



**ESTUDO DA ZONAÇÃO VERTICAL DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E  
MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS NA ÁREA 2 DO DEPÓSITO POLIMETÁLICO  
SANTA MARIA – MINAS DO CAMAQUÃ/RS**

**DEBORAH DRIEMEYER**

Porto Alegre  
2018

**DEBORAH DRIEMEYER**

**ESTUDO DA ZONAÇÃO VERTICAL DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E  
MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS NA ÁREA 2 DO DEPÓSITO POLIMETÁLICO  
SANTA MARIA – MINAS DO CAMAQUÃ/RS**

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

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

**Supervisor:** Samuel Bouças do Lago

Porto Alegre

2018

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **"ESTUDO DA ZONAÇÃO VERTICAL DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS NA ÁREA 2 DO DEPÓSITO POLIMETÁLICO SANTA MARIA – MINAS DO CAMAQUÃ/RS"** elaborado por "DEBORAH DRIEMEYER", como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Prof. Dr. Norberto Dani

---

Prof. Dr. Marcus Remus

---

Prof. Dr. Leonardo Renner

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**Reitor:** Rui Vicente Oppermann

**Vice-Reitora:** Jane Fraga Tutikian

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Driemeyer, Deborah

Estudo da zonação vertical da alteração hidrotermal e mineralizações associadas na Área 2 do Depósito Santa Maria - Minas do Camaquã, RS. / Deborah Driemeyer. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

[144 f.] il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2018.

Orientador: André Sampaio Mexias

Co-orientador: Márcia Elisa Boscato Gomes

1. Geoquímica. 2. Alteração Hidrotermal. 3. Depósitos Epitermais. 4. Depósito Santa Maria. I. Título.

CDU 550.4

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

---

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre  
- RS - Brasil CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569

E-mail: [bibgeo@ufrgs.br](mailto:bibgeo@ufrgs.br)



## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, André e Cármen, por todo amor, incentivo e dedicação, por serem minha base e estarem presentes em todos os momentos da minha vida. Não tenho palavras pra descrever o quanto sou grata por tudo que fizeram e ainda fazem por mim. Essa conquista também é de vocês!

Ao Thiago, por tanto amor, cuidado e compreensão, por me acompanhar durante toda essa jornada e me fazer tão feliz.

Aos meus orientadores, André Mexias e Márcia Boscato Gomes, por todo o incentivo, tempo e conhecimentos compartilhados.

Aos amigos que me acompanharam durante toda a graduação, especialmente à Faixa 4 (Anderson, Brenda e Tiago), por tornarem essa árdua jornada geológica mais leve.

À Nexa Resources, pela confiança, apoio e compartilhamento de dados e materiais.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela oportunidade, infraestrutura e por todos os conhecimentos e experiências adquiridos.

*Se podes olhar, vê. Se podes ver, repara.*

Livro dos Conselhos

## RESUMO

O distrito mineiro de Minas do Camaquã, localizado a 300 km a sudoeste de Porto Alegre, estabeleceu-se por dezenas de anos, desde o final do século XIX até o fim do século XX, como a principal reserva de cobre do sul do país. O local está associado à evolução geológica da Bacia do Camaquã, localizada no centro do Escudo Sul-Rio-Grandense. Desde o início da extração mineral na região, estudos discutindo a gênese e as características das mineralizações têm fomentado debates e sofrido aperfeiçoamentos. No entanto, ainda existem inúmeras dúvidas a cerca do comportamento dos fluidos hidrotermais que geraram a mineralização e como essa se distribui no tempo e no espaço. Nesse contexto, o projeto tem como objetivo caracterizar e avaliar temporal e espacialmente a formação das zonações verticais das alterações hidrotermais e mineralizações associadas na área 2 do Depósito Santa Maria. Dois testemunhos de sondagem da Nexa Resources pertencentes à área 2 do depósito foram estudados através das técnicas de microscopia óptica, difração de raios X, microsonda eletrônica, fluorescência de raios X, espectroscopia no infravermelho e ICP-MS. Foi possível então, determinar que: a região estudada é marcada pela sucessão de múltiplos pulsos hidrotermais, de variadas composições e condições geoquímicas, que demonstram intercalações de processos oxidantes e redutores; que a camada litológica denominada hidrotermalito pode ter sido o conduto principal por onde os fluidos hidrotermais percolaram nas litologias, gerando, nesse horizonte, uma alteração argílica intermediária pervasiva, cuja intensidade diminui conforme o afastamento da região, tanto em direção à superfície quanto para porções mais profundas da rocha, passando para uma alteração fílica pervasiva seletiva e não pervasiva; que a precipitação do minério de cobre, o mais abundante nesses testemunhos, foi precoce levando-se em conta todos os eventos hidrotermais, tendo sido depositado antes das fases de argilominerais como illita e clorita; e que a precipitação dos argilominerais na zona com alteração argílica intermediária pode ter ocorrido em temperaturas entre 130,23 e 197,88 °C ou entre 232,08 e 268,38 °C, valores obtidos com geotermômetros que utilizaram os resultados de microsonda eletrônica das análises de cloritas.

**Palavras-Chave:** Geoquímica; Alteração Hidrotermal; Depósitos Epitermais; Depósito Santa Maria

## ABSTRACT

The mining district of Minas do Camaquã, located 300 km southwest of Porto Alegre, RS, has been established for dozens of years, from the end of the 19th century until the end of the 20th century, as the main copper reserve in southern Brazil. It is associated with the geological evolution of the Camaquã Basin, located in the center of the Sul-Rio-Grandense Shield. Since the beginning of the mineral extraction in the region, studies discussing the genesis and the characteristics of the mineralizations have fomented discussions and undergone improvements. However there are still many questions about the behavior of hydrothermal fluids that generated the mineralization and how it is distributed in time and space. In this context, the project aims to characterize and evaluate temporal and spatially the formation of vertical zonations of hydrothermal alterations and associated mineralizations in Area 2 of the Santa Maria Deposit. Two drill cores from Nexa Resources belonging to Area 2 of the deposit were studied using optical microscopy, X-ray diffraction, electron microprobe, X-ray fluorescence, infrared spectroscopy and ICP-MS techniques. It was possible to determine that the region is marked by the succession of multiple hydrothermal pulses with various compositions and geochemical conditions, which show intercalations of oxidizing and reducing processes. The lithologic layer called hydrothermalite may have been the main conduit through which the hydrothermal fluids percolated in the lithologies, generating, in this horizon, an intermediate pervasive argillic alteration, the intensity of which decreases as the distance from the region increases, both towards the surface and to greater depths, passing to a selective and non-pervasive alteration. The copper ore, the most abundant ore in these drill cores, was early precipitated considering all hydrothermal events, having been deposited before the precipitation of clay minerals as illite and chlorite. The precipitation of the clay minerals in the zone of intermediate argillic alteration could have occurred at temperatures between 130.23 and 197.88 °C or between 232.08 and 268.38 °C, values obtained with geothermometers based on electron microprobe of chlorite analysis.

**Keywords:** Geochemistry; Hydrothermal alteration; Epithermal Deposits; Santa Maria Deposit

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	11
1.1 Caracterização do Problema .....	12
1.2 Localização da Área de Estudo .....	13
2. OBJETIVOS E METAS.....	14
2.1 Objetivo Geral .....	14
2.2 Objetivos Específicos .....	14
3. JUSTIFICATIVA .....	14
4. ESTADO DA ARTE .....	15
4.1 Sistemas Hidrotermais.....	15
4.2 Alteração Hidrotermal .....	15
4.2.1 Alteração Propilítica.....	16
4.2.2 Alteração Fílica/Sericítica .....	17
4.2.3 Alteração Argílica .....	17
4.3 Depósitos epitermais.....	17
4.2.1 Epitermais de alta sulfetação .....	18
4.2.2 Epitermais de sulfetação intermediária .....	18
4.2.3 Epitermais de baixa sulfetação .....	19
4.3 As Minas do Camaquã.....	19
4.3.1 Gênese do minério .....	20
4.3.2 O Depósito Santa Maria .....	21
4.4 Contexto Tectônico.....	22
4.5 Geologia Regional .....	24
4.5.1 Grupo Santa Bárbara .....	26
5. METODOLOGIA.....	28
5.1 Amostragem.....	28
5.2 Microscopia Óptica.....	28
5.3 Difração de Raios X .....	29
5.4 Microsonda Eletrônica .....	31

5.5 Fluorescência de Raios X .....	32
5.6 Espectroscopia no Infravermelho por Transformada de Fourier .....	34
6. RESULTADOS .....	35
6.1 Trabalho de Campo .....	35
6.2 ICP-MS .....	38
6.3 Petrografia .....	43
6.3.1 Aspectos Macroscópicos .....	43
6.3.2 Aspectos Microscópicos .....	48
6.3.2.1 Testemunho BRSM 59 .....	49
6.3.2.2 Testemunho BRSM 79 .....	53
6.4 Difração de Raios X .....	56
6.5 Fluorescência de Raios X .....	60
6.6 Microsonda Eletrônica .....	64
6.6.1 Sulfetos .....	64
6.6.2 Argilominerais .....	72
6.6.3 Geotermometria de Cloritas .....	75
6.7 Espectroscopia no Infravermelho .....	77
10. DISCUSSÕES .....	79
11. CONCLUSÕES .....	86
12. REFERÊNCIAS .....	88
APÊNDICE A - Descrições dos Testemunhos de Sondagem .....	94
APÊNDICE B - Descrições Macroscópicas .....	103
APÊNDICE C - Descrições Petrográficas .....	121
APÊNDICE D - Difratoogramas de Raios X .....	135
APÊNDICE E – Dados de Microsonda .....	138

## 1. INTRODUÇÃO

As Minas do Camaquã (Figura 1) têm um importante papel no desenvolvimento mineiro do Brasil, tendo abrigado as principais reservas de cobre do sul do país por dezenas de anos durante o século XX. Calcula-se que as reservas minerais possuíam 30,8 milhões de toneladas de minério de cobre com teor de 1,06%, 170 toneladas de prata com teor de 8 g/t e 5 toneladas de ouro com teor de 0,2 g/t (Remus, 2000; Laux, 2000). A extração dos minérios deu-se através de galerias subterrâneas e duas lavras a céu aberto até 1996, quando ocorreu a paralisação das atividades minerais (Paim, 2002). A região, no entanto, permanece fértil.

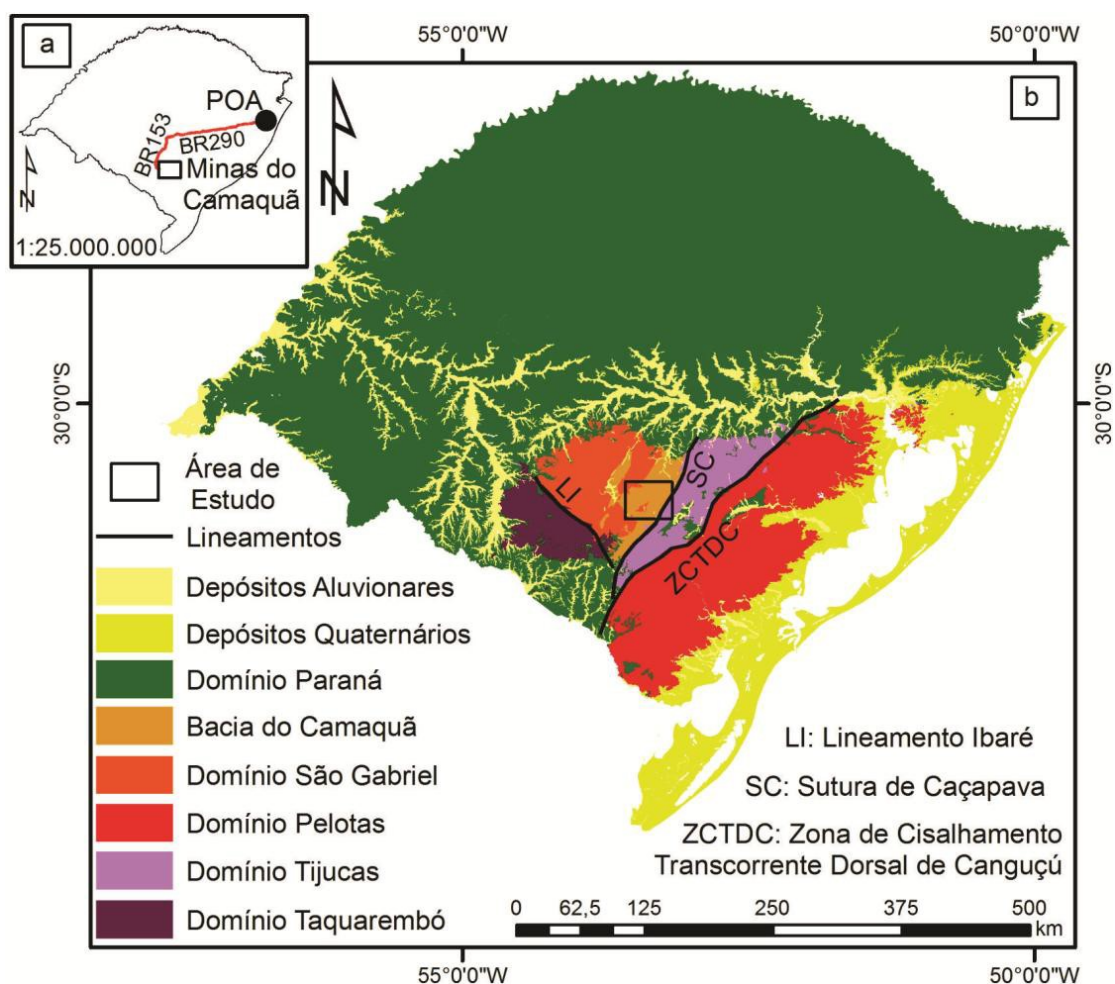


Figura 1. Em "a" as vias de acesso e localização da área de estudo; em "b" a área de estudo inserida no mapa de domínios tectono-estruturais do Rio Grande do Sul. Fonte: Travassos *et al.* 2014, modificado por Lindenberg, 2014.

Atualmente, a Nexa Resources, uma empresa multinacional de mineração, com foco na extração de Cu, Zn, Pb, Au e Ag, está desenvolvendo na região o Projeto Caçapava do Sul, que compreende o estudo e caracterização do depósito polimetálico Santa Maria. Ao todo, o depósito possui 33,4 milhões de toneladas de minério, com teores de 1,44% de Pb e 1,06% de Zn, tendo Au, Ag e Cu como subprodutos (Rios, 2012). Contudo, apesar de se saber quanto o depósito pode produzir, ainda existem muitas incógnitas no entorno da formação e distribuição das mineralizações.

### **1.1 Caracterização do Problema**

Desde o início da mineração do cobre e do ouro nas minas Uruguaí e São Luiz, estudos discutindo a gênese e as características das mineralizações têm circulado no meio científico, gerando debates e sofrendo aperfeiçoamentos. Atualmente, o modelo mais aceito para explicar a gênese dos minérios é o epitermal, porém percebe-se que a definição de um modelo metalogenético por si só não é suficiente para sanar todas as questões a respeito das mineralizações de um dado depósito, visto que no caso da Mina Camaquã e do Depósito Santa Maria existem ainda diversas dúvidas acerca do comportamento dos fluidos hidrotermais que geraram as mineralizações. Dessa forma, os questionamentos que motivam este trabalho são: a formação da zonação da alteração hidrotermal e das mineralizações associadas é multiepisódica? Como as mineralizações se associam no tempo e no espaço?



## 1.2 Localização da Área de Estudo

A área de estudo localiza-se na região centro-sul do Rio Grande do Sul, próximo ao distrito de Minas do Camaquã, a 301 km a sudoeste de Porto Alegre. Está inserida na carta topográfica de Minas do Camaquã, folha SH.22-Y-A-V-3 MI-2996/3 e seus vértices são dados pelas coordenadas geográficas 30°54'39" S, 53°28'33" O, 30°56'16" S e 53°29'23" O . O acesso ao local pode ser feito, a partir da capital, percorrendo 225 km pela BR290, no sentido leste, e então 52 km pela BR153 no sentido sul, até o entroncamento com a RS-625, a partir do qual percorrem-se 24 km até o distrito de Minas do Camaquã (Figura 1). O acesso à área do Depósito Santa Maria é dado por uma estrada de chão secundária, na qual percorrem-se 3,8 km no sentido sudoeste a partir do entroncamento dessa com a RS-625 (Figura 2).

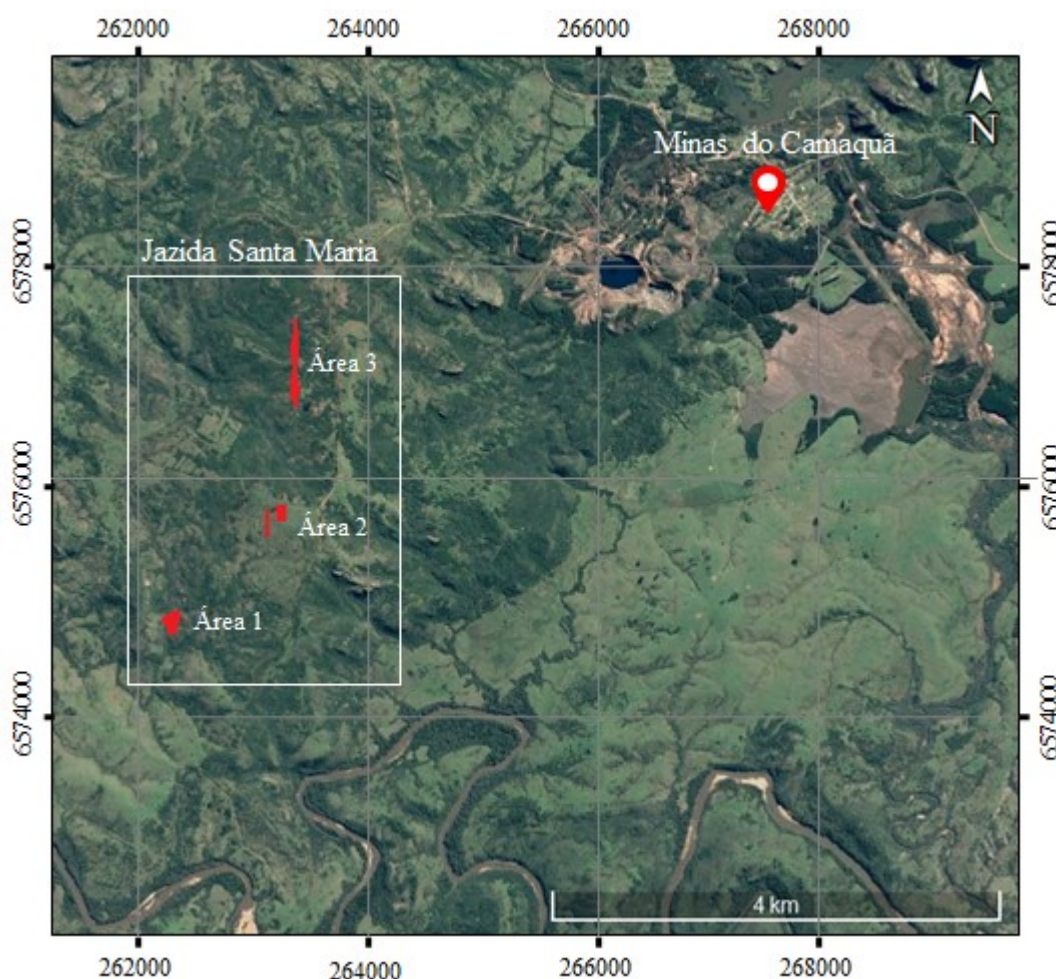


Figura 2. Localização do distrito de Minas do Camaquã e das áreas do Depósito Santa Maria. Fonte: Modificado de Relatórios internos da Votorantim Metais, 2011.

## **2. OBJETIVOS E METAS**

### **2.1 Objetivo Geral**

O presente trabalho tem como objetivo caracterizar e avaliar temporal e espacialmente a formação da alteração hidrotermal e das mineralizações associadas em dois testemunhos de sondagem da Área 2 do Depósito Santa Maria.

### **2.2 Objetivos Específicos**

1. Identificar a mineralogia primária das encaixantes do depósito e as associações minerais fruto da alteração hidrotermal imposta sobre essas rochas;
2. Estabelecer a relação entre a mineralização e a mineralogia primária e de alteração;
3. Identificar as diferenças composicionais em minerais de alteração, dados por argilominerais e sulfetos;
4. Determinar possíveis temperaturas de cristalização de fases hidrotermais compostas por argilominerais;
5. Verificar o comportamento de elementos maiores e traço nas litologias da zona de alteração hidrotermal mais intensa;
6. Analisar a distribuição espacial de elementos maiores, menores e traço ao longo dos testemunhos;
7. Identificar e caracterizar a estrutura cristalina de argilominerais índices do tipo de depósito estudado.

## **3. JUSTIFICATIVA**

O estudo da zonação vertical da alteração hidrotermal da área 2 do Depósito Santa Maria contribuirá para o aprimoramento de modelos metalogénéticos do depósito em estudo, os quais sofreram inúmeras mudanças desde a década de 70 quando foi descoberto.

O projeto possui relevância científica e aplicada, visto que seu desenvolvimento auxiliará num maior conhecimento sobre o depósito e, portanto, na confecção de um melhor planejamento para a exploração do minério. Pode-se dizer ainda que o projeto terá relevância econômica e social, uma vez que quanto melhor o planejamento, maior a quantidade de minério extraído, e conseqüentemente mais matéria prima para as indústrias e posteriormente para a população.

## 4. ESTADO DA ARTE

### 4.1 Sistemas Hidrotermais

Segundo Pirajno (2009), um fluido hidrotermal pode ser definido como “uma solução aquosa quente (~50 a > 500°C) contendo solutos que são comumente precipitados à medida que a solução muda suas propriedades físico-químicas no tempo e no espaço”. Os sistemas hidrotermais são desenvolvidos como resultado da circulação lateral e vertical de fluidos hidrotermais abaixo da superfície terrestre.

Em um sistema hidrotermal, uma fonte de calor e uma fase fluida são os componentes essenciais, além de uma estrutura de encanamento que será responsável por canalizar os fluidos para um local de deposição. Esse sistema de encanamento pode ser dado por falhas, redes de fraturas ou litologias permeáveis. Os fluidos hidrotermais são transportados do seu local de origem através de condutos cada vez menores até atingirem o local de deposição.

O solvente desses fluidos é a água, cuja origem pode ser marinha, meteórica (da chuva, de lagos, rios ou subterrânea), conata, metamórfica, magmática ou derivada do manto. A fonte das soluções hidrotermais é geralmente mista e, portanto, os fluidos contêm águas com predomínio de um ou mais tipos de origem.

Em peso, a variação aproximada da quantidade de sólidos dissolvidos nos fluidos hidrotermais é de <1% a >50% e os constituintes maiores dessas soluções são Na, K, Cl e Ca e os menores, Sr, Fe, Zn, Mg, Fe, Mn, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S e NH<sub>3</sub>. Os fluidos não necessariamente precisam ter altas concentrações de metais para que um depósito metálico seja formado, pois os fatores decisivos para o seu acúmulo são o tempo e a taxa de deposição.

Os metais dissolvidos nas soluções hidrotermais podem ser liberados por magmas em processo de cristalização e/ou pelas encaixantes através das quais os fluidos circulam. Sua precipitação pode ocorrer devido a variações de temperatura, mudanças de pressão, reações entre as soluções e as encaixantes e/ou mudanças químicas devido à mistura de fluidos (Pirajno, 2009).

### 4.2 Alteração Hidrotermal

A circulação dos fluidos hidrotermais gera um desequilíbrio físico-químico nas rochas encaixantes, as quais passam por um processo de alteração hidrotermal, através do qual são formadas novas assembleias minerais que são então estáveis sob as novas condições de

temperatura. Essa alteração envolve mudanças mineralógicas, químicas e texturais e se dá através da troca de componentes entre a encaixante e o fluido (Pirajno, 2009).

Segundo Pirajno (2009), “os principais fatores que controlam os processos de alteração são: (1) a natureza das encaixantes; (2) a composição dos fluidos; (3) a concentração, a atividade e o potencial químico dos componentes dos fluidos, como  $H^+$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $K^+$ ,  $H_2S$  e  $SO_2$ ”. Os processos de alteração ocorrem com diversos graus de intensidade, e tendem a diminuir com o distanciamento do corpo mineralizado. Os produtos de alteração dependem principalmente da permeabilidade da encaixante e da temperatura e composição dos fluidos.

A alteração hidrotermal ocorre em três estilos principais: “pervasiva”, “pervasiva seletiva” e “não pervasiva”. A alteração pervasiva compreende a substituição de todos ou da maioria dos minerais originais da rocha. A alteração pervasiva seletiva envolve a substituição de minerais específicos e a preservação da textura original da rocha. A alteração não pervasiva se dá com a alteração de apenas pequenas porções da encaixante.

Os tipos de alteração hidrotermal são controlados por reações de hidrólise (a qual implica na decomposição da molécula de  $H_2O$  em  $H^+$  e  $OH^-$ ), hidratação (na qual a molécula de água é transferida para um mineral), trocas de base (em que um cátion é substituído por outro) e por variações na razão entre as atividades dos íons  $K^+$  e  $H^+$ , a qual diminui junto com a temperatura e a pressão. Essas reações, portanto, controlam a estabilidade de silicatos, o pH das soluções e a transferência de cátions para as mesmas.

No depósito em questão, os tipos de alterações hidrotermais mais comuns são, em ordem decrescente de pressão e temperatura: propilítica, fílica/sericítica e argílica (Pirajno, 2009).

#### **4.2.1 Alteração Propilítica**

Esse tipo de alteração ocorre em temperaturas de até 500 °C e em condições em que a razão  $aK^+/aH^+$  é alta, em um metassomatismo alcalino. Os principais minerais produzidos são epidoto, clorita, carbonatos, albita, K-feldspatos e pirita. Secundariamente ocorrem óxidos de Fe, montmorilonita e zeolita. Nas porções centrais de depósitos hidrotermais a alteração ocorre de forma pervasiva (Pirajno, 2009).

#### 4.2.2 Alteração Fílica/Sericítica

Presente em praticamente todos os tipos de depósitos hidrotermais, a alteração fílica ou sericítica se dá pela reação de desestabilização de cristais de feldspatos e formação de quartzo, mica branca, pirita e calcopirita (essas duas últimas podendo atingir até 20% da rocha alterada). O processo ocorre em condições em que a razão  $aK^+/aH^+$  é menor que a da alteração propilítica, mas em um intervalo de temperatura similar a essa (Pirajno, 2009).

#### 4.2.3 Alteração Argílica

Transcorrendo em temperaturas entre 100 e 500 °C, a alteração argílica ocorre em condições de baixa razão  $aK^+/aH^+$ , em que ocorre, portanto, intensa lixiviação ácida. Ela é caracterizada pela formação de argilominerais a partir da substituição de cristais de feldspatos e silicatos máficos e pode ser dividida em dois tipos de alteração: intermediária e avançada (Pirajno, 2009).

A alteração argílica intermediária ocorre em temperaturas de até 400 °C e sua assembleia mineral é dada principalmente por montmorilonita, illita, clorita e caulinita e secundariamente por sericita. Os K-feldspatos podem manter-se preservados e os álcalis, como K, Ca, Mg e Na, não são completamente lixiviados. Esse tipo de alteração acompanha os sistemas epitermais de baixa sulfetação (Pirajno, 2009).

A alteração argílica avançada ocorre entre temperaturas de 350 a 500 °C e é caracterizada pela completa alteração dos feldspatos e silicatos máficos e por intensa lixiviação dos álcalis. Sua assembleia mineral é dada principalmente por pirofilita e caulinita e secundariamente por quartzo, sericita, andalusita, alunita, topázio, enargita, turmalina, pirita, calcopirita e hematita. Esse tipo de alteração acompanha os sistemas epitermais de alta sulfetação (Pirajno, 2009).

### 4.3 Depósitos epitermais

Depósitos epitermais são aqueles formados a partir de fluidos aquosos provenientes de intrusões ígneas que podem ou não interagir com fluidos meteóricos superficiais (Lindgren, 1933 *apud* Garcia, 2017). São sistemas hidrotermais rasos com manifestações em superfície, atuando a até 1 ou 2 quilômetros de profundidade. Os fluidos mineralizadores possuem temperaturas entre 150 e 320°C e são caracterizados por serem fluidos aquocarbônicos de baixa salinidade. Os depósitos normalmente se formam em ambientes em que há uma pilha

vulcânica já consolidada, e são conhecidos como *hotsprings* por produzirem fumarolas e exalações na superfície. A tendência é que eles acompanhem zonas de arcos magmáticos, onde estarão distribuídos os pórfiros principais. O Círculo de Fogo do Pacífico contém os principais depósitos desse tipo (Camprubí & Albinson, 2006).

Segundo Hedenquist (1987), os depósitos epitermais podem ser divididos em três tipos: alta, intermediária e baixa sulfetação, conforme o estado de oxidação do enxofre nos fluidos.

#### **4.2.1 Epitermais de alta sulfetação**

Nesses depósitos, o enxofre ocorre na sua forma oxidada e o ambiente de formação dos minérios é mais ácido. Os depósitos caracterizam-se por serem proximais em relação à fonte hidrotermal, havendo maior contribuição de fluidos magmáticos que meteóricos e, portanto maior temperatura envolvida, em média entre 170 e 320°C. A faixa de alteração hidrotermal é ampla, cristalizando minerais como alunita, pirofilita e caulinita, que evidenciam a intensa lixiviação. Carbonato, epidoto e clorita cristalizam apenas nas regiões marginais, pois não há condição de estabilizar a alteração propilítica devido à alta corrosão dos fluidos (Arribas Jr, 1995; Camprubí *et al.*, 2003).

Os principais metais desse tipo de depósito são o cobre e o ouro, os sulfetos contidos ocorrem na ordem de 10 a 90% e são dados por enargita, calcopirita, bornita, covellita e pirita. O corpo mineralizado tende a ser relativamente pequeno e equidimensional. Devido às altas quantidades de enxofre nesse sistema, ocorre também a cristalização de enxofre nativo (Camprubí *et al.*, 2003).

#### **4.2.2 Epitermais de sulfetação intermediária**

Esses sistemas são caracterizados por possuírem suas mineralizações em veios, brechas e *stockworks*, com a cristalização de sulfossais, sulfetos como galena, esfalerita e tetraedrita-tennantita e também ouro nativo associado a teluretos. Nas porções proximais à mineralização, a alteração hidrotermal é marcada por carbonato, quartzo, ilita e adulária, enquanto nas porções distais ocorrem ilita-esmectita como alteração propilítica (Sillitoe & Hedenquist, 2003 *apud* Garcia, 2017).

### 4.2.3 Epitermais de baixa sulfetação

Nos depósitos de baixa sulfetação, o enxofre ocorre na sua forma reduzida e os fluidos tendem a ser neutros a alcalinos, formando minerais de alteração como carbonato, adularia e sericita, que evidenciam pouca lixiviação, mas reequilíbrio por hidratação. Os depósitos caracterizam-se por serem distais em relação à fonte hidrotermal, havendo maior contribuição de fluidos meteóricos que magmáticos e, portanto, temperaturas mais baixas envolvidas, em média num intervalo de 150 a 250°C. A zona de alteração tende a ser restrita às estruturas de falhas e zonas de fraturas (Camprubí *et al.*, 2003).

À medida que há um afastamento de centro de circulação dos fluidos magmáticos, a participação dos fluidos meteóricos aumenta, e a capacidade de manter dissolvidos componentes ricos em sulfetos e sulfatos diminui. Dessa forma, os sulfetos contidos nos depósitos de baixa sulfetação ocorrem na ordem de 1 a 20% e são dados por galena, esfalerita, calcopirita e pirita. Portanto, os principais metais desse sistema são Zn e Pb, com Cu, Au e Ag associados (Camprubí *et al.*, 2003).

### 4.3 As Minas do Camaquã

O distrito mineiro de Minas do Camaquã estabeleceu-se por dezenas de anos, desde o final do século XIX até o fim do século XX, como a principal reserva de cobre do sul do país. O distrito pertence ao município de Caçapava do Sul, ocorre num alto estrutural conhecido como Janela Bom Jardim e está associado à evolução geológica da Bacia do Camaquã (BC), localizada no centro do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) (Paim, 2002).

As Minas do Camaquã são constituídas por duas zonas lavradas e exauridas, as Minas Uruguai e São Luiz, e por uma terceira zona mineralizada que ainda não foi explorada, o Depósito Santa Maria (Paim, 2002). Nelas, os minérios ocorrem em rochas extremamente fraturadas, estruturas essas que se encontram subverticais e orientadas preferencialmente segundo NE, formando zonas brechadas e de *stockwork* no centro do corpo mineralizado (Teixeira & Gonzales, 1988). Nas minas Uruguai e São Luiz a mineralização era dada por sulfetos de Cu (calcopirita, bornita e calcocita), Au (na hematita e em veios de calcopirita) e Ag (na calcocita e bornita), que ocorriam em filões e de forma disseminada (Remus *et al.*, 1999). Já no Depósito Santa Maria, os metais ocorrem de forma disseminada e os principais são os sulfetos de Zn (esfalerita) e Pb (galena) (Figura 3). Os sulfetos de Cu (calcopirita, bornita e calcocita) e a Ag ocorrem como subprodutos (Badi & Gonzalez, 1988).

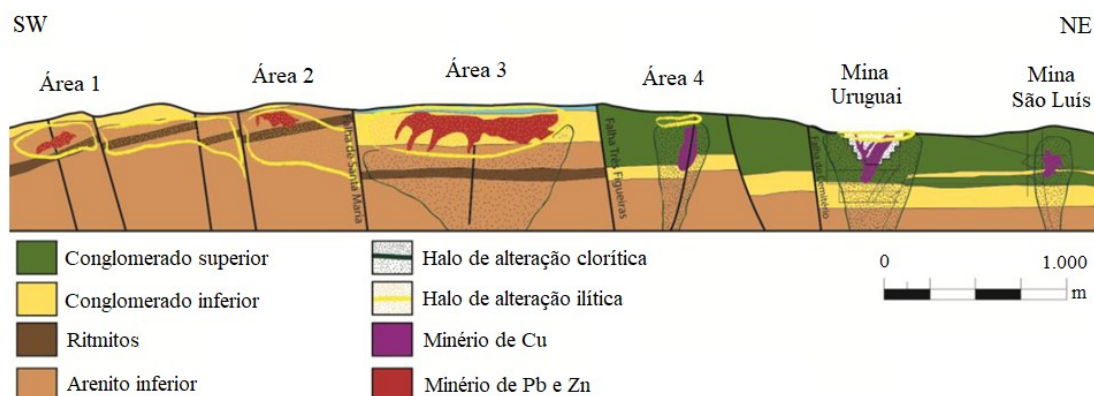


Figura 3. Seção vertical cortando o Depósito Santa Maria e as Minas do Camaquã. No Depósito Santa Maria a alteração hidrotermal predominante é a ilitização, que está relacionada à mineralização de Pb e Zn, enquanto que nas Minas do Camaquã a alteração é dada pela cloritização, a qual relaciona-se com a mineralização de Cu. Fonte: Modificado de Santos, J. C. S., Votorantim Metais, 2011.

### 4.3.1 Gênese do minério

Os modelos descrevendo a gênese dos minerais de minério das Minas do Camaquã têm sido discutidos desde os anos 30, e sofreram diversas mudanças com o passar do tempo. Inicialmente foi proposto que os metais haviam sido gerados por fluidos hidrotermais magmáticos associados à atividade vulcânica e/ou plutônica síncrona à deposição do Alogrupo Bom Jardim (e.g. Teixeira, 1937; Leinz & Almeida, 1941; Costa F<sup>o</sup>, 1944; Melcher & Mau, 1960; Ribeiro *et al.*, 1966; Bettencourt, 1972 e 1976 *apud* Paim, 2002).

A partir da década de 70, a descoberta de sulfetos ocorrendo de forma disseminada e concordante com a estruturação sedimentar de pacotes de arenito alterou os ideais defendidos até então. A partir dessa observação, surgiram modelos aderindo a mineralização a contextos sedimentares singenéticos (Suszcynsky, 1975; Ribeiro, 1978; Teixeira *et al.*, 1978; Licht, 1980; Badi & Gonzales, 1980 e 1988; Ribeiro *et al.*, 1980 e 1983; Badi, 1983; Teixeira & Gonzalez, 1988; Ribeiro, 1991 *apud* Paim, 2002) e posteriormente, diagenéticos (Veigel, 1989; Veigel & Dardenne, 1990; Veigel, 1992; Garcia, 1996 *apud* Paim, 2002).

No final dos anos 90, a concepção de que em profundidade os minérios eram controlados estruturalmente tornou os modelos sedimentares insatisfatórios para explicar a gênese desses, e passou-se a admitir uma origem epitermal para as mineralizações (Lima & Almeida, 1996; Lima *et al.*, 1997; Laux & Lindenmayer, 1998; Ronchi *et al.*, 2000 *apud* Paim, 2002).



### 4.3.2 O Depósito Santa Maria

As mineralizações de Zn, Pb e Cu do Depósito Santa Maria foram descobertas durante o “Projeto Expansão Camaquã”, uma exploração geoquímica regional de sedimentos de corrente, realizado em 1977 pela Companhia Brasileira do Cobre (Licht, 1980; Paim, 2002). Pesquisas subsequentes utilizando testemunhos de sondagem determinaram que o depósito distribuía-se de maneira sub-horizontal e estratiforme em arenitos e conglomerados de idade Pré-Cambriana (Licht, 1980).

Assim como nas Minas Camaquã, os minérios no Depósito Santa Maria ocorrem hospedados nas sequências clásticas do Grupo Santa Bárbara (GSB), porém ao contrário daquela, na qual os metais hospedam-se nos arenitos e conglomerados, nessa eles ocorrem predominantemente nos arenitos (Figura 4). Na região das minas, o GSB ocorre basculado de 20 a 45° e mergulhando para NW (Rios, 2012).

A mineralização é controlada principalmente por falhas NW-SE, as quais abrigam *stringers* de sulfeto maciço, veios que cortam a rocha inteira e que possuem alto teor, porém ocorrem em pequenas quantidades, e secundariamente pela litologia, onde o minério aloja-se disseminadamente aproveitando a porosidade dessa e distribuindo-se ao longo da  $S_0$ , formando grandes quantidades de concentrações minerais, porém essas de baixo teor. No depósito, a mineralização é dada por esfalerita, galena, calcopirita, bornita e pirita. Os metais de Zn e Pb ocorrem na região de topo do depósito e acompanham as zonas de ilitização, alteração que ocorre de forma pervasiva seletiva, enquanto que os sulfetos de Cu ocorrem nas regiões mais profundas acompanhando zonas de cloritização, que se dão em veios e de forma pervasiva (Rios, 2012).

O Depósito Santa Maria possui 33,4 milhões de toneladas de minério, com teores de 1,44% de Pb e 1,06% de Zn, tendo Au, Ag e Cu como subprodutos (Rios, 2012).

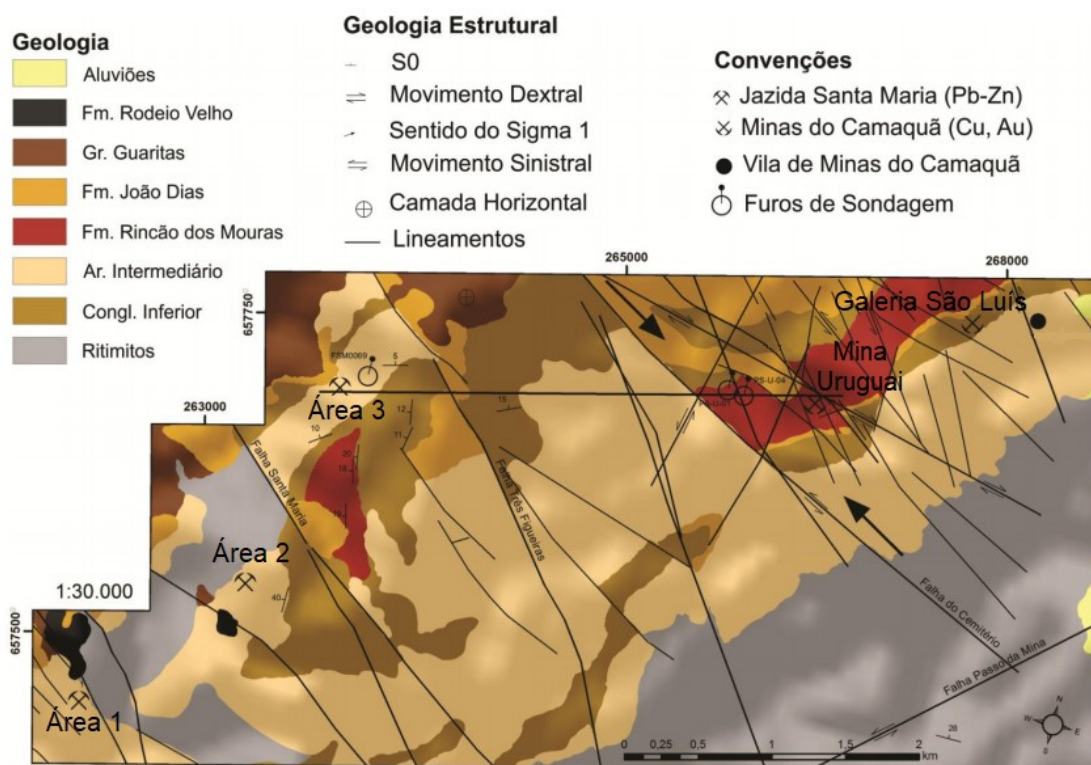


Figura 4. Mapa geológico da área de estudo. As áreas 1, 2 e 3 do Depósito Santa Maria ocorrem nas porções basais do Grupo Santa Bárbara, dadas por arenitos e ritmitos, enquanto que as Minas do Camaquã estão hospedadas nas camadas superiores, que são dadas por arenitos e conglomerados. Fonte: Modificado de Lindenberg (2014), Bicca *et al.* (2013), Rios (2012) e Santos *et al.* (2012) .

#### 4.4 Contexto Tectônico

O Depósito Santa Maria está inserido no contexto geológico de evolução da Bacia do Camaquã (BC), que foi formada entre 630 e 510 Ma pela sobreposição de distintas bacias depositadas sucessivamente em um mesmo locus deposicional (Paim, Farid & Wildner, 2014). A BC representa o estágio de transição da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1969) e ocorre na porção central do estado do Rio Grande do Sul, cobrindo diferentes domínios do ESRG, incluindo os blocos Tijucas, São Gabriel e Taquarém (Figura 5). Sua formação está associada aos estágios finais da orogenia Brasileira, com o desenvolvimento de diferentes tipos de bacias, obtendo registros tardi a pós-orogênicos (e.g. Frago-César, 1984; Chemale *et al.*, 1995; Paim *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2008 *apud* Paim, Farid & Wildner, 2014).

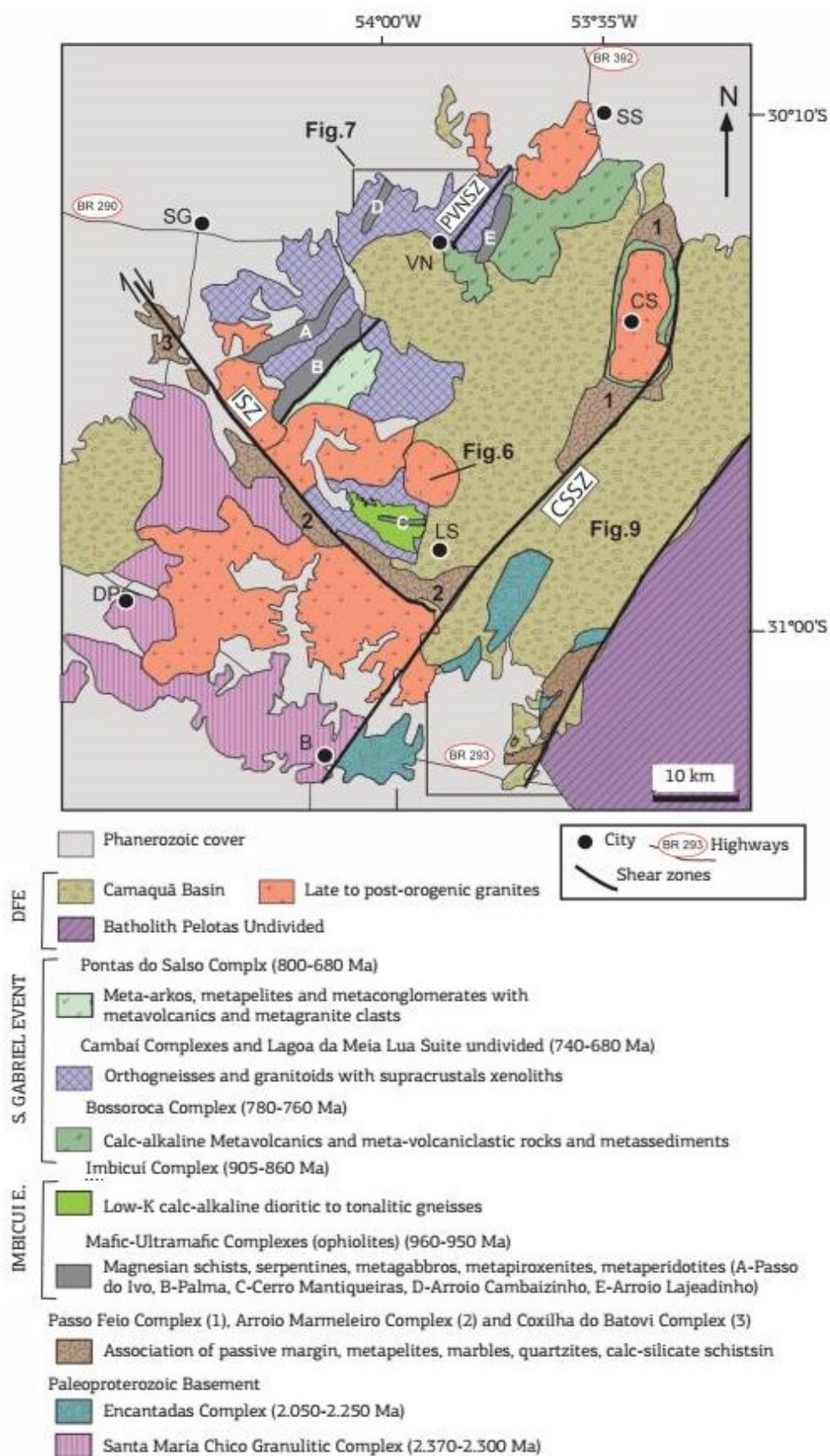


Figura 5. Mapa geológico dos Terrenos Taquarém, a oeste, São Gabriel, no centro, e Tijucas, a leste, pertencentes ao Escudo Sul Riograndense, por sobre os quais a Bacia do Camaquã foi depositada. Fonte: Philipp, Pimentel & Chemale, 2016.

#### 4.5 Geologia Regional

A Bacia do Camaquã é formada por unidades sedimentares e vulcano-sedimentares, separadas entre si por discordâncias angulares ou erosivas distribuídas regionalmente. Sua evolução tectônica deu-se durante a orogenia Brasileira, com a deposição tardi-orogênica dos Grupos Maricá e Bom Jardim, em bacias de retro-arco de antepaís e transcorrente do tipo *strike-slip*, respectivamente, e pós-orogênica dos Grupos Santa Bárbara e Guaritas como riftes transtensionais (Paim, Farid & Wildner, 2014; Philipp, Pimentel & Chemale 2016). Aflorando em três sub-bacias (Camaquã Ocidental, Central e Oriental), ela ocorre preferencialmente com orientação NNE-SSW (Figura 6) (Fragoso-Cesar *et al.*, 2005).

Associadas aos grupos sedimentares foram identificadas grandes unidades litoestratigráficas de origem magmática, que ocorrem de maneira intercalada aos registros sedimentares. Dessa forma, o empilhamento estratigráfico da Bacia do Camaquã é dado pelas seguintes unidades: Grupo Maricá (sedimentar) Grupo Bom Jardim (vulcano-sedimentar), Formação Acampamento Velho (vulcânica), Grupo Santa Bárbara (sedimentar), Grupo Guaritas (sedimentar) e Suíte Intrusiva Rodeio Velho (Figura 7) (Fragoso-Cesar 2003 *apud* Fambrini *et al.*, 2007).

O **Grupo Maricá** é formado por depósitos distais de planícies aluviais, fluviais e de plataforma e sua deposição deu-se num intervalo entre 630 e 600 Ma (Borba *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2008). O **Grupo Bom Jardim** é composto pelas formações Cerro da Angélica (sedimentar), Hilário (de Ribeiro e Fantinel (1979), vulcânica) e Picada das Graças (vulcanoclástica e sedimentar) e sua evolução ocorreu entre  $593 \pm 6$  e  $580 \pm 3,6$  Ma (Remus *et al.*, 1999; Janikian *et al.*, 2012). A **Formação Acampamento Velho** compreende rochas vulcânicas ácidas efusivas e explosivas com idades de  $573 \pm 18$  Ma (Chemale Jr., 2000). O **Grupo Santa Bárbara** apresenta registros de sistemas aluviais, de leques submarinos e de ambientes costeiros e marinhos rasos, os quais acumularam-se entre  $547 \pm 7$  e  $549 \pm 5$  Ma (Janikian *et al.*, 2012; Sommer *et al.*, 2005). O **Grupo Guaritas** é formado por depósitos aluviais que gradam para planície eólica úmida, tendo sido depositados entre  $535 \pm 10$  e  $522 \pm 10$  Ma (Hartman *et al.*, 2008; Maraschin *et al.*, 2010). A **Suíte Intrusiva Rodeio Velho** é constituída por rochas básicas que se alojaram no Grupo Guaritas em baixas profundidades (Fambrini, 2003; Paim, Chemale Jr & Wildner, 2014).

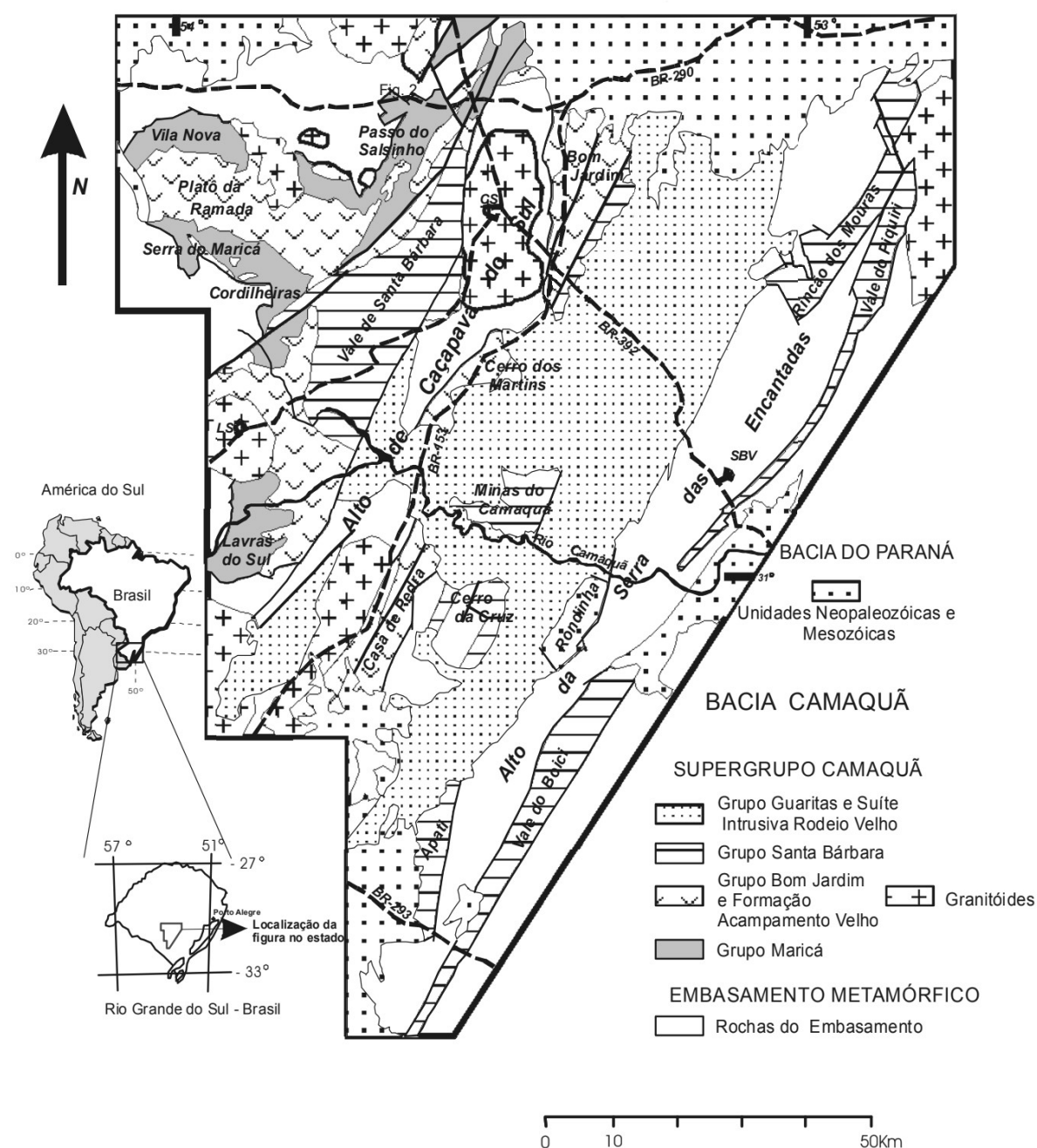


Figura 6. Distribuição das sub-bacias Camaquã Ocidental, Central e Oriental, as quais ocorrem separadas pelos altos do embasamento de Caçapava e da Serra das Encantadas. Fonte: Modificado de Fragozo-Cesar *et al.*, 2005.

Segundo Paim e colaboradores (2000), na sucessão estratigráfica da BC é observada uma diminuição deformacional da base para o topo, ocorrendo dobras moderadamente apertadas nos alogrupos Maricá e Bom Jardim, essas associadas a falhas de empurrão, inversas e transcorrentes. Os mesmos autores indicam que esses dobramentos estão relacionados a um ambiente dúctil-rúptil sob compressão ou transpressão. Eles concluíram, então, que a tectônica compressiva/transcorrente controlou fortemente a origem e o

desenvolvimento dos estágios iniciais da BC. Ao contrário dos mais antigos, os alogrupos Santa Bárbara e Guaritas são praticamente indeformados devido à deposição no final da tectônica transcorrente sinistral que marcou o fim da aglutinação do Gondwana Ocidental em um ambiente transtraccional (Chemale Jr., 1993; Chemale Jr., 2000; Paim *et al.*, 2000 *apud* Paim, Chemale Jr & Wildner, 2014).

#### 4.5.1 Grupo Santa Bárbara

As mineralizações do Depósito Santa Maria estão hospedadas nas rochas do Grupo Santa Bárbara, o terceiro ciclo tectono-sedimentar da Bacia do Camaquã (Rios, 2012; Paim, Chemale Jr & Wildner, 2014). Essa sucessão sedimentar aflora nas três sub-bacias, sendo que a região de Minas do Camaquã está inserida na sub-bacia Camaquã Central. Nela o Grupo Santa Bárbara apresenta mais de 2.000 m de espessura e é composto por quatro formações: Passo da Capela, Seival, Rincão dos Mouras e João Dias (Figura 7) (Fragoso-Cesar *et al.*, 2005).

A Formação Passo da Capela compreende depósitos turbidíticos de leques subaquosos. Esses, quando de franjas externas e intermediárias são formados por siltitos, arenitos finos, médios e grossos, e quando de franjas internas e intermediárias são dados por espessos pacotes de conglomerados e arenitos.

A Formação Seival é constituída por depósitos de baía estuarina e planície litorânea, tempestitos de costa-afora e de planície de maré. Seus registros são dados por arenitos médios a muito finos e secundariamente por arenitos grossos e siltitos.

A Formação Rincão dos Mouras compreende depósitos de leques aluviais e fluviais entrelaçados, representados por conglomerados e arenitos conglomeráticos. A Formação João Dias é constituída por arenitos médios e finos os quais contém grãos de glauconita e indicam uma deposição em ambiente marinho de *foreshore* e *shoreface*.



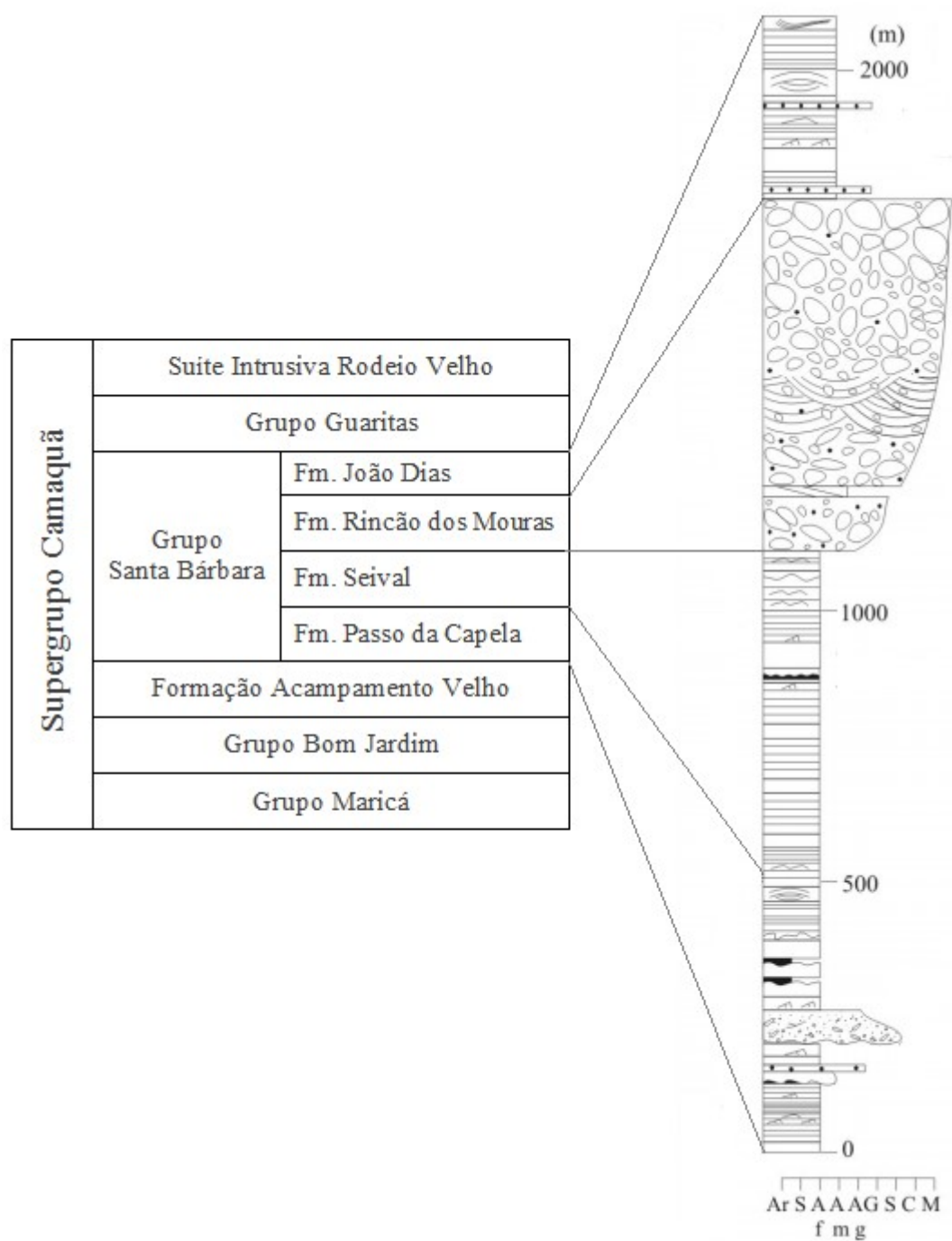


Figura 7. Relação entre a coluna estratigráfica do Supergrupo Camaquã e a seção colunar do Grupo Santa Bárbara aflorante na região de Minas do Camaquã. Fonte: Modificado de Fragoso-Cesar *et al.*, 2003 *apud* Fambrini *et al.*, 2007.

## 5. METODOLOGIA

### 5.1 Amostragem

O trabalho foi realizado a partir da descrição, caracterização e análise de três testemunhos de sondagem da Área 2 do Depósito Santa Maria, um prospecto da Nexa Resources localizado próximo ao Distrito de Minas do Camaquã, RS. Os testemunhos que estão sendo estudados são o BRSM53, chamado de BRSM53, com 292 m de profundidade, BRSM59, chamado de BRSM59, com 370,3 m de profundidade, e o BRSM79, chamado de BRSM79 e cuja profundidade atinge 410 m.

Para a descrição e posterior amostragem, os testemunhos foram primeiramente analisados de forma geral e então foram divididos em intervalos conforme eram identificadas mudanças composicionais, texturais e/ou litológicas. Para que a caracterização dos testemunhos fosse feita de forma representativa e que fosse possível analisar a distribuição e o comportamento dos minerais hidrotermais e de minério, foram coletadas amostras de diferentes intervalos ao longo do testemunho. A amostragem foi feita baseando-se no grau de alteração hidrotermal e na mineralização de acordo com a seguinte categorização das rochas: essas abrangendo porções inalteradas, com alteração hidrotermal incipiente, com alteração hidrotermal pervasiva, sem minério, com minério maciço e com esse ocorrendo de forma disseminada. Foram coletadas 11 amostras do furo BRSM53, 20 amostras do furo BRSM59 e 27 amostras do furo BRSM79.

### 5.2 Microscopia Óptica

A microscopia óptica tem por objetivo fornecer detalhes de objetos que não podem ser vistos a olho nu, através da sua ampliação (Manheimer, 2002). A técnica consiste da observação de lâminas delgadas utilizando um microscópio óptico polarizador, instrumento equipado basicamente, da base para o topo, por uma fonte luminosa, lentes condensadoras, platina para suporte da amostra, lentes objetivas e lentes oculares, através das quais o microscopista faz a observação (Raven, Evert, Curtis, 1981 apud De Castro, 2002).

Em geologia, a microscopia óptica é utilizada na análise de minerais opacos e translúcidos. Esses são observados através da microscopia de luz transmitida, na qual a fonte luminosa é posicionada abaixo da lâmina, fazendo com que os raios de luz atravessem a mesma. Essa técnica permite a visualização dos minerais através de luz natural e luz polarizada. A primeira proporciona a determinação de cor, forma, fraturas e alterações



presentes na amostra. A luz polarizada gera um contraste entre os grãos que ocorrem com diferentes orientações, possibilitando a identificação de minerais através da sua birrefringência (Goldenstein, 2007; Rosa, 2008; Frank, 2014).

A formação da imagem que será observada se dá pela interação entre as objetivas e as oculares, lentes convergentes que serão responsáveis pelo aumento do objeto. Esse é posicionado abaixo da objetiva e quando iluminado, é formada uma imagem real, maior e invertida entre a objetiva e a ocular. Essa é então ampliada ainda mais pela ocular, gerando a imagem final que é virtual, maior e invertida e cuja ampliação é igual ao produto entre os aumentos da ocular e da objetiva (Manheimer, 2002; Rosa, 2008).

Os minerais de minério, por serem opacos e por não permitirem a passagem de luz, são observados através da microscopia de luz refletida, na qual a fonte luminosa é posicionada acima da lâmina e os raios de luz são refletidos pelos minerais (Goldenstein, 2007). A luz refletida é capturada pela objetiva, onde é formada a imagem, que então é projetada para a ocular (Davidson, Abramowitz, 2002).

A preparação das amostras para análise de microscopia ótica consiste na confecção de lâminas petrográficas. Sua preparação é feita com o corte da rocha na forma de um retângulo de aproximadamente 2 cm x 3 cm. Esse é então colado em uma placa de vidro e desbastado até atingir uma espessura de 30  $\mu\text{m}$ . Para a observação de minerais de minério sob luz refletida a lâmina deve ser polida com alumina (Manheimer, 2002). A técnica limita-se a um aumento de 2000 vezes (Dedavid, Gomes, Machado, 2007).

A técnica de microscopia ótica foi utilizada com o objetivo de identificar as associações minerais que marcam cada zona de alteração hidrotermal e de estabelecer a relação dessas com as mineralizações através das suas características petrológicas. Foram selecionadas 13 amostras para a confecção de 14 lâminas petrográficas, sete de cada testemunho, as quais foram escolhidas por possuírem as maiores concentrações de minério ou por apresentarem feições de alteração importantes.

### **5.3 Difração de Raios X**

Difração é o fenômeno de espalhamento de uma onda, seja ela de qualquer tipo, por sofrer interferência quando essa encontra um obstáculo cujas dimensões são semelhantes ao seu comprimento de onda (Halliday, Resnick, Walker, 2009). Raios X são ondas eletromagnéticas que se estendem de  $1\text{\AA}$  a  $10^{-5}\text{\AA}$  no espectro eletromagnético, e podem ser

utilizados na identificação de fases minerais através da caracterização da sua estrutura cristalina (Gomes, 1984). A estruturação cristalina dos minerais é dada pelo arranjo repetitivo de planos de átomos que possuem distâncias interplanares da ordem de 1 a 3 Å (Klein & Dutrow, 2009), grandeza semelhante à das ondas de Raios X. A interação entre as fases minerais e os Raios X gera, portanto, o fenômeno de difração desses últimos, e sua detecção permite identificar a mineralogia de rochas.

A técnica consiste da incidência de um feixe de Raios X monocromático, ou seja, com comprimento de onda único, sobre amostras planas e policristalinas. Os Raios X incidem na amostra com diferentes ângulos ( $\theta$ ), e um detector movimenta-se simultaneamente, posicionando-se sempre a um ângulo  $2\theta$  em relação ao emissor. Dessa forma, são detectadas apenas as difrações dos grãos cujos planos cristalográficos encontram-se paralelos à superfície (Hinrichs, 2014).

O resultado da análise de difração de Raios X é dado em um difratograma, um gráfico cuja abscissa mostra o ângulo  $2\theta$  e a ordenada, a intensidade da difração. Nele, são gerados picos quando a condição de Bragg é satisfeita. A lei de Bragg é dada pela seguinte equação:

$$2d\sin\theta = n\lambda$$

em que  $d$  é a distância interplanar,  $\theta$  é o ângulo de difração,  $n$  é a ordem de difração (geralmente 1) e  $\lambda$  é o comprimento de onda dos raios X.

A amostra analisada deve ser policristalina e os grãos amostrados devem conter o máximo de orientações cristalográficas possível, para que no difratograma sejam produzidos picos relativos a todas as distâncias interplanares do mineral. Um dado conjunto de picos é característico de cada mineral, que pode então ser identificado por comparação com o Powder Diffraction File, um banco de dados com a relação de todos os conjuntos de picos formados pela difração de centenas de milhares de padrões de minerais (Hinrichs, 2014).

A técnica possui limite de detecção de 5% e não pode ser usada para materiais com baixa cristalinidade. Os pontos críticos desse método são dados por possíveis moagens excessivas, que deformam a superfície dos cristais ou por contaminação dos instrumentos laboratoriais usados na moagem da amostra (Gomes, 1984).

Dois métodos podem ser utilizados quando feita a análise de uma rocha por difração de raios X: o do pó e o orientado. No método do pó a rocha é cominuída, peneirada em malha 200 mesh e homogeneizada. O resultado dessa análise é a mineralogia da rocha total (Laudo Técnico do LDRX-UFRGS, 2017).

Já o método orientado serve para a identificação de minerais com granulometria menor que 4 micrômetros. A preparação de amostras para esse método é mais complexa, e envolve o quarteamento da amostra, três fases de desagregação (por esmagamento em um gral de porcelana, por meio de agitação por 14 horas em um agitador orbital e por um ultrassom de ponteira por 5 minutos estando a amostra em solução). Depois é necessário ocorrer a estabilização da temperatura para obter um controle da viscosidade do fluido. Posteriormente, é feito o cálculo do tempo de decantação e a preparação das lâminas orientadas. São feitas 3 lâminas orientadas, uma é chamada “natural”, a outra é saturada com etilenoglicol para a identificação de argilas expansivas, chamada então de “glicolada”, e a outra é aquecida por 2 horas a 550°C para a identificação da presença de argilominerais hidratados, levando a nomenclatura “calcinaada” (Laudo Técnico do LDRX-UFRGS, 2017).

A técnica de difração de raios X foi utilizada para determinar a ocorrência de associações minerais características de alterações hidrotermais, tendo sido realizada em amostras que apresentavam argilominerais, muito finos para serem identificados pela técnica de microscopia óptica. Foram selecionadas para análise seis amostras do testemunho BRSM 59 e duas do BRSM 79, tendo sido escolhidas as amostras dos intervalos que apresentavam grandes concentrações de argilominerais.

#### **5.4 Microsonda Eletrônica**

A microsonda eletrônica consiste de uma técnica quali-quantitativa que, em geologia, é utilizada principalmente para identificação e caracterização química mineralógica. Ela opera através do bombardeio e excitação de uma amostra polida por um feixe de elétrons que resulta na emissão de raios X característicos a partir dessa. Esses raios X compõem linhas espectrais que são particulares de cada elemento, sendo possível, então, sua identificação. (Gomes, 1984).

A identificação de elementos utilizando a microsonda eletrônica se dá através de espectrômetros por dispersão de comprimento de onda (Wavelength Dispersive Spectroscopy, WDS), que comparam as intensidades dos raios X emitidos com a de padrões conhecidos. Esses padrões constituem-se de substâncias, que podem ser naturais ou artificiais, cuja composição deve ser plenamente definida. Além disso, precisam ser estáveis ao feixe de elétrons e ter homogeneidade química (Gomes, 1984; Splendor, 2006).

As análises podem ser feitas em lâminas delgadas ou seções polidas, e sua preparação consiste de desbaste e polimento, utilizando polidoras e abrasivos. A superfície da amostra deve ser extremamente lisa e plana, pois a ocorrência de irregularidades pode gerar a absorção do feixe. Se a amostra não for condutora de eletricidade, é então submetida a uma metalização, geralmente realizada com carbono. Quando efetuada a metalização da amostra, essa deve conter a mesma espessura da metalização das amostras utilizadas como padrão, visto que diferenças entre elas podem gerar erros de quantificação de elementos (Gomes, 1984; Amarante, 2011).

A microsonda é uma técnica pontual, cada detector analisa um elemento por vez, captando os comprimentos de onda dos raios X emitidos por determinados segundos (10 segundos para elementos maiores e 100 segundos para elementos traço, por exemplo). A precisão do método é de 1-2% e o limite de detecção é da ordem de centenas de ppm (Gomes, 1984).

O pós-processamento das análises é feito através do cálculo da fórmula estrutural do mineral que foi analisado a partir dos resultados de cada elemento, dados em peso de seus óxidos. A partir da confecção de gráficos cujos eixos são dados pela combinação de elementos, a técnica permite determinar trends composicionais e variações químicas da espécie mineral analisada (Gomes, 1984).

A técnica de microsonda eletrônica foi utilizada com o objetivo de identificar as diferenças composicionais dos minerais de minério e ganga, dados por argilominerais, nas litologias em questão. Também foi utilizada para determinar possíveis temperaturas de cristalização de fases hidrotermais compostas por argilominerais, mais especificamente dados por clorita. Dentre as lâminas confeccionadas para as descrições petrográficas, foram selecionadas três para a análise de microsonda, duas do testemunho BRSM 79 (237,4 para análise de argilominerais de alteração e 319 para análise de sulfetos) e uma do BRSM 59 (240,8 para análise de argilominerais e de sulfetos).

## **5.5 Fluorescência de Raios X**

A fluorescência de raios X (FRX) consiste de um método quali-quantitativo que permite a identificação de elementos e a detecção das suas concentrações em determinada amostra. Ela proporciona análises multielementares simultâneas, detectando elementos com número atômico maior que 10 (Nascimento Filho, 1999; Laboratório de FRX UFRGS, 2017).

A técnica consiste na irradiação de uma amostra por um intenso feixe primário de raios X (Gomes, 1984), o qual ocasiona, nas camadas internas dos átomos, transições eletrônicas. Essas transições produzem perdas de energia sob a forma de fótons de raios X, que são característicos de cada espécie atômica e ocorrem associados à concentração do elemento na amostra (Nascimento Filho, 1999). A medida das intensidades dos raios X característicos permite, então, a identificação do elemento químico que os emitiu (Parreira, 2006; Jenkinset *al.*, 1995 apud Ferreti, 2009).

Três diferentes métodos de análise podem ser utilizados na FRX: dispersão por comprimento de onda (WD-XRF), dispersão de energia (ED-XRF) e reflexão total (TXRF), sendo a WD-XRF e a ED- XRF as mais utilizadas. O método de dispersão por comprimento de onda baseia-se na lei de Bragg e sua análise é feita a partir da medição do comprimento de onda de raios X que incide sobre a amostra e é difratado por um cristal difrator posicionado no interior do equipamento. O detector do comprimento de onda situa-se a um ângulo  $2\theta$  em relação ao feixe incidente, e é movimentado simultaneamente ao cristal difrator conforme altera-se o comprimento de onda a ser analisado (Nascimento Filho, 1999).

A análise de FRX por dispersão de energia detecta os elementos constituintes da amostra através da identificação e quantificação da energia dos raios X característicos emitidos quando da irradiação da amostra por um feixe de raios X (Nascimento Filho, 1999; Parreira, 2006).

O resultado das análises de FRX é dado em um gráfico no qual a ordenada representa a quantidade de fótons de raios X característicos identificados e a abscissa, a energia desses. As curvas resultantes da análise são comparadas com um banco de dados existente, sendo possível, então, a identificação dos elementos (Parreira, 2006).

A técnica de fluorescência de raios X permite identificar elementos maiores, os quais são indicados sob a forma de seus óxidos, e elementos menores como Cu, Zn, Pb, Cr, Ni, Co, Nb, Ba, Y, Rb, Sr, As e Ga. A preparação das amostras para análise ocorre de acordo com as conformidades do laboratório que a realizará, e envolve o quartejamento da amostra, geralmente utiliza-se 10 g de material, que é então moído a 200 mesh e, se a análise for feita para a identificação de elementos maiores, o pó é submetido à uma fusão a partir da qual é produzida uma pastilha; se a análise for feita para a identificação de elementos traço, o pó é apenas submetido a um prensamento. A técnica apresenta precisão de 2% para elementos maiores e 10% para traços (LFRX UFRGS, 2017).

A técnica de fluorescência de raios X foi utilizada com o objetivo de verificar o comportamento de elementos maiores e traço nas litologias da zona de alteração hidrotermal mais intensa.

### **5.6 Espectroscopia no Infravermelho por Transformada de Fourier**

A espectroscopia FTIR (*Fourier Transform Infrared*) é uma técnica semi-quantitativa baseada na interação da radiação eletromagnética com átomos e/ou moléculas, tendo a determinação da estrutura molecular e dos níveis de energia e de transição de espécies moleculares e atômicas como finalidade principal. O tipo de fonte utilizado para irradiar as amostras implica na quantidade de informação que pode ser extraída de um espectro (De Oliveira, 2011; Alcantara, 2002).

No espectro eletromagnético o infravermelho situa-se no intervalo de números de onda de 14.290 a 200  $\text{cm}^{-1}$  (Barbosa, 2007 *apud* De Oliveira, 2011). Na técnica de espectroscopia no infravermelho usando a transformada de Fourier um interferômetro tipo Michelson é utilizado como espectrômetro. Esse equipamento é composto por dois espelhos, sendo um fixo e o outro móvel, e um divisor de feixe, responsável por transmitir metade da radiação da fonte para o espelho móvel e refletir a outra metade para o espelho fixo (Morgano *et al*, 2005 *apud* De Oliveira, 2011).

Os dois feixes são refletidos para o divisor, onde são recombinados. As combinações podem ser construtivas ou destrutivas, o primeiro caso ocorrendo quando os espelhos estão equidistantes do divisor e o segundo, quando o espelho móvel se encontra a uma distância  $\lambda/4$  do divisor. A soma de todas as combinações gera um sinal chamado interferograma, ao qual é aplicada a Transformada de Fourier, que transforma os dados originais em um gráfico que relaciona a intensidade (absorbância) com a frequência (número de onda). O gráfico apresenta picos, que correspondem às frequências de vibração entre os átomos e à quantidade de determinado composto na amostra analisada. O método permite a identificação de inúmeros tipos de amostras devido ao espectro característico que cada molécula tem na região do infravermelho (Morgano *et al*, 2005 *apud* De Oliveira, 2011).

A técnica de Espectroscopia no Infravermelho foi utilizada com o objetivo de caracterizar a estrutura cristalina de caulinitas e identificar a possível presença de dickita, ambos minerais índices de depósitos epitermais de alta sulfetação (White & Hedenquist, 1990 *apud* Nunes, 2001).

## 6. RESULTADOS

### 6.1 Trabalho de Campo

Em março de 2018 foi realizado trabalho de campo na região de Minas do Camaquã com o objetivo de conhecer, descrever e coletar amostras dos testemunhos de sondagem escolhidos para a realização do projeto. Para as descrições dos testemunhos de sondagem, foi desenvolvido um método que constou, primeiramente, na divisão de intervalos litológicos de composição e/ou texturas semelhantes e, posteriormente, na descrição propriamente dita. Para tanto, foi elaborada uma tabela, na qual consta a profundidade de início e fim de cada intervalo descrito, seguido pela descrição de campo da litologia em questão (Apêndice A).

Os testemunhos estudados, BRSM 53, BRSM 59 e BRSM 79, pertencem à Área 2 do Depósito Santa Maria e ocorrem alinhados segundo a direção norte-sul. De sul para norte, em superfície, o testemunho BRSM 53 dista 119 m do BRSM 59, que por sua vez está a 54,2 m do BRSM 79. Respectivamente, eles possuem 292,3 m, 370,25 e 410,5 m de profundidade e mergulham para sul, com ângulos de aproximadamente 40°, 35° e 30° com relação à vertical.

A partir das descrições de campo (Apêndice A), os testemunhos descritos foram agrupados em cinco diferentes intervalos litológicos que apresentam três tipos diferentes de alteração (hematitização, alteração fílica e alteração argílica intermediária). Os testemunhos BRSM 59 e BRSM 79 possuem a mesma sucessão litológica, que é dada, da base para o topo, por: arenitos conglomeráticos e conglomerados inferiores, ritmito inferior, arenitos conglomeráticos e conglomerados centrais, ritmito central, hidrotermalito, arenitos conglomeráticos e conglomerados superiores, ritmito superior e arenito superior. O testemunho BRSM 53 apresenta apenas três intervalos litológicos, cujo empilhamento é dado por: arenito inferior, arenitos conglomeráticos e conglomerados e arenito superior.

Foi cedido pela Nexa Resources um perfil vertical, em escala 1:1.000, que indica o posicionamento dos testemunhos e os teores de corte de Cu, Pb e Zn ao longo desses, medidos em intervalos de dois em dois metros. Para correlação das litologias com os teores de minério, foram acrescentados a esse perfil de teores os três perfis litológicos gerados a partir das descrições de campo (Figura 8). A mineralização de Zn é restrita ao testemunho BRSM 53 e a de Cu predomina nos BRSM 59 e 79, ocorrendo no primeiro entre 170 e 310 m e no segundo, entre 220 e 320 m. Minério de Pb ocorre de forma secundária nos BRSM 53 e 59.

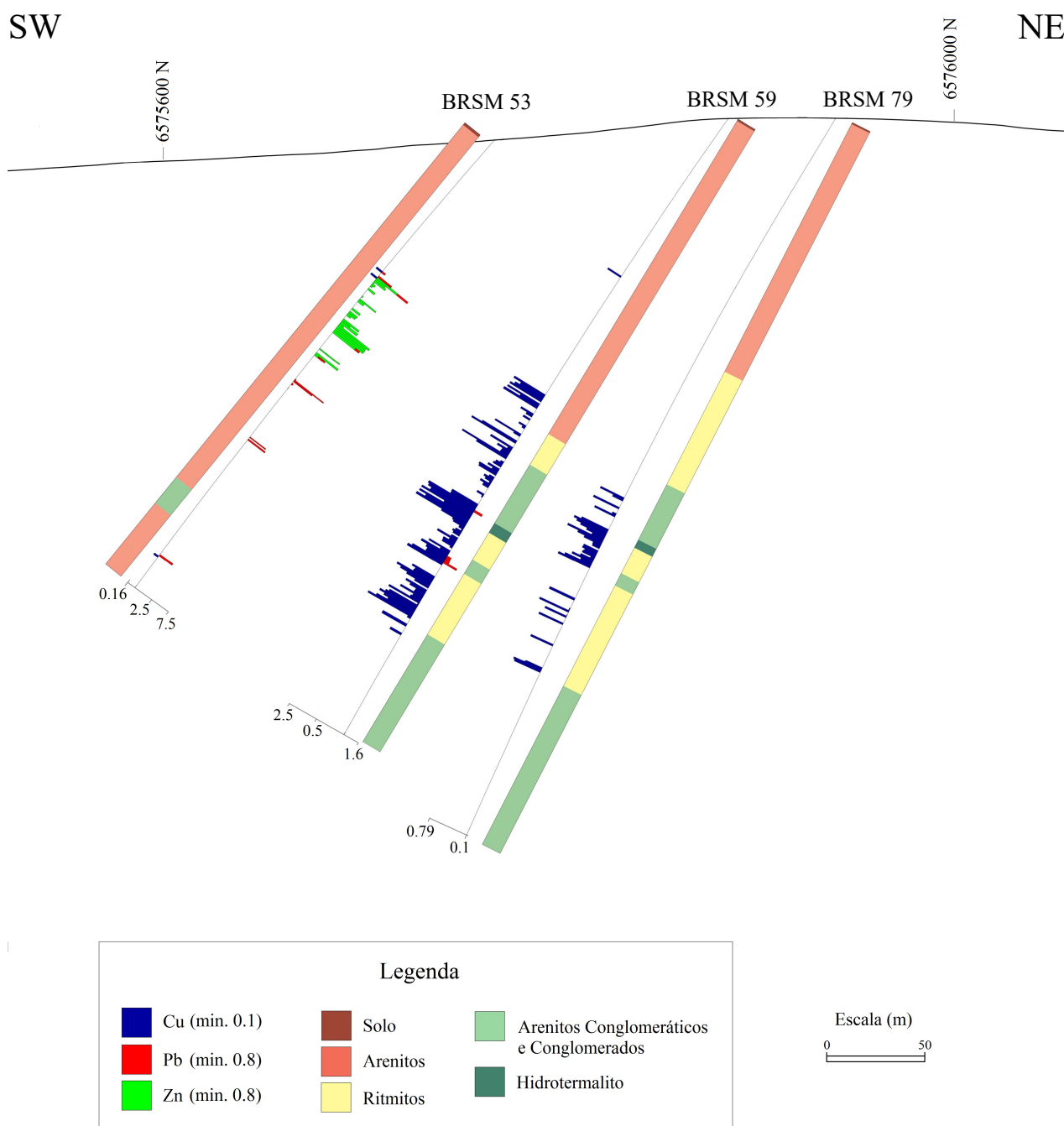


Figura 8. Posicionamento dos três testemunhos, seus respectivos teores de corte de Cu, Pb e Zn e perfis verticais criados a partir dos intervalos litológicos descritos em campo. Fonte: Modificado de Relatórios Internos da Nexa Resources.

Foram coletadas 11 amostras do testemunho BRSM 53, 20 amostras do BRSM 59 e 27 do BRSM 79. Foram selecionadas amostras que possuíam mineralogia e estruturas chave para a caracterização da alteração hidrotermal e dos minerais de minério. Os nomes das amostras referem-se a sua profundidade no testemunho.



Com o objetivo de detalhar a mineralização do depósito com maior precisão e de forma exequível, os estudos pós-campo concentraram-se na análise dos testemunhos BRSM 59 e BRSM 79, cuja mineralização é dada, principalmente, por sulfetos de cobre. Essa escolha deu-se pelo motivo de que esses testemunhos, enquanto apresentam concentrações anômalas de cobre, mostram-se com concentrações mínimas de chumbo e zinco, os principais minerais de minério do depósito. Os perfis litológicos e de alteração dos dois testemunhos estão ilustrados na Figura 9.

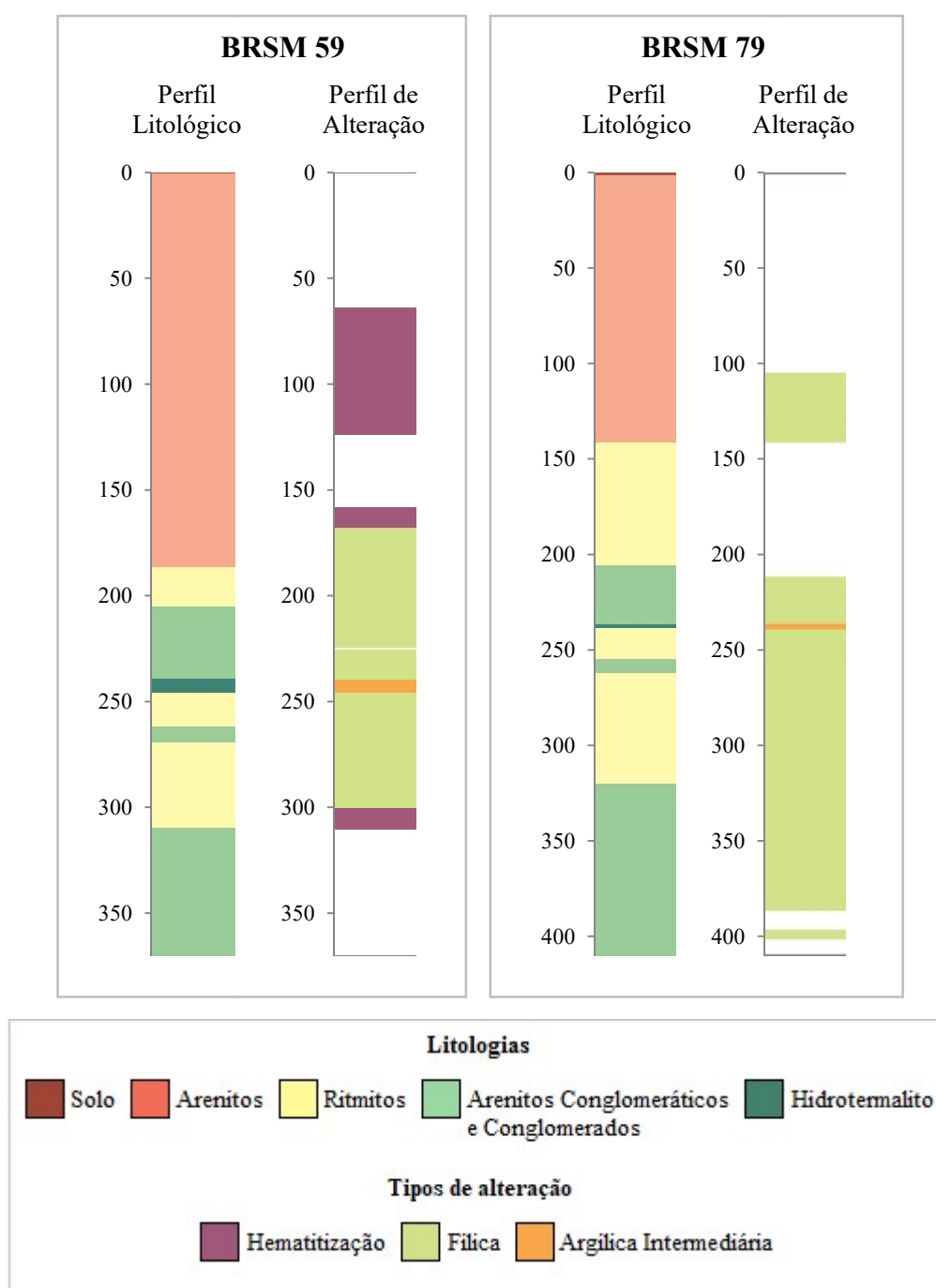


Figura 9. Perfis verticais dos testemunhos BRSM 59 e BRSM 79 com os intervalos litológicos e de alteração descritos em campo. Fonte: elaborado pela autora.

## 6.2 ICP-MS

Foram cedidos pela Nexa Resources dados de litoquímica dos testemunhos obtidos pelo método ICP-MS. As análises foram realizadas, de maneira geral, de metro em metro ao longo dos testemunhos, tendo sido analisados elementos maiores ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO, MgO, Fe, K, Na, Ti, S, Pb e ZN) e traço (Ag, As, Au, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Ga, La, Mn, Mo, Ni, P, Sb, Sc, Sr, Th, Tl, U, V e W).

Os dados foram utilizados para analisar a distribuição desses elementos e como esses se correlacionam com as zonas de alteração e de mineralização. Para melhor visualização dos dados e análise do comportamento dos elementos em cada intervalo litológico e de alteração descritos, foram confeccionados gráficos com a relação entre os teores de cada elemento e a profundidade dos testemunhos. Os gráficos foram elaborados a partir dos resultados de concentrações de Cu, Pb, Zn, S, Au, Ag, K, CaO, Fe, Mg, P, Co e Ni para os testemunhos BRSM 59 (Figuras 10 e 11) e BRSM 79 (Figuras 12 e 13).

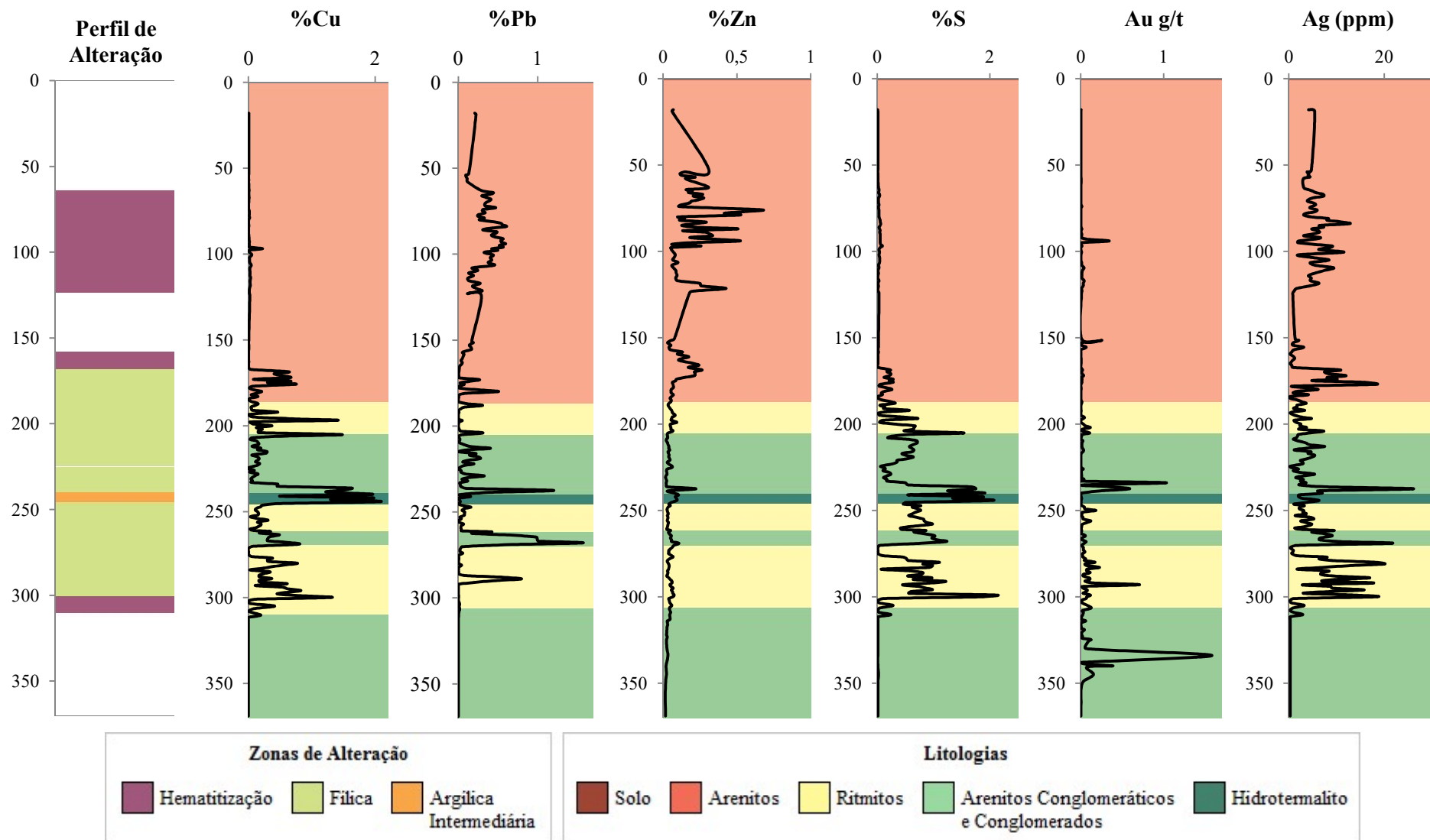


Figura 10. Perfis verticais do testemunho **BRSM 59** com os dados de ICP-MS dos minerais de minério posicionados de acordo com sua profundidade no testemunho e relacionados com as litologias do mesmo. Da esquerda para a direita: perfil com os intervalos de alteração hidrotermal descritos em campo, concentrações, de Cu, Pb, Zn e S em porcentagem, de Au, em grama por tonelada, e de Ag, em partes por milhão. Fonte: elaborado pela autora a partir de dados fornecidos pela Nexa Resources.

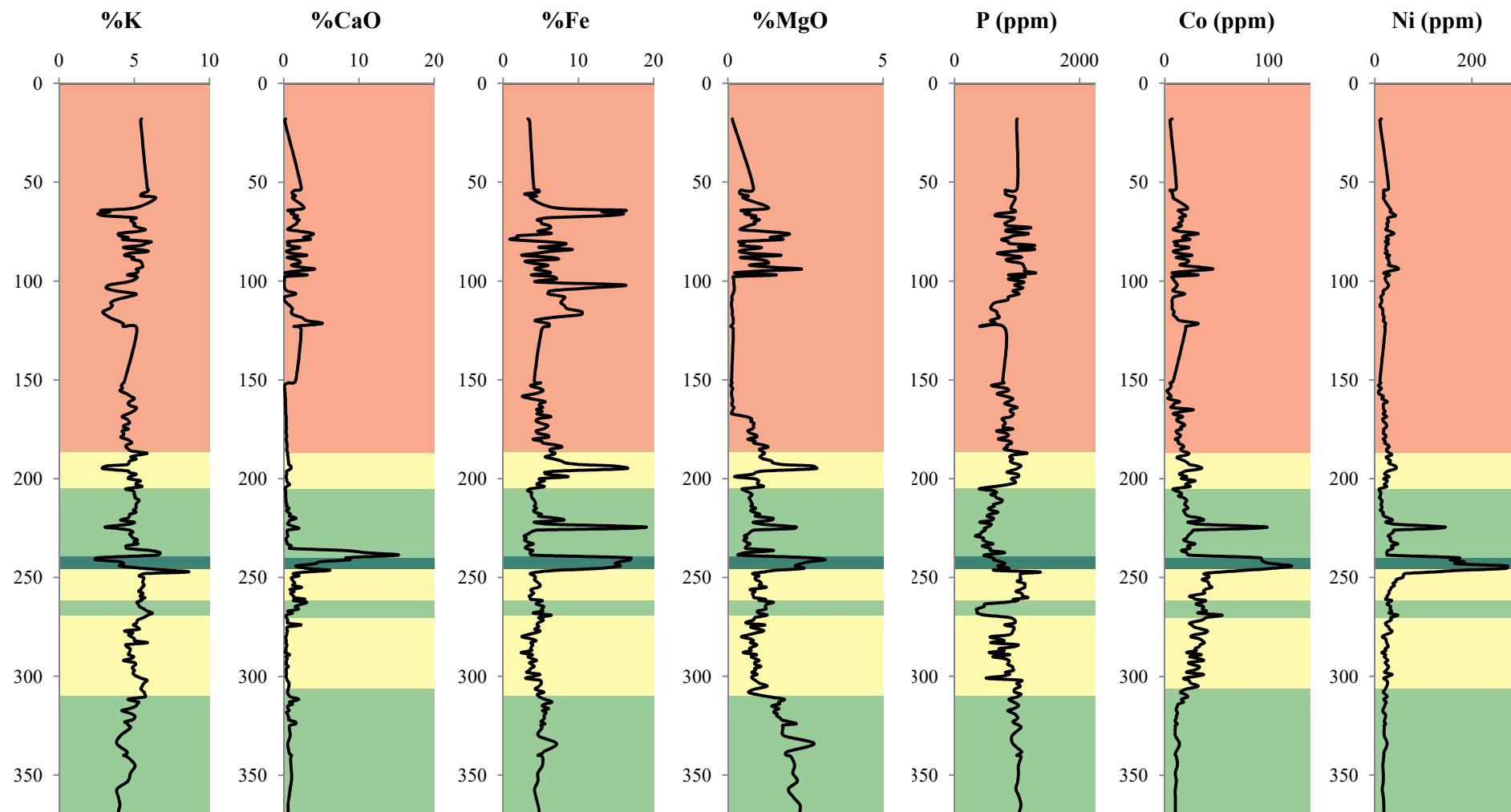


Figura 11. Perfis verticais do testemunho **BRSM 59** com os dados de ICP-MS dos minerais de minério posicionados de acordo com sua profundidade no testemunho e relacionados com as litologias do mesmo. Da esquerda para a direita: concentrações, em porcentagem, de K, CaO, Fe e MgO e, em partes por milhão, de P, Co e Ni. Fonte: elaborado pela autora a partir de dados fornecidos pela Nexa Resources.

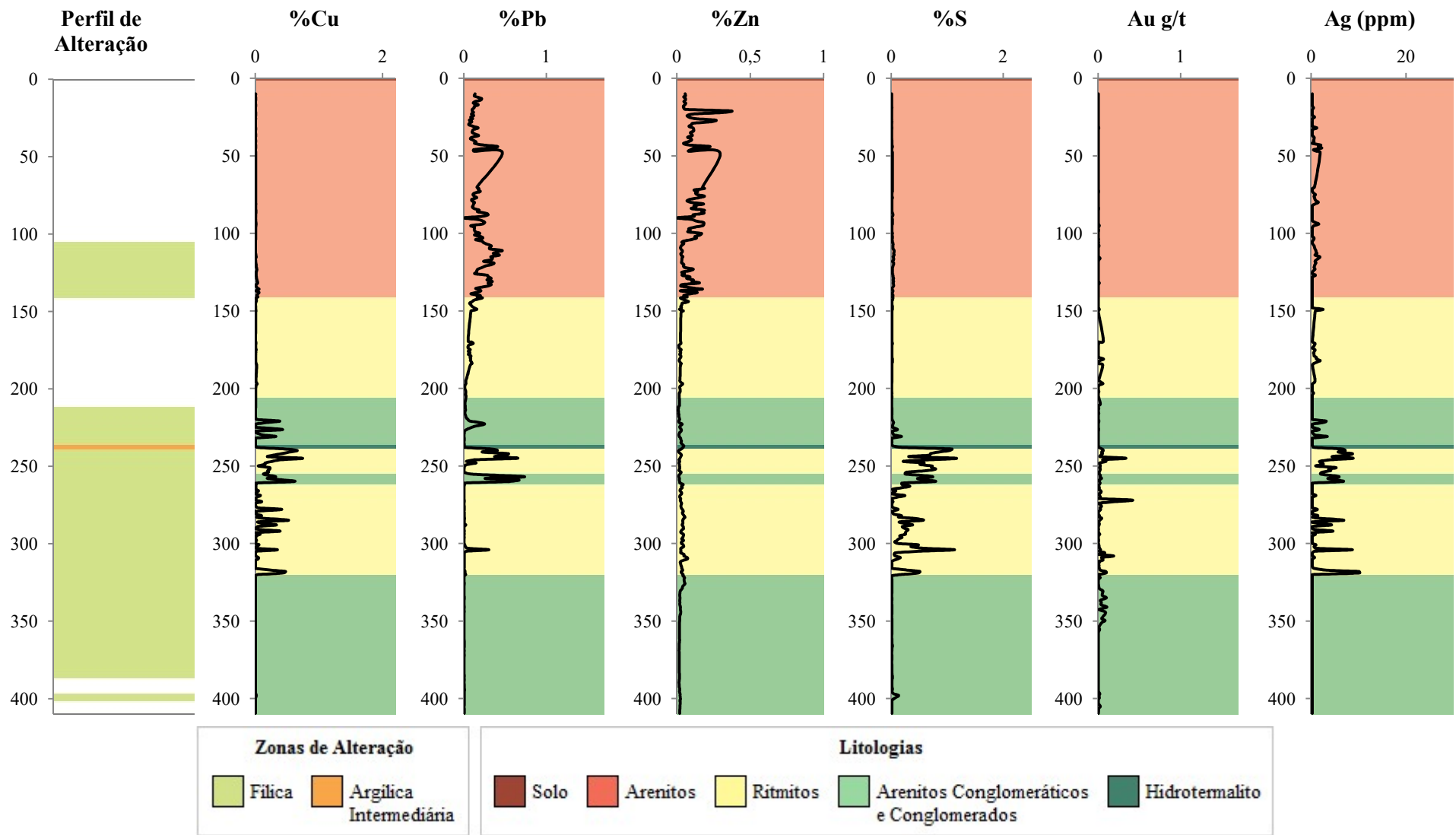


Figura 12. Perfis verticais do testemunho **BRSM 79** com os dados de ICP-MS dos minerais de minério posicionados de acordo com sua profundidade no testemunho e relacionados com as litologias do mesmo. Da esquerda para a direita: perfil com os intervalos de alteração hidrotermal descritos em campo, concentrações, de Cu, Pb, Zn e Sem porcentagem, de Au, em grama por tonelada, e de Ag, em partes por milhão. Fonte: elaborado pela própria autora a partir de dados fornecidos pela Nexa Resources.

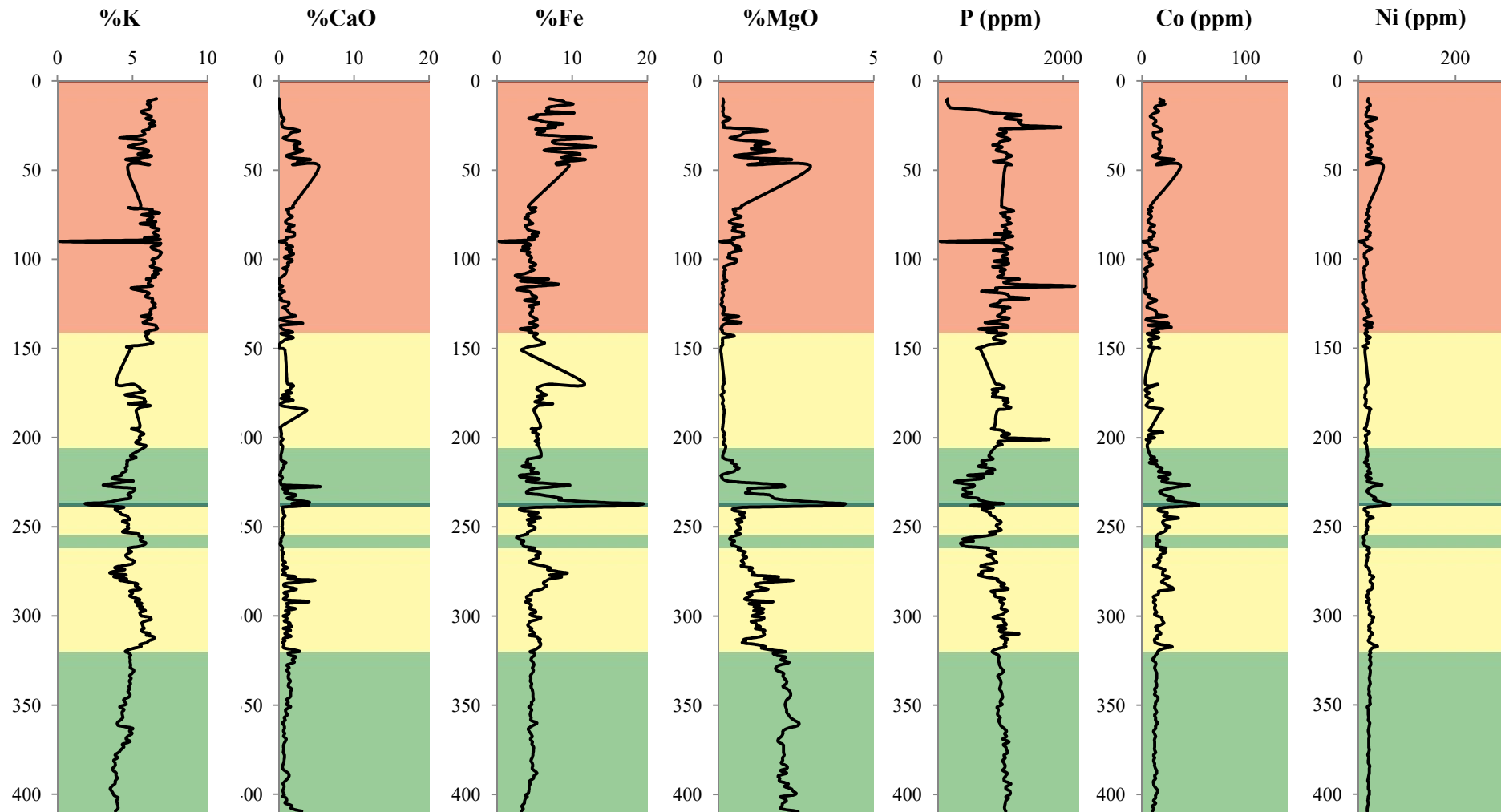


Figura 13. Perfis verticais do testemunho **BRSM 79** com os dados de ICP-MS dos minerais de minério posicionados de acordo com sua profundidade no testemunho e relacionados com as litologias do mesmo. Da esquerda para a direita: concentrações, em porcentagem, de K, CaO, Fe e MgO e, em partes por milhão, de P, Co e Ni. Fonte: elaborado pela autora a partir de dados fornecidos pela Nexa Resources.

## 6.3 Petrografia

### 6.3.1 Aspectos Macroscópicos

As amostras coletadas dos testemunhos BRSM 59 e BRSM 79 foram descritas com maior detalhe em laboratório com o uso de lupa, visando à identificação e descrição das litologias e dos minerais de alteração e de minério. As amostras foram descritas quanto ao seu litotipo, cor (com base no *Rock Color Chart*), presença de estruturas (primárias e/ou secundárias), composição, e, quando da ocorrência de minerais de minério, sua quantificação. As fotos de cada amostra, assim como sua descrição macroscópica estão dadas no Apêndice B.

Do testemunho BRSM 59 foram coletadas oito amostras do arenito, duas do ritmito superior, cinco dos arenitos conglomeráticos e conglomerados superiores, três do hidrotermalito, uma do ritmito central e uma dos arenitos conglomeráticos e conglomerados inferiores. As amostras de arenito são compostas por arenitos muito finos, finos, médios e grossos, que são cortados por veios milimétricos de carbonato, hematita e ilita. A partir dos 170 m surgem os primeiros sulfetos, dados por calcocita e pirita. Esses ocorrem associados à ilitização, acompanhando estruturas venulares e dispersos pelas rochas, cobrindo até 8% de uma das amostras (Figura 14.A).

Do ritmito superior foram amostrados arenitos finos, cortados por veios milimétricos, irregulares e contínuos de ilita e hematita que compreendem até 25% de uma das amostras. Os veios ocorrem concordantes e discordantes à laminação dos arenitos. As amostras dos arenitos conglomeráticos e conglomerados superiores compreendem arenitos médios, arenitos grossos conglomeráticos e conglomerados com clastos de tamanho grânulo a seixo. Essas rochas apresentam-se com alteração fílica, dada pela presença de ilitas, alteração essa que ocorre de forma pervasiva seletiva e chega a cobrir 40% de uma das amostras, ocorrendo intersticialmente aos grãos e clastos primários e sob a forma de veios que cortam as rochas em diversas direções. Os sulfetos são dados por calcopirita e bornita, que chegam a cobrir 15% de uma amostra (Figuras 14.B e 14.C).

O hidrotermalito é representado por rochas de coloração escura, não sendo possível identificar minerais primários nas amostras da porção superior. Essas se apresentam com alteração argílica intermediária, que ocorre de forma pervasiva e é dada por clorita, ilita e carbonato. Calcopirita e pirita ocorrem em agregados e cobrem, em média, 8% das amostras. A amostra da porção inferior é um arenito conglomerático com clastos tamanho grânulo a

seixo, que está pervasivamente alterado por clorita. Calcopirita e pirita ocorrem em agregados e cobrem 7% da amostra (Figuras 14.D e 14.E).

O ritmito central é representado por uma amostra de arenito muito fino que se apresenta com alteração fílica, sendo cortado por veios de ilita milimétricos, irregulares e contínuos, que ocorrem concordantes uns aos outros. Pirita e calcopirita cobrem 1% da amostra, sob a forma de veios descontínuos. A amostra representante dos arenitos conglomeráticos e conglomerados inferiores é um arenito fino conglomerático maciço, cortado por veios irregulares de carbonato (Figura 14.F).

Foi observado que, ao longo de todas as zonas de alteração dos dois testemunhos, é comum as rochas apresentarem siderita/ankerita, que ocorrem de forma disseminada entre os grãos detríticos e também sob a forma de veios.



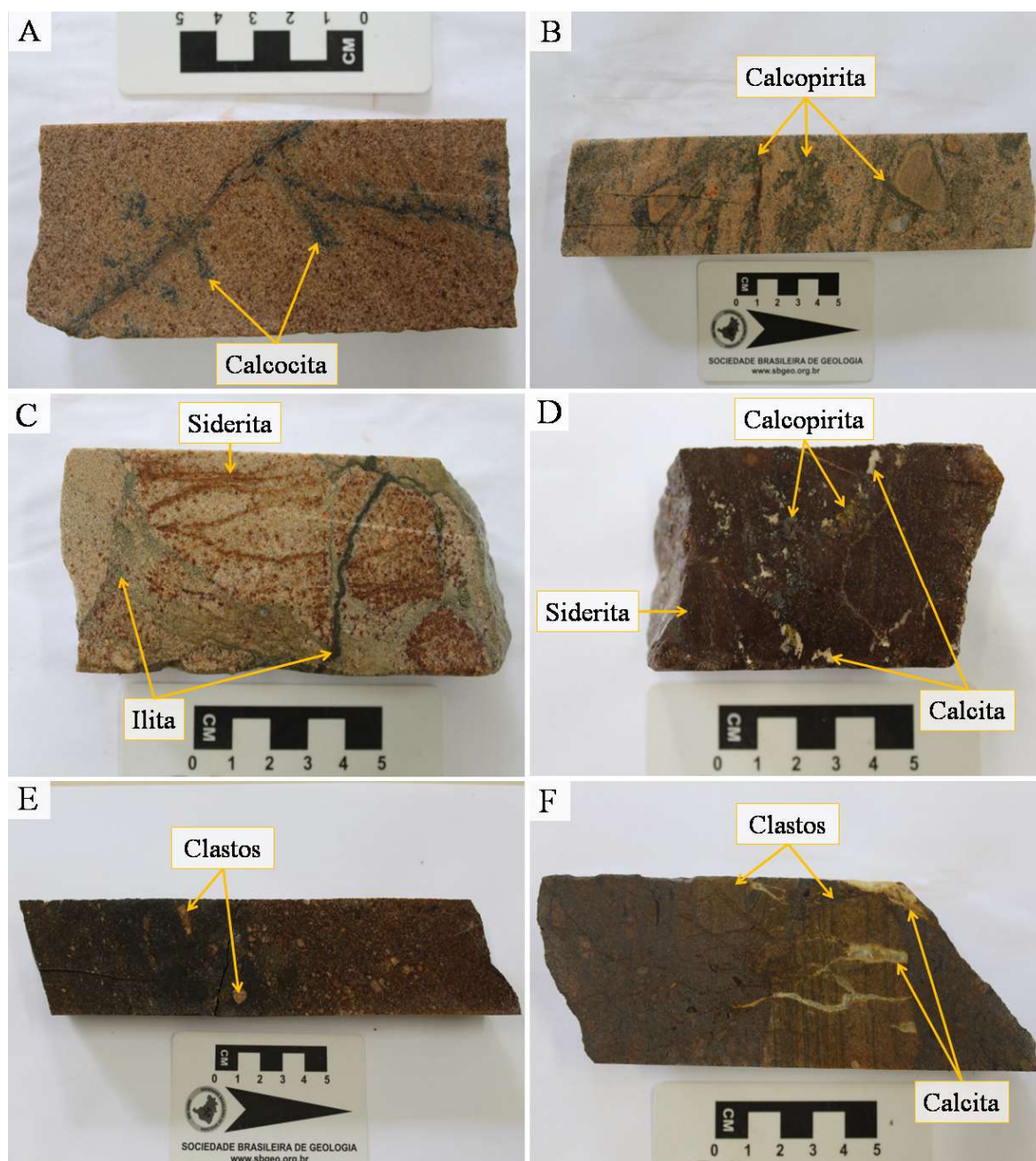


Figura 14. Amostras do testemunho BRSM 59. A) Amostra 176,4 – proveniente da zona com alteração filica. Arenito grosso cortado por veios de siderita/ankerita. Calcocita acompanha essas estruturas, ocorrendo também no exterior das mesmas, de forma intersticial aos grãos do arenito. B) Amostra 206 - zona de alteração filica. Conglomerado com clastos de tamanho grânulo a seixo. Calcopirita ocorre de forma disseminada entre os grãos detríticos, concentrando-se em níveis centimétricos paralelos entre si. C) Amostra 215,1 – zona de alteração filica. Arenito grosso conglomerático cortado por veios siderita/ankerita. Esses são cortados por veios de ilita, que atravessam a rocha com diferentes orientações. D) Amostra 240,4 – zona de alteração argílica intermediária (hidrotermalito). Rocha pervasivamente alterada, não sendo possível identificar minerais primários. Calcopirita ocorre em agregados irregulares dispersos pela amostra e calcita preenche nódulos de siderita/ankerita. E) Amostra 244,8 – zona de alteração argílica intermediária (hidrotermalito). Arenito conglomerático alterado por minerais máficos de forma pervasiva seletiva, sendo possível identificar apenas os clastos de tamanho grânulo. F) Amostra 325,7. Arenito conglomerático com clastos de tamanho grânulo a seixo, cortado por veios irregulares e descontínuos de calcita. Esses apresentam maior espessura quando atravessam os clastos, os quais possuem maior granulometria que a matriz da rocha. Fonte: elaborado pela autora.

Do testemunho BRSM 79 foram coletadas três amostras do arenito, seis dos arenitos conglomeráticos e conglomerados superiores, duas do hidrotermalito, uma do ritmito central, dez do ritmito inferior e cinco dos arenitos conglomeráticos e conglomerados inferiores. As amostras do arenito superior são dadas por arenitos muito finos a finos, um deles com milimétricos veios de ilita e hematita acompanhando a laminação.

Os arenitos conglomeráticos e conglomerados superiores são representados por arenitos finos e grossos, arenitos médios e grossos conglomeráticos, com clastos tamanho grânulo a seixo e por conglomerados. Com o aumento da profundidade, ocorrem veios irregulares e descontínuos de carbonato, que chegam a atingir 1,2 cm de espessura (Figura 15.A). O hidrotermalito é representado por rochas de coloração muito escura, que apenas em profundidade permitem a identificação de alguma mineralogia primária, a qual é dada por cristais milimétricos de quartzo. As rochas apresentam-se com alteração argílica intermediária que ocorre de forma pervasiva e é dada por clorita, ilita, siderita/ankerita e calcita (Figuras 15.B e 15.C).

Do ritmito central foi amostrado um arenito fino, que é cortado por veios milimétricos, irregulares e contínuos de ilita e siderita. Associados a esses ocorre pirita e bornita disseminada. O ritmito inferior é representado por arenitos muito finos, finos, médios e grossos que ocorrem intercalados com camadas de siltito. Esses são cortados por veios milimétricos de ilita, siderita e, na porção superior, por uma brecha composta por hematita, quartzo, carbonato, calcopirita e calcocita. Ao longo de todo o intervalo, pirita, calcopirita, bornita e calcocita ocorrem associados aos veios de ilita. A maior concentração de sulfeto se dá aos 293 m, com um stringer de calcocita (Figuras 15.D e 15.E).

Os arenitos conglomeráticos e conglomerados inferiores são representados por um arenito grosso, um arenito fino a médio conglomerático e conglomerados com clastos de tamanho grânulo a seixo, todos com estrutura maciça. A amostra mais superior é cortada por veio milimétrico de carbonato, enquanto que a mais profunda é cortada por veios de ilita, e associados a esse, ocorre bornita em cristais de até 1 mm (Figura 15.F).

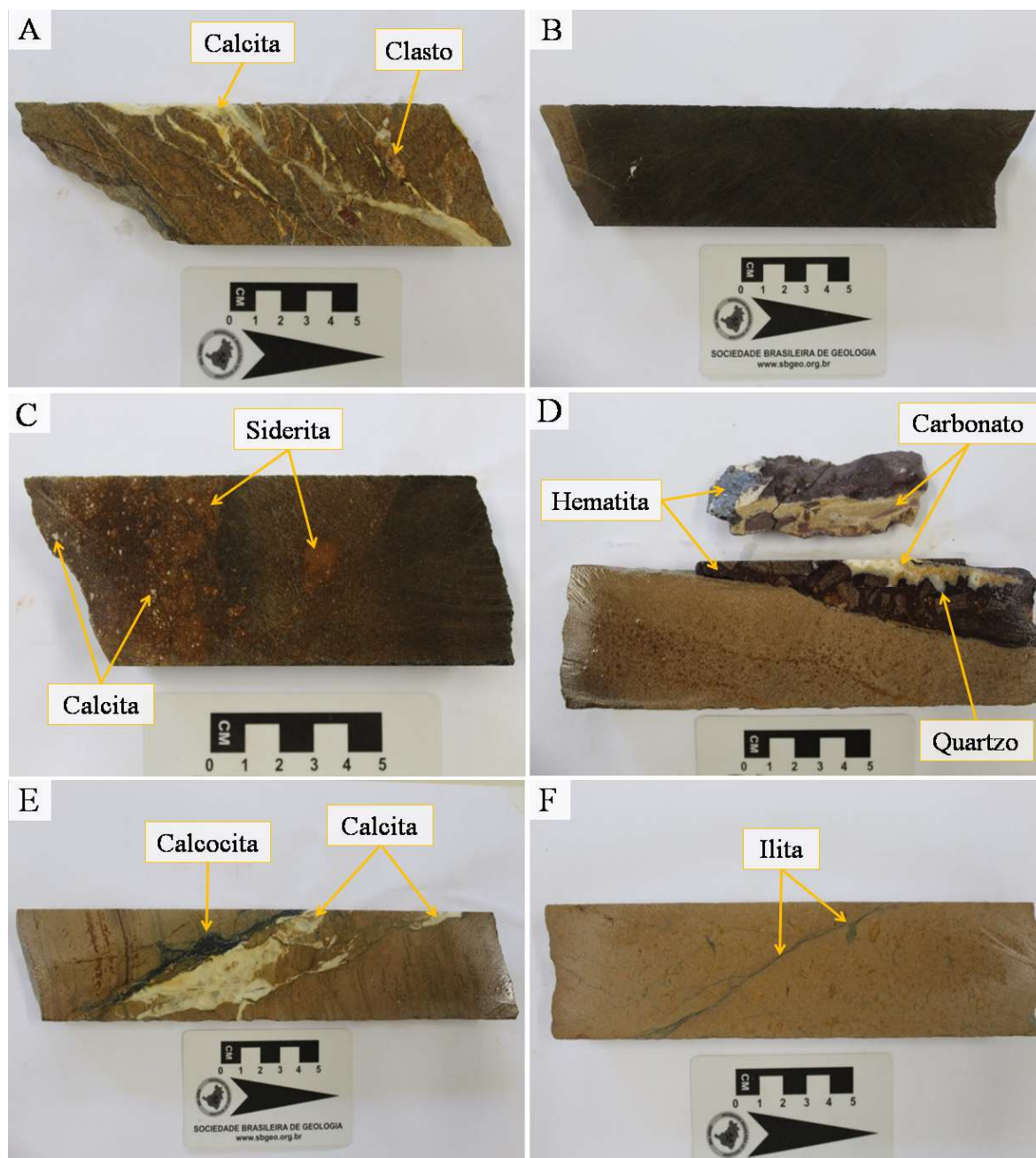


Figura 15. Amostras do testemunho BRSM 79: A) Amostra 236,8 – proveniente da zona com alteração filica. Arenito grosso conglomerático cortado por veios de calcita concordantes à laminação sedimentar. B e C) Amostras 237,4 e 238,5 – provenientes da zona de alteração argílica intermediária (hidrotermalitos). Rochas pervasivamente alteradas por minerais máficos, não sendo possível identificar textura e mineralogia primárias. Na segunda amostra (foto C), é possível identificar massas de siderita/ankerita com nódulos preenchidos por calcita. D) Amostra 272,2 – zona com alteração filica. Arenito grosso cortado discordantemente por veio de hematita, calcita, siderita/ankerita e quartzo. Associados a esses ocorrem calcopirita e calcocita em agregados alongados. E) Amostra 293 – zona com alteração filica. Arenito fino cortado de forma discordante à laminação sedimentar por veio de calcita e stringer de calcocita. F) Amostra 399,2 – zona com alteração filica. Arenito grosso cortado discordantemente por veio de espessura milimétrica de illitas. Fonte: elaborado pela autora.

### 6.3.2 Aspectos Microscópicos

Das amostras coletadas foram confeccionadas 14 lâminas petrográficas, para análise, por microscopia óptica, de porções com altas concentrações de minério e com feições de alteração importantes. Do testemunho BRSM 59 foram elaboradas lâminas das amostras: 171,9, 176,4, 206, 215,1, 240,4 e 240,8. Do BRSM 79 foram elaboradas lâminas das amostras: 237,4, 241,7, 282,5, 293, 304,8, 319 e 399,2. As ocorrências dos minerais de alteração e suas quantidades em cada lâmina estão indicadas no Quadro 1. As descrições completas de cada lâmina estão dispostas no Apêndice C.

Testemunho	Amostra	Minerais de Alteração	
		Ganga	Sulfetos
BRSM 59	171,9	Carbonato (15) + ilita (15) + hematita (10)	Calcocita (9) + covelita (1) + pirita (<1) + calcopirita (<1)
	176,4	Carbonato (20) + ilita (7) + hematita (<1)	Calcocita (5) + bornita (<1) + pirita (<1) + calcopirita (<1)
	206A	Ilita (10) + carbonato (5)	Calcopirita (7) + pirita (<1)
	206B	Ilita (11) + carbonato (1)	Calcopirita (8) + pirita (<1)
	215,1	Calcita (5) + siderita (5) + ilita (12)	Calcopirita (4) + pirita (<1)
	240,4	Siderita (45) + calcita (12) + ilita (20)	Calcopirita (15) + pirita (1)
	240,8	Calcita (44) + siderita (8) + ilita (25) + clorita (5)	Calcopirita (18) + pirita (<1)
BRSM 79	237,4	Calcita (42) + siderita (3) + ilita (10) + clorita (32) + hematita (3)	Pirita (1)
	241,7	Calcita (18), siderita (2) + lita (20)	Bornita (2) + calcocita (<1) + pirita (<1) + calcopirita (<1) + covelita (<1)
	282,5	Calcita (10), siderita (10) + ilita (20)	Calcocita (1) + bornita (1) + pirita (<1)
	293	Carbonato (60 - veio) + ilita (20)	Calcocita (2) + bornita (2) + pirita (<1) + calcopirita (<1) + covelita (<1)
	304,8	Carbonato (20) + ilita (25)	Bornita (4) + calcocita (2) + pirita (<1) + covelita (<1)
	319	Carbonato (30) + ilita (10)	Calcocita (2) + bornita (1) + pirita (<1) + calcopirita (<1)
	399,2	Carbonato (25) + ilita (12)	Pirita (<1)

Quadro 1. Associações minerais hidrotermais de cada lâmina. Entre parênteses, a % de cada mineral. Fonte: elaborado pela autora.

### 6.3.2.1 Testemunho BRSM 59

Do testemunho BRSM 59, as lâminas 171,9 e 176,4 são do arenito, as lâminas 206A, 206B e 215,1, dos arenitos conglomeráticos e conglomerados superiores e as lâminas 240,4 e 240,8 são do hidrotermalito. As lâminas do arenito e dos arenitos conglomeráticos e conglomerados são da zona de alteração fílica e as lâminas do hidrotermalito são da zona de alteração argílica intermediária.

A mineralização no testemunho BRSM 59 é dada, essencialmente, por calcocita e calcopirita. Bornita e pirita ocorrem nesse testemunho sempre com concentrações menores que 1%, a primeira associada à calcocita, e a pirita presente de forma disseminada em todas as amostras, ocorrendo sob a forma de inclusões em calcocitas (Figura 16.A) e calcopiritas.

A calcocita mostra-se restrita às amostras da camada de arenito com alteração fílica, ocorrendo de forma disseminada entre os grãos detríticos nas duas amostras, ocupando cavidades provavelmente formadas pela dissolução da encaixante devido à passagem do fluido hidrotermal e tendo sido depositada junto com quartzo hidrotermal, que cristalizou a partir das paredes das cavidades em direção ao seu interior. Em uma das amostras, calcocita ocorre em uma brecha, com as bordas alteradas por covellita e associada à hematita, com essa apresentando feições de corrosão sobre o sulfeto (Figura 16.D).

Calcopirita ocorre em concentrações menores que 1% nas amostras da porção superior do testemunho BRSM 59 e suas quantidades aumentam conforme o aprofundamento desse, chegando a compor 18% da amostra da camada de hidrotermalito. No intervalo dos arenitos conglomeráticos e conglomerados superiores que apresentam alteração fílica a calcopirita ocorre da mesma forma que a calcocita nas amostras do arenito, disseminada no arcabouço primário das rochas, ocupando o centro cavidades juntamente com quartzo hidrotermal, que cresce a partir das paredes dessas cavidades em direção ao seu interior com formas euédricas (Figuras 16.B e 16.C).

Siderita ocorre posterior à calcocita e à calcopirita, sob a forma de veios e de forma intersticial aos detritos sedimentares ao longo de todo o testemunho, corroendo os sulfetos com que entra em contato. Todas as rochas foram então percoladas por um fluido que precipitou ilita, que por sua vez corrói siderita, sulfetos e hematita (Figura 16.E). Nesse intervalo, a alteração fílica ocorre de forma não pervasiva e pervasiva seletiva, com ilitas alterando grãos de feldspato, expandindo muscovitas detríticas e de forma intersticial aos grãos detríticos. Aos 185 m de profundidade, no intervalo de alteração fílica, foi identificada, por difração de raios X (Figura 21), a presença de caulinita junto com ilita. A presença do

mineral, no entanto, é pontual, não tendo sido identificado em nenhuma outra análise desse testemunho.

Em uma das amostras foi observada uma estrutura venular que aparenta ter sido percolada por pelo menos duas gerações de fluidos (Figura 16.F), uma primeira que culminou com a precipitação de ilitas, as quais ocorrem em maior concentração nas bordas do veio e disseminam-se para o interior do arenito que é cortado por esse, e uma segunda relacionada à cristalização de calcopirita, que ocorre na porção central do veio, disseminada entre pequenos clastos sedimentares e não está associada às ilitas. Essa calcopirita venular, por ser posterior à ilitização, não foi formada no mesmo momento que as calcopiritas descritas anteriormente, as quais ocorrem de forma disseminada e são corroídas pelo argilomineral.

No hidrotermalito ocorrem as maiores concentrações de calcopirita. Nesse intervalo a alteração hidrotermal é pervasiva, não restando nenhuma textura da rocha primária, apenas alguns grãos de quartzo e muscovita menores que 1 mm, que perfazem menos de 1% das amostras e são os únicos indicadores de que seu protólito era sedimentar (Figura 17.A). Nas amostras desse intervalo é possível identificar a pirita precoce, envolvida por cristais de calcopirita, essa sendo corroída por siderita e então por argilominerais, que são dados por ilita e clorita (Figura 17.A). Foi observada uma segunda fase de cristalização de calcopirita, denominada, então, calcopirita II, que corta as outras fases de alteração através de um veio que conecta dois cristais (Figuras 17.B e 17.C). Calcita ocorre posterior a todos esses eventos, cortando cristais de calcopirita e corroendo as massas de siderita e argilominerais (Figura 17.D).



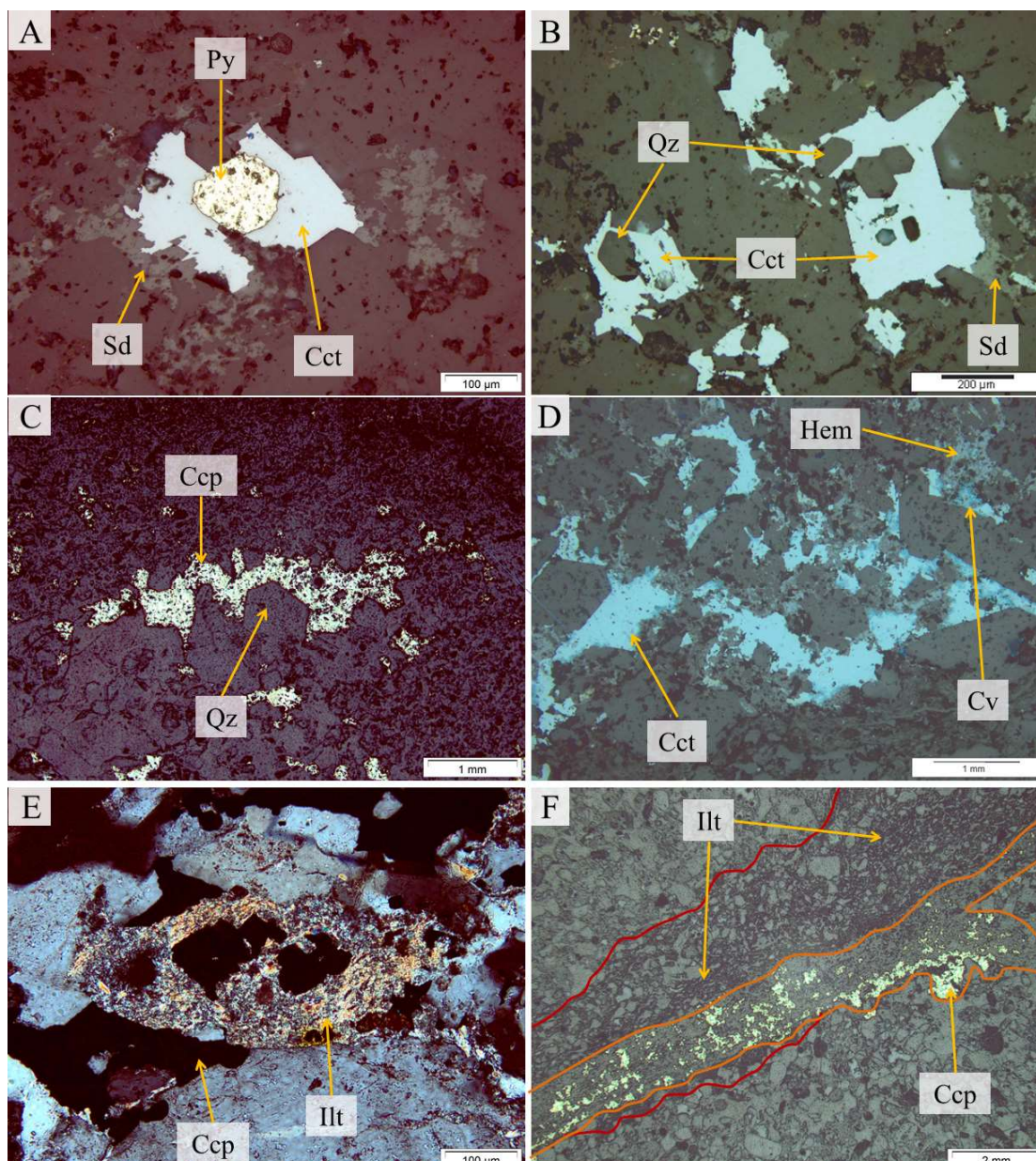


Figura 16. Foto E obtida em luz polarizada; fotos A, B, C, D, F obtidas em luz refletida. Todas as amostras são da zona de alteração filica. A) Amostra 176,4. Pirita precoce bordejada por calcocita. Siderita ocorre no entorno do sulfeto, corroendo-o. B) Amostra 176,4. Calcocita cristalizada em cavidade junto com quartzo, dado pelos cristais com formas euédricas. Siderita ocorre corroendo algumas de suas bordas. C) Amostra 206B. Calcopirita com a mesma morfologia da calcocita, cristalizada em cavidade junto com quartzo, dado pelos cristais com formas euédricas. D) Amostra 171,9. Cristais de calcocita cristalizados em cavidade, com as bordas alteradas para covelita, e então corroídas por hematita. E) Amostra 206B. Cristal de calcopirita sendo corroído por ilitas. F) Amostra 215,1. Brecha hidrotermal com registro a passagem de pelo menos dois fluidos. O primeiro culminou com a precipitação de ilitas, dadas pelo cimento escuro entre os grãos detríticos, limitados pelas linhas vermelhas, e o segundo foi responsável pela cristalização de calcopirita II cujo conduto por onde o fluido passou está delimitado pelas linhas em laranja. Fonte: elaborado pela autora.



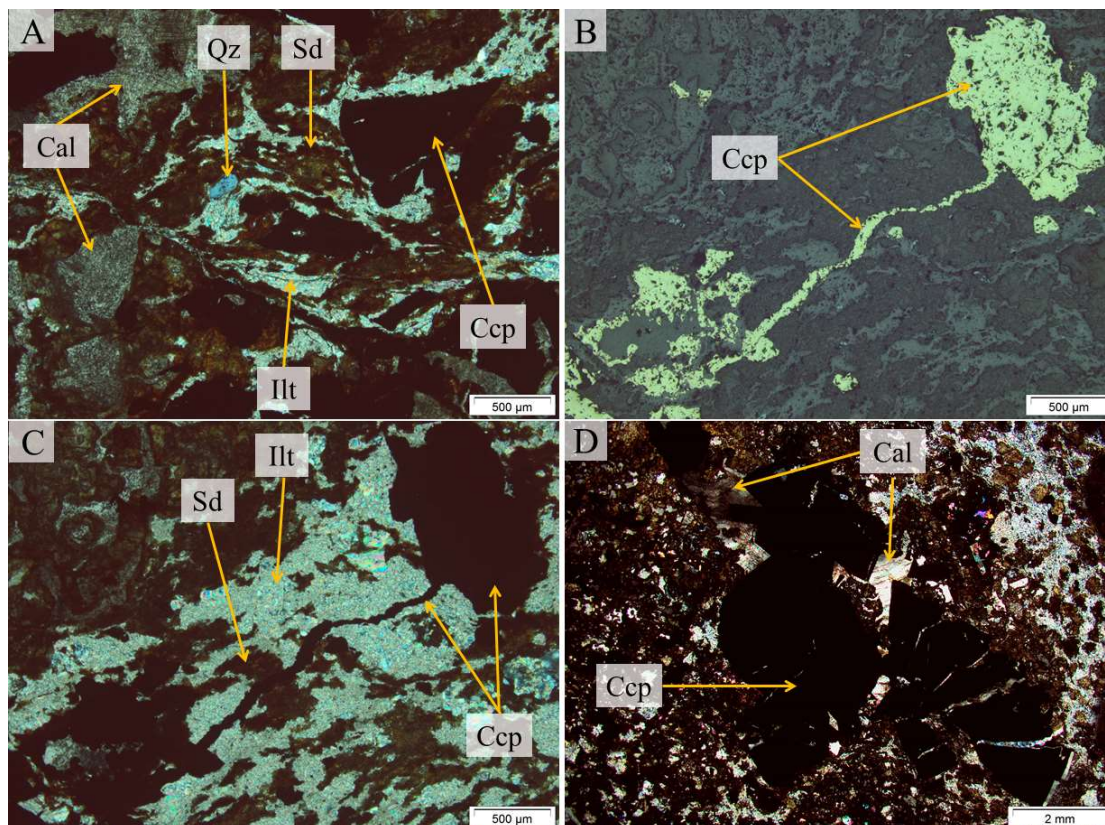


Figura 17. Fotos da amostra 240,8. Fotos A, C e D obtidas em luz polarizada; foto B obtida em luz refletida. Todas as fotos são da amostra 240,8, proveniente da zona de alteração argílica intermediária. A) Calcopiritas sendo corroídas por siderita, que por sua vez são corroídas por ilita. Observa-se um grão de quartzo arredondado entre as assembleias de alteração. B e C) Mesma região da amostra. Veio de calcopirita II cortando as massas de siderita e ilita que ocorrem cortando as calcopiritas mais precoces. Calcita ocorre percolando o cristal inferior. D) Cristal de calcopirita corroído por siderita e argilominerais e cortado por veios de calcita. Fonte: elaborado pela autora.



### 6.3.2.2 Testemunho BRSM 79

Do testemunho BRSM 79, a lâmina 237,4 é do hidrotermalito, a 241,7 é do ritmito central, as lâminas 282,5, 293, 304,8 e 319 são do ritmito inferior e a 399,2, dos arenitos conglomeráticos e conglomerados inferiores. Com exceção da primeira, que é da porção com alteração argílica intermediária, todas as lâminas são do intervalo com alteração fílica.

A mineralização nesse testemunho é dada, essencialmente, por calcocita e bornita, que ocorrem associadas e, dentre as amostras analisadas por microscopia, entre as profundidades 241,7 m e 319 m. Pirita e calcopirita apresentam-se com concentrações de até 1%, a primeira ocorrendo em todas as amostras, como inclusões em calcocitas e bornitas e a calcopirita, nas amostras 241,7, 293 e 304,8, ocorrendo de forma disseminada.

O hidrotermalito do testemunho BRSM 79, assim como o do BRSM 59, se apresenta pervasivamente alterado, não restando nenhuma textura da rocha primária. No entanto, todos os constituintes da rocha encontram-se orientados segundo uma direção preferencial. A presença de grãos de quartzo e muscovita, que somam 7% dos componentes da amostra, são diagnósticos na identificação do protólito sedimentar.

A rocha é composta, essencialmente, por siderita, clorita, ilita e hematita. O carbonato ocorre como massas irregulares com formas elipsoidais e os argilominerais ocupam seus espaços intersticiais. Ao contrário do hidrotermalito do testemunho BRSM 59, que apresenta quase 20% de calcopirita, nesse o único sulfeto presente é a pirita, que compõe 1% da amostra e se apresenta irregularmente dispersa, ocorrendo como inclusões em hematita, a qual ocorre como pseudomorfismos sobre a estrutura de minerais micáceos, provavelmente constituintes primários da rocha (Figuras 18.A e 18.B).

A hematita é corroída pelas massas de siderita, que por sua vez são corroídas pelos argilominerais (Figuras 18.C e 18.D), dados nessa amostra por ilita, clorita e caulinita, essa última detectada através de análise por microsonda eletrônica (Figura 34) e difração de raios X (figura 23). Os argilominerais ocorrem misturados, sob a forma de emaranhados, sendo apenas possível identificar alguns níveis mais ricos em cloritas em algumas porções da rocha.

Nas amostras da porção afetada por alteração fílica do testemunho BRSM 79 foi observada, assim como no BRSM 59, a ocorrência de sulfetos preenchendo cavidades anteriormente dissolvidas. Nesse testemunho, no entanto, foi observado que esses sulfetos também ocorrem sob a forma de veios. Em algumas amostras a ocorrência dos sulfetos, embora disseminados, se dá de forma orientada.

Nesse intervalo os sulfetos são dados essencialmente por calcocita e bornita. Foi observada a ocorrência desses dois sulfetos com textura de intercrescimento, junto com galena (Figura 19.C), que também ocorre como microscópicas inclusões em cristais de calcopirita no hidrotermalito do testemunho BRSM 59. Os sulfetos do BRSM 79 ocorrem associados a quartzo hidrotermal, que cresce a partir das paredes das cavidades de dissolução em direção ao seu interior, que por sua vez é preenchido pelos sulfetos (Figura 19.A).

Também da mesma maneira que no outro testemunho, siderita ocorre em todas as amostras, como veios e de forma disseminada entre os grãos sedimentares e corrói os sulfetos. A alteração fílica ocorre de forma não pervasiva e pervasiva seletiva e é dada pela ocorrência de ilitas, que ocorrem alterando grãos de feldspato, expandindo muscovitas detríticas e de forma intersticial aos grãos detríticos. As ilitas corroem a siderita e os sulfetos. Calcita também ocorre, como a fase mais tardia, cortando os sulfetos e as litologias alteradas por siderita e ilita (Figuras 19.B e 19.D).

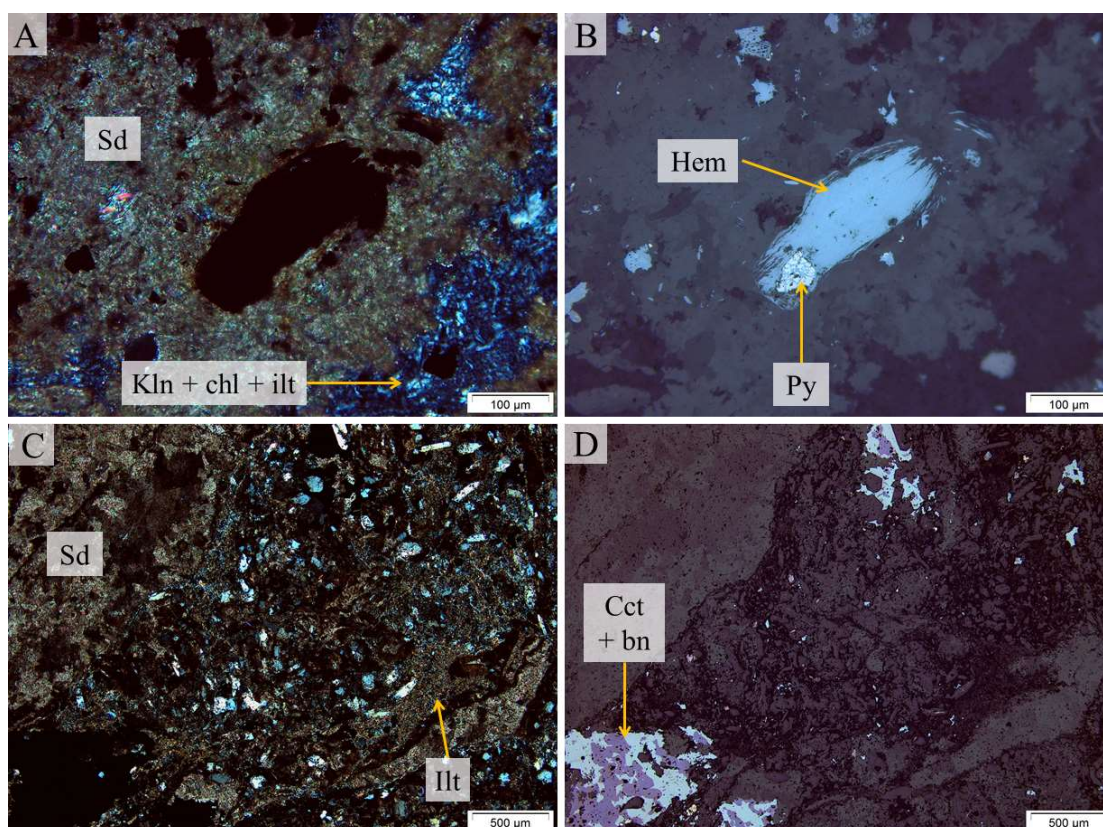


Figura 18. Fotos A e C obtidas em luz polarizada; fotos B e D obtidas em luz refletida. **A e B)** Mesma região da amostra 237,4 proveniente da zona de alteração argílica intermediária. Pirita precoce inclusa em hematita que ocorre como pseudomorfismo sobre a estrutura de antigos cristais de micáceos detríticos. Siderita ocorre no seu entorno, corroendo-a e então é corroída pela massa de argilominerais. **C e D)** Mesma região da amostra 319, proveniente da zona de alteração fílica. Cristais de calcocita e bornita com textura de intercrescimento desenvolvidos em cavidades junto com quartzo hidrotermal. Apresentam-se corroídos pelo carbonato, que por sua vez é corroído pelos argilominerais. Fonte: elaborado pela autora.

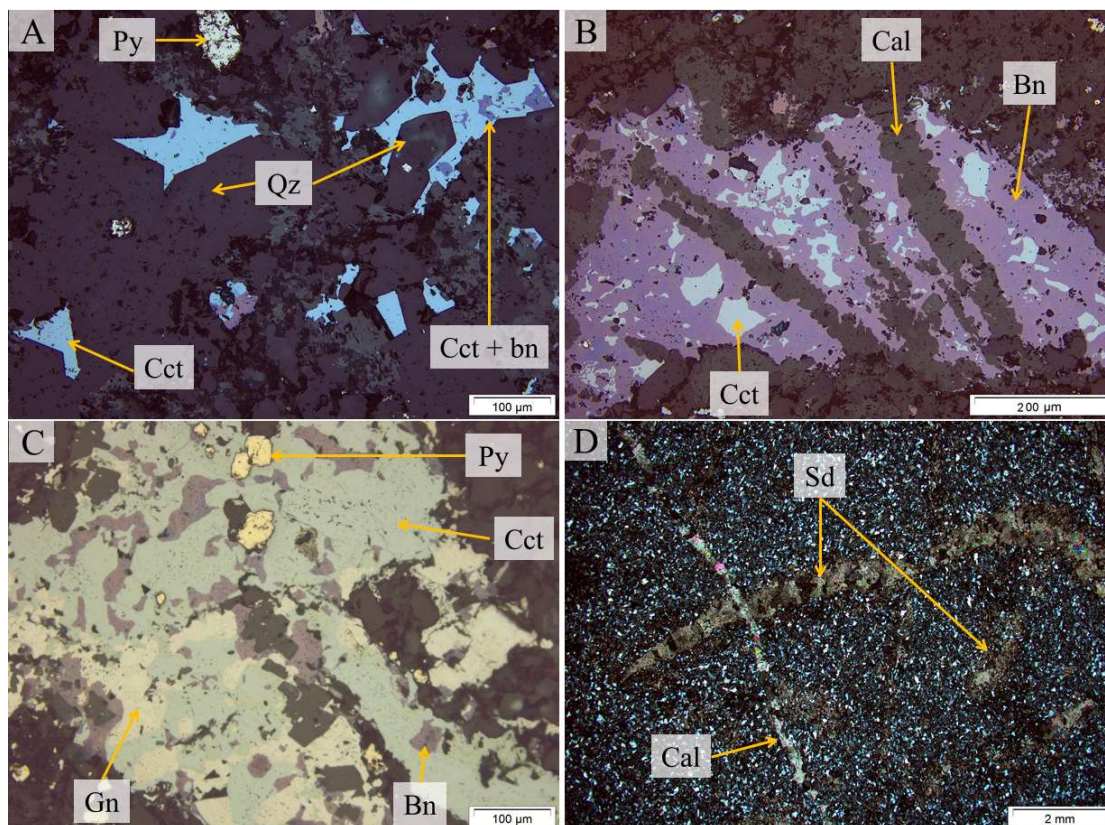


Figura 19. Fotos A, B e C obtidas em luz refletida; foto d obtida em luz polarizada. Todas as amostras são da zona de alteração filica. A) Amostra 319. Cristais de calcocita e bornita desenvolvidos em cavidades junto com quartzo hidrotermal. B) Amostra 319. Cristal de calcocita e bornita com textura de intercrescimento cortado por veios de calcita. C) Amostra 304,8. Cristais de pirita inclusos em calcocita, bornita e galena, as quais são corroídas pelos carbonatos do entorno. D) Amostra 319. Veio de siderita cortando o arenito e ocorrendo de forma disseminada entre seus grãos cortado por veio de calcita, membro final dos eventos hidrotermais. Fonte: elaborado pela autora.



## 6.4 Difração de Raios X

Das amostras coletadas foram selecionadas aquelas que continham regiões com elevadas concentrações de argilominerais, para que esses fossem identificados ao longo dos testemunhos. Do testemunho BRSM 59 foram realizadas análises nas amostras 97,2, 104,3, 185, 215,1, 225B, 237,2 e 240,8, e do testemunho 79 foram realizadas análises nas amostras 237,4, 272,2 e 282,5.

A difração foi realizada utilizando o método do pó, cujo resultado indicou a mineralogia da rocha total. As amostras foram desagregadas em um gral de ágata até atingirem uma granulometria muito fina, cujo tamanho foi suficiente para realizar a análise sem a necessidade de peneiramento na malha de 200 mesh.

As análises de rocha total foram realizadas em um difratômetro de raios X marca Siemens (BRUKER AXS), modelo D-5000 ( $\theta$ - $\theta$ ) equipado com tubo de ânodo fixo de Cu ( $\lambda = 1.5406 \text{ \AA}$ ), operando a 40 kV e 40 mA no feixe primário e monocromador curvado de grafite no feixe secundário. O intervalo angular analisado foi de 2 a  $72^\circ 2\theta$  em passo de  $0,02^\circ/1s$  utilizando-se fendas de divergência e anti-espalhamento de  $1^\circ$  e 0,2 mm no detector. Foi realizada análise semi-quantitativa de cada amostra analisada pelo método de rocha total, cujos valores são dados nas legendas dos difratogramas ao lado do nome do mineral, entre parênteses.

As amostras 185 e 240,8 do testemunho BRSM 59 e a amostra 237,4 do BRSM 79 foram também analisadas através do método orientado, as duas últimas na forma natural, glicolada e calcinada e a 59\_185 apenas na forma natural. As análises orientadas foram realizadas em um difratômetro de raios X marca Siemens (BRUKER AXS), modelo D-5000 ( $\theta$ - $2\theta$ ) equipado com tubo de ânodo fixo de Cu ( $\lambda = 1.5406 \text{ \AA}$ ), operando a 40 kV e 25 mA no feixe primário e monocromador curvado de grafite no feixe secundário. As amostras orientadas naturais e as amostras calcinadas foram analisadas no intervalo angular de  $2,3$  a  $36^\circ 2\theta$  em passo de  $0.02^\circ/2s$  utilizando-se fendas de divergência e anti-espalhamento de 2 mm e 0.2 mm no detector. As amostras glicoladas foram analisadas no intervalo angular de  $2,3$  a  $36^\circ 2\theta$  em passo de  $0.02^\circ/3s$  utilizando-se fendas de divergência e anti-espalhamento de 2 mm e 0.2 mm no detector.

As análises das amostras 215,1, 104,3, 225B e 237,2 do BRSM 59 e 272,2 e 282,5 do BRSM 79 apresentaram resultados confirmando as descrições de campo e petrográficas, demonstrando a presença de minerais já esperados, como quartzo, hematita, K-feldspato,

plagioclásio, ilita, siderita, ankerita, calcocita, bornita e calcopirita. Seus respectivos difratogramas estão apresentados no Apêndice D;

A análise da amostra 97,2 do BRSM 59 detectou a presença de hinsdalita no arenito proveniente do intervalo hematizado (Figura 20). A amostra 185 do BRSM 59, proveniente da porção com alteração filica e a amostra 237,4 do BRSM 79, proveniente do hidrotermalito apresentam caulinita. Essas, junto com a amostra 240,8, proveniente do hidrotermalito do BRSM 59, foram analisadas através do método orientado para melhor caracterização dos seus argilominerais (Figuras 21, 22,23 e 24).

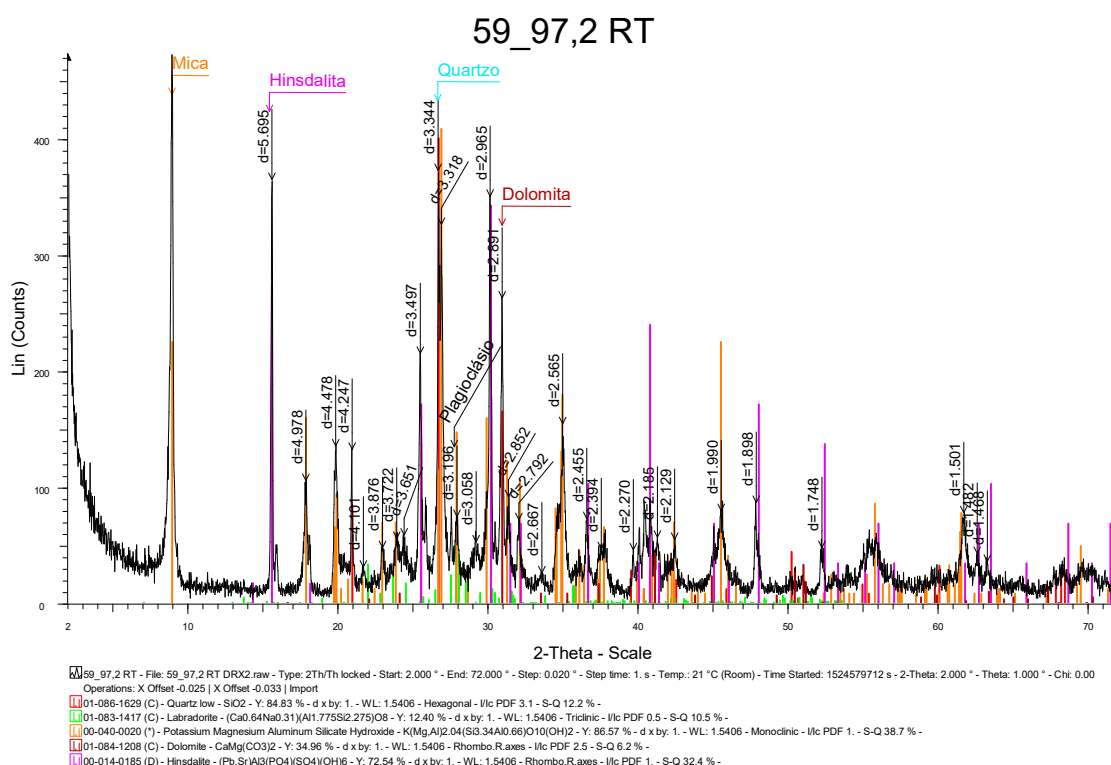


Figura 20. Análise de rocha total semi-quantitativa da amostra 97,2 do testemunho BRSM 59, proveniente da camada de arenito hematizado. É composta por mica (38,7%), hinsdalita (32,4%), quartzo (12,2%), plagioclásio (10,5%) e dolomita (6,2%). Fonte: elaborado pela autora.

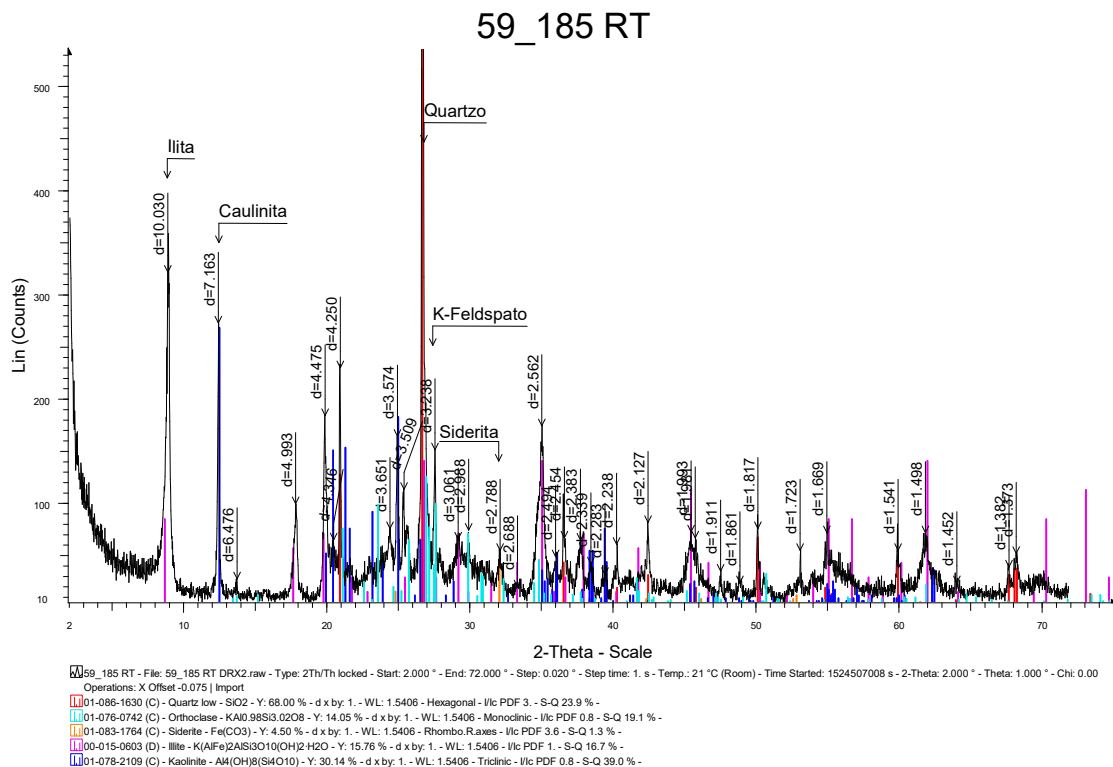


Figura 21. Análise de rocha total da amostra 185 do testemunho BRSM 59, proveniente da interface entre as camadas de arenito e ritmito superior do testemunho, região que se apresenta com alteração fílica. Nela foram identificados: caulinita (39%), quartzo (23,9%), K-feldspato (19,1%), illita (16,7%) e siderita (1,3%). Fonte: elaborado pela própria autora.

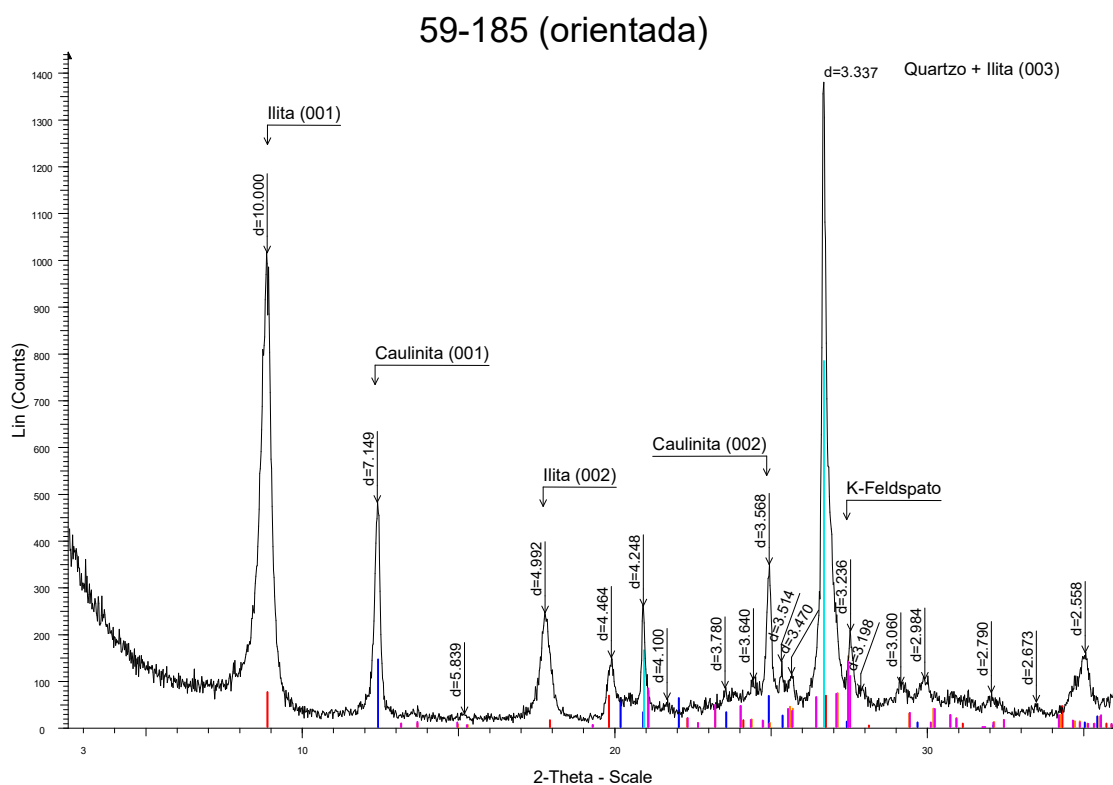


Figura 22. Análise orientada (natural) da amostra 185 do testemunho BRSM 59, indicando a detecção dos picos 001, 002 e 003 da illita e o 001 e 002 da caulinita, além da presença de quartzo e K-feldspato. Fonte: elaborado pela autora.

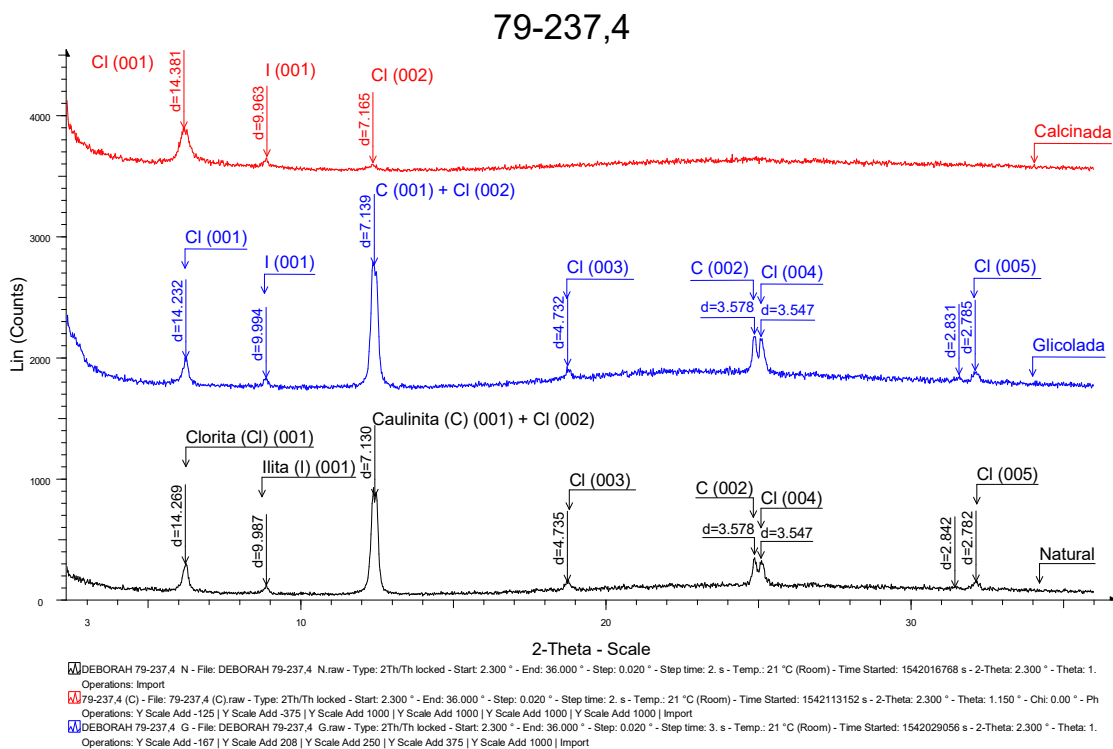


Figura 23. Análises orientadas (natural, glicolada e calcinada) da amostra 237,4 do testemunho BRSM 79, proveniente da camada de hidrotermalito. Foram detectados os picos 001 a 005 da clorita, 001 e 002 da caulinita e 001 da ilita, sendo possível observar a separação dos picos 002 da caulinita e 004 da clorita em  $d = 3.5$ . Nota-se o desaparecimento dos picos de caulinita e alguns de clorita na amostra calcinada. Fonte: elaborado pela autora.

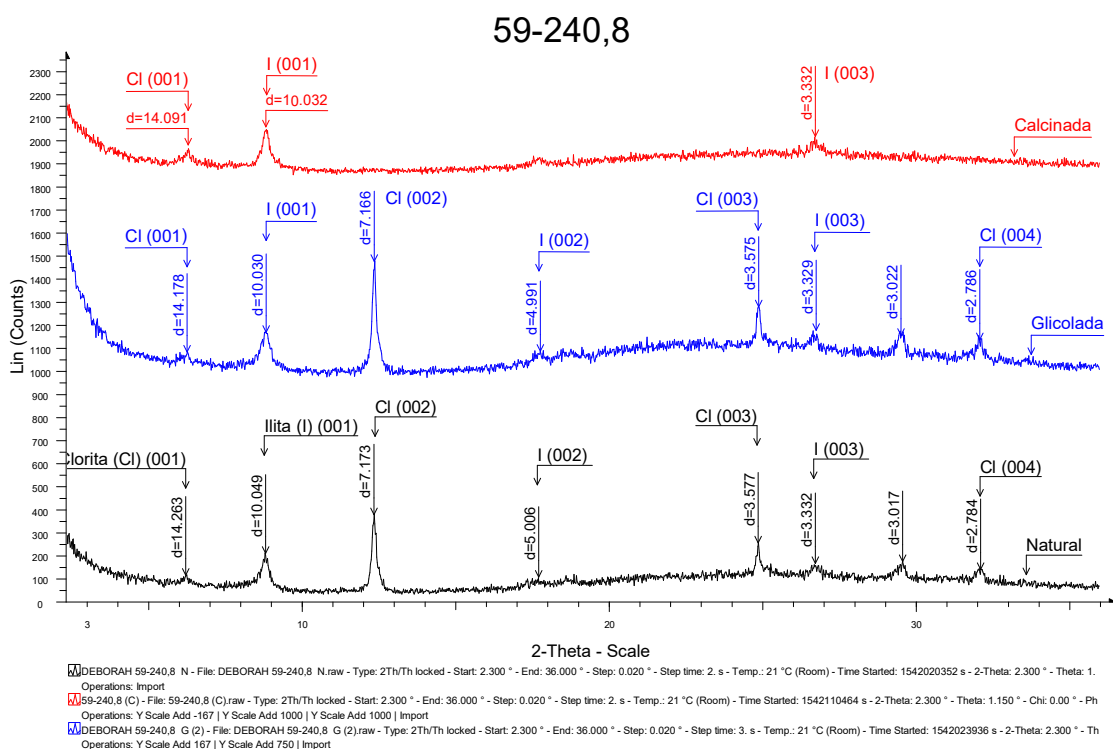


Figura 24. Análises orientadas (natural, glicolada e calcinada) da amostra 240,8 do testemunho BRSM 59, proveniente da camada de hidrotermalito. Foram detectados os picos 001 a 004 da clorita e 001 a 003 da ilita, não tendo sido detectada caulinita nesse testemunho. Na amostra calcinada nota-se a permanência apenas dos picos 001 e 003 da ilita e 001 da clorita. Fonte: elaborado pela autora.

## 6.5 Fluorescência de Raios X

Das amostras coletadas foram selecionadas aquelas da fácies hidrotermalito para análise por Fluorescência de Raios X. Do testemunho BRSM 59 foram escolhidas três amostras, sendo a 240,8 é do hidrotermalito propriamente dito, a 244,8 da zona de transição e a 244,8S é da porção em que a alteração deixa de ser pervasiva e voltam a ocorrer alguns clastos da rocha sedimentar. Do testemunho BRSM 79 foram selecionadas duas amostras, ambas de porções pervasivamente alteradas da rocha, tendo composições muito semelhantes.

As amostras foram desagregadas com o uso de marreta, posteriormente em gral de ágata e então em um moinho de bolas, para que fossem enviadas ao laboratório que confeccionou as pastilhas para análise. Os resultados foram obtidos a partir de análise quantitativa realizada através da técnica de curva de calibração a partir de padrões de rocha. A presença de voláteis foi avaliada através de técnicas gravimétricas e está representada por LOI. O espectrômetro de fluorescência de raios-X (XRF) em funcionamento no laboratório está equipado com tubo de raios-X de Rh.

Os elementos maiores analisados foram Si, Al, Ti, Fe<sup>3+</sup>, Mn, Mg, Ca, Na K, P, S e Cu (esse último analisado como maior apenas para o testemunho BRSM 59) e seus resultados foram obtidos em porcentagem em peso dos seus óxidos. O Cu é normalmente um elemento traço nas amostras analisadas pelo Laboratório de Fluorescência de Raios X, porém devido às altas concentrações desse elemento nas amostras analisadas, foi implantada pelo laboratório uma nova rotina de análise para esse elemento, que pôde então ser apresentado em termos de porcentagem junto com elementos maiores. Os elementos traço analisados foram Y, Pb, Ni, Co, Cu, Ga, Sr, Zr, Zn, Nb, Rb, Cr e Ba. Os resultados provenientes da análise por fluorescência de Raios X estão indicados na Tabela 1.



Tabela 1. Resultados de elementos maiores em % em peso dos óxidos por pastilha fundida. Resultado de elementos traço em PPM. Fonte: elaborado pela autora.

	BRSM 79		BRSM 59		
	237,4	238,5	240,8	244,8S	244,8V
<b>SiO<sub>2</sub></b>	21,94	19,35	30,48	39,41	34,49
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,30	13,11	22,57	17,71	18,47
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,37	0,71	0,45	0,31	0,42
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	34,45	35,00	17,99	16,91	19,58
<b>MnO</b>	0,37	0,39	0,31	0,71	0,55
<b>MgO</b>	4,94	5,32	3,11	2,25	3,06
<b>CaO</b>	0,90	1,16	3,10	0,90	1,76
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	nd	nd	0,14	0,30	0,25
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,78	0,58	2,36	6,50	4,01
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,34	0,17	0,13	0,09	0,11
<b>Cu</b>	nd	nd	2,00	0,75	1,34
<b>LOI</b>	18,86	24,00	17,25	13,74	15,66
<b>Total</b>	<b>99,26</b>	<b>99,79</b>	<b>99,90</b>	<b>99,58</b>	<b>99,70</b>
<hr/>					
<b>SO<sub>3</sub></b>	nd	nd	7,10	3,19	5,36
<hr/>					
<b>Y</b>	29,90	21,80	29,70	46,40	33,40
<b>Pb</b>	6,40	8,30	52,80	59,20	66,30
<b>Ni</b>	34,90	32,00	100,60	138,20	160,50
<b>Co</b>	188,80	196,00	138,50	129,10	155,20
<b>Cu</b>	nd	nd	%	%	%
<b>Ga</b>	20,00	14,80	20,00	19,10	18,70
<b>Sr</b>	0,30	0,30	nd	157,70	87,00
<b>Zr</b>	204,10	107,10	148,70	125,40	149,90
<b>Zn</b>	420,90	380,90	498,70	523,60	691,70
<b>Nb</b>	20,20	13,50	18,30	13,90	16,60
<b>Rb</b>	46,70	39,00	108,50	213,90	130,00
<b>Cr</b>	130,50	75,40	53,00	35,20	46,10
<b>Ba</b>	102,40	44,30	158,90	1577,90	1185,90

Com o objetivo de comparar as variações composicionais entre as amostras dos dois testemunhos foram confeccionados dois gráficos com os resultados da análise, um para elementos maiores (Figura 25) e o outro para os elementos menores (Figura 26).

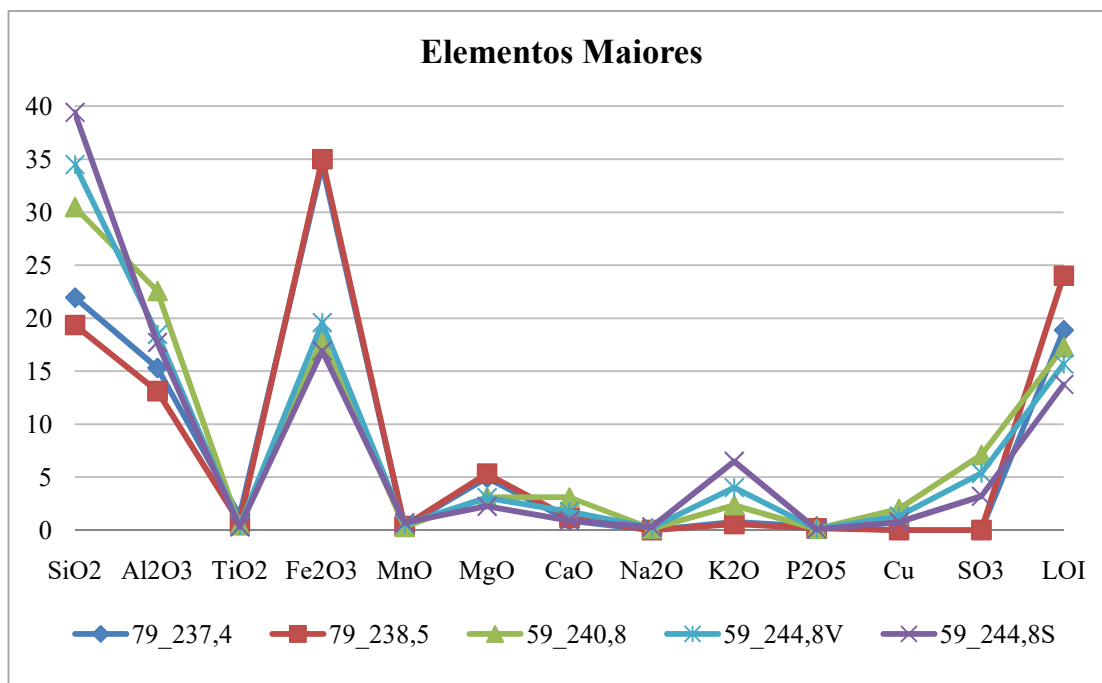


Figura 25. Concentrações dos elementos maiores nas cinco amostras analisadas, dadas em porcentagem em peso dos seus óxidos. Fonte: elaborado pela autora.

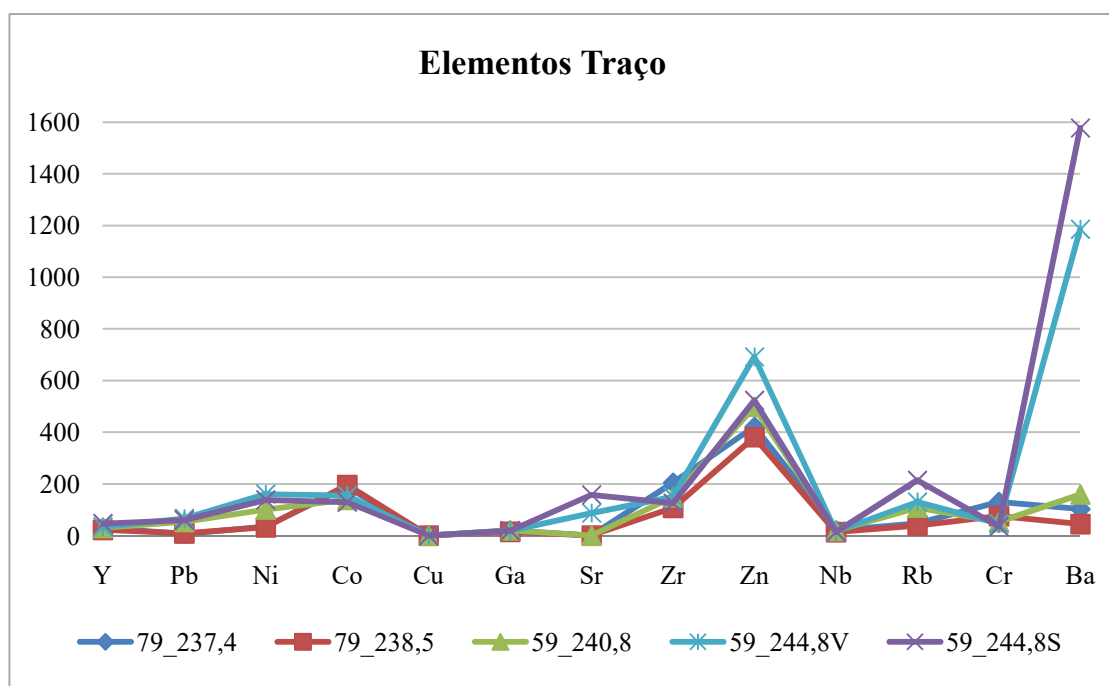


Figura 26. Concentrações dos elementos traço nas cinco amostras analisadas, cujos resultados estão dados em ppm. Fonte: elaborado pela autora.

As amostras 79\_237,4 e 59\_240,8 foram também analisadas por microscopia óptica, através da qual foi possível corroborar os resultados de FRX.

Nota-se que há sempre um trend de mudança composicional entre as três amostras, ocorrendo, da amostra mais para a menos alterada, um aumento na concentração de sílica, devido à presença de mais minerais como quartzo e feldspatos; diminuição da quantidade de Fe, Mg e Ca, pois provavelmente ocorre uma diminuição na quantidade de clorita, siderita e calcita; aumento de K, devido à maior presença de feldspatos e muscovitas detríticas; diminuição do Cu e do S, pois as maiores concentrações de sulfeto de cobre ocorrem dentro da zona do hidrotermalito; diminuição da perda ao fogo, provavelmente devido ao desaparecimento de minerais hidratados como as ilitas e cloritas. Quanto aos elementos traço, verifica-se um aumento da quantidade de Zn, no entanto, na lâmina da amostra 240,8 não foi identificado nenhum mineral composto por esse elemento. Ocorre também um aumento expressivo nas concentrações de Ba, provavelmente devido à ocorrência de barita, que foi identificada em outra amostra acompanhando veios de siderita. Foi observado ainda um aumento nas concentrações de Rb e Sr.

Diferenças entre as amostras 79\_237,4 e 59\_240,8, ainda que sutis, podem ser observadas. A amostra 59\_240,8 apresenta maior quantidade de sílica, provavelmente por possuir mais argilominerais que a 79\_237,4; possui menor concentração de Fe e Mg, pois apresenta bem menos clorita (nota-se que todas as amostras apresentaram altas quantidades de Fe, o que provavelmente se dá porque, conforme análise por microsonda eletrônica (Figura 36), as cloritas que ocorrem nessas rochas são Fe-cloritas. A amostra 59\_240,8 apresenta maior concentração de K, devido à maior quantidade de ilita; ao contrário da amostra 79\_237,4, a 59\_240,8 apresenta concentrações de Cu e S, que ocorrem devido à presença de calcopirita na assembleia mineral dessa; a 79\_237,4 apresenta somente cristais de pirita, os quais não chegam a compor 1% da amostra. Quanto aos elementos traço, as duas amostras comportam-se de maneira semelhante, não havendo mudanças significativas, salvo o Zn, que ocorre em maior quantidade na amostra 59\_240,8, embora não tenha sido identificado mineral constituído por esse elemento.

## 6.6 Microsonda Eletrônica

Visando a análise das variações composicionais dos argilominerais e dos minerais de minério provenientes da alteração hidrotermal, foram analisadas em microsonda eletrônica três lâminas petrográficas, uma do testemunho BRSM 59 e duas do testemunho BRSM 79.

Para a análise dos argilominerais foram utilizadas as lâminas 240,8 (BRSM 59) e 237,4 (BRSM 79), ambas provenientes da fácies hidrotermalito. Para a análise dos sulfetos foram utilizadas as lâminas 240,8 (BRSM 59) e 319 (BRSM 79), a primeira proveniente da fácies hidrotermalito e a segunda da fácies ritmito inferior. As lâminas para a análise dos sulfetos foram escolhidas com o objetivo de analisar as variações composicionais desses dentro e fora da zona de maior alteração. Os resultados completos das análises de sulfetos por microsonda eletrônica constam no Apêndice E e os de argilominerais, no F.

### 6.6.1 Sulfetos

No estudo dos sulfetos foram analisados os seguintes elementos, tendo como base os padrões entre parênteses: Si e Ca (CaSiO<sub>3</sub>), Mg (MgO), Al, (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), S e Fe (pirita), Pb (galena), Ti (rutilo), Zn (esfalerita), Cu (Cu nativo), As (arsenieto de gálio), Mn (Rhodonite GEO MKII), Co e Ni (escuterudita), Se (seleneto de bismuto), Sb (estibinita) e Te (telureto de antimônio). As condições da coluna foram de 20.1keV e 20nA e a espessura do feixe foi de 5µm. Foram aceitos somente os pontos cuja soma total dos elementos resultou em 100 ± 1% e excluídos aqueles em que foi detectada qualquer quantidade de Si e Ca, elementos que não entram na estrutura dos sulfetos.

Os sulfetos da amostra 240,8 são dados por calcopirita, pirita e galena. As duas primeiras ocorrem disseminadas pela amostra, como grãos individuais; já a galena, assim como alguns grãos de pirita, ocorre sob a forma de pequenas inclusões anédricas em cristais de calcopirita. Nos quatro maiores cristais de calcopirita foram traçados perfis para identificação de possíveis zonações composicionais e nos cristais de pirita e galena foram realizadas análises pontuais para comparação da composição entre os diferentes grãos da amostra.

Dessa amostra, os elementos Mg, Ti, Zn, As, Mn, Co, Se, Sb e Te não foram detectados ou as quantidades medidas ficaram abaixo do limite de detecção. Ni e Al foram detectados apenas em um grão de pirita, em concentrações de 0,14% e 0,09%,

respectivamente. Os elementos com concentrações mais significativas nos três minerais analisados foram S, Pb, Fe e Cu.

Dos resultados filtrados, 49 são de calcopirita, dois são de pirita e cinco são de galena. As variações composicionais dos três minerais foram avaliadas em gráficos, através de relações entre os quatro principais elementos detectados. Os 56 resultados foram plotados em um diagrama ternário Fe x Cu x Pb (Figura 27) para a observação da dispersão composicional desses elementos nos minerais.

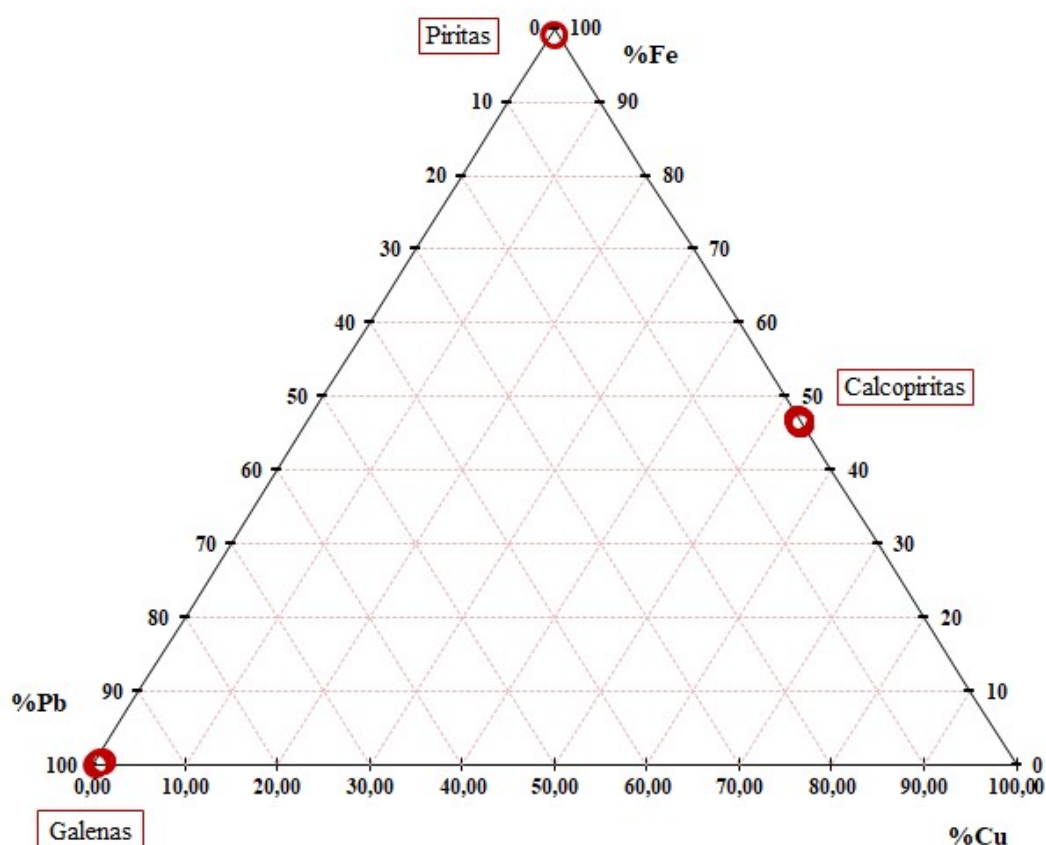


Figura 27. Relação entre as proporções de Cu, Fe e Pb nos minerais analisados da amostra 240,8. Fonte: elaborado pela autora.

Observa-se que os minerais analisados são, de forma geral, homogêneos, não havendo variações composicionais expressivas entre esses elementos.

As calcopiritas analisadas apresentam concentrações de S entre 34,62 e 35,32%, de Fe entre 29,91 e 30,53%, de Cu entre 34,27 e 34,86% e o Pb ocorre em concentrações desde abaixo do limite de detecção do equipamento até 0,21%. Três dos perfis realizados nos cristais desse mineral puderam ser analisados de forma completa de uma borda à outra. A localização dos pontos analisados em cada perfil e as concentrações de S, Cu, Fe e Pb para cada resultado estão indicadas nas Figuras 28 e 29. Todos os resultados dos quatro grãos de

calcopirita que foram analisados estão plotados em gráficos binários com as relações entre S, Cu, Fe e Pb (Figura 30).

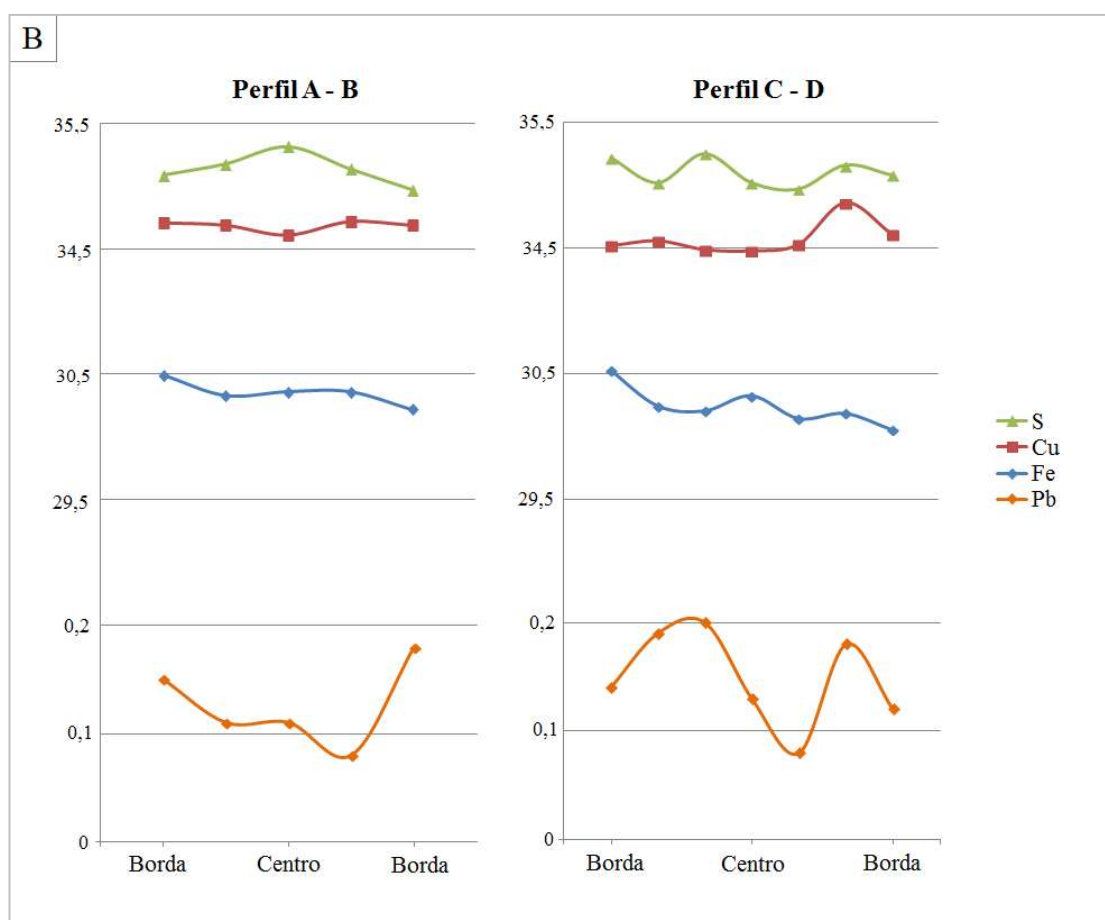
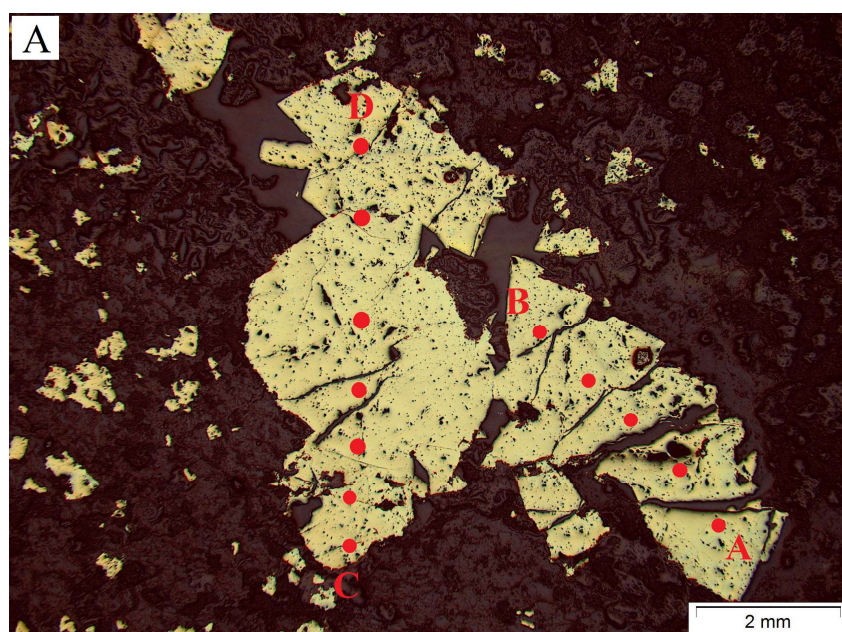


Figura 28. A) Imagem obtida em luz refletida. Cristal de calcopirita da amostra 240,8 com a demarcação dos perfis traçados para análise (grão 3). B) Variação composicional de S, Cu, Fe e Pb em cada perfil. Fonte: elaborado pela autora.

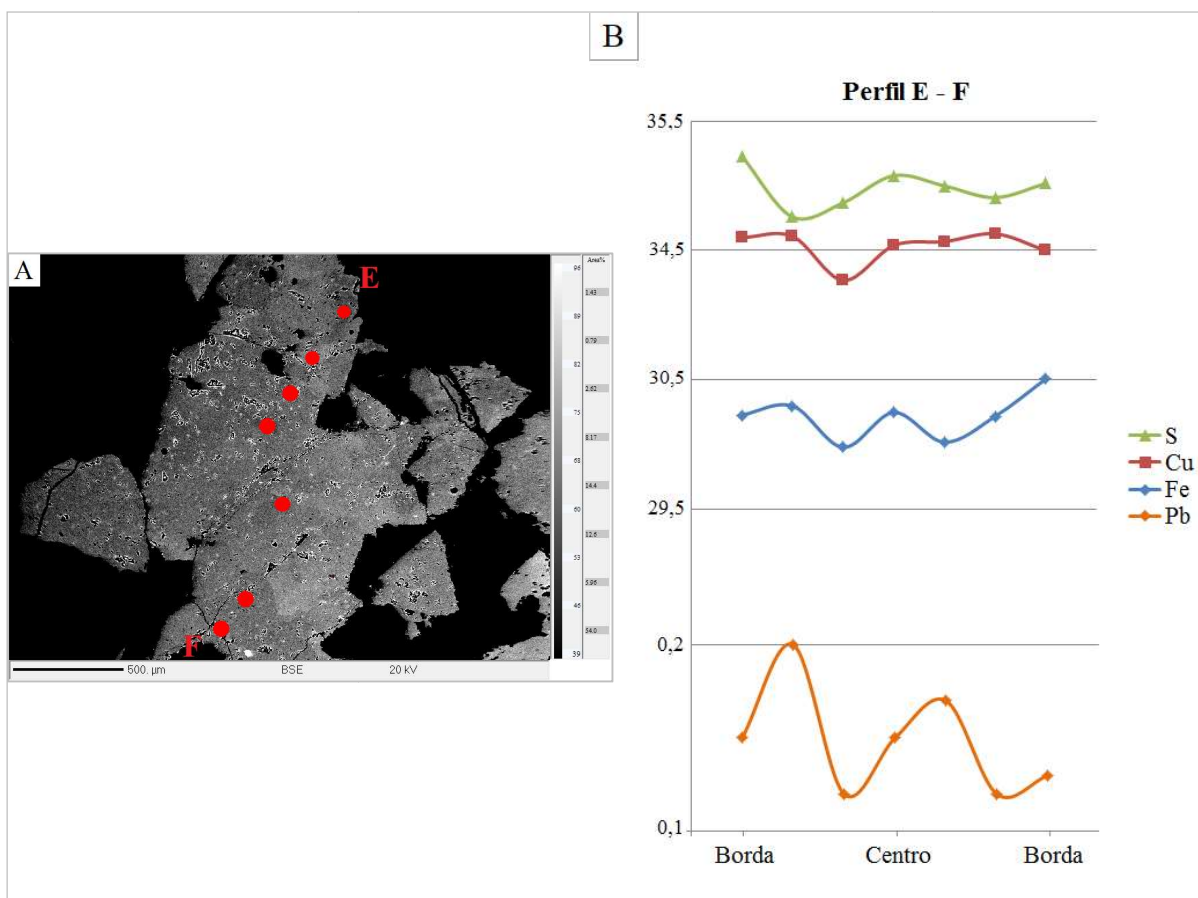


Figura 29. A) Imagem obtida por BSE durante a análise de microsonda. Cristal de calcopirita da amostra 240,8 com a demarcação do perfil traçado para análise (grão 4). B) Variação composicional de S, Cu, Fe e Pb do perfil. Fonte: elaborado pela autora.

Observa-se que apenas no perfil A-B do grão 3 (Figura 28) ocorrem zonações de S e Cu, os quais, em direção ao centro do grão, apresentam maiores e menores concentrações, respectivamente. No mesmo perfil, Fe e Pb comportam-se de maneira irregular em cada ponto analisado, tendo sido observado que a maior quantidade de Pb se dá no ponto com menor quantidade de Fe. O contrário, no entanto, não ocorre. Nos outros dois perfis não é possível identificar nenhum tipo de zonação ou correlação entre os quatro elementos analisados.

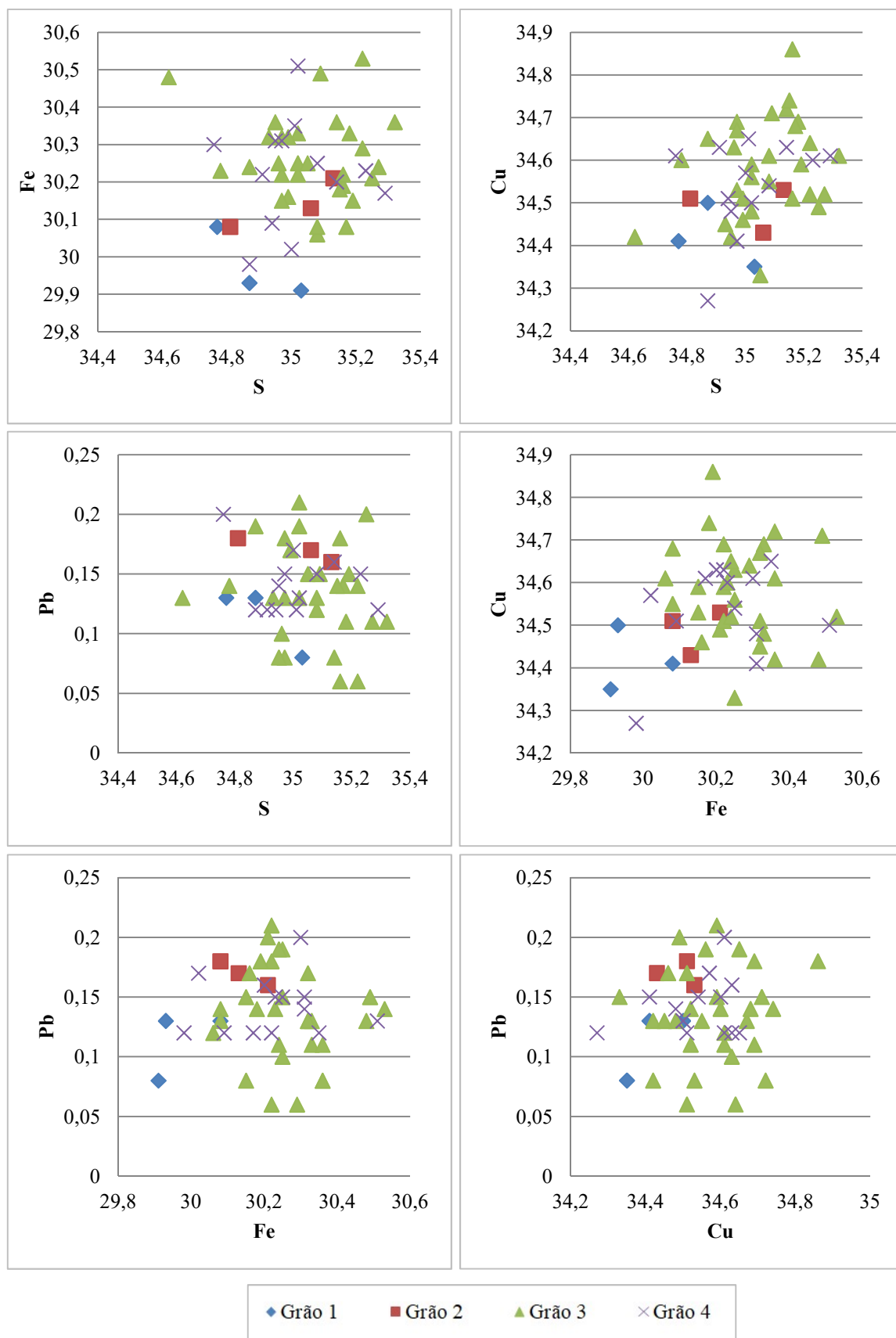


Figura 30. Variação das concentrações de S, Fe, Cu e Pb nos quatro grãos de calcopirita analisados. Fonte: elaborado pela autora.



É possível observar que, com exceção do grão 2, que apresenta as relações entre Pb e S e Pb e Fe inversamente proporcionais, em nenhum outro gráfico ocorre qualquer trend de variação composicional, seja intra ou inter grãos.

Foi observado que os cristais de galena analisados apresentam concentrações de Fe entre 0,04 e 0,37% e de Cu entre 0,29 e 0,87%. Foram, então, confeccionados gráficos binários com a relação entre esses dois elementos, entre esses e o S e entre o Pb e o S (Figura 31).

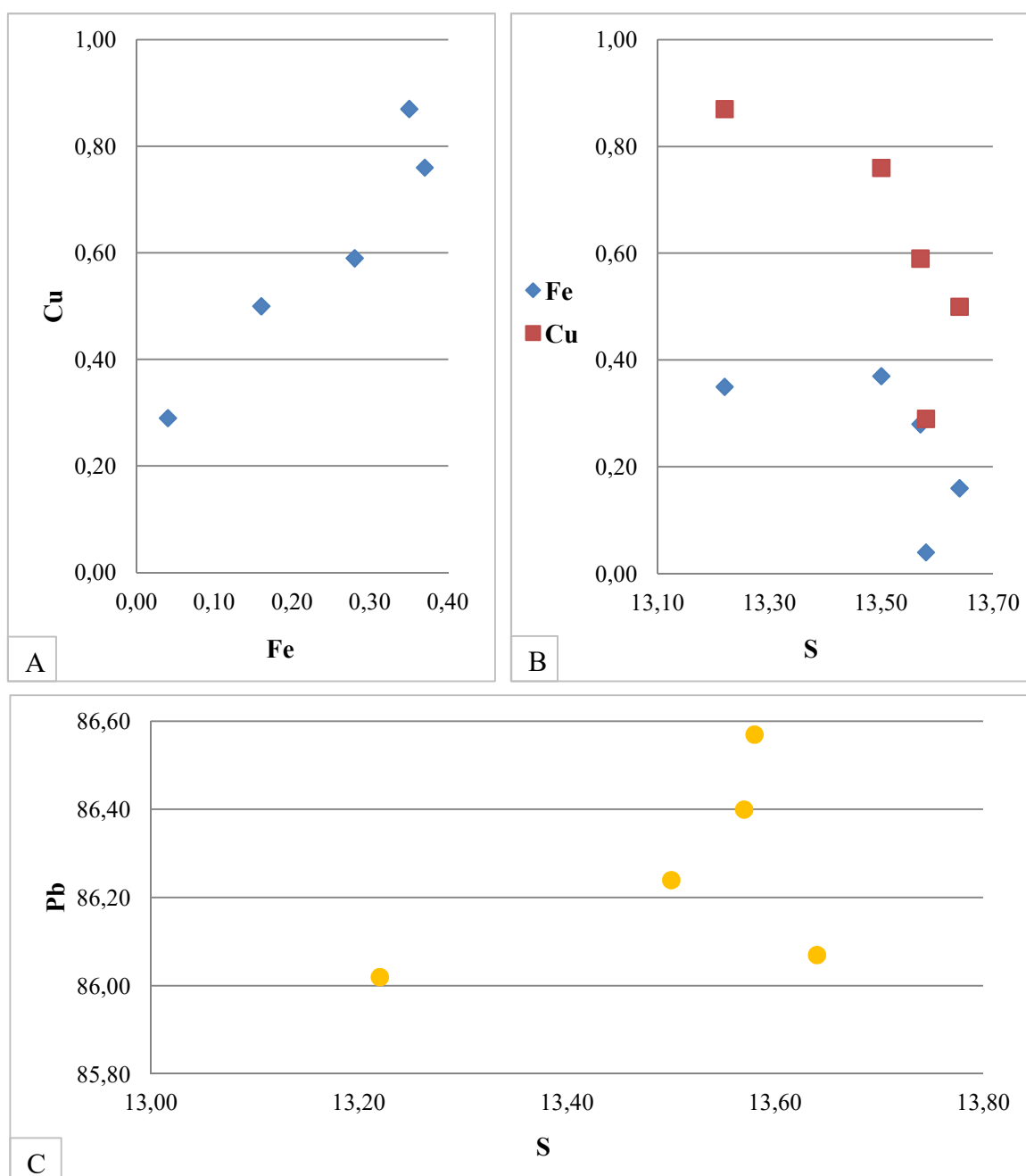


Figura 31. Variação dos elementos Fe, Cu, S e Pb nos cristais de galena analisados da amostra 240,8. A) Relação entre Cu e Fe. B) Relação entre Cu e Fe com base na concentração de S. C) Relação entre o Pb e o S. Fonte: elaborado pela autora.

Na Figura 31.A é possível observar que o Fe e o Cu ocorrem com uma relação diretamente proporcional na estrutura do mineral. Observa-se também que a relação entre o Cu e o Fe com base nas concentrações de S é inversamente proporcional e que, dos elementos com concentração acima do limite de detecção, a razão entre ambos varia de entre 2,05 e 3,13 (Figura 31.B). A relação entre o Pb e o S é, de certa forma, diretamente proporcional, e a razão entre ambos varia de 6,31 a 6,5 (Figura 31.C).

Os sulfetos da amostra 319 são dados por calcocita, bornita, calcopirita e pirita. O primeiro ocorre sob a forma de um veio irregular e descontínuo, com espessura de até 0,2 mm, que foi analisado ao longo de todo o seu comprimento. Calcocita também ocorre associada à bornita em um cristal de 2 mm, que apresenta textura de intercrescimento entre os dois minerais. Os quatro minerais ocorrem dispersos pela amostra, anédricos e com até 0,05 mm, estando a calcopirita associada à bornita e a pirita, à calcocita e à bornita.

Foram realizadas análises em todos os tipos de ocorrência dos minerais de minério. No entanto, a maior parte daquelas realizadas nos sulfetos disseminados não pôde ser utilizada, pois, provavelmente devido à dimensão desses, o feixe do equipamento atingiu também os minerais do entorno dos cristais, inviabilizando o uso da análise. Dessa forma, após a filtragem dos resultados, só restaram duas análises de sulfetos disseminados, uma de calcopirita e outra de pirita. O mesmo ocorreu com as análises de bornita, pois no cristal em que essa ocorre associada à calcocita, os pontos analisados sofreram interferência dos minerais do entorno, tendo sido eliminados por possuírem quantidades de Ca e fechamento fora do intervalo  $100 \pm 1\%$ . Das análises de calcocita, após a filtragem dos resultados, remanesceram 20 dados.

Da amostra 319, os elementos Mg, Ti, Zn, As, Mn, Se, Sb e Te não foram detectados ou as quantidades medidas ficaram abaixo do limite de detecção. Al foi detectado em quatro grãos de calcocita, em todos eles ocorrendo na concentração de 0,04%. Co e Ni foram detectados apenas no grão de pirita, ambos com concentração de 0,23%. Os elementos com concentrações mais significativas nos minerais analisados foram S, Pb, Fe e Cu

Foi observado que a calcocita apresenta concentrações de S entre 20,51 e 25,65%, de Cu entre 66,06 e 80,26%, de Fe possui desde concentrações abaixo do limite de detecção até 9,41% e quanto ao Pb, apenas dois pontos tiveram resultados acima do limite de detecção, apresentando concentrações de 0,12 e 0,13% desse elemento. Para a avaliação dos resultados provenientes das análises de calcocita da amostra 319 foram confeccionados dois gráficos, um

ternário cujas variáveis foram S, Cu e Fe (Figura 32) e binários indicando a variação das concentrações de Fe e Cu em função da quantidade de S para cada ponto analisado e a relação entre o Fe e o Cu (Figura 33).

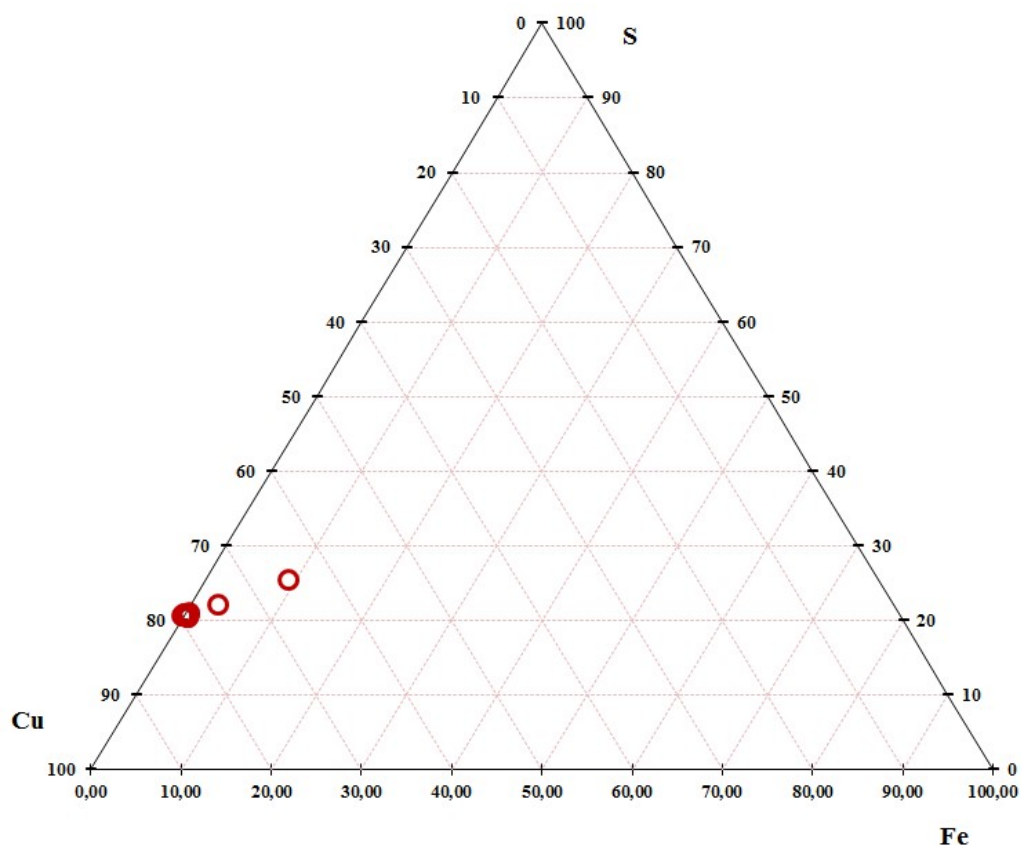


Figura 32. Relação entre as proporções de S, Cu e Fe nas calcocitas da amostra 319. Fonte: elaborado pela autora.

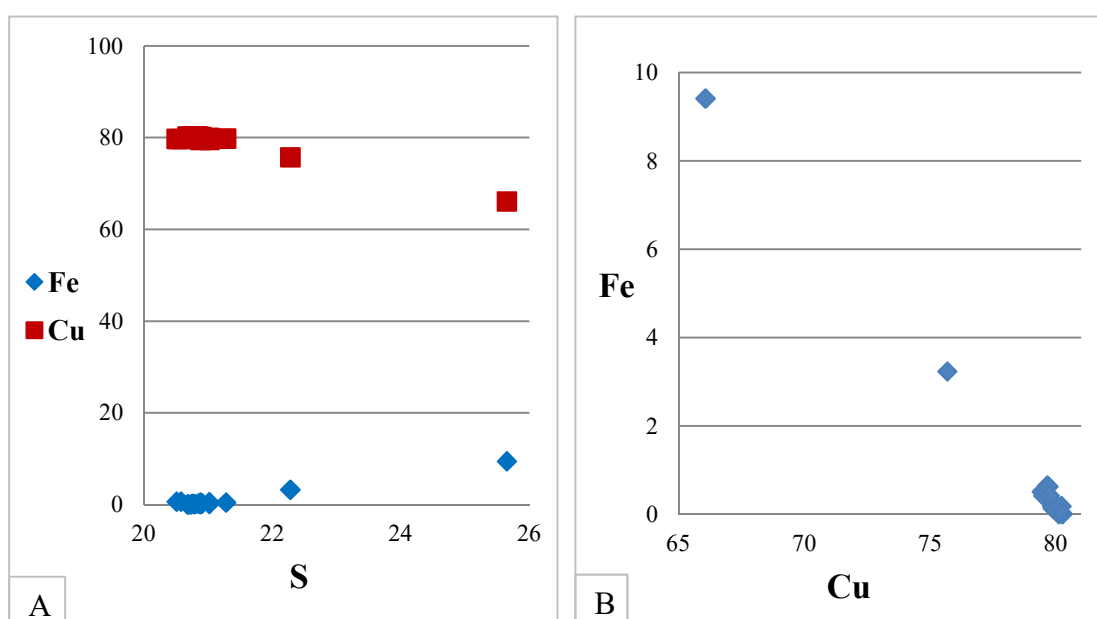


Figura 33. A) Relação entre as concentrações de Fe e Cu em função da quantidade de S para cada ponto de calcocita da amostra 319 analisado. B) Relação entre o Fe e Cu nas mesmas análises. Fonte: elaborado pela autora.

Na figura 32 é possível observar que a maior parte das calcocitas analisadas possui composição semelhante e que com o aumento da quantidade de S ocorre diminuição nas quantidades de Cu e aumento nas de Fe. Na figura 33.A é possível observar o mesmo fenômeno e que as alterações nas quantidades de Fe e Cu são proporcionais. Na Figura 33.B observa-se que a relação entre as quantidades de Fe e Cu é inversamente proporcional para todos os pontos analisados, mesmo naqueles em que a calcocita se apresenta com composições mais próximas à ideal.

### 6.6.2 Argilominerais

Foram analisados os argilominerais presentes nos intervalos de hidrotermalito dos testemunhos BRSM 59 e 79. Em ambos os testemunhos foi identificada a presença de illita e clorita e no BRSM 79 ainda foi detectada caulinita. Os argilominerais ocorrem como massas e misturados uns aos outros, sendo possível identificar alguns níveis ricos em clorita. Os minerais foram analisados através dos seguintes elementos, tendo como base os padrões entre parênteses: Si, Al, K (sanidina), Mg, Ca (diopsídio), Na, (albita), Ti (rutilo), Mn (rodonita GEO MKII), Fe (hematita), S (pirita), Pb (galena), Cu (cuprita), Zn (willemita). A espessura do feixe utilizado foi de 5µm e as condições da coluna foram 15 keV e 15 nA.

Os resultados foram obtidos na forma de porcentagem em peso dos óxidos, tendo sido calculado o número de íons das illitas, cloritas e caulinas na base de 22, 28 e 14 oxigênios, respectivamente. Dos resultados de clorita foram excluídos os pontos cujo fechamento deu menor que 83% e maior que 90%; dos de illita foram excluídos aqueles em que o fechamento deu menor que 87% e maior que 96% e aqueles em que a diferença entre o valor de Al no tetraedro e de cátion interlamelar foi maior que 0,5; das caulinitas foram excluídos os pontos com valores de Si maior que 4, indicando um excesso desse elemento na fórmula do mineral.

Os resultados dos três tipos de argilomineral foram plotados no diagrama classificatório de argilominerais de Meunier *et al* (1991), cujos eixos são dados por  $M^+ = Na + K + 2Ca$ ,  $3R^2 = (Fe+Mg)/3$  e  $4Si = Si/4$ . O gráfico indica campos composicionais de argilominerais em termos desses elementos (Figura 34). Confirma-se, então, que a amostra 240,8 não apresenta caulinita, apenas illita e clorita.

Os resultados das análises de illita foram plotados em um diagrama K x Fe x Mg (Figura 35), para observação da relação quantitativa entre os três elementos.

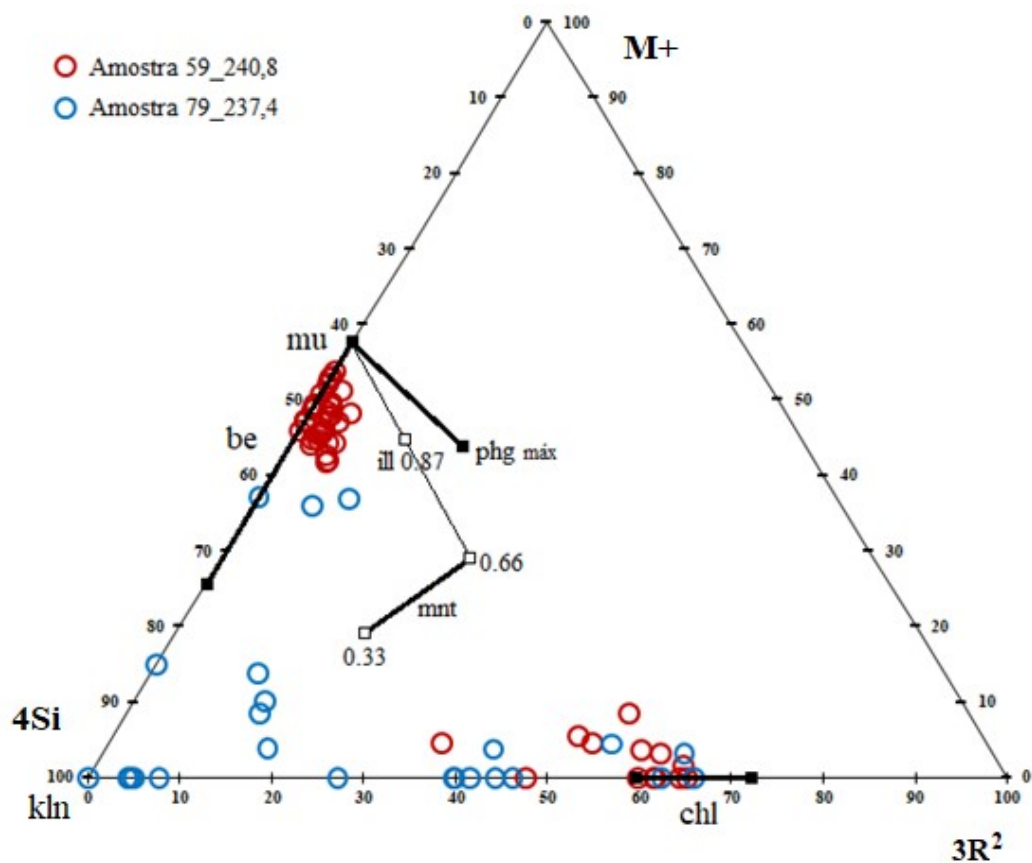


Figura 34. Diagrama de classificação de argilominerais de Meunier *et al* (1991) com os resultados das análises de ilita, clorita e caulinita das amostras de hidrotermalito. Fonte: elaborado pela autora.

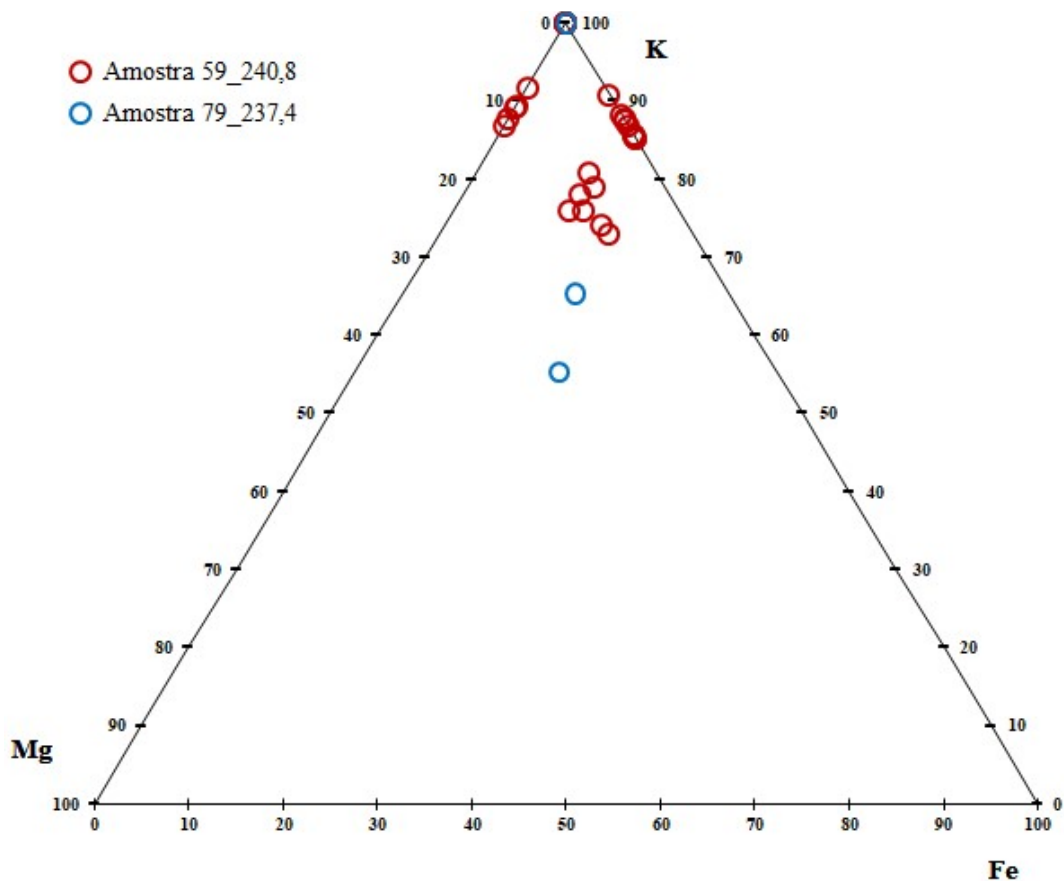


Figura 35. Relação entre as quantidades de K, Fe e Mg nas ilitas das camadas de hidrotermalito dos dois testemunhos. Fonte: elaborado pela autora.

Verificou-se que existem populações de ilitas que possuem Fe e Mg no sítio octaédrico, populações que apresentam apenas Fe ou apenas Mg e populações que não apresentam nenhum dos dois e são, portanto, dioctédricas, possuindo apenas alumínio nesse sítio. Ao contrário da amostra 240,8 do testemunho BRSM 59 que apresentava grande quantidade de ilitas, nenhum dos resultados da amostra 237,4 do testemunho BRSM 79 ocorre nas populações que possuem apenas Fe ou Mg, caindo no campo das que possuem ambos ou nenhum deles.

As cloritas analisadas foram classificadas com base no diagrama ternário de Zane e Weiss (1998), que propõe dois níveis de classificação para esse mineral (Figura 36). As cloritas são, primeiro, classificadas em dois tipos, sendo do tipo I quando a soma do Mg e Fe total é maior ou igual à soma do Al com a vacância do octaedro e do tipo II quando essa soma é menor. O tipo I representa, portanto, as cloritas trioctaédricas e o tipo II, as dioctaédricas. O segundo nível de classificação é feito com base no cátion dominante no sítio octaédrico, sendo que quando esse é dado por Mg a clorita denomina-se clinocloro e quando é dado por Fe a clorita é denominada chamosita.

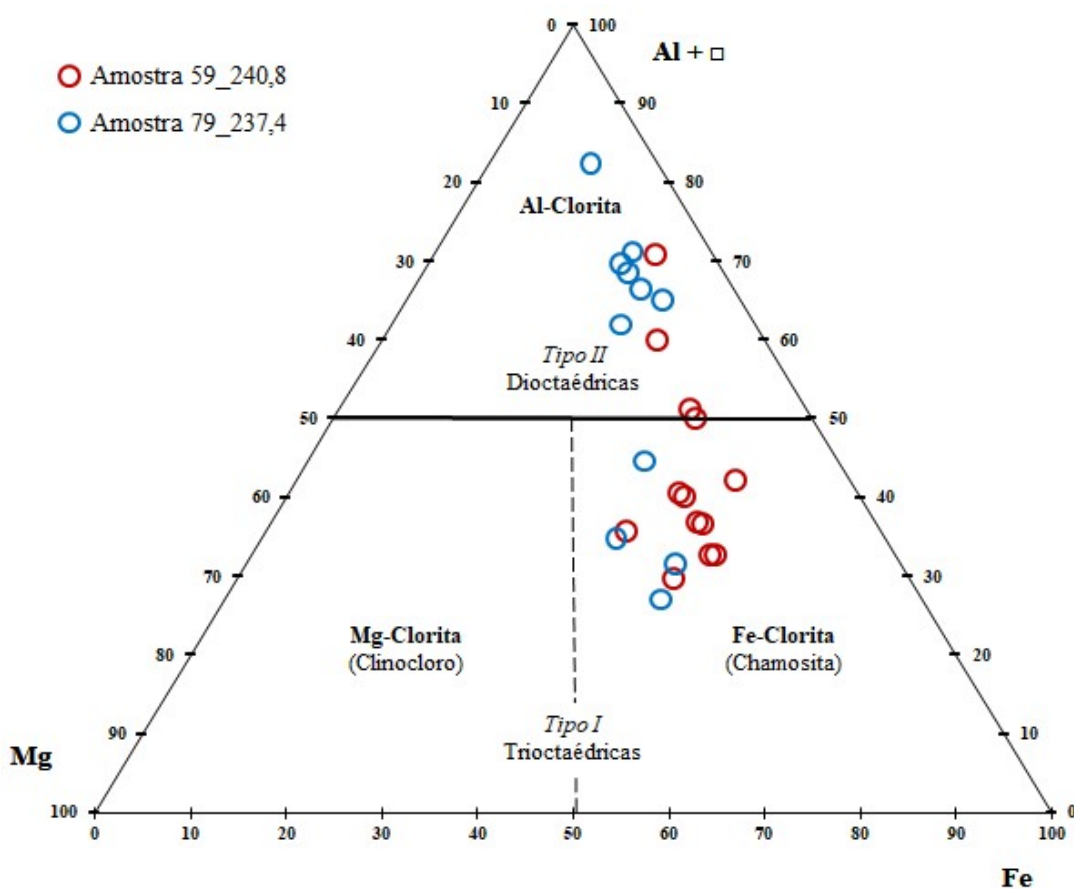


Figura 36. Diagrama de classificação de cloritas de Zane e Weiss (1998). Fonte: elaborado pela autora.

Observa-se que as cloritas dos dois testemunhos são tanto dioctaédricas quanto trioctaédricas, sendo que as do tipo I são dadas por chamositas, ou seja, mais ricas em ferro.

### 6.6.3 Geotermometria de Cloritas

A partir das análises de clorita das camadas de hidrotermalito dos dois testemunhos foram utilizados geotermômetros para a determinação de uma possível temperatura de cristalização para esse mineral. Foi utilizado o programa WinCcac (Yavuz *et al*, 2015) que trabalha com 12 geotermômetros empíricos desenvolvidos entre 1985 e 2000 por diferentes pesquisadores. O fato de serem empíricos e terem sido elaborados a partir de tipos de rocha específicos, que foram produzidas sob condições específicas, os geotermômetros devem ser utilizados e escolhidos após cautelosa análise prévia das condições de cada um.

Dos doze geotermômetros foram selecionados cinco para o cálculo de temperatura das cloritas em questão. Foi utilizado o geotermômetro de Hillier e Velde (1991), que foi baseado na composição química de cloritas diagenéticas, resultando nas menores temperaturas obtidas, entre 130,2 e 157,9 °C (Tabela 2). O geotermômetro de Kavalieris *et al* (1990) resultou em temperaturas semelhantes, entre 142,2 e 155,3 °C. Esse é um método que foi comparado com as temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas em fenocristais de quartzo.

O geotermômetro de Zang e Fyfe (1995) foi baseado em processos de cloritização de rochas hidrotermalmente alteradas e foi o termômetro que apresentou temperaturas médias, entre 178 e 197,9 °C. O geotermômetro de Cathelineau (1988) é aplicável para diferentes tipos de condições geológicas, como metamórficas, hidrotermais e diagenéticas. Esse método apresentou temperaturas maiores que os anteriores, entre 232 e 249,5 °C. O geotermômetro de Kranidiotis e MacLean (1987) foi desenvolvido sobre cloritas de um depósito do tipo VMS e pode ser aplicado para condições em que a clorita esteja associada a minerais aluminosos. Esse método apresentou as maiores temperaturas de todos os geotermômetros aplicados, apresentando temperaturas entre 263,2 e 268,4 °C.

Como os resultados de microsonda não distinguem o Fe<sup>+2</sup> do Fe<sup>+3</sup>, os cálculos de cada amostra foram realizados com duas quantidades hipotéticas de Fe<sup>+3</sup> com o objetivo de identificar o maior intervalo de temperatura possível causado pela diferença composicional do mineral. A concentração mínima calculada foi de 0% e a máxima de 15% do Fe total, pois normalmente a concentração do Fe<sup>+3</sup> em grande parte das cloritas não ultrapassa esse valor (Dyar *et al*, 1992 *apud* Yavuz *et al*, 2015; Zane *et al*, 1998).

A Figura 37 ilustra as diferenças de temperatura obtidas a partir de cada método utilizado e entre as mesmas amostras, que foram calculadas com distintas concentrações de  $Fe^{+3}$ .

Tabela 2. Possíveis temperaturas de cristalização das cloritas do hidrotermalito calculadas com base em cinco diferentes geotermômetros. Para cada um deles foram supostas quantidades de  $Fe^{+3}$  igual a zero e igual a 15% do Fe total. Fonte: elaborado pela autora.

Método	Amostra 240,8 (BRSM 59)		Amostra 237,4 (BRSM 79)	
	$Fe^{+3} = 0\%$	$Fe^{+3} = 15\%$	$Fe^{+3} = 0\%$	$Fe^{+3} = 15\%$
Hillier e Velde (1991)	130,23	138,92	149,13	157,88
Kavalieris (1990)	142,23	146,46	152,00	155,25
Zang e Fyfe (1995)	178,00	182,62	193,50	197,88
Cathelineau (1988)	232,08	237,85	244,13	249,50
Kranidiotis e MacLean (1987)	263,15	266,08	265,38	268,38

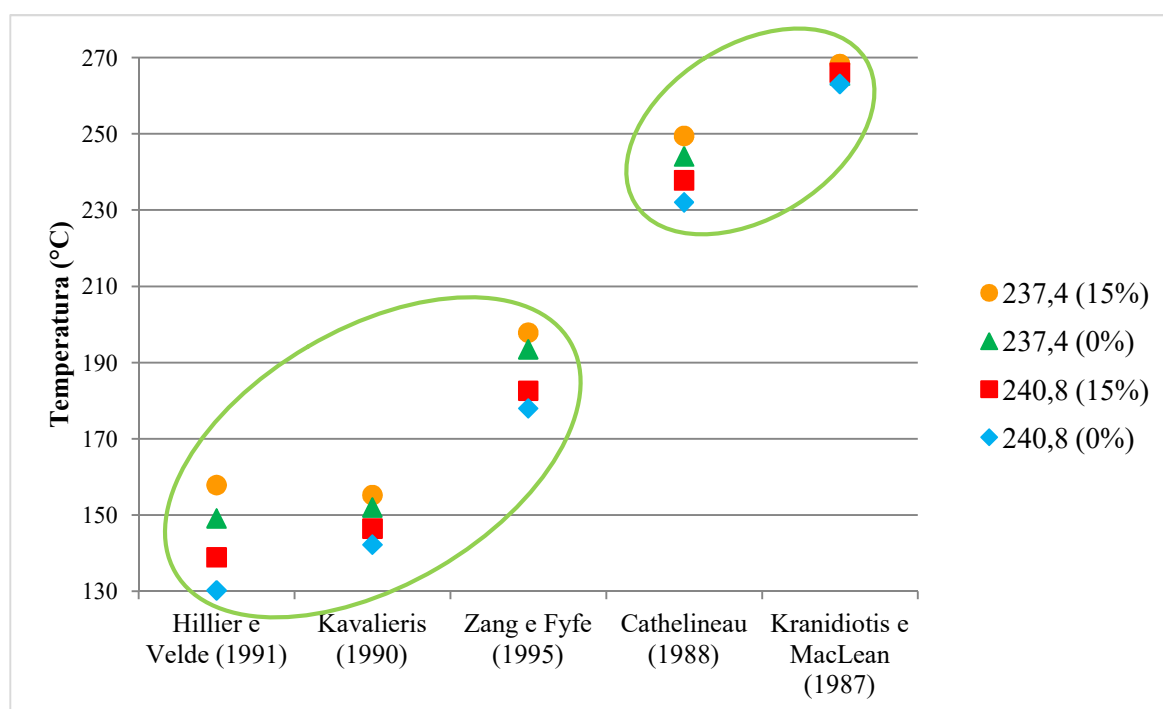


Figura 37. Distribuição das temperaturas obtidas a partir de cada geotermômetro. Fonte: elaborado pela autora.



## 6.7 Espectroscopia no Infravermelho

Foi realizada análise por Espectroscopia no Infravermelho por Transformada de Fourier na amostra 185 do testemunho BRSM 59 e na amostra 237,4 do testemunho BRSM 79. As amostras foram selecionadas após a análise por difração de raios X ter indicado a presença de caulinita nas mesmas, um mineral característico de sistemas epitermais de alta sulfetação (White & Hedenquist, 1990 *apud* Nunes, 2001).

As análises por espectrometria no infravermelho por transformada de Fourier foram realizadas em um espectrômetro Shimadzu IRprestige 21, equipado com uma fonte de infravermelho. Foi separado 1,5 mg de amostra em pó, junto com 100 mg de KBr. A mistura foi então submetida a diferentes pressões por diferentes intervalos de tempo, as quais foram: 15 Kgf por 4 min, 20 Kgf por 3 min e 30 Kgf por 3 min. Após a prensagem, nas 12 horas anteriores à medição, as amostras foram acondicionadas em uma estufa a 110 °C. Os espectros gerais das análises por infravermelho estão indicados na Figura 38.

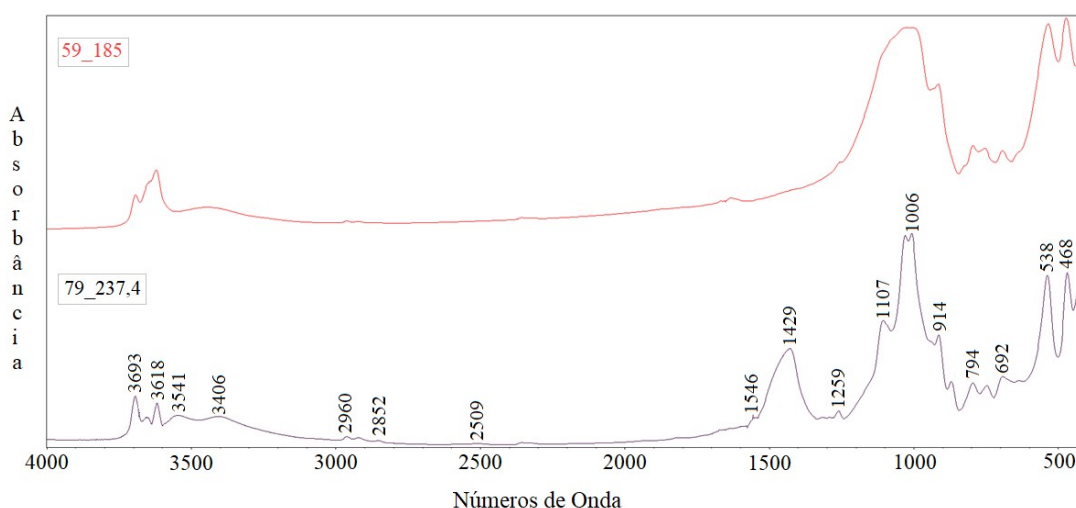


Figura 38. Espectros gerais das amostras 59\_185 (em vermelho) e 79\_237,4 (em preto) com as principais bandas de absorvância. Fonte: elaborado pela autora.

Os picos indicativos da presença de caulinita e dickita se localizam nas regiões de maior energia do espectro (Figuras 39 e 40). O posicionamento e intensidade das linhas de absorvância nas regiões a 3618, 3650 e 3693  $\text{cm}^{-1}$  são indicativos da caulinita, sendo que a absorvância a 3693  $\text{cm}^{-1}$  é definitiva para a presença da caulinita. O comportamento da absorvância no intervalo entre 3620 e 3693  $\text{cm}^{-1}$  sugere que o polimorfo é o de uma caulinita com baixo ordenamento, não tendo evidências do polimorfo dickita. Também é possível observar que a amostra 79\_237,4 contém clorita (bandas 3541 e 3406  $\text{cm}^{-1}$ ) e carbonato, provavelmente calcita.

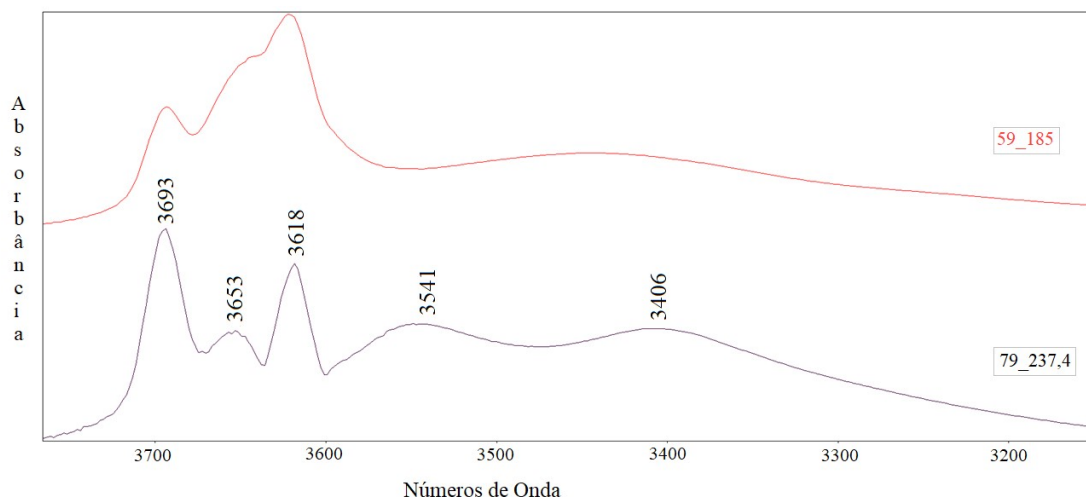


Figura 39. Detalhe da região do espectro correspondente às altas energias com a banda de absorvância a  $3693\text{ cm}^{-1}$  diagnóstica da caulinita. Em vermelho a amostra 59\_185 e em preto a amostra 79\_237,4. Fonte: elaborado pela autora.

A intensidade dos picos no gráfico remete à quantidade do mineral na alíquota analisada. Dessa forma, sobrepondo as duas análises no intervalo das maiores energias (Figura X), é possível observar que as duas amostras são compostas por caulinita, sendo que na amostra 79\_237,4 a participação da caulinita é mais expressiva (pico 3693). Nota-se também que a amostra 59\_185 tem uma mineralogia diferente da amostra 79\_237,4, sendo composta majoritariamente por ilita (pico 3618), secundariamente por caulinita (pico 3693), e ao contrário da amostra 79\_237,4, não possui evidências de clorita.

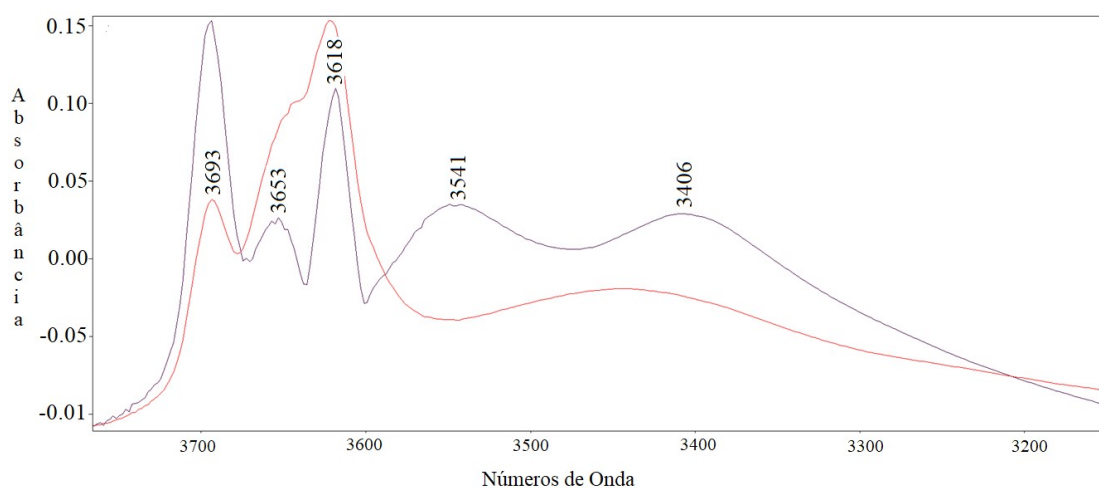


Figura 40. Espectros das duas amostras sobrepostos na região das altas energias. Em vermelho a amostra 59\_185 e em preto a amostra 79\_237,4. Fonte: elaborado pela autora.

## 10. DISCUSSÕES

O Depósito Santa Maria é caracterizado pela mineralização de Pb e Zn, tendo como subprodutos Cu, Au e Ag. Ele é dividido em 3 áreas não aflorantes (1, 2 e 3) dispostas com direção NNE-SSW e separadas cerca de 2 km uma da outra (Rios, 2012). O depósito possui origem epitermal (Lima & Almeida, 1996; Lima *et al.*, 1997; Laux & Lindenmayer, 1998; Ronchi *et al.*, 2000 *apud* Paim, 2002) e, segundo Rios (2012), a mineralização acompanha zonas de alteração hidrotermal específicas, com o minério de Pb e Zn distribuindo-se nas porções superiores do depósito, relacionados à uma alteração dada por ilitização, e o minério de Cu ocorrendo na porção basal, associado à alteração dada por cloritização.

O presente trabalho foi desenvolvido com base em três testemunhos de sondagem da área 2 do Depósito Santa Maria, BRSMs 53, 59 e 79, que possuem sucessões litológicas semelhantes, divergindo na ocorrência e intensidade das zonas de alteração hidrotermal. No BRSM 53 foi identificada apenas a presença de alteração fílica, a qual é dada por uma ilitização e ocorre nos três testemunhos em diferentes níveis de profundidade, mas nunca acima dos 80 m; hematitização foi observada ocorrendo de forma mais expressiva na porção superior do BRSM 59; nos testemunhos BRSM 59 e 79 foi identificada uma camada com intensa alteração argílica intermediária, que ocorre de forma pervasiva sobre os arenitos da encaixante. Os argilominerais dessa camada são dados por ilita e clorita, ocorrendo também caulinita no BRSM 79. Em ambos os testemunhos essa camada ocorre no entorno dos 240 m de profundidade.

A alteração fílica ocorre acima e abaixo da camada de alteração argílica intermediária, como se fosse a expressão menos intensa dessa alteração. Ao contrário da alteração argílica intermediária, que ocorre de modo pervasivo, alterando as encaixantes de tal forma que os remanescentes detríticos são de difícil identificação, a alteração fílica se dá de forma pervasiva seletiva a não pervasiva, ocorrendo de forma intersticial aos grãos primários, alterando grãos de feldspato e expandindo micas detríticas.

Em sistemas hidrotermais, a presença de uma camada de alteração específica com orientação horizontal não é, de certa forma, esperada. A ocorrência da zona de alteração argílica intermediária dos testemunhos BRSM 59 e 79 remete a estruturas de percolação de fluido horizontais. A ausência da camada com esse tipo de alteração no testemunho BRSM 53 sugere que sua estruturação de forma horizontal deu-se apenas localmente.

A ocorrência de ilitização abaixo da zona de cloritização, como observado nos dois testemunhos aqui estudados, não é uma feição observada nas demais regiões do depósito, pois de acordo com Rios (2012), o Depósito Santa Maria apresenta um zoneamento de alterações bem definindo, ocorrendo a cloritização nas porções inferiores e a ilitização nas superiores.

Nos testemunhos BRSM 59 e 79, que foram estudados com mais detalhe, a mineralização é essencialmente dada por sulfetos de Cu, dados por calcopirita + calcocita ± bornita ± pirita na porção superior ao hidrotermalito (camada de alteração argílica intermediária) do BRSM 59 e por bornita + calcocita ± pirita ± calcopirita ± galena na porção inferior ao hidrotermalito do BRSM 79. No hidrotermalito, onde foi detectada a presença de clorita, foi constatada a presença de calcopirita + pirita no BRSM 59 e somente de pirita no BRSM 79.

A região delimitada pelos dois testemunhos é marcada pela sucessão de múltiplos episódios de pulsos hidrotermais, de variadas composições e condições geoquímicas, que demonstram intercalações de processos oxidantes e redutores. Nesse contexto, foi observado que o mineral hidrotermal mais precoce nesses testemunhos é a pirita, que é englobada por calcopirita e calcocita + bornita, as quais ocorrem junto com quartzo hidrotermal preenchendo cavidades de dissolução. Esses sulfetos são corroídos por hematita, que por sua vez é corroída por massas de siderita. Posteriormente houve a precipitação dos argilominerais, dados por ilita nas porções superior e inferior dos testemunhos e ilita + clorita ± caulinita na porção central, marcada pela alteração argílica intermediária. Uma segunda geração de calcopirita foi identificada, que ocorre sob a forma de veios e brechas que cortam os argilominerais e a siderita. Calcita se apresenta como o membro final dos episódios hidrotermais, sob a forma de veios que cortam as demais associações.

A sucessão de precipitação mineral nos dois testemunhos diverge daquela apresentada na literatura. Segundo Rios (2012), os primeiros minerais a serem precipitados no depósito foram os argilominerais, dados por ilita e clorita, tendo todos os sulfetos sido depositados posteriormente. Nos dois testemunhos estudados foi observado que, ao longo de todo o intervalo amostrado, a mineralização é essencialmente dada por sulfetos de Cu e que esses possuem formação precoce dentro da gama de eventos hidrotermais que se sucederam na região. Os sulfetos, dados por calcocita, bornita e calcopirita ocorrem de forma disseminada no arcabouço sedimentar, em cavidades geradas por anteriores processos de dissolução hidrotermal. Essas cavidades foram então percoladas por fluido(s), a partir do(s) qual(is)

precipitaram sulfetos + quartzo, esse último tendo iniciado a cristalização primeiro, crescendo a partir das paredes das cavidades em direção ao seu interior, com formas euédricas. Os sulfetos foram depositados síncrona a posteriormente, em condições de equilíbrio com o quartzo, ocupando os espaços intersticiais aos seus cristais e apresentando algumas inclusões euédricas do mesmo (Figuras 16.B, 16.C e 19.A).

Corroborando a deposição precoce dos sulfetos de Cu, os argilominerais que alteram as rochas de forma não pervasiva a pervasiva, dados por illita nas regiões de alteração filica e por illita + clorita ± caulinita na zona de alteração argílica intermediária, geram a corrosão dos sulfetos, sendo observadas texturas de dissolução nos mesmos quando em contato com as massas de argilominerais (Figuras 16.E e 17.A).

De acordo com Rios (2012), no Depósito Santa Maria a mineralização de Pb e Zn está associada à ilitização e a de Cu, à cloritização. Como descrito anteriormente, os sulfetos de Cu que ocorrem nos dois testemunhos estudados se mostram anteriores às alterações argílica intermediária e filica e, salvo na zona do hidrotermalito, onde foi constatada a presença de clorita, esses sulfetos ocorrem em assembleias minerais que nem são marcadas pela presença desse argilomineral. O contrário também foi observado, que na zona onde ocorre significativa quantidade de clorita no testemunho BRSM 79 não há detecção de sulfetos de Cu. A presença de clorita na amostra 237,4 do testemunho BRSM 79, proveniente da zona de alteração argílica intermediária, foi detectada por análises de difração de raios X (Figura 23) e de microsonda eletrônica (Figuras 34 e 36). No entanto, nessa mesma amostra, em análise por fluorescência de raios X, nenhuma quantidade de Cu e S foi detectada (Tabela 1).

Os dois testemunhos estudados apresentam significativas quantidades de alteração dada por ilitas, no entanto, através das técnicas de microscopia óptica e difração de raios X, em nenhum deles foi identificado minério de Zn; de Pb, foram identificadas, através de microscopia óptica duas discretas ocorrências de galena, uma como inclusões milimétricas em calcopirita e outra com o mineral ocorrendo associado a um cristal de calcocita e bornita (Figura 19.C). Visto que foi identificada a ocorrência de galena associada a sulfetos de Cu, os quais não estão temporalmente relacionados com as alterações argílica intermediária e filica, pode-se também questionar a ocorrência dos sulfetos de Pb estritamente associados à ilitização.

Através da observação dos perfis de Cu, Pb, Zn, Au e Ag confeccionados a partir dos dados de ICP-MS (Figuras 10, 11, 12 e 13), foi identificada a presença dos cinco elementos

nos dois testemunhos, com diferentes concentrações ao longo dos mesmos. Os teores de minério são mais expressivos no testemunho BRSM 59, que possui até 2,08% de Cu, 1,57% de Pb, 0,675% de Zn, 1,585 g/t de Au e 26,2 ppm de Ag. Já o testemunho BRSM 79 apresenta até 0,741% de Cu, 0,736% de Pb, 0,37% de Zn, 0,416 g/t de Au e 10,2 ppm de Ag. Embora existam quantidades significativas de Pb e Zn nos dois testemunhos, no mapa cedido pela Nexa Resources com os perfis de teores (Figura 8) esses elementos não são representados, pois o teor de corte da empresa para os dois elementos é de 0,8%.

De acordo com perfis com os resultados de ICP-MS, no testemunho BRSM 59 as maiores concentrações de Cu ocorrem no hidrotermalito e nos ritmitos, que apresentam, respectivamente, alteração argílica intermediária e filica. Esse elemento apresenta correlação positiva com o enxofre, que se comporta de forma similar ao Cu ao longo de todo o testemunho. Os maiores teores de Zn ocorrem na camada de arenito, na porção que esse se encontra hematizado, onde também são observadas altas quantidades de Pb. Esse, no entanto, ocorre de forma mais expressiva nas camadas de arenitos conglomeráticos e conglomerados centrais e superiores, que apresentam alteração filica. Esses dois elementos não apresentam correlação com o enxofre na camada de arenito, apenas nas camadas inferiores a esse.

As maiores concentrações de Ag ocorrem na base da camada de arenito, na interface dos arenitos conglomeráticos superiores com o hidrotermalito, na interface dos arenitos conglomeráticos centrais com o ritmito inferior e dentro dessa última camada. Ag apresenta certa correlação com o Cu, ocorrendo sempre dentro de intervalos de alteração filica. As maiores concentrações de Au se dão nos arenitos conglomeráticos e conglomerados superiores e inferiores e no ritmito inferior, apresentando certa correlação com o Cu nesses últimos dois e correlação com nenhum outro elemento no primeiro caso de ocorrência.

Ainda com base nos perfis com os dados de ICP-MS, no testemunho BRSM 79 as maiores concentrações de Cu se dão entre a porção central da camada de arenitos conglomeráticos e conglomerados superiores e a base do ritmito inferior, não ocorrendo mineralização desse tipo na camada de hidrotermalito. Assim como no testemunho BRSM 59, os maiores teores de Zn ocorrem na camada de arenito, onde também são observadas altas quantidades de Pb. Esse, no entanto, ocorre de forma mais expressiva na camada dos arenitos conglomeráticos e conglomerados centrais e do ritmito central, as quais apresentam alteração

filica. Ag possui correlação com o Cu, e, assim como o Au, ocorre de forma mais expressiva nas camadas de ritmito inferior e central.

Foi observado que nos dois testemunhos o enxofre não possui correlação com o Pb e o Zn nas camadas de arenito, apresentando-se nesses intervalos com concentração máxima de 0,09% no testemunho BRSM 59 e de 0,05% do BRSM 79. Os dois elementos, portanto, não ocorrem sob a forma de sulfetos nessas porções dos testemunhos, podendo estar ocorrendo como óxidos, pois estão dentro da zona de alteração hematitizada, fosfatos, pois esses intervalos apresentam as maiores concentrações de fósforo, ou carbonatos, os quais foram identificados sob a forma de veios nos intervalos com altas concentrações dos dois elementos. A segunda possibilidade é corroborada pela presença de hinsdalita, mineral que possui fórmula  $(\text{Pb,Sr})\text{Al}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ , pertence ao supergrupo da alunita e, segundo Stanley (1987), é um raro mineral supergênico de depósitos polimetálicos, tendo sido identificada aos 97,2 m de profundidade do testemunho BRSM 59 (Figura 20).

A alunita é um mineral aluminoso, índice de depósitos epitermais de alta sulfetação, sendo depositada em condições mais oxidantes e indicando alta lixiviação (Pirajno, 2009). Cabe ressaltar que, após todos os trabalhos já realizados nas minas do Camaquã, essa é a primeira identificação de um mineral que, apesar de não ser uma alunita pura, mas sim um dos minerais do Super Grupo das Alunitas, é diagnóstico de sistemas de alta sulfetação, como descrito para os depósitos do tipo cobre pórfiros.

O Depósito Santa Maria é do tipo epitermal, porém a superimposição de processos não permite classificar com precisão a região estudada como pertencente à zona de alta ou baixa sulfetação, devido à ocorrência de minerais característicos dos dois tipos de zona ao longo dos testemunhos. A ocorrência de calcocita e bornita remete à percolação de fluidos de alta sulfetação; o surgimento de siderita posterior a esses sulfetos remete a um ambiente mais redutor, de baixa sulfetação. A ocorrência de argilominerais em que foi detectada a presença de caulinita volta a remeter a fluidos oxidantes; por fim, os veios de calcita que ocorrem como membros finais da alteração hidrotermal remetem a fluidos redutores novamente, característicos de ambientes de baixa sulfetação.

Os episódios epitermais podem ter sido gerados em diferentes momentos, com fontes de fluidos provavelmente diferentes ou transformadas, que foram responsáveis por gerar assembleias minerais distintas em cada pulso hidrotermal.

Quanto às análises por microsonda eletrônica, não foram encontrados na literatura trabalhos já realizados no depósito para comparação dos resultados obtidos a partir das análises de calcopirita e calcocita. Rios (2012) fez análises semi-quantitativas por EDS em dois cristais que apresentavam galena, um deles em que a mesma ocorria com esfalerita e outro com ela associada à bornita e calcopirita. Ao contrário das galenas aqui analisadas, que ocorrem inclusas em cristais de calcopirita na amostra 240,8 e apresentam concentrações de Fe entre 0,04 e 0,37% e de Cu entre 0,29 e 0,87%, as galenas analisadas por Rios (2012) eram compostas apenas por S e Pb.

Através das análises de argilominerais do hidrotermalito dos dois testemunhos por técnica de microsonda eletrônica, foi possível identificar a presença de caulinita na amostra do BRSM 79, sendo que a mesma não foi identificada no BRSM 59 (Figura 34). No Diagrama de Meunier *et al* (1991) é possível observar que os resultados das análises principalmente os do testemunho BRSM 79, encontram-se dispersos, não estando concentrados apenas nos campos dos minerais que foram identificados. Isso não ocorre devido à presença de outros minerais, mas sim porque os argilominerais dessa zona de alteração ocorrem com granulometria muito fina e sob a forma de emaranhados, fazendo com que, no momento da aquisição do dado, o feixe do equipamento atingisse mais de um mineral.

Das análises de cloritas, seus resultados foram plotados no Diagrama de classificação de cloritas de Zane e Weiss (1998), no qual foi possível perceber que em ambos os testemunhos ocorrem cloritas dioctaédricas e trioctaédricas, e que as trioctaédricas são classificadas como Fe-cloritas, ou chamositas. Por apresentarem alguns resultados com concentrações de Fe/(Fe+Mg) entre 50 e 75% podem também ser chamadas de Mg-chamositas (Foster, 1962). Troian *et al* (2009) também identificou Mg-chamositas nas cloritas da Mina Uruguai, as quais também eram hidrotermais e ocorriam alterando os clastos sedimentares.

A partir das análises de clorita por microsonda eletrônica, seus resultados foram aplicados em cinco geotermômetros para uma determinação empírica da temperatura de cristalização do fluido que precipitou os argilominerais. Como não é possível determinar o Fe<sup>+3</sup> pela técnica de microsonda eletrônica, os cálculos das temperaturas foram realizados através da indicação das mínimas e máximas quantidades com que esse elemento pode ocorrer na estrutura do mineral. Segundo Dyar *et al*, 1992 *apud* Yavuz *et al* (2015) a



quantidade máxima de  $\text{Fe}^{+3}$  na maioria das cloritas é de 15% do Fe total. Foi então utilizada essa concentração como máxima e 0% como mínima.

Os resultados demonstraram a presença de dois campos de temperatura de cristalização, um de mais baixa temperatura, que marcou entre 130,23 e 197,88 °C, e um de mais alta, entre 232,08 e 268,38 °C. Foi possível observar que as temperaturas das cloritas com 15% de  $\text{Fe}^{+3}$  foram maiores que a do seu equivalente que possuía apenas  $\text{Fe}^{+2}$ . Essas diferenças, no entanto, não foram tão expressivas, tendo a maior delas marcado 9 °C.

Nunes (2004) realizou o estudo de inclusões fluidas em esfaleritas filoneanas do Depósito Santa Maria e obteve temperaturas entre 140,2 e 390 °C, com a temperatura média de homogeneização de 288,27 °C.

Embora os resultados da autora tenham abrangido as temperaturas determinadas na presente monografia, os resultados aqui obtidos devem ser aceitos com ponderação, pois os métodos utilizados são empíricos e, portanto, trabalham com consideráveis margens de erro. Além disso, nos testemunhos descritos nesse trabalho não foi identificada a presença de esfalerita, que pode ter temperatura de cristalização diferente daquela dos sulfetos de Cu e Pb caracterizados. Os dados aqui obtidos podem ser futuramente corroborados pela aplicação de técnicas como, por exemplo, inclusões fluidas em carbonatos e quartzo e isótopos estáveis em argilominerais e carbonatos.

## 11. CONCLUSÕES

A partir da observação e discussão dos resultados obtidos através das técnicas utilizadas para caracterizar os testemunhos de sondagem da Área 2 do Depósito Santa Maria e seus minerais de alteração, foi possível chegar às seguintes conclusões:

- 1) A presença de uma camada de alteração hidrotermal do tipo argílica intermediária ocorrendo de forma sub-horizontal estratigraficamente entre dois dos testemunhos estudados, mas que não apresenta continuidade lateral para o terceiro testemunho descrito sugere que a estrutura que a originou apresenta-se com orientação horizontal apenas localmente.
- 2) Pelo fato de que o Depósito Santa Maria apresenta zonações hidrotermais bem definidas, com a ilitização ocorrendo nas porções superiores do depósito e a cloritização, nas inferiores (Rios, 2012), a morfologia das zonas de alteração observadas nos dois testemunhos estudados apresenta-se como uma feição local, pois as zonas ilitizadas, dadas pela alteração fílica, ocorrem acima e abaixo da zona de alteração argílica intermediária, na qual clorita é um dos minerais de alteração.
- 3) O fato de que a zona de alteração argílica intermediária apresenta alterações do tipo pervasiva, em que o fluido hidrotermal alterou completamente a encaixante, restando praticamente nenhum remanescente detrítico, enquanto que as zonas de alteração fílica apresentam alterações do tipo pervasiva seletiva e não pervasiva sugere que a zona central dos testemunhos, formada pelo hidrotermalito, tenha sido o conduto principal de percolação dos fluidos hidrotermais.
- 4) Sendo a camada de alteração argílica intermediária o conduto principal pelo qual os fluidos hidrotermais percolaram nas encaixantes e estando sub-horizontalmente posicionada entre os testemunhos BRSM 59 e 79, é possível que as zonas de alteração fílica sejam zonas de influência dessa estrutura, tendo sido também afetadas pela passagem dos fluidos, porém de maneira menos intensa.
- 5) A região delimitada pelos dois testemunhos estudados é marcada pela sucessão de múltiplos pulsos hidrotermais, de variadas composições e condições geoquímicas, que demonstram intercalações de processos oxidantes e redutores.
- 6) O Depósito Santa Maria é do tipo epitermal, porém a superimposição de processos não permite classificar a região estudada como pertencente à zona de alta ou baixa sulfetação, devido à ocorrência, de forma intercalada, de minerais característicos dos dois tipos de zona ao longo dos testemunhos.

- 7) Os episódios epitermais podem ter sido gerados em diferentes momentos, com fontes de fluidos provavelmente diferentes ou transformadas, que foram responsáveis por gerar assembleias minerais diferentes em cada pulso hidrotermal.
- 8) Foi identificado, pela primeira vez no depósito, um mineral que é diagnóstico de sistemas de alta sulfetação: a hinsdalita, um mineral do Super Grupo das Alunitas.
- 9) Nas amostras dos dois testemunhos que foram caracterizadas com maior detalhe, a mineralização dos sulfetos de Cu é anterior aos fluidos que precipitaram os argilominerais, não estando temporalmente associada às cloritizações.
- 10) A ocorrência de galena associada a sulfetos de Cu, os quais não estão temporalmente relacionados com as alterações dadas por ilitas, cloritas e caulinitas, indica que a ocorrência dos sulfetos de Pb não está estritamente associada à ilitização, como observado nas demais regiões do depósito.
- 11) A precipitação dos argilominerais na zona com alteração argílica intermediária pode ter ocorrido em temperaturas entre 130,23 e 197,88 °C ou entre 232,08 e 268,38 °C.

## 12. REFERÊNCIAS

- ALCANTARA JR, Petrus. Espectroscopia molecular. **Belém: UFPA**, 2002.
- ALMEIDA, D.P.M. *et al.* Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil, in: Al-Juboury, A.I. (Ed.), **Petrology – New Perspectives and Applications**, pp. 73-135. 2012.
- ALMEIDA, R. P. *et al.* The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. **The Journal of Geology**, v. 118, n. 2, p. 145-161, 2010.
- AMARANTE, F. B. Salão de Extensão. **Microanálise Química de Materiais Naturais (Minerais), Sintéticos e Tecnológicos por Microsonda Eletrônica**. Salão de Extensão. Caderno de resumos. Porto Alegre: UFRGS/PROEXT, 2011.
- ARRIBAS JR, Antonio. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. **Mineralogical Association of Canada Short Course**, v. 23, p. 419-454, 1995.
- BADI, W. S. R.; GONZALEZ, A. P. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul-RS. **Principais Depósitos Minerais do Brasil**, v. 3, p. 157-170, 1988.
- BARBOSA, L. C. DE A. Espectroscopia no infravermelho na caracterização de compostos orgânicos. Viçosa: UFV, 2007.
- BETTENCOURT, J. S. A mina de cobre do Camaquã, RS. Instituto de Geociências, USP, São Paulo. Tese de Doutorado, 176 p. 1972
- BETTENCOURT, J. S. Mineralogie, inclusions fluides et isotopes stables d'oxygène et soufre de la mine de cuivre de Camaquã - RS (un étude préliminaire). XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais: 409-423.1976
- BONGIOLO, E. M. *et al.* Spatial and temporal evolution of hydrothermal alteration at Lavras do Sul, Brazil: evidence from dioctahedral clay minerals. **Clays and Clay Minerals**, v. 56, n. 2, p. 222-243, 2008.
- BORBA, A.W.de. Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. **Tese de Doutorado**, UFRGS, 2006.
- BORBA, A. W. *et al.* U–Pb zircon and <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. **Basin Research** 20, 359–375. 2008.
- CANARIM, D. M. Datação <sup>40</sup>K–<sup>40</sup>Ar de Ilitas associadas a processos hidrotermais em regiões mineralizadas – uma aplicação nas Minas do Camaquã (Bacia do Camaquã, sul do Brasil). **Dissertação de Mestrado**, UFRGS, 2013.
- CAMPRUBÍ, A., ALBINSON, T. Depósitos epitermais en México-Actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. **Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana**, 58(1), 27-81., 2006

- CAMPRUBÍ, A. *et al.* Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. **Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana**, v. 56, n. 1, p. 10-18, 2003.
- CATHELINÉAU, M. Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. **Clay minerals**, v. 23, n. 4, p. 471-85, 1988.
- CHEMALE Jr., **Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense**. In De Ros L.F. & Holz M. (eds.) Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, PP. 13-52. 2000.
- COSTA F.º, J. H. Prospecção da mina de cobre de Camaquã no RGS. Divisão de Fomento da Produção Mineral, p. 11-85 (Boletim 59). 1944
- DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, Carlos. **Metalogênese do Brasil**. Editora UnB, 2001.
- DE OLIVEIRA, M. C. P. P. Espectrofotometria no infravermelho por metodologia FTIR (Fourier Transform Infrared): validação da análise do teor de uréia e de outros parâmetros de qualidade do leite..**Dissertação de Mestrado**. 2011
- DAVIDSON, M. W.; ABRAMOWITZ, Mortimer. Optical microscopy. **Encyclopedia of imaging Science and technology**, 2002.
- DE CASTRO, L. A. S. **Processamento de amostras para microscopia eletrônica de varredura**. Embrapa, Centro de Pesquisa Agropecuária de Clima Temperado, 2002.
- DEDAVID, B. A.; GOMES, C. I.; MACHADO, G. **Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores**. EdIPUCRS, 2007.
- DYAR, M. D. *et al.* Controls on ferric iron in chlorite. **Geological Society of America, Abstracts with Programs;(United States)**, v. 24, n. CONF-921058, 1992.
- DUARTE, L. C. *et al.* Aplicações de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e sistema de energia dispersiva (EDS) no estudo de gemas exemplos brasileiros. **Pesquisas em Geociências. Porto Alegre, RS. Vol. 30, n. 2 (2003), p. 3- 15.**, 2003.
- FAMBRINI, G. L. *et al.* Evolução Estratigráfica e paleogeográfica do grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã Central, RS. **Geologia USP. Série Científica**, v. 7, n. 2, p. 1-24, 2007.
- FAMBRINI, G. L. **O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2003.
- FERRETTI, M.; TIRELLO, R. A. Princípios e aplicações de espectroscopia de fluorescência de Raios X (FRX) com instrumentação portátil para estudo de bens culturais. **Revista CPC**, n. 7, p. 74-98, 2009.
- FONTANA, E. Hidrotermalismo e mineralizações das rochas vulcânicas da Mina do Seival: evolução geoquímica e isotópica ( $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) dos fluidos e sua correlação com outros depósitos de minérios epitermais da Bacia do Camaquã–Rio Grande Do Sul–Brasil. **Tese de Doutorado**, UFRGS, 2016.
- FOSTER, Margaret Dorothy. Interpretation and a classification of the chlorite. **US Geological Survey Professional Paper**, v. 414, p. 1-33, 1962.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. *et al.* A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. **SBG, Enc. Estrat. RS—Escudos e Bacias**, v. 1, p. 139-144, 2003.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. *et al.* O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã Central, RS: estratigrafia e sistemas deposicionais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 227-238, 2005.

FRANK, H. T. **Mineralogia I**. Apostila da disciplina de Mineralogia I-UFRGS. 2014

GARCIA, F. P. Avaliação da potencialidade metalogenética do Cinturão Dom Feliciano leste do Rio Grande do Sul por meio da prospecção geoquímica. **Dissertação de Mestrado**, UFRGS, 2017.

GODDARD, E. N.; **Rock-color chart**. ROCK COLOR CHART COMMITTEE

GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA. Geological Society of America, 1951.

GOLDENSTEIN, H. **Microscopia Ótica**. Apostila da Disciplina de Técnicas de Caracterização de Materiais. Escola Politécnica, USP. São Paulo, 2007.

GOMES, C. B. **Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia**. 1984.

GOMES PAIM, P. S.; CHEMALE JUNIOR, F.; WILDNER, W. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). **Ciência e Nature**, v. 36, 2014.

GONZALEZ M. & TEIXEIRA G. 1980. Considerações sobre estratigrafia e ambientes de sedimentação da Região das Minas do Camaquã e Jazida Santa Maria – Rs, In: **31 Congresso Brasileiro de Geologia**. Balneário de Camburiú, 1980. Anais... Balneário de Camburiú, SBG. V. 3, p. 1513-1524.

HARTMANN, L. A. *et al.* Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 47, n. 5, p. 829-844, 2000.

HARTMANN, L. A. *et al.* Detrital Zircon U-Pb Age Data and Precambrian Provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. **International Geology Review** 50, 364-374. 2008.

HEDENQUIST, J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic related hydrothermal systems in the circum-Pacific basin. **Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference**, 4th Singapore Trans. pp. 513–524.

HINRICHS, R. **Técnicas instrumentais não destrutivas aplicadas a gemas do Rio Grande do Sul**. 2014.

JANIKIAN L., ALMEIDA R.P., FRAGOSO-CESAR A.R.S., CORRÊA & REIS PELOSI A.P.M.R. Evolução Paleambiental e Sequências Depositionais do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na Porção Norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental. **Revista Brasileira de Geociências**, 35(2):245-256. 2005.

JANIKIAN, L. *et al.* Ages (U–Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 21, n. 2, p. 466-482, 2012.

- JENKINS, R.; GOULD; R.W.; GEDCKE, D. **Quantitative X-ray Spectrometry**. 2.ed. New York: Marcel Dekker, 1995
- KAVALIERIS, I. et al. Dome-related gold mineralization in the Pani volcanic complex, North Sulawesi, Indonesia; a study of geologic relations, fluid inclusions, and chlorite compositions. **Economic Geology**, v. 85, n. 6, p. 1208-1225, 1990.
- KLEIN, C.; DUTROW, B. **Manual de ciência dos minerais**. Bookman Editora, 2009.
- KRANIDIOTIS, P.; MACLEAN, W. H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. **Economic Geology**, v. 82, n. 7, p. 1898-1911, 1987.
- LABORATÓRIO de Difração de Raios X, UFRGS. **Laudo Técnico**, 2017.
- LABORATÓRIO de Fluorescência de Raios X, UFRGS. <https://www.ufrgs.br/geo-quimica/frx-2/> (acesso em 10 de maio de 2018).
- LAUX, J. H. Caracterização da mineralização cupro-aurífera de uma parte da mina Uruguai, Rio Grande do Sul. **Pós-Graduação em Geologia. UNISINOS**. Tese de Doutorado. Dissertação de Mestrado. 1999.
- LAUX, J. H.; LINDENMEYER, Z.G.; TEIXEIRA, J.B. G., NETO, A.B. Ore Genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. **Ore Geology Reviews**, Elsevier, v. 26, p. 71-89, 2005.
- LAUX, J. H.; LINDENMAYER, Z. G. As Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas. **Ronchi, LH & Lobato, AOC (Coords), Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar. São Leopoldo**, p. 133-164, 2000.
- LEINZ, V.; ALMEIDA, S. Gênese da Jazida de Cobre de Camaquã. Porto Alegre, DPM, Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, 56 p (Boletim 88). 1941
- LICHT, O. A. B. A descoberta da Jazida Santa Maria (Zn, Pb, Cu), Rio Grande do Sul-Brasil: Um caso histórico de prospecção geoquímica. In: **31 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**. Balneário de Camboriú SC: SBG, 1980.
- LINDENBERG, M. T.. Caracterização das zonas de alteração hidrotermal e do minério de Cu-Pb-Zn na área 3 (Jazida Santa Maria) e Mina Uruguai, Minas do Camaquã/RS. **Monografia (Graduação)**, 2014.
- LINDGREN, W. **Mineral deposits**, 930 p. New York and London, McGrawHillBook Co. 1933.
- MANNHEIMER, W. A. **Microscopia dos materiais: uma introdução**. Editora E- papers, 2002.
- MARASCHIN, A. J. *et al.* Illite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): Implications for the depositional age, stratigraphy and evolution of the Camaquã Basin (Southern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences** 29, 400-411. 2010.
- MELCHER, C.; MAU, H. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, 32 (2): 43-50. 1960

MEUNIER, A.; INOUE, A.; BEAUFORT, D. Chemiographic analysis of trioctahedral smectite-to-chlorite conversion series from the Ohyu Caldera, Japan. **Clays and Clay Minerals**, v. 39, n. 4, p. 409-415, 1991.

MORGANO, M. A.; FARIA, C. G.; FERRÃO, M. F. *et al.* Determination of protein in raw coffee for NIR spectroscopy and regression PLS. **Ciência e Tecnologia de Alimentos**, v.25, n.1, p.25-31, 2005.

NASCIMENTO FILHO, V. F. Técnicas analíticas nucleares de fluorescência de raios X por dispersão de energia (EDXRF) e por reflexão total (TXRF). **Piracicaba: Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz**, 1999.

NUNES, L. C.; DE ROS, L. F. Estudo metalogenético do evento hidrotermal das Minas do Camaquã no setor Uruguai e Jazida Santa Maria. **Salão de Iniciação Científica (16.: 2004: Porto Alegre). Livro de resumos. Porto Alegre: UFRGS**, 2004.

NUNES, C. M. D. **Caracterização de um sistema epitermal High Sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará**. 2001. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

PAIM, P. S. G.; Minas do Camaquã, RS. Marco da história da mineração de cobre no Brasil. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Brasília: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM)/Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP)**, p. 501-510, 2002.

PARREIRA, P. S. Metodologia de ED-XRF e aplicações com um sistema portátil. **Publicação Técnica do Laboratório de Física Nuclear Aplicada (LFNATEC), da Universidade Estadual de Londrina, ISSN**, v. 2178, n. 4507, p. 1- 16, 2006.

PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M. M.; CHEMALE JR, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 83-104, 2016.

PIRAJNO, F. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. **Geological Survey of Western Australia**. 2009.

RAVEN, P. H.; EVERT, R. F.; CURTIS, H. **Biology of plants**. 1981.

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

REMUS, M. V. D. *et al.* Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 3, n. 2, p. 155-174, 2000.

REMUS, M. D. V. *et al.* Shrimp U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: **Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados**, 1. Boletim de Resumos, p. 83. 1999

RIBEIRO M., BOCCHI P. R., FIGUEIREDO FILHO P. M., TESSARI R. I. **Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, '127, 232 p. 1966.



- RIBEIRO, M. J. Mapa previsional de cobre do escudo SulRiograndense. Brasília, DNPM, Nota Explicativa. Série Geológica, 3 - Seção Geologia Econômica, 1: 1-104. 1978
- RIOS, F. S. Caracterização petrográfica e mineralógica da alteração hidrotermal no depósito de Pb-Zn-(Cu-Ag) de Santa Maria, distrito mineiro de Camaquã (RS). 2012. 104 f. **Monografia** (Graduação) – Instituto de Geociências, Curso de Graduação em Geologia, Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 2012.
- ROBB, L. *et al.* **Introduction to ore-forming processes**. Blackwellpublishing, 2004.
- ROSA, M. **Segmentação de Grãos de Hematita em Amostras de Minério de Ferro por Análise de Imagens de Luz polarizada**. Dissertação de Mestrado, U. 2008.
- ROSSONI, M. B. **Geocronologia U-Pb em zircões do Complexo Carbonatítico Seis Lagos e depósito de Nb associado (Amazonas, Brasil)**. Dissertação de Mestrado, UFRGS. 2016.
- SILLITOE, R. H.; HEDENQUIST, J. W. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. **SpecialPublication-SocietyofEconomicGeologists**, v. 10, p. 315-343, 2003.
- SILVA, M. G. da; NETO, M. B. R.; JOST H.; KUYUMJIAN R. M. **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. CPRM, 2014.
- SOMMER, C. A, *et al.* Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. **Journalof South American Earth Sciences** 18 (3), 237-254. 2005.
- SPLENDOR, F. **Geoquímica das granadas e assembléias de minerais pesados no estudo de proveniência dos sedimentos quaternários da porção sul da Bacia de Pelotas, RS**. Dissertação de Mestrado, UFRGS. 2006.
- STANLEY, C. R. Hinsdalite and other products of oxidation at the Daisy Creek stratabound copper-silver prospect, northwestern Montana. **The Canadian Mineralogist**, v. 25, n. 2, p. 213-220, 1987.
- SUCSZYNSKI, E. Os recursos minerais e potenciais do Brasil e a sua metalogenia. Rio de Janeiro, Interciências. 1975
- TEIXEIRA, G.; GONZALEZ, M. Minas do Camaquã, município de Caçapava do Sul, RS. **Schobbenhaus& Coelho (ed.). Principais depósitos minerais do Brasil**. DNPM, v. 3, p. 33-41, 1988.
- TEIXEIRA, E. Cobre no Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, DNPM, Divisão de Fomento da Produção Mineral, 29 p. (Avulso 22). 1937.
- TEIXEIRA, G.*et al.*. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no Distrito das Minas do Camaquã. In: SBG, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 4: 1644-1654. 1978
- TRAVASSOS, R.P.; DANTAS, E.L.; BONIATTI, J.H.; FRUCHTING, A.; LAGO; S.B.; TOMAZONI NETO, F.; FREITAS, R.F.; 2014. Aeromagnetometria aplicada na interpretação estrutural regional do Escudo Sul-Rio-Grandense, RS. *In: VI Simpósio Brasileiro de Geofísica*, 4. Porto Alegre. Anais, SBGf, Porto Alegre/RS, v. 1, pp. 1-5.2014.

TROIAN, G. C. **A Cloritização na Mina Uruguai**, Minas do Camaquã/RS-Brasil. Dissertação de Mestrado, UFRGS. 2009.

VASCONCELLOS, M. A. Z, HINRICHS, R. **Microscopia eletrônica de varredura (MEV) e microanálise com raios X característicos**. Apostila da disciplina de Técnicas Analíticas – UFRGS, 2012.

VEIGEL, R.; DARDENNE, M. A. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã, RS. **Brazilian Journal of Geology**, v. 20, n. 1, p. 55-67, 1990.

VELDE, S. HILLIER ANO B. Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. **Clay Minerals**, v. 26, p. 149-168, 1991.

WALKER, J.; HALLIDAY, D.; RESNICK, R. Fundamentos de física volume 4: óptica e física moderna. **Rio de Janeiro: LTC**, 2009.

WHITE, N. C.; HEDENQUIST, J. W. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 36, n. 1-3, p. 445-474, 1990.

YAVUZ, F. et al. A Windows program for chlorite calculation and classification. **Computers & Geosciences**, v. 81, p. 101-113, 2015.

ZANE, A.; SASSI, R.; GUIDOTTI, C. V. New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist-facies rocks. **The Canadian Mineralogist**, v. 36, n. 3, p. 713-726, 1998.

ZANE, A.; WEISS, Z. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. **Rendiconti Lincei**, v. 9, n. 1, p. 51-56, 1998.

ZANG, W.; FYFE, W. S. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 30, n. 1, p. 30-38, 1995.

## APÊNDICE A - Descrições dos Testemunhos de Sondagem

As descrições dos testemunhos BRSM 53, 59 e 79 estão apresentadas em três tabelas, estando as linhas divididas pelos intervalos em que foram identificadas mudanças composicionais, texturais e/ou litológicas nas rochas e as colunas, pela profundidade do início do intervalo, seguida pela profundidade do fim do intervalo e então pela descrição litológica propriamente dita. As colunas de profundidade estão representadas pelas cores correspondentes a cada intervalo litológico descrito (Figura A-1).

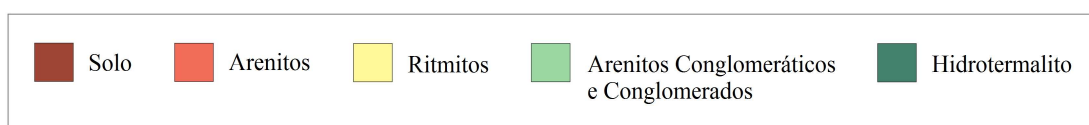


Figura A-1. Intervalos litológicos descritos em campo com as respectivas cores que estão apresentadas nas colunas de profundidade das tabelas A-1, A-2 e A-3. Fonte: elaborado pela autora.

Tabela A-1. Descrição do testemunho BRSM 53. Fonte: elaborado pela autora.

<b>BRSM 53</b>		
<b>De</b>	<b>Até</b>	<b>Descrição</b>
0	1,4	Solo
1,4	48,5	Red bed de arenito muito fino a fino com veios de óxido de manganês.
48,5	84,5	Red bed de arenito muito fino a fino com manchas brancas nas quais se observa óxido de Mn dendrítico. Essas manchas distribuem-se aleatoriamente ou de forma concordante com a estratificação. Aos 70m finos veios de carbonato e hematita cortam a litologia de forma concordante e discordante
84,5	107,5	Rocha adquire coloração bege. Finos veios de ilita pura ocorrem concordantes com a estratificação. Sulfeto de Pb e Zn ocorre pela primeira vez aos 87,5m em stringers. Aos 89m, sulfetos ocorrem concordantes ao acamamento, associados aos veios de ilita e também de forma disseminada. Veios de carbonato ocorrem posteriores aos de ilita.
107,5	107,9	Arenito muito fino a fino brechado por veios de ilita que cortam a rocha de maneira concordante à laminação
107,9	111,5	Arenito bege avermelhado sem aspecto brechado. Pouca ilita e minério raro
111,5	112	Arenito com veios de ilita pura
112	121	Rocha bege esverdeada. Níveis de ilita concordantes à laminação
121	128	Níveis de sulfetos e muita ilita distribuídos concordantemente à laminação sedimentar. Veios de calcita cortam a rocha de forma discordante

128	139,5	Arenito bege esverdeado com níveis com ilita pura; diminui a quantidade de minério
139,5	142	Níveis com minério e muita ilita distribuídas de forma concordante à laminação do arenito. Veios de calcita posteriores cortam a rocha de forma discordante
142	143	Sem amostra
143	157,9	Arenito de coloração bege; com o aumento da profundidade, ocorre diminuição dos níveis de ilita pura; minério raro
157,9	214,8	Arenito com intercalações de zonas ricas e pobres em níveis de ilita pura com minério concordante e disseminado. Rocha esverdeada. Veios de ilita brecham a rocha predominantemente de forma concordante. Acamamento preservado. Ocorrem níveis rajados de minério concordantes à laminação. Com o aumento da profundidade, a rocha torna-se gradativamente avermelhada
214,8	226,5	Arenito fino hematizado. Rocha de coloração roxa; estratificação preservada; manchas de cor clara evidenciam veios de ilita. Não foram observados sulfetos
226,5	227	Arenito bege avermelhado brechado. Veios de ilita dispostos de forma irregular, com coloração verde amarronada e espessura menor que 1 mm. Carbonato preenche vesículas de até 0,5cm de diâmetro
227	234,5	Rocha hematizada. Veios de ilita de até 0,5cm de espessura brecham a rocha de forma concordante à laminação
234,5	247	Conglomerado polimítico com clasto cuja granulometria varia de grânulo a seixo; esses bem arredondados; matriz de cor roxa; clastos avermelhados alterados; intercalam tamanho conforme aumenta a profundidade
247	254,5	Arenito brechado de coloração roxa avermelhada. Finos veios de hematita cortam a rocha de maneira concordante e discordante à laminação. Veios de carbonato cortam a rocha discordantemente
254,5	258,5	Arenito grosso a conglomerático-polimítico, de cor avermelhada, com clastos sedimentares e graníticos. Estratificação preservada
258,5	270,5	Arenito hematizado com coloração roxa. Encontra-se brechada por veios muito finos de hematita, que cortam a rocha de forma concordante e discordante à laminação. Veios de carbonato posteriores cortam a rocha.
270,5	272,3	Arenito de coloração vermelho amarronada com brechação intensa. Veios de ilita e carbonato cortam a rocha concordante e discordantemente à laminação. Apresenta níveis de coloração avermelhada e alaranjada.
272,3	274	Ilitização intensa. Arenito muito fraturado. Sulfetos em vênulas muito finas
274	279,5	Arenito brechado de coloração bege amarronada. Veios de hematita cortam a rocha em direções aleatórias
279,5	281,5	Arenito conglomerático que grada para conglomerado amarronado com clastos sedimentares cuja granulometria varia de grânulo a seixo. Estratificação semi-preservada

281,5	282,5	Nível oxidado de coloração avermelhada. Estratificação não é preservada
282,5	283	Arenito conglomerático gradando para conglomerado cor amarronada com clastos cuja granulometria varia de grânulo a seixo. Clastos sedimentares. Estratificação semi-preservada
283	292	Siltito/arenito muito fino amarronado com intraclastos argilosos de cor marrom escuro, dispersos aleatoriamente pela rocha. Entre 283,5 a 284 ocorrem veios de carbonato de até 1cm de espessura que cortam a rocha de forma concordante e discordante à laminação

Tabela A-2. Descrição do testemunho BRSM 59. Fonte: elaborado pela autora.

<b>BRSM 59</b>		
<b>De</b>	<b>Até</b>	<b>Descrição</b>
0	0,9	Solo
0,9	38	Red bed de arenito médio com estratificação milimétrica a centimétrica marcada por alternância de granulometria entre areia e silte. Vênulas de óxido de manganês
38	78	Red bed de arenito médio com manchas bege, essas com formas e tamanhos irregulares. Nelas é possível observar finos veios de argilomineral esverdeado. Em porções com manchas grandes vê-se veios de hematita posteriores que possuem um halo de alteração de 1cm de cor avermelhada. Aos 66,5m finos veios de carbonato (<1mm a 0,4cm) cortam a rocha com direções aleatórias
78	80,5	Arenito bege com veios de ilita discordantes. Calcita acompanha. Aspecto brechado
80,5	81	Red bed de arenito médio com manchas de coloração bege
81	95,8	Arenito hematizado com brechação intensa. Veios de carbonato com bordas esverdeadas.
95,8	100,5	Arenito fino de cor roxa escura. Veios de hematita em grande quantidade cortam a rocha de forma concordante e discordante à laminação
100,5	106	Arenito fino com coloração bege. Veios de ilita, hematita e malaquita
106	163	Arenito fino a médio com acamamento bem preservado
163	169	Arenito fino brechado por finos veios de hematita concordantes ao acamamento. A coloração da rocha passa de marrom a bege avermelhado em profundidade. Galena ocorre dentro dos veios.
169	173	Arenito fino de coloração bege com intraclastos argilosos de coloração esverdeada. Veios de hematita ocorrem em alto ângulo com o acamamento e alojam sulfetos. Esses também ocorrem de forma disseminada.
173	175	Sem amostra

175	179	Arenito de coloração bege. Estratificação semi-preservada. Veios de ilita, de quartzo e de um mineral oxidado ocorrem concordantes e discordantes ao acamamento. Sulfetos ocorrem em veios e disseminados.
179	181	Sem amostra
181	193,5	Arenito fino cuja coloração passa de bege a avermelhado em profundidade. Com o aumento dessa a quantidade de ilita aumenta. Laminação semi-preservada, rocha cortada por veios de ilita concordantes e veios de mineral oxidado discordantes; intraclastos argilosos de coloração esverdeada com até 2cm ocorrem dispersos pela rocha
193,5	196	Arenito fino vermelho amarronado com níveis de ilita com até 2mm de espessura concordantes com o acamamento. Sulfetos em veios de mineral oxidado
196	204	Arenito muito fino cuja coloração passa de avermelhada a bege em profundidade. Níveis com ilita pura ocorrem de forma concordante à laminação e veios de mineral oxidado ocorrem discordantes; sulfetos acompanham os veios de ilita
204	205,2	Sem amostra (ritmito)
205,2	212	Conglomerado de coloração salmão com clastos de tamanho grânulo, brechado por veios de ilita e de minerais oxidados. Calcopirita ocorre em finos veios concordantes e discordantes ao acamamento; clastos alterados por argilomineral de cor esverdeada
212	214	Sem amostra
214	216	Arenito conglomerático de cor salmão com clastos cujos tamanhos variam de grânulo a bloco. Clastos de composição granítica e da própria rocha. Rocha fortemente brechada, estratificação não preservada. Apresenta níveis oxidados
216	221	Sem amostra
221	222	Conglomerado intensamente brechado. Estratificação não preservada. Veios de ilita e de minerais oxidados de até 2cm.
222	222,5	Sem amostra
222,5	222,8	Rocha intensamente brechada por veios de ilita e de minerais oxidados
222,8	223,3	Sem amostra
223,3	224,5	Rocha brechada por veios de ilita e de minerais oxidados
224,5	224,7	Rocha de coloração escura com manchas alaranjadas. Massas de ilitas envolvem grãos e pedaços da rocha
224,7	225	Arenito conglomerático brechado por veios de minerais oxidados e de ilitas que cortam a rocha de forma discordante ao acamamento
225	225,9	Rocha de cor escura brechada por massas de ilitas e minerais oxidados
225,9	228	Arenito grosso a conglomerático de coloração salmão claro brechado. Veios de minerais oxidados cortam a rocha em várias direções. Ilita

		ocorre intersticial e em finosveios irregulares. Não é possível individualizar os clastos com clareza.
228	231	Sem amostra
231	236,4	Arenito conglomerático de cor salmão com clastos cujo tamanho varia de grânulo a bloco; encontra-se brechado e os clastos podem ser individualizados. Ilita e sulfetos ocorrem em veios e disseminados
236,4	240	Arenito grosso a conglomerático. Veios de minerais oxidados cortam a rocha de forma concordante e discordante ao acamamento. Sulfetos ocorrem disseminados e em massas
240	241	Rocha de coloração marrom, da qual não é possível identificar minerais primários. Carbonato ocorre preenchendo vugs e calcopirita em massas
241	242	Sem amostra
242	245,9	Rocha de coloração marrom, da qual só é possível identificar clastos tamanho grânulo. Calcopirita ocorre de forma disseminada. Intraclastos de argilomineral de cor verde ocorrem dispersos pela rocha
245,9	261,9	Arenito muito fino, com estratificação preservada e níveis de minerais oxidados. Conforme aumenta a profundidade, os níveis oxidados diminuem e a coloração da rocha passa de avermelhada para bege escura. A rocha é cortada por níveis de ilita pura concordantes à laminação; Galena e calcopirita ocorrem em stringers discordantes e concordantes à laminação
261,9	264,8	Sem amostra
264,8	270,4	Arenito conglomerático com clastos com granulometria até seixo. Cortado por finos veios de ilita e de minerais oxidados. Sulfetos disseminados. Clastos ilitizados. Estratificação não identificada.
270,4	276,2	Arenito fino a grosso hematizado. A estratificação encontra-se preservada. Veios produzem uma auréola de alteração de cor bege.
276,2	285,3	Arenito fino de coloração bege esverdeada com níveis conglomeráticos. Esses apresentam clastos graníticos. A estratificação encontra-se preservada. A quantidade de níveis oxidados diminui com o aumento da profundidade. Veios de ilita ocorrem predominantemente concordantes ao acamamento e secundariamente de forma discordante. Sulfetos ocorrem em stringers e de forma disseminada.
285,3	286	Arenito fino de cor verde claro a bege alaranjado. Veios de ilita brecham a rocha de forma concordante ao acamamento. Intraclastos esverdeados com até 1cm de comprimento ocorrem dispersos pelas rochas. Sulfetos ocorrem disseminados.
286	288,2	Arenito fino de cor bege esverdeado. Estrutura preservada, sem brechas. Veios de ilita cortam a rocha de forma concordante ao acamamento
288,2	292	Sem amostra
292	295,5	Arenito fino de cor bege. Sulfetos ocorrem disseminados e em agregados de até 1cm. Estratificação bem preservada e regular

295,5	301	Arenito fino de cor bege. Veios de ilita com espessura menor que 1mm brecham a rocha, cortando-a de forma concordante e discordante ao acamamento.
301	302,2	Arenito fino de coloração salmão. Apresenta intraclastos de cor verde com até 1cm de comprimento dispersos pela rocha. Apresenta poucos sulfetos, os quais ocorrem de forma disseminada pela rocha.
302,2	304,5	Arenito fino hematizado cuja estratificação se apresenta preservada. Veios de carbonato ocorrem discordantes com o acamamento
304,5	306,4	Contato abrupto com arenito salmão. Níveis de ilita concordantes ao acamamento. Com a profundidade, o brechamento aumenta, com a presença de veios e massas de hematita, porém ainda é possível identificar o acamamento. Sulfetos ocorrem em finos stringers
306,4	315	Arenito médio a grosso brechado por finos veios de hematita, os quais ocorrem concordantes e discordantes ao acamamento
315	370,3	Arenito fino a médio de coloração marrom intercalado com conglomerado cujos clastos variam de grânulo a seixo e se apresentam oxidados. As rochas possuem intraclastos de cor preta, com até 1cm de comprimento, que ocorrem orientados. As rochas são cortadas por finos veios de coloração marrom escuro que ocorrem discordantes ao acamamento.

Tabela A-3. Descrição do testemunho BRSM 79. Fonte: elaborado pela autora.

<b>BRSM 79</b>		
<b>De</b>	<b>Até</b>	<b>Descrição</b>
0	0,85	Solo
0,85	108,5	Red bed de arenito fino com acamamento milimétrico a centimétrico, com níveis hematizados de 5 a 20cm de espessura. É cortado por vênulas de óxido de manganês e calcita
108,5	141,5	Red bed de arenito fino ilitizado
141,5	205,5	Red bed com intercalação de silte e areia fina
205,5	210	Paraconglomerado com clastos de composição sedimentar, cujos tamanhos variam de grânulos (abundantes) a seixos (comuns). Esses possuem esfericidade baixa e são subarredondados
210	213	Conglomerado com clastos do tamanho seixo com as bordas oxidadas, sendo difícil visualizar o fim dos clastos; é cortado por veios de mineral esverdeado
213	220	Fim da zona oxidada. Conglomerado com clastos preservados, esses com tamanho variando entre grânulo e seixo
220	222	Arenito fino com malaquita envolvendo grãos de coloração escura.
222	230	Arenito conglomerático que grada para arenito médio a fino em profundidade. Esses estão brechados hidrotermalmente, os clastos se

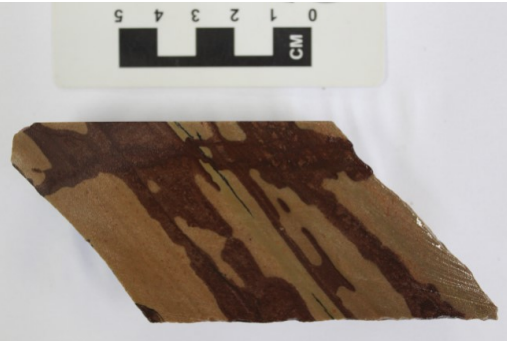
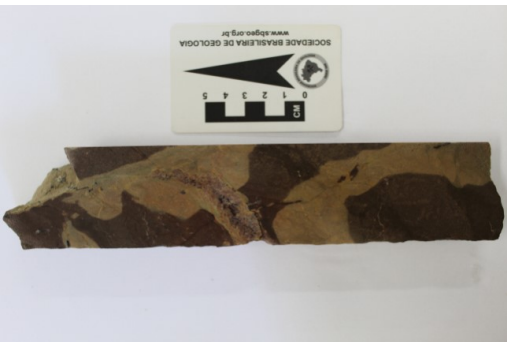


		apresentam retilíneos e o acamamento não está preservado.
230	234	Arenito médio a conglomerático com estratificação preservada. Possuem intraclastos alterados a argilomineral de cor verde claro. Os clastos apresentam alta esfericidade, e são subarredondados.
234	237	Intercalação entre siltito de coloração preta a amarronada e arenito médio a grosso de coloração avermelhada. Veios de calcita e argila verde cortam porções do arenito
237	238,5	Rocha de coloração escura intercalada com níveis de arenito com limites pouco definidos; apresenta vesículas preenchidas por quartzo e carbonato e vênulas de minerais oxidados que cortam a rocha em várias direções.
238,5	241,5	Sem amostra
241,5	242	Arenito fino acinzentado. Veios de ilita concordantes ao acamamento
242	247,5	Sem amostra
247,5	248	Arenito muito fino completamente alterado a argilomineral de coloração bege amarronado
248	249	Sem amostra
249	256	Arenito muito fino ilitizado e cortado por uma vênula de bornita e calcocita. Intraclastos esverdeados e amarronados com tamanho entre 0,1 e 2cm ocorrem dispersos pela rocha
256	263	Sem amostra (conglomerado)
263	264	Arenito muito fino amarronado claro ilitizado. Veios milimétricos de minerais oxidados cortam a rocha em diversas direções
264	266	Arenito amarronado brechado por finos veios de coloração bege claro
266	268	Siltito a arenito fino de coloração amarronada. Veios de calcita, hematita e minerais oxidados percolam entre as laminações com até 1mm de espessura
268	271	Rocha de coloração arroxeadada com clastos de tamanho grânulo
271	273	Gradação para arenito conglomerático com clastos de tamanho grânulo. Intercalação com siltito esverdeado.
273	278,5	Siltito a arenito muito fino brechado por veios de hematita bordejados por quartzo e siderita. Sulfeto ocorre associado a veios de carbonato. A rocha apresenta intraclastos esverdeados.
278,5	294	Arenito muito fino de cor amarronada com intraclastos esverdeados com até 3cm de comprimento. Veios de ilita ocorrem concordantes e discordantes à laminação e com espessura de até 0,5cm. A rocha é cortada por veios de carbonato e calcocita discordantes à estratificação
294	299	Arenito fino completamente alterado. Níveis centimétricos de ilita acompanham a estratificação

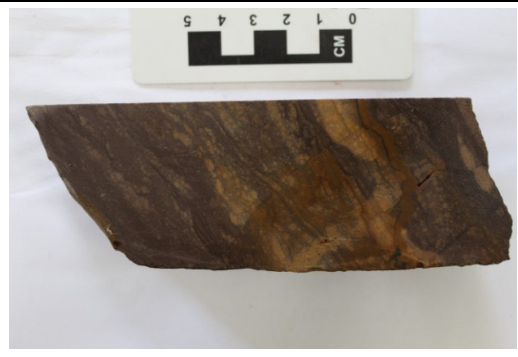
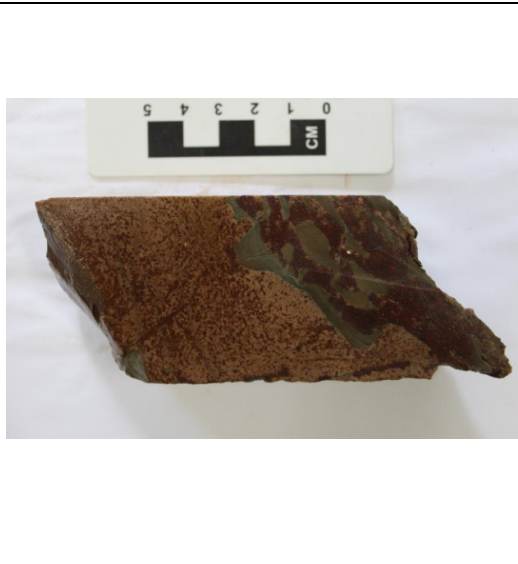
299	306	Arenito fino brechado por veios milimétricos de ilita
306	312	Arenito fino com menor quantidade de brechação
312	317,5	Siltito a arenito fino completamente alterado por hematita, cortado por veios de carbonato e hematita
317,5	320	Arenito muito fino intercalado com siltito. Veios de ilita concordantes e posteriormente discordantes à laminação com sulfetos associados. Em profundidade a coloração das rochas passa de avermelhada para bege
320	321,5	Conglomerado de coloração escura brechado. Apresenta clastos da própria rocha
321,5	330	Arenito conglomerático com intercalações de variação granulométrica. Inicialmente é composto por um arenito muito fino conglomerático, de cor amarronada, com clastos de tamanho grânulo que é cortado por finos veios de hematita e ilita
330	333	Arenito grosso conglomerático com clastos maiores; a quantidade de venulações diminui
333	337	Arenito fino a médio conglomerático sem venulações
337	343	Arenito grosso conglomerático sem venulações; os limites dos clastos estão preservados e esses se encontram arredondados
343	347	Arenito fino a médio conglomerático
347	350	Arenito grosso conglomerático brechado; clastos quebrados, veios de coloração amarronada
350	362,5	Arenito fino a médio conglomerático com intraclastos argilosos, alguns alterados a argilomineral de verde. Poucas venulações
362,5	371,5	Conglomerado de seixos. Não apresenta brechação. Possui clastos graníticos bem arredondados de até 2cm de diâmetro
371,5	387	Gradação para arenito conglomerático com o mesmo tipo de clastos
387	392	Gradativamente a rocha torna-se pervasivamente alterada a hematita e é cortada por veios milimétricos de carbonato e hematita
392	397	Conglomerado de seixos sem alteração à hematita, clastos graníticos arredondados com até 2 cm
397	401,3	Gradação para arenito grosso. Com a diminuição da granulometria aumenta o grau de alteração da rocha à ilita, configurando à rocha um tom bege amarronado; apresenta intraclastos argilosos e clastos graníticos. Veios de 1mm de espessura de ilita e carbonato cortam a rocha.
401,3	410	Conglomerado de cor marrom com clastos de tamanho grânulo a seixo gradando para arenito conglomerático e então para arenito médio a grosso. As rochas possuem veios de hematita e carbonato

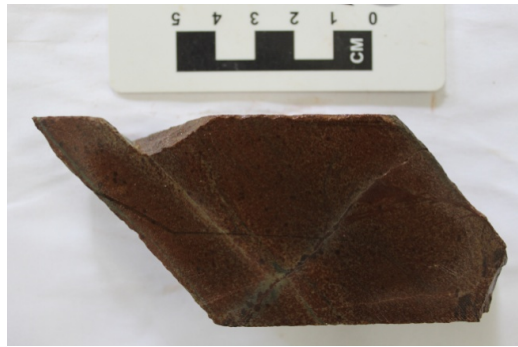
## APÊNDICE B - Descrições Macroscópicas

Tabela B-1. Descrições macroscópicas das amostras coletadas do testemunho BRSM 59. O intervalo litológico a que cada amostra pertence está indicado pela sua respectiva cor na coluna com a profundidade da amostra, tendo como base as cores associadas a cada litologia na Figura A-1. Fonte: elaborado pela autora.

Amostra	Foto	Descrição
54,6		<p>Arenito médio de cor salmão moderado (10R 7/4). A estruturação sedimentar é dada pela sua intercalação com camadas centimétricas de arenito fino. A rocha é cortada por veios de hematita de cor vermelho muito escuro (5R 2/6) irregulares e contínuos com espessura de até 1 mm. Um dos veios ocorre cortando o acamamento e outros ocorrem concordantes a esse. Esses veios geram no seu entorno halos de alteração de até 2 cm, os quais se espalham pela rocha com formas irregulares.</p> <p>Concordantemente à estruturação sedimentar ocorrem lâminas de ilita de cor cinza amarelado com até 0,4 cm de granulometria mais fina. O interior de um desses níveis é cortado por um veio de óxido de manganês com espessura menor que 1 mm, dendrítico, irregular e descontínuo.</p>
78,7		<p>Arenito fino de cor salmão moderado (10R 7/4) cuja estruturação sedimentar não pôde ser determinada. A rocha possui manchas de hematita de cor vermelho muito escuro (5R 2/6), com formas arredondadas e irregulares, que atingem 13,5 cm de comprimento. Ao contrário da amostra anterior, essas não estão relacionadas a veios sob a forma de halos de alteração. Essas porções são cortadas por veios de calcita irregulares e descontínuos com espessuras inferiores a 1 mm.</p> <p>A rocha é cortada por um veio irregular e descontínuo de até 1 cm de material de cor rosa moderado (5R 7/4), que é bordejado por veios de ilita também irregulares, mas contínuos, com até 0,5 cm de espessura. Esses também ocorrem alterando pervasivamente porções da rocha, onde não é possível identificar seus limites, em regiões de até 1,5 cm de espessura.</p>

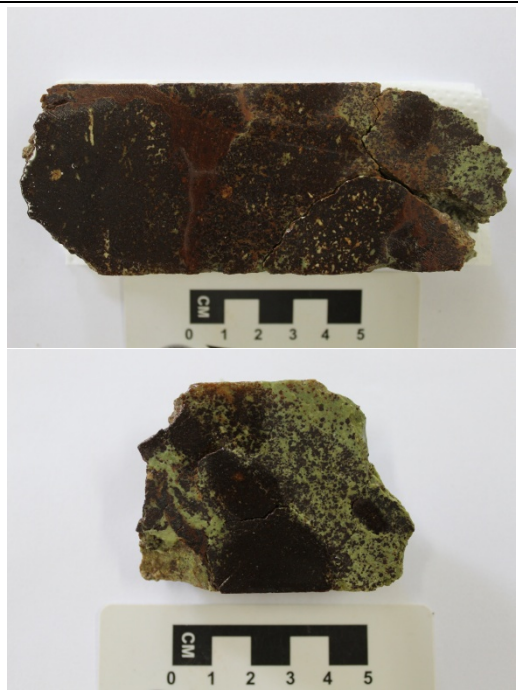

97,2		<p>Arenito médio de cor vermelho escuro (5R 2/2), cortado por veios de ilita irregulares e descontínuos com espessura de até 0,5 cm, os quais atingem 10% da amostra. A rocha apresenta uma massa de hematita irregular que corre associada ao veio de ilita. Dentro dela ocorrem cristais de malaquita com até 1 mm.</p>
102		<p>Arenito muito fino de cor vermelho escuro (5R 2/2) brechado por veios irregulares de ilita e hematita. Malaquita ocorre associada à hematita, preenchendo nódulos.</p>
104,3		<p>Arenito muito fino vermelho escuro (5R 2/2) pervasivamente alterado à hematita. Nas fraturas possui aspecto sedoso e brilho metálico.</p>

164,7		<p>Arenito fino vermelho escuro (5R 2/2) pervasivamente alterado à hematita. Veios de hematita irregulares e contínuos com até 1 mm de espessura ocorrem paralelos uns aos outros, podendo estar acompanhando a laminação da rocha. Veios de hematita posteriores a esses, também irregulares e contínuos com espessuras menores que 1 mm, cortam esses perpendicularmente, gerando deslocamentos milimétricos</p> <p>A rocha possui manchas irregulares de cor laranja avermelhado moderado (10R 6/6). Associados a esses ocorrem vugs de até 0,6 cm de comprimento.</p>
171,9		<p>Arenito fino de cor vermelho moderado (5R 5/4), cuja estruturação sedimentar é dada pela intercalação de lâminas centimétricas de arenito fino com lâminas irregulares e milimétricas de siltito que atingem até 5 mm de espessura.</p> <p>É cortado por uma brecha de arenito grosso hematitizado de três cm de espessura. Lentes de ilita ocorrem no interior da brecha com formas elípticas e irregulares, orientadas segundo a direção do fluxo. Essas estão espaçadas milimetricamente e cobrem 20% da amostra. Associados à hematitização pervasiva, ocorrem calcocita e pirita em agregados de até 4 mm disseminados pela massa de hematita.</p> <p>Veios irregulares e descontínuos de ilita e hematita também cortam o arenito fino de forma discordante ao acamamento, com espessura de até dois mm. No interior desses também ocorrem sulfetos. Nos seus entornos, cristais de calcocita ocorrem menores que um mm de forma disseminada pelo arenito. Os sulfetos contabilizam 8 % da amostra</p>



176,4		<p>Arenito grosso vermelho claro (5R 6/6) cuja estruturação não pôde ser identificada. A rocha é cortada por veios de coloração vermelho pálido (10R 6/2), irregulares e contínuos. Esses cortam a rocha com diferentes orientações e possuem espessuras menores que 1 mm. Seus limites com a encaixante são graduais. Os minérios ocorrem dentro dos veios em agregados alongados de até 3 mm e ao redor desses disseminam-se na encaixante, ocorrendo como massas irregulares no entorno dos grãos primários, dispersos por até 1,5 cm a partir dos veios. Pirita ocorre em quantidade inferior a 1%, como cristais menores que 1 mm associada à calcocita e também dispersa sozinha pelo arenito. Calcocita cobre 5% da amostra.</p>
185		<p>Arenito fino vermelho moderado (5R 5/4), cuja estruturação sedimentar não pôde ser determinada. A rocha é cortada por um veio de ilita de coloração verde pálido (5G 7/2), irregular e contínuo com até 1 cm de espessura. Seu contato com o arenito é gradual, aparentando ocorrer interação entre ambos. Veios com espessuras inferiores a 1 mm com a mesma coloração cortam a rocha com diferentes orientações, são irregulares e contínuos. Esses veios compõem 25% da amostra.</p> <p>A rocha é cortada por veios de coloração marrom avermelhado escuro (10R 3/4), dados por siderita/ankerita, são irregulares e contínuos e possuem espessuras de até 2 mm. Apresentam vugs de até 1 mm. Esferas de até 1 mm da mesma composição ocorrem dispersas por todo o arenito, cobrindo 30% desse.</p>
194		<p>Arenito fino de cor laranja avermelhado moderado (10R 6/6) alterado superficialmente por mineral de cor marrom avermelhado escuro (10R 3/4), o qual cobre aproximadamente 90% da amostra. É cortado por veios de ilita irregulares e contínuos, que possuem espessuras de até 1 mm e cortam a rocha paralelos entre si, podendo estar acompanhando o acamamento sedimentar, que não pôde ser determinado. Esses veios são cortados perpendicularmente por outro veio de ilita, irregular e descontínuo que chega a atingir 0,5 cm de espessura. Os veios de ilita cobrem 10% da amostra.</p>



206		<p>Conglomerado clasto suportado de cor vermelho claro (5R 6/6), com clastos de tamanho grânulo (Abundante) e seixo (Comum), esses alcançando até 4,2 cm. Os clastos são de composição sedimentar (A) e ígnea (C), são sub a bem arredondados e possuem moderada alta esfericidade.</p> <p>A rocha apresenta cerca de 15% de sulfetos, dados por calcopirita, que ocorre de forma disseminada, porém concentram-se em níveis irregulares, rajados e contínuos de até 0,5 cm, os quais concentram-se preferencialmente no entorno dos clastos. Ocorrem também disseminados dentro desses.</p>
215,1		<p>Arenito grosso conglomerático de cor salmão moderado (10R 7/4) com 5% de clastos de grânulos e seixos de até 7 mm. Esses são de composição ígnea e sedimentar, bem arredondados e com esfericidade moderada a alta. Sua estruturação sedimentar não pôde ser identificada.</p> <p>A rocha é cortada por veios milimétricos de siderita/ankerita que são cortados por veios de ilita irregulares e contínuos dispostos com diferentes orientações. Esses apresentam-se ramificados e possuem espessuras de até 0,5 cm. Os limites de alguns deles não são bem definidos, e esses possuem no seu entorno halos de alteração pervasiva em que ocorrem massas de ilita intersticialmente entre grãos. Ilita cobre cerca de 20% da amostra.</p> <p>Associada aos veios de ilita ocorre 3% de calcopirita sob a forma de agregados elipsoidais com até 0,6 cm e também de forma disseminada ao longo de veios.</p>
224,5		<p>Contato entre siltito de cor marrom avermelhado moderado (10R 4/6) com arenito grosso conglomerático de cor laranja avermelhado moderado (10R 6/6), o qual se apresenta pervasivamente alterado à ilita. O arenito possui clastos de grânulos (A) a seixos (C) com até 1,1 cm, de composição sedimentar e ígnea, sub a bem arredondados e com moderada a alta esfericidade.</p> <p>A ilitização ocorre como uma massa de cor verde amarelada pálida (10GY 7/2) que cobre 40% da superfície da amostra, ocorrendo intersticialmente entre os grãos. Alguns clastos apresentam suas bordas com aspecto de corrosão. No contato entre o arenito e o siltito ocorre um nível irregular contínuo de ilita pura com até 0,9 cm. A rocha é cortada por veios de cor vermelho muito escuro (5R 2/6) irregulares e descontínuos com até 1 mm de espessura. Esferas de até 1 mm da mesma cor ocorrem dispersamente pela rocha, chegando a atingir 15% dessa. Calcopirita ocorre na ordem de 1% em agregados alongados de até 0,5 cm dispersos pela rocha.</p>

<p>225 A e B</p>		<p>Rocha de coloração roxa muito escura (5RP 2/2) Não é possível identificar grãos ou minerais primários. A rocha é coberta por massas irregulares de até 2,5 cm e esferas de até 2 mm de cor marrom avermelhado moderado (10R 4/6), dadas por siderita/ankerita, as quais ocorrem dispersas pela amostra, cobrindo cerca de 90% dessa.</p> <p>A rocha encontra-se intensamente ilitizada, alteração essa que ocorre de forma pervasiva, através de níveis com ilita pura de até 0,5 cm que percolam entre as massas e esferas de coloração escura.</p>
<p>237,2</p>		<p>Arenito grosso conglomerático de coloração salmão moderado (10R 7/4), com 7% de clastos, esses variando de grânulo a seixo com até 1 cm. São de composição sedimentar, sub a bem arredondados e possuem moderada a alta esfericidade. Encontra-se intensamente ilitizado, alteração essa que ocorre como massas irregulares que alteram a rocha de forma pervasiva seletiva, percolando entre os grãos primários e compondo 20% da amostra.</p> <p>Associada à ilitização ocorrem calcopirita, que apresenta-se sob a forma de agregados irregulares alongados de até 1 cm ou disseminados aleatoriamente pela rocha. Os minérios compõem 12 % da amostra.</p>



240,4		<p>Rocha de cor vermelha muito escura (10R 2/2). Não é possível identificar grãos ou cristais primários. Encontra-se alterada à siderita/ankerita, que ocorre sob a forma de elipses alongadas de até 7 mm que encontram-se orientadas e representam 10% da amostra.</p> <p>Carbonato ocorre em cerca de 5% da rocha, com formas irregulares de até 7 mm, dispostas aleatoriamente pela amostra. Associados a ele, ocorrem calcopirita e pirita em agregados de até 1 cm e dispersos pela rocha com cristais de até 2mm. Esses compõem 8% da amostra.</p>
240,8		<p>Rocha de cor vermelho muito escuro (10R 2/2), cor essa que é dada pela ocorrência de esferas de siderita/ankerita de até 1 mm que apresentam-se dispersas e compõem 45% da rocha. Essa também ocorre como agregados irregulares de até 3 cm de cor marrom avermelhado moderado (10R 4/6) que representam 30% da amostra. Não foram identificados minerais ou cristais primários. Nos interstícios das esferas ocorre mineral de cor verde pálido (5G 7/2) a verde azulado moderado (5GB 4/6), interpretado como ilita e clorita, que alteram a rocha pervasivamente, atingindo 15% dessa.</p> <p>Calcopirita compõe 10% da amostra e ocorre sob a forma de agregados alongados com até 0,8 cm e como formas irregulares com até 1,5 cm. Calcita ocorre com formas irregulares e angulosas, corresponde a 1% da amostra e possui alguns agregados de calcopirita associados.</p>
244,8		<p>Arenito grosso conglomerático de cor marrom avermelhado moderado (10R 4/6), com clastos de grânulos (A) e seixos (C) com até 1,2 cm. Esses são subangulares a bem arredondados, possuem esfericidade moderada a alta e composição sedimentar. Sua estruturação é dada pela orientação dos clastos, que correspondem e 35% da amostra. Esferas de até 2 mm de cor vermelho muito escuro (10R 2/2) cobrem cerca de 30% da amostra.</p> <p>Há ocorrência de um nível de 7,5 cm de espessura alterado pervasivamente por mineral de cor verde azulado moderado (5BG 4/6), que cobre 15% da rocha. O mineral foi interpretado como ilita/clorita.</p> <p>Pirita e calcopirita cobrem 7% da amostra, e ocorrem em veios irregulares e descontínuos com espessuras de até 1 mm, em agregados irregulares com até 1 cm dispostos nos interstícios do arenito, próximo à zona de coloração verde azulada, e de forma disseminada pelo mesmo.</p>





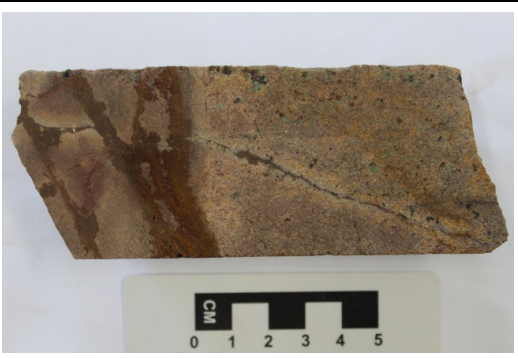

252,4		<p>Arenito muito fino de cor salmão acinzentado (10R 8/2), cortado por veios de ilita irregulares e contínuos com espessura de até 2 mm, cujos limites são graduais, ocorrendo no seu entorno halos de alteração pervasiva de até 0,5 cm de espessura. Os veios de ilita cobrem cerca de 25% da amostra e ocorrem com orientações semelhantes.</p> <p>A rocha apresenta níveis irregulares e descontínuos de siderita/ankerita de cor marrom avermelhado moderado (10R 4/6) com até 3,5 cm de espessura, que seguem o mesmo padrão de orientação dos veios de ilita e cobrem 30% da rocha.</p> <p>Pirita e calcopirita cobrem 1% da amostra e ocorrem em veios irregulares e descontínuos de até 1 mm de espessura.</p>
325,7		<p>Arenito fino conglomerático maciço de cor bordô acinzentado (5RP 4/2) com clastos de grânulos (C) e seixos (A) de tamanho maior que 4,5 cm, sub a bem arredondados e com esfericidade moderada a alta. Todos são de composição sedimentar. Apresenta intraclastos argilosos de cor preta de até 0,8 cm e um de cor verde amarelado moderado (10GY 6/4) de 2 mm.</p> <p>A rocha é cortada por veios de carbonato irregulares e descontínuos com até 1 cm de espessura. Ao atravessarem um clasto de arenito médio ocorre um aumento da sua espessura. Alguns clastos e veios encontram-se alterados à mineral de cor marrom avermelhado moderado (10R 4/6), dados por siderita/ankerita.</p>

Tabela B-2. Descrições macroscópicas das amostras coletadas do testemunho BRSM 79. O intervalo litológico a que cada amostra pertence está indicado pela sua respectiva cor na coluna com a profundidade da amostra. Fonte: elaborado pela autora.

Amostra	Face Lisa	Descrição
41,6		Red bed de arenito fino, cuja estruturação sedimentar não pôde ser observada.
108,9		Arenito fino com coloração salmão moderado (10R 7/4) com manchas centimétricas em tons de vermelho moderado (5R 5/4) e escuro (5R 3/4). Vênulas de até 2mm de cor marrom avermelhado escuro (10R 4/6) a verde acinzentadas (10GY 5/2) (ilita) acompanham a laminação sedimentar. Possui estratificação incipiente, marcada pela alternância de cores. Essas ocorrem com certo padrão, porém são irregulares.

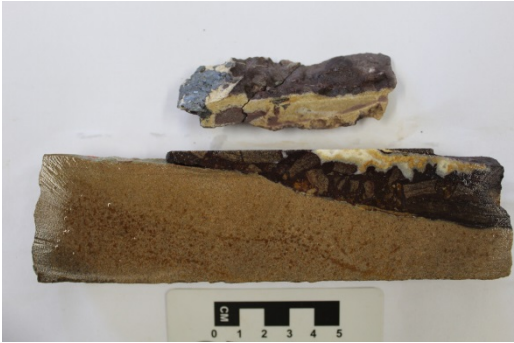
111,3		<p>Arenito muito fino de cor vermelho moderado (5R 5/4) cuja estruturação sedimentar é dada pela sua intercalação com lâminas irregulares e contínuas de até 1 mm de siltito. A fratura da amostra é coberta por uma lâmina de coloração amarela acinzentada (5Y 8/4) com muita mica.</p>
210		<p>Arenito médio conglomerático de coloração vermelha muito escura (5R 2/6), com clastos variando de grânulo a seixo. A rocha apresenta-se muito oxidada, sendo difícil individualizar grãos. A estruturação sedimentar não foi identificada. Os clastos apresentam composição granítica e sedimentar, são arredondados e possuem esfericidade moderada.</p>
212,7		<p>Conglomerado de coloração vermelho moderado (5R 4/6) a escuro (5R 3/4) com clastos cuja granulometria varia de grânulo a seixo. Esses são de composição sedimentar e ígnea, são arredondados e possuem esfericidade moderada. Não foram observadas estruturas. A rocha foi primeiramente alterada pervasivamente a óxido de ferro, o qual aparenta corroer os grãos, sendo difícil individualizá-los. Posteriormente, a rocha foi cortada por veios irregulares e descontínuos de ilita de coloração cinza oliva claro (5Y 5/2), que percolam a rocha em direções aleatórias. Nos seus entornos, a rocha adquire tons de laranja avermelhado moderado (10R 6/6). Não foram observados minérios.</p>

221,8		<p>Contato abrupto entre um arenito fino e um arenito grosso. O arenito fino possui coloração vermelho moderado (5R 5/4) e é bem selecionado. É cortado por veios de mineral marrom avermelhado moderado (10R 4/6), dado por siderita/ankerita, com espessuras entre 1 mm e 1,5 cm. Os veios são irregulares e contínuos, apresentam um padrão que pode indicar a estratificação.</p> <p>O arenito grosso é de cor vermelho moderado (5R 5/4) e maciço. É cortado por veio irregular e contínuo de mineral oxidado cuja espessura máxima de 1 mm. Apresenta malaquita dispersa aleatoriamente com até 1mm, a qual representa 2% da amostra. Não foram observados minérios.</p>
225		<p>Conglomerado clasto suportado composto por grânulos (A) e seixos (C) e matriz de arenito grosso. Apresenta coloração salmão moderada (10R 7/4) a vermelho escuro (5R 2/2), essa última devido à alteração intersticial à hematita. A estruturação sedimentar é dada pela orientação dos clastos. Esses são de composição sedimentar (C), ígnea (A) e metamórfica (R), variam de sub a bem arredondados e sua esfericidade é moderada a alta. Não foram observados minérios.</p>
229,8		<p>Arenito grosso conglomerático de coloração laranja avermelhado moderado (10R 6/6), com clastos de seixos de até 0,6 cm, os quais possuem composição ígnea (A) e metamórfica (C), são bem arredondados e apresentam moderada a alta esfericidade. A estratificação é dada pela orientação de intraclastos argilosos, que possuem tamanhos entre 3 mm e 3,5 cm. Esses possuem formas alongadas e arredondadas e coloração verde acinzentada (10GY 5/2). A fratura de uma das extremidades apresenta-se alterada à ilita. Não foram observados minérios.</p>

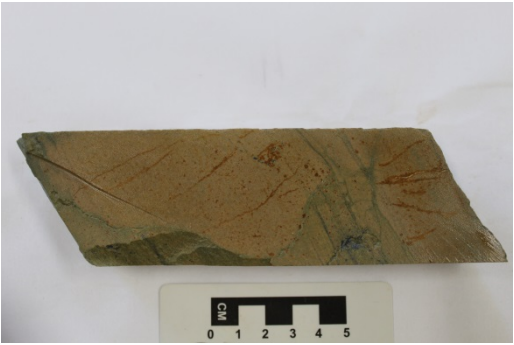
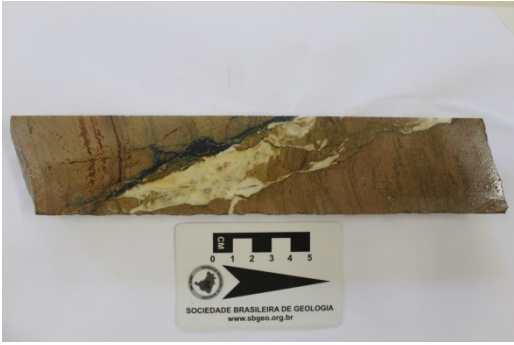


236,8		<p>Arenito grosso conglomerático de coloração marrom amarelado moderado (10YR 5/4), com clastos de grânulos e seixos com até 1,3 cm, os quais possuem composição sedimentar (C), ígnea (A) e metamórfica (R). A estratificação é dada pela orientação dos clastos, que são sub a bem arredondados e possuem moderada a alta esfericidade, e pela orientação de veios de calcita que cortam a rocha com certo padrão. Esses veios são irregulares, descontínuos e suas espessuras variam entre menores que 1 mm a 1,2 cm.</p>
237,4		<p>Rocha de coloração preta (N1) com alteração pervasiva de mineral marrom avermelhado escuro (10R 3/4), dado por siderita/ankerita. Essa alteração se dá sob a forma de esferas e elipses de 1 mm que atingem 80% da amostra. Ela também ocorre sob a forma de veios regulares e contínuos de até 1 mm de espessura. Alguns desses veios são preenchidos por calcita, que correspondem 2% da amostra. Em uma das extremidades, a rocha encontra-se pervasivamente ilitizada, possuindo coloração salmão moderado (10R 7/4). No seu entorno ocorrem, paralelamente, veios de ílita com espessuras menores que 1 mm. Não foram observados minérios.</p>
238,5		<p>Rocha coloração preta (N1) com alteração pervasiva de mineral marrom avermelhado escuro (10R 3/4), dado por siderita/ankerita, que ocorre sob a forma de elipses e esferas de até 1 mm e de veios regulares e contínuos com espessuras menores que 1 mm. Na sua porção central, a matriz da rocha assume gradativamente um tom verde amarelado moderado (10GY 6/4). Nessa porção, pode-se identificar grãos de quartzo menores que 1 mm. Em uma das extremidades, a rocha apresenta massas com formas arredondadas irregulares de siderita/ankerita, as quais possuem grãos de carbonato com até 2 mm no seu interior. Não foram identificados minérios.</p>




241,7		<p>Arenito fino de coloração salmão acinzentado (10R 8/2), cortado por veios de ilita com espessura menor que 1 mm, irregulares e contínuos e que apresentam-se paralelos entre si, podendo estar marcando a estratificação. Veios de ilita posteriores, com espessuras de até 0,5 mm, cortam a rocha perpendicularmente aos primeiros, gerando deslocamentos laterais de alguns milímetros.</p> <p>A rocha é cortada por dois veios com 1 mm de espessura de siderita/ankerita. Ambos são irregulares, porém um é contínuo e o outro descontínuo. Esferas da mesma composição e com até 1,5 mm de espessura ocorrem disseminadas pela rocha e sob a forma de agregados, como massas irregulares de até 2 cm, quantificando 10% da amostra. Associados a esses minerais ocorrem pirita e bornita disseminados pela rocha. Bornita ocorre na ordem de 1% e pirita é traço.</p>
263,6		<p>Arenito fino de cor vermelho moderado (5R 5/4), cuja estratificação é dada pela sua intercalação com camadas de até 1 cm de arenito grosso. O arenito fino ocorre com camadas de até 4 cm. A rocha é cortada por veio de ilita irregular e descontínuo, com espessura menor que 1 mm, que se ramifica e aparenta alterar a rocha pervasivamente, pois seus limites não são identificáveis. Posteriormente, a rocha foi cortada por veios de siderita/ankerita regulares e descontínuos, que apresentam espessura de 1 mm. Esses veios cobrem cerca de 10% da amostra. Ocorrem também esferas de até 1mm da mesma cor, que representam 4% da amostra. Não foram observados minérios.</p>
267,8		<p>Arenito muito fino de coloração vermelho moderado (5R 5/4) cortado por veios de ilita com espessuras menores que 1 mm, irregulares e contínuos que ocorrem paralelos entre si, podendo estar acompanhando o acamamento sedimentar. Posterior a esses, ocorre um veio de hematita irregular e contínuo com até 3 cm de espessura que apresenta clastos arredondados do arenito no seu interior. Esses se apresentam com 1 mm a 2,2 cm. Posteriores a esse, ocorrem veios irregulares e descontínuos de siderita/ankerita com espessuras entre 1 e 2 mm. Alguns deles apresentam calcita no seu interior, que chega a atingir até 4 mm de comprimento.</p>




272,2		<p>Arenito grosso de coloração salmão moderado (10R 7/4). O acamamento é definido pela orientação de intraclastos argilosos de cor preta de até 2 mm de comprimento. A rocha é cortada por um veio de hematita de coloração roxo escuro (5RP 2/2) que possui até 3 cm de espessura. Dentro desse veio ocorrem pedaços angulosos e arredondados do arenito de até 3 cm e de intraclastos argilosos de até 2 mm. Ao longo de todo o contato entre o veio de hematita e o arenito ocorre um fino veio de ilita com espessura menor que 1 mm.</p> <p>O veio de hematita é internamente cortado por um veio de quartzo e carbonato. O contato entre os dois é serrilhado. Cristais euédricos de quartzo cm até 2 mm crescem a partir das bordas do veio de hematita. Carbonato cristaliza posteriormente no interior do veio com coloração que varia de branca a laranja avermelhado moderado (10R 6/6). Associados a esses ocorrem calcopirita e calcocita. A calcopirita ocorre em pequena quantidade e bordejando a calcocita, a qual ocorre como agregados de até 4 cm, com formas alongadas irregulares, possuindo reentrâncias arredondadas e serrilhadas.</p>
280,8		<p>Arenito médio de cor rosa moderado (5R 7/4) cuja estratificação é dada pela sua alternância com lâminas de até 1 cm de arenito muito fino de coloração vermelho escuro (5R 3/4). Essas litologias são cortadas por um veio irregular e contínuo de carbonato de até 2,5 cm de espessura. Seu contato com a encaixante é ondulado e abrupto. O arenito também é cortado por veios com espessura menor que 1 mm de siderita/ankerita. Esses são irregulares e descontínuos e ocorrem também bordejando o contato entre o arenito e o veio de carbonato. Não foram observados minérios.</p>



282,5		<p>Arenito médio de cor salmão moderado (10R 7/4) cuja estrutura pode ser dada pela orientação da família de veios milimétricos de ilita que cortam a rocha com a mesma orientação. Além dos veios concordantes com a estruturação sedimentar, ocorrem também veios de ilita discordantes desses. Ambos os tipos são irregulares e contínuos, possuem coloração verde amarelada escura (10GY 4/4), espessura de 1 a 2 mm e apresentam zonas de maior concentração em que a rocha encontra-se pervasivamente alterada.</p> <p>Associados e restritos a esses veios ocorre bornita em agregados de até 0,5 cm. Pirita muito fina (&lt;1 mm) ocorre disseminada pelos veios e associada à bornita.</p> <p>O arenito também é cortado por veios de siderita/ankerita, irregulares e descontínuos que possuem espessura de até 1 mm. No interior de alguns deles ocorre calcita.</p>
293		<p>Arenito fino de coloração salmão moderado (10R 7/4) cuja estrutura é dada pela orientação de dezenas de veios de ilita que cortam o arenito com orientações paralelas entre si. Esses possuem espessuras menores que 1 mm e são regulares e contínuos. Posteriores aos veios de ilita concordantes com a estruturação sedimentar ocorrem veios de ilita discordantes. Esses cortam a rocha perpendicularmente ao acamamento, possuem espessura de até 2 mm, são irregulares e contínuos e geram deslocamentos milimétricos dos veios concordantes.</p> <p>Associado a esses veios ocorre calcocita em um stringer irregular e contínuo de até 1 cm de espessura. Em partes do stringer o minério torna-se disseminado, não ocorrendo mais de forma maciça. Nessas regiões observa-se que no veio, com o minério, ocorre calcita.</p> <p>Paralelo ao stringer, a rocha é cortada por um veio de calcita irregular e descontínuo, que possui ramificações em direções aleatórias e cuja espessura chega a 2,5 cm. No seu interior ocorre o mesmo minério disseminado em grãos de até 0,7 mm. Veios de ilita ocorrem bordejando-o.</p>

304,8		<p>Arenito fino de coloração salmão moderado (10R 7/4) com estruturação sedimentar dada por veios de ilita que ocorrem paralelos entre si, são irregulares e contínuos e possuem espessura de até 1 mm. Veios de ilita ocorrem cortando o acamamento sedimentar, esses são irregulares e contínuos e ora concentram-se formando níveis com ilita pura de até 1 cm, ora se ramificam, ficando com espessuras de até 1 mm. Esses veios geram deslocamentos milimétricos dos veios concordantes. A quantidade de ilita chega a atingir 20-25% dessa amostra.</p> <p>Associados aos níveis com maior concentração de ilita, ocorrem calcopirita e bornita em agregados dispostos ao longo do veio, que chegam a atingir 2 cm x 2 mm. Estão concentrados em uma extremidade da amostra. No entorno da região com maior concentração de ilita ocorre minério disseminado em uma área de 3 cm x 3 cm.</p>
316,4 A e B		<p>Arenito fino e coloração marrom avermelhado escuro (10R 3/4) cuja estruturação sedimentar não pôde ser identificada. A rocha é cortada por veios regulares e contínuos de coloração vermelho muito escuro (10R 2/2) com espessura de até 1 mm. Esses representam 10% da amostra. Posteriores a esses ocorrem veios de calcita irregulares, alguns contínuos e outros descontínuos, que chegam a atingir 0,5 cm de espessura. Um dos veios, cuja espessura é menor que 1 mm, apresenta auréola de cor vermelho claro (5R 6/6) de até 0,6 cm de espessura. Não foram observados minérios.</p>
317,7		<p>Arenito fino de coloração salmão moderado (10R 7/4). Não é possível identificar a estruturação sedimentar. A rocha é cortada por veios de ilita de até 0,3 cm. Alguns são regulares e contínuos, outros alteram a rocha pervasivamente, não sendo possível identificar seus limites. Posteriores a esses, outros veios de ilita irregulares e contínuos que se ramificam cortