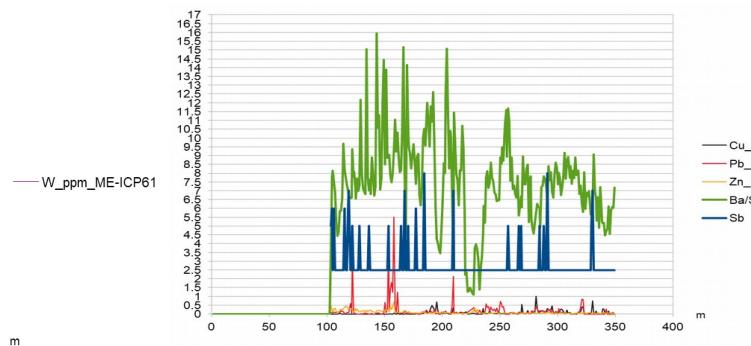


Gráfico 4: Razão Ba/Sr e Sb versus teores de Pb–Zn–Cu no testemunho da sondagem BRSMSMDD0061

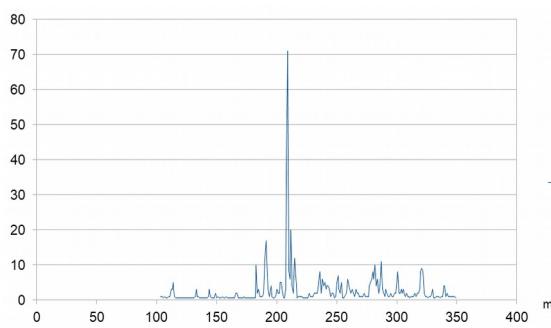


Gráfico 5: Teores de molibdênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0061

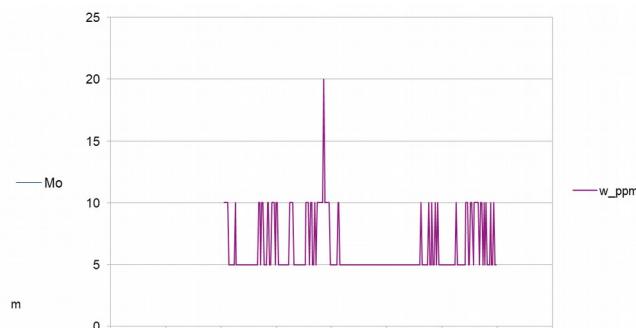


Gráfico 6: Teores de tungstênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0061

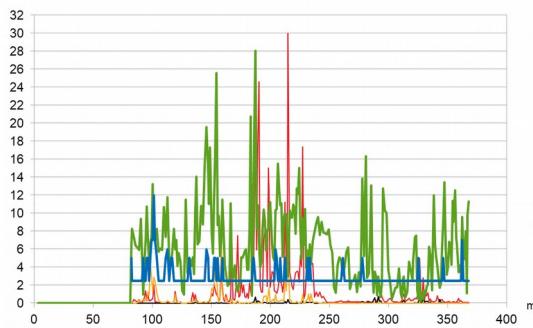


Gráfico 7: Razão Ba/Sr e Sb versus teores de Pb–Zn–Cu no testemunho da sondagem BRSMSMDD0094

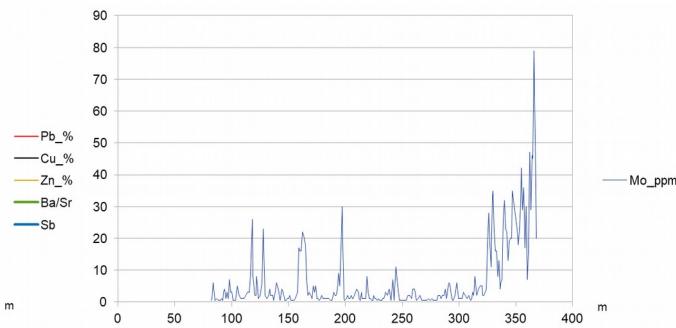


Gráfico 8: Teores de molibdênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0094

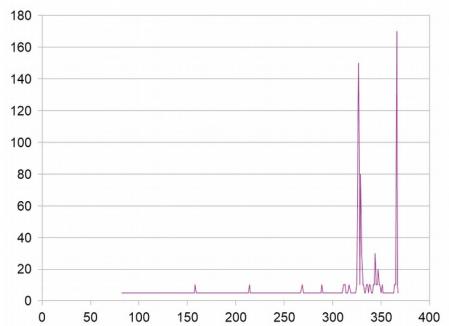


Gráfico 9: Teores de tungstênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0094

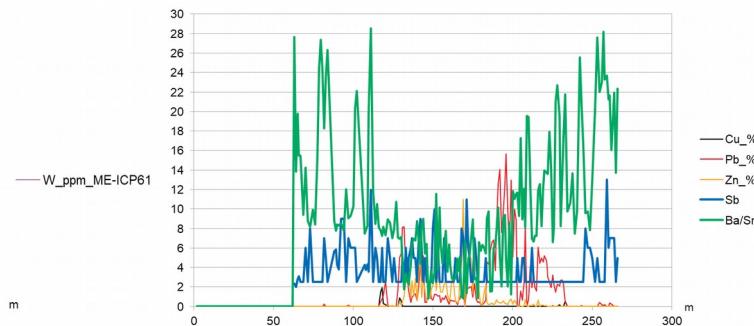


Gráfico 10: Razão Ba/Sr e Sb versus teores de Pb–Zn–Cu no testemunho da sondagem BRSMSMSDD0109

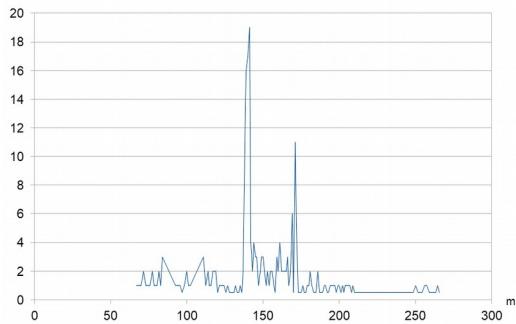


Gráfico 11: Teores de molibdênio no testemunho da sondagem BRSMSMSDD0109

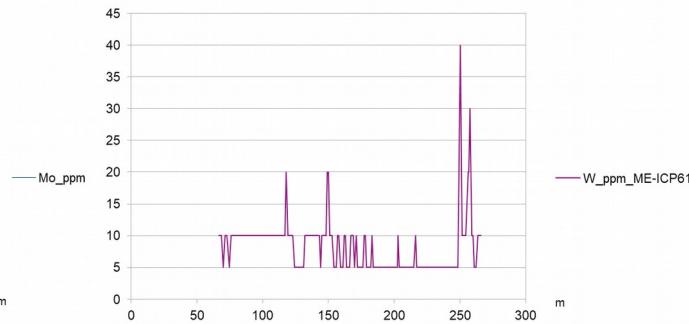
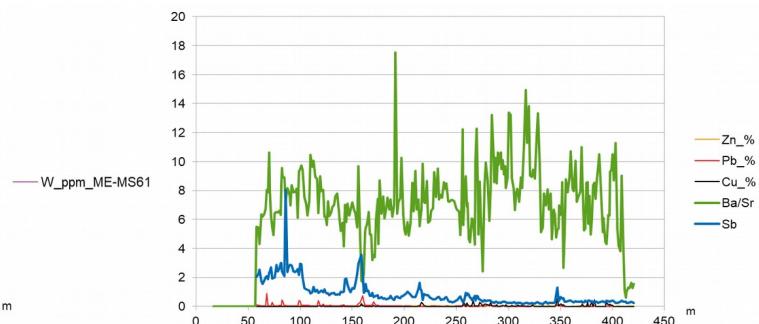
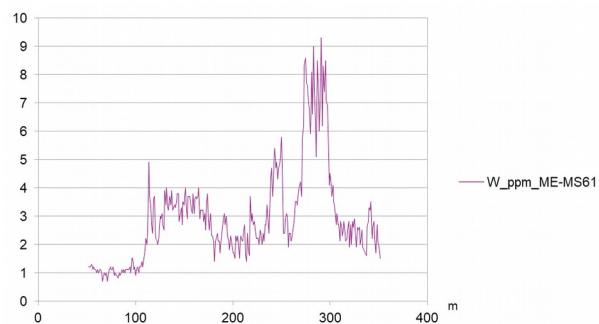
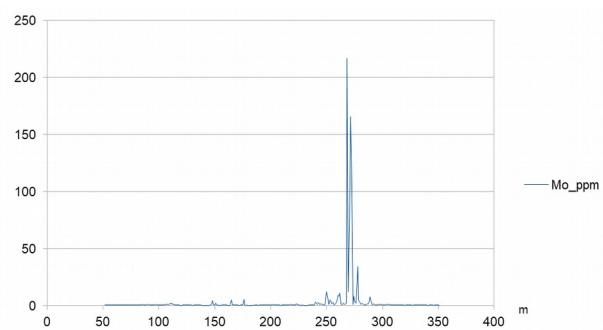
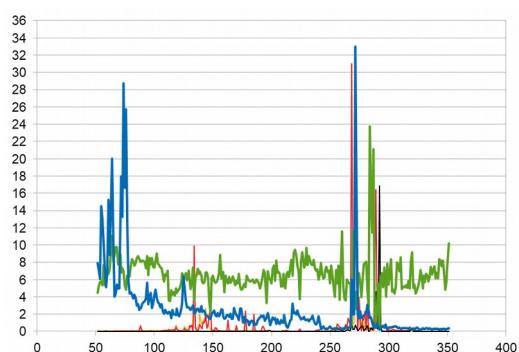
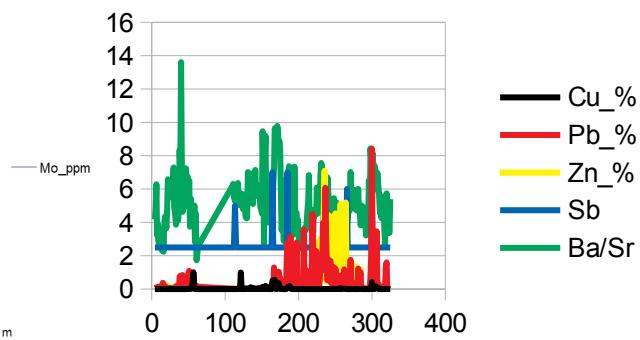
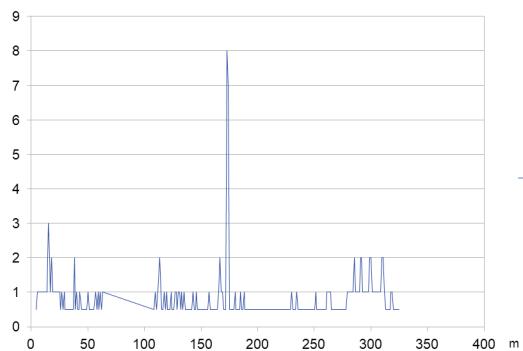


Gráfico 12: Teores de tungstênio no testemunho da sondagem BRSMSMSDD0109



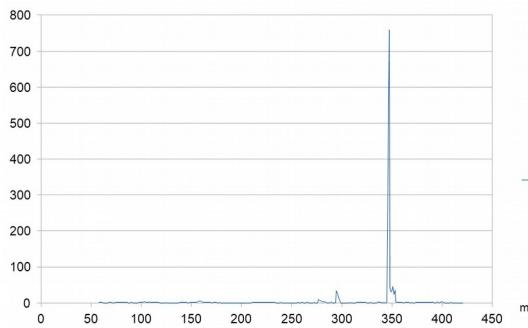


Gráfico 19: Teores de molibdênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0235

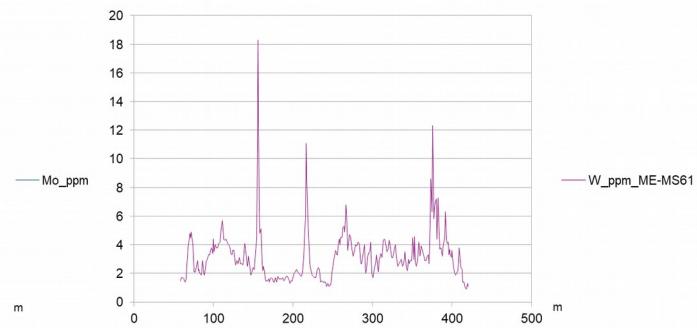


Gráfico 20: Teores de tungstênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0235

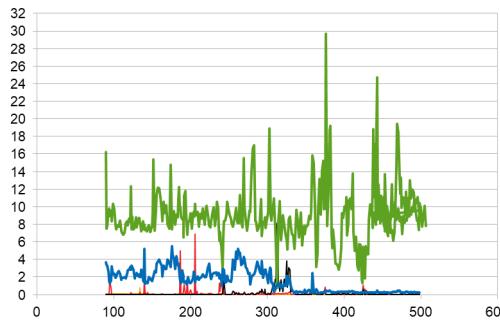


Gráfico 21: Razão Ba/Sr e Sb versus teores de Pb–Zn–Cu no testemunho da sondagem BRSMSMDD0246

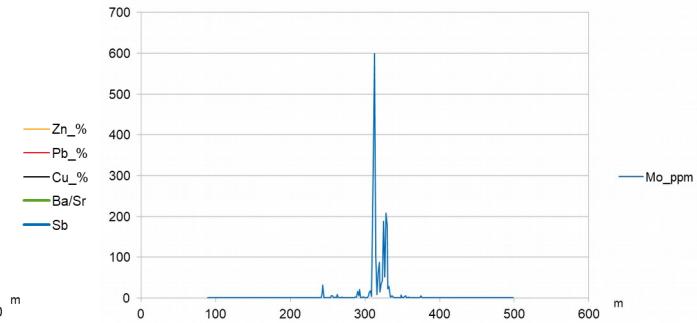


Gráfico 22: Teores de molibdênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0246

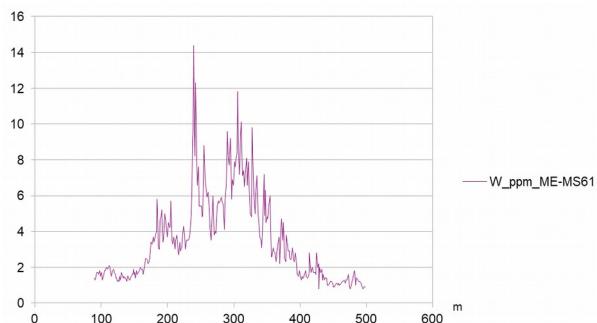


Gráfico 23: Teores de tungstênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0246

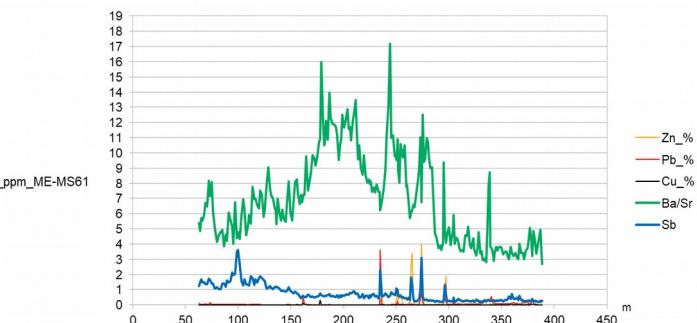


Gráfico 24: Razão Ba/Sr e Sb versus teores de Pb–Zn–Cu no testemunho da sondagem BRSMSMDD0250

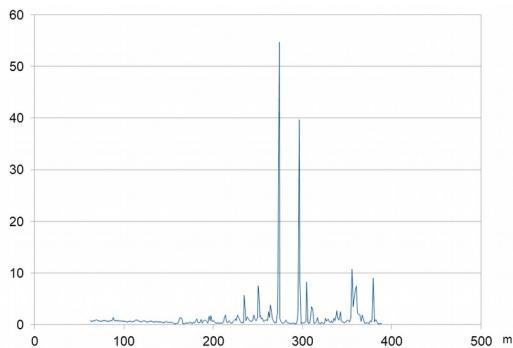


Gráfico 25: Teores de molibdênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0250

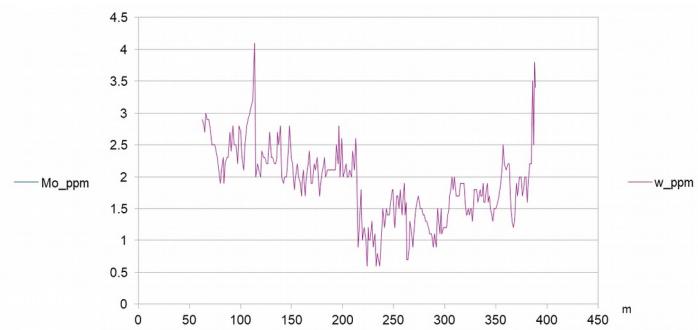


Gráfico 26: Teores de tungstênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0250

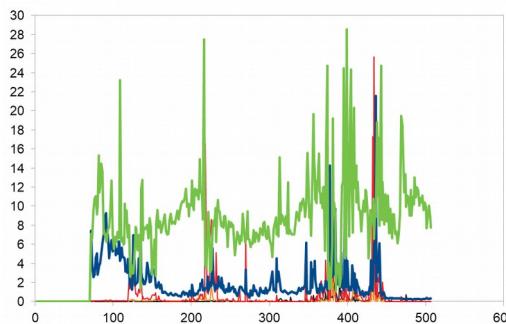


Gráfico 27: Razão Ba/Sr e Sb versus teores de Pb–Zn–Cu no testemunho da sondagem BRSMSMDD0255

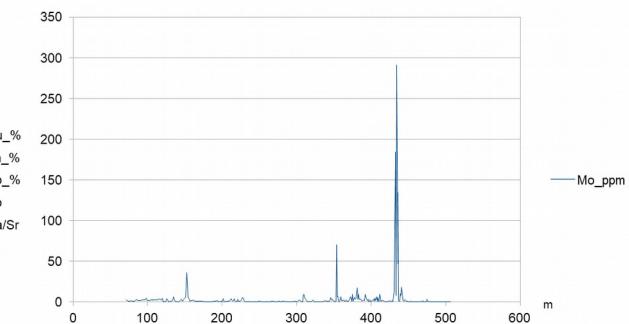


Gráfico 28: Teores de molibdênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0255

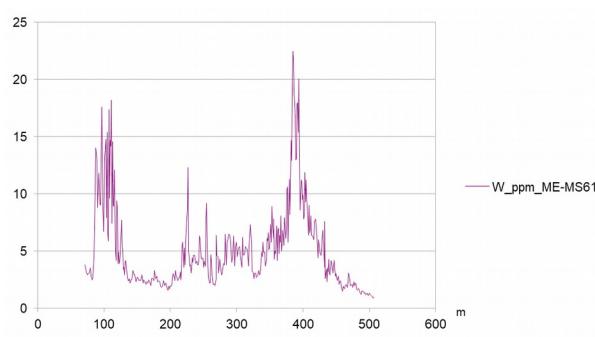


Gráfico 29: Teores de tungstênio no testemunho da sondagem BRSMSMDD0255

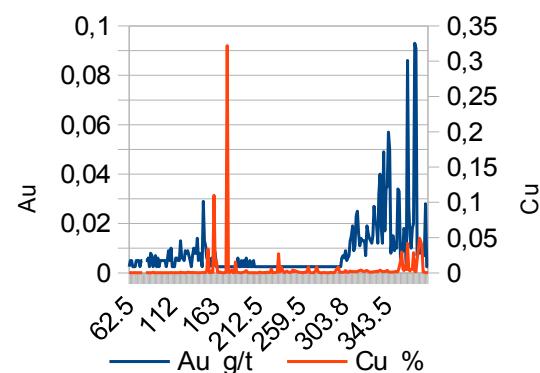
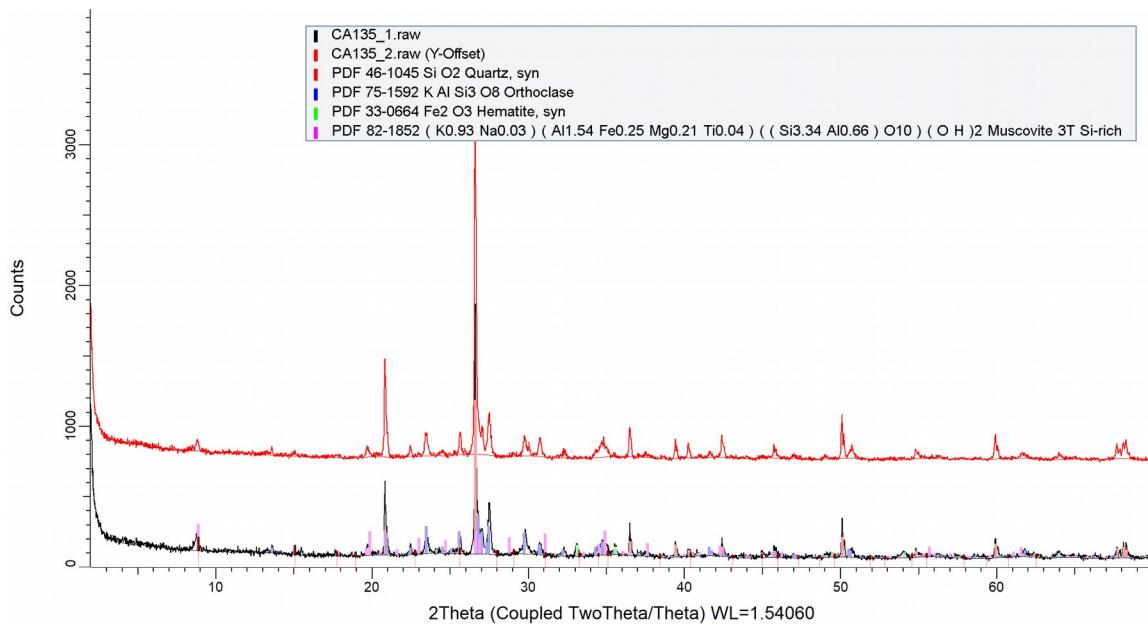


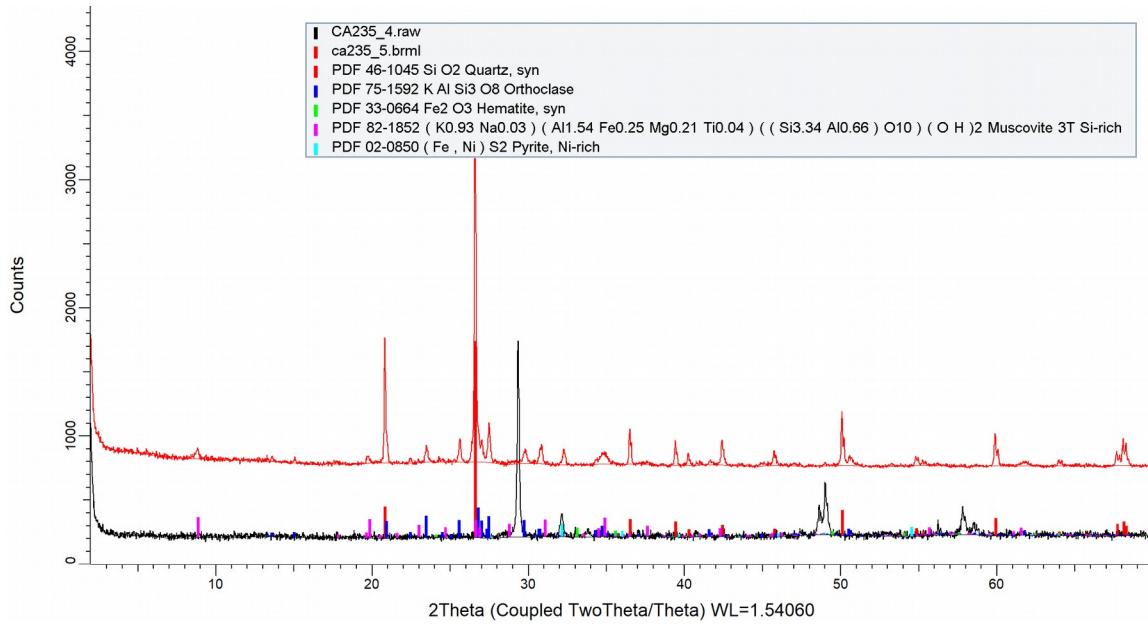
Gráfico 30: Teores de ouro e cobre no testemunho da sondagem BRSMSMDD0250

ANEXO 4

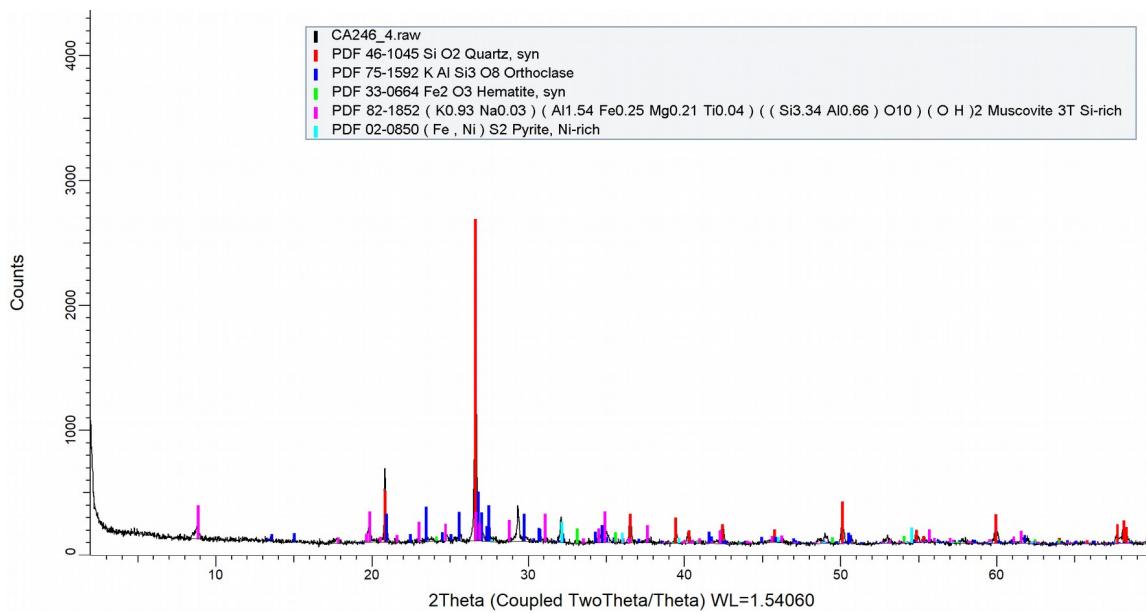
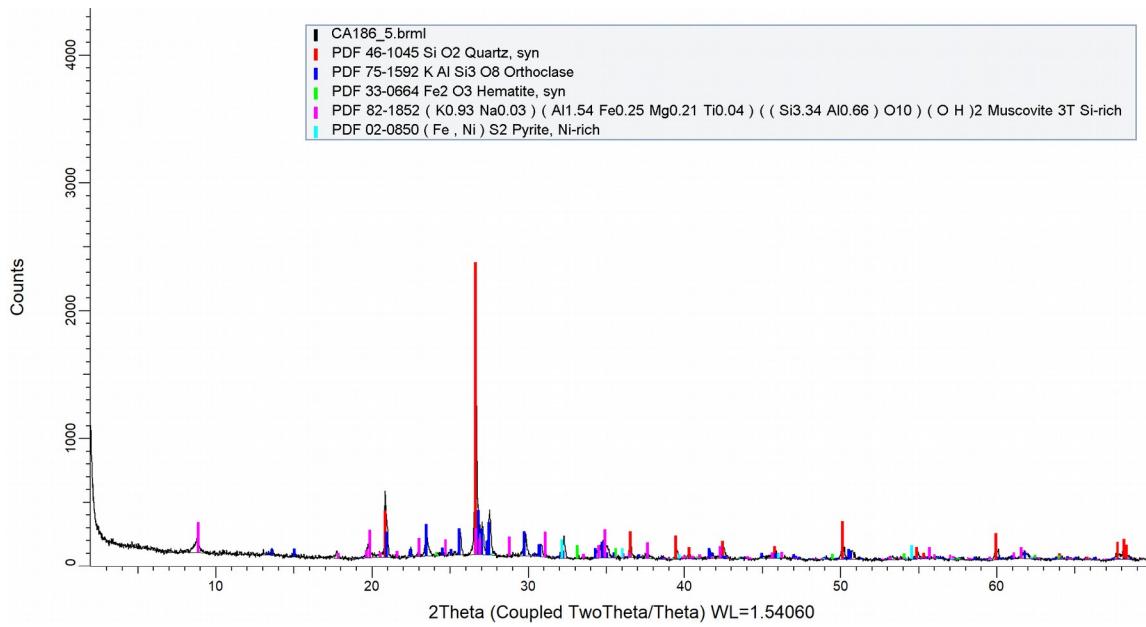
DIFRATOGRAMAS DE ANÁLISES TOTAIS DE RAIOS X

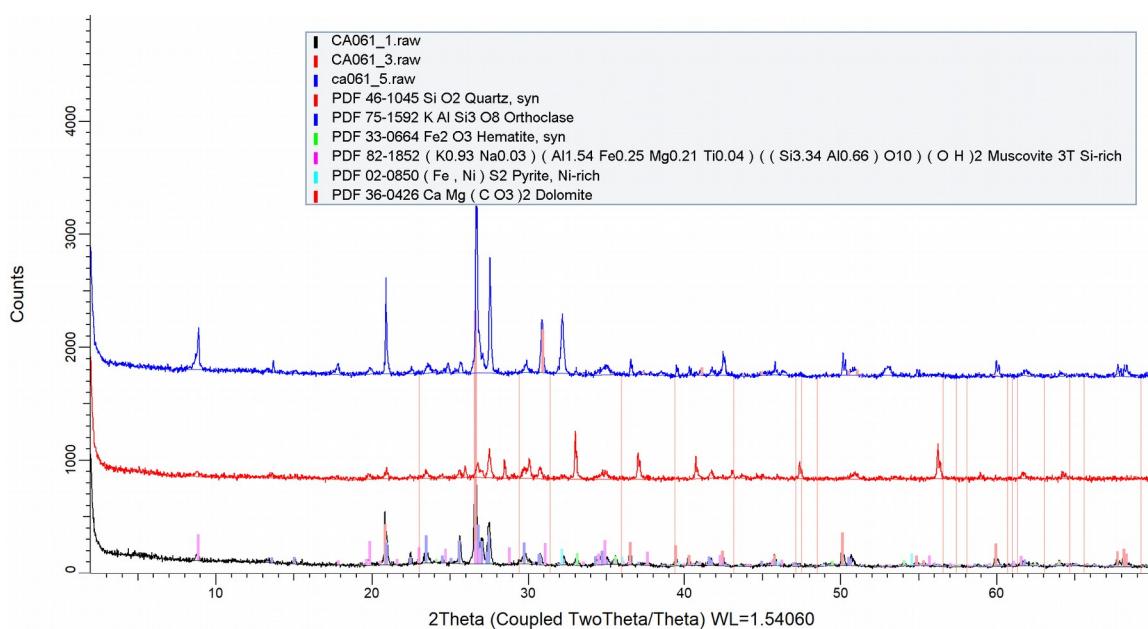
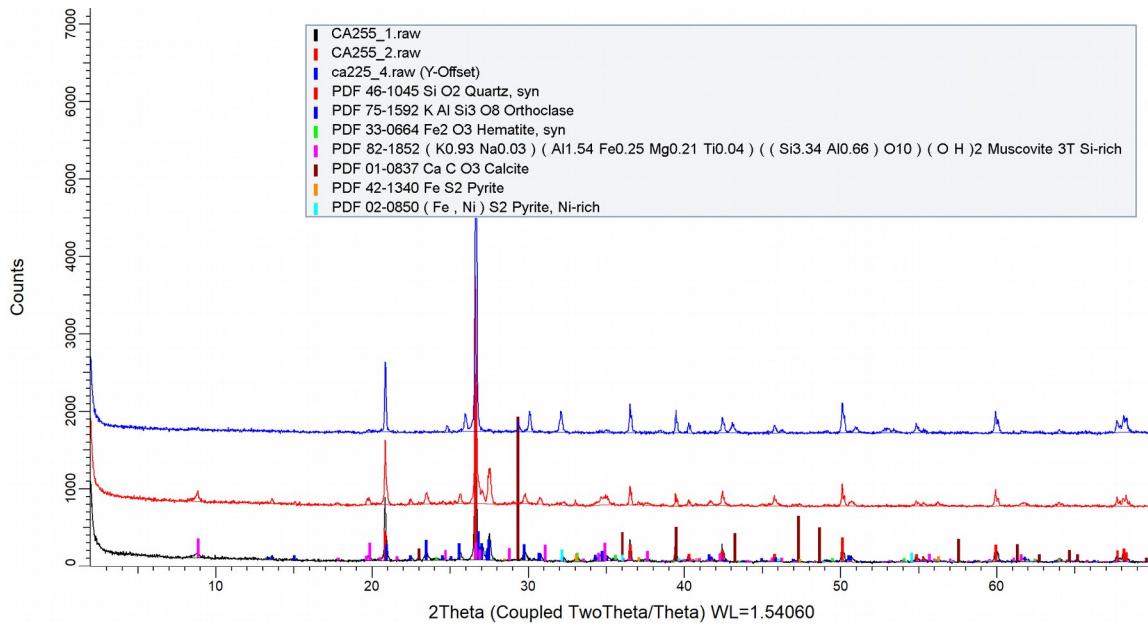


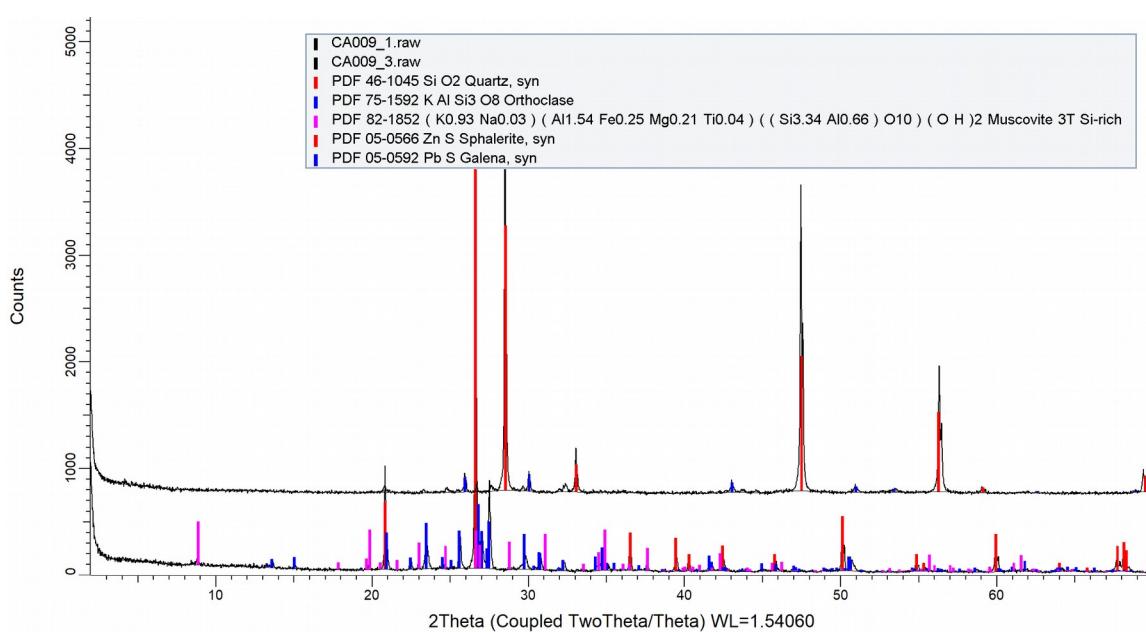
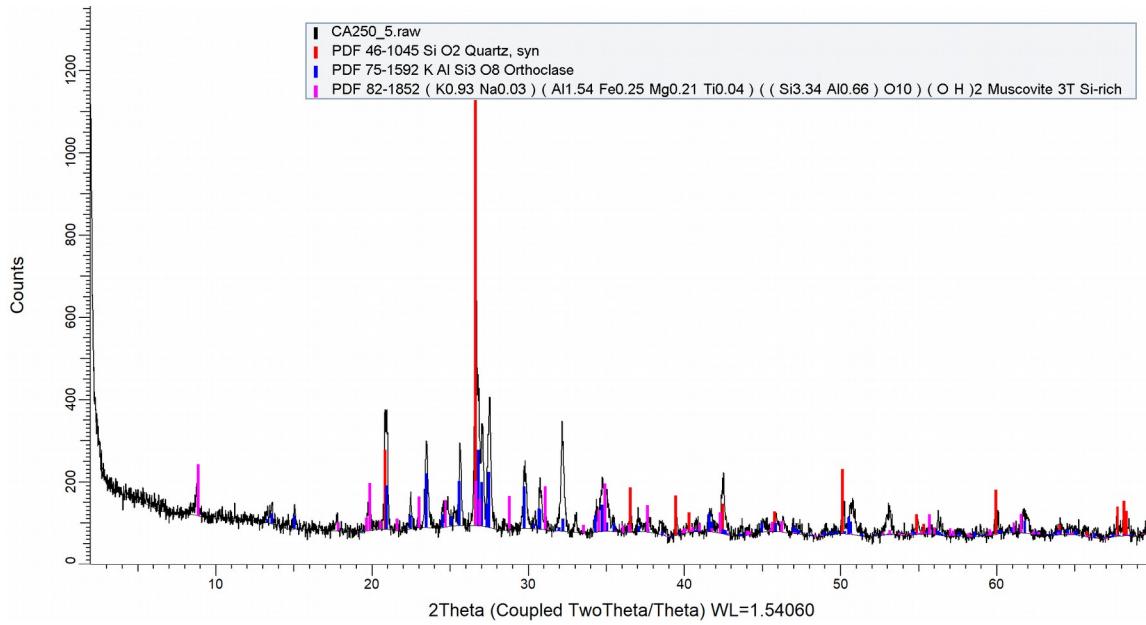
Difratograma 1: Amostras 135-1 e 135-2 formada de quartzo, K-feldspato, hematita(cimento limonítico) e muscovita.

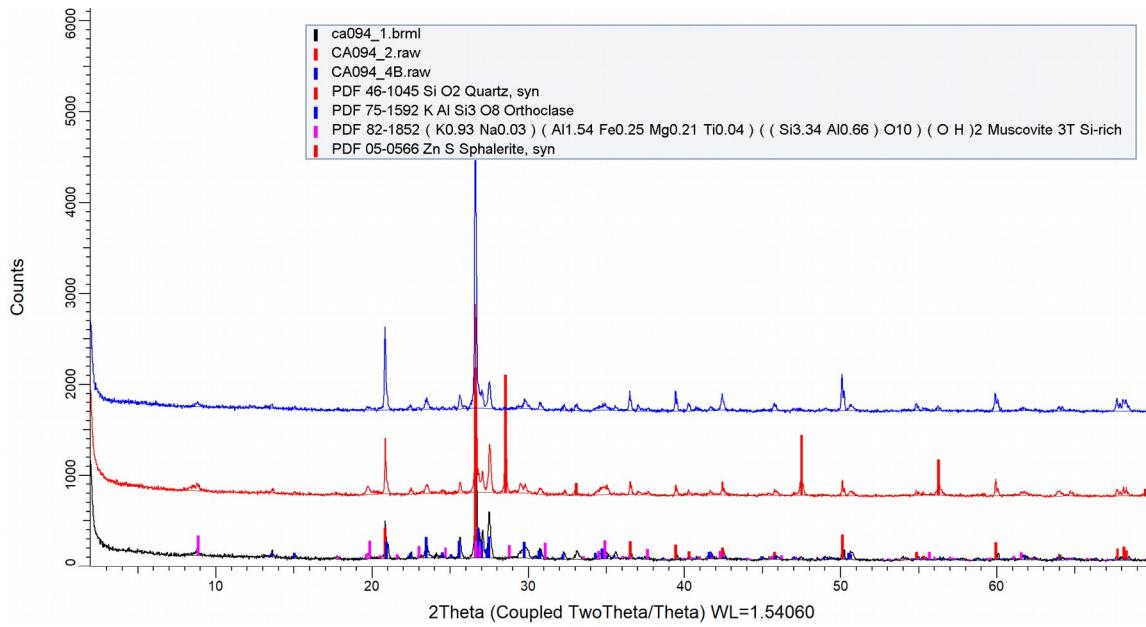


Difratograma 2: Amostras 235-4 e 235-5 formada de quartzo, K-feldspato, hematita, muscovita e pirita.

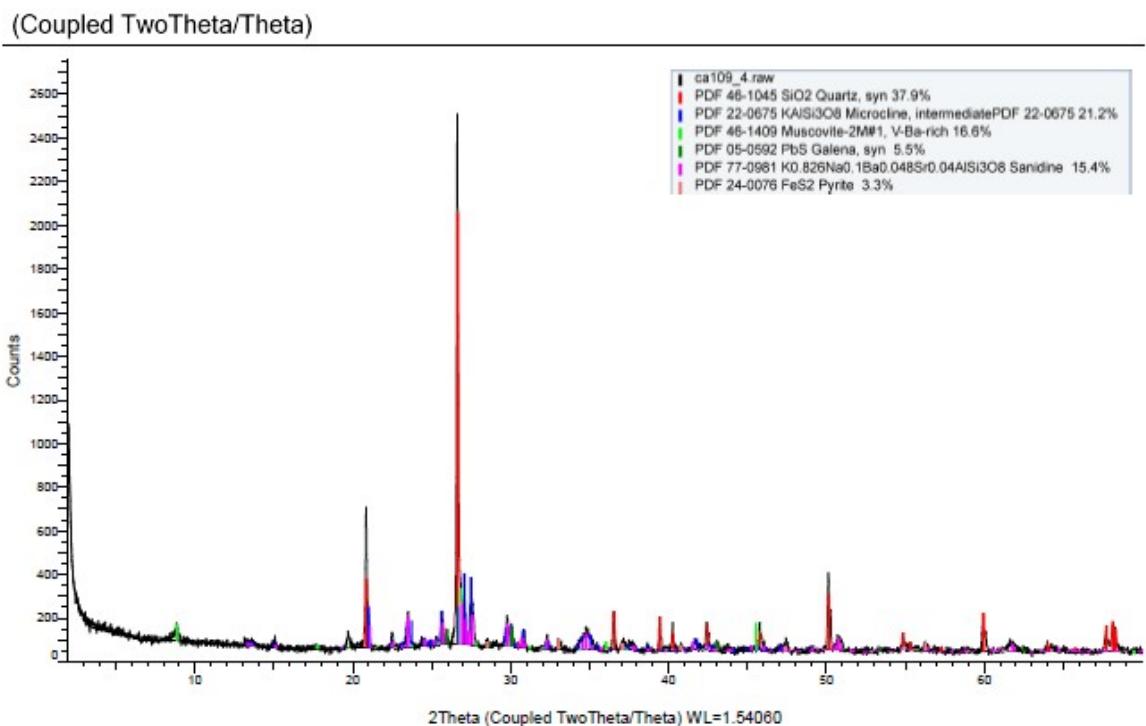






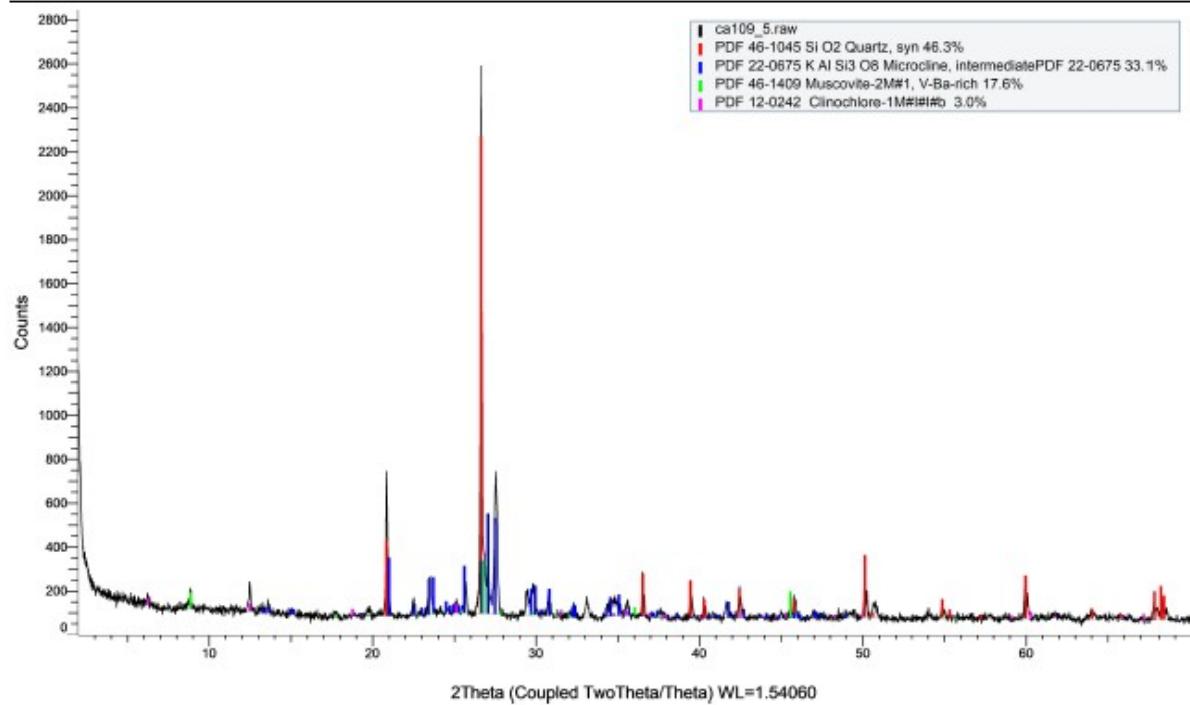


Difratograma 9: Amostras 094-1, 094-2 e 094-4B formada de quartzo, K-feldspato e muscovita e esfalerita.



Difratograma 10: Amostra 109-4 formada de quartzo, K-feldspato, muscovita, galena e pirita.

(Coupled TwoTheta/Theta)



Difratograma 11: Amostra 109-5 formada de quartzo, K-feldspato, muscovita e clorita.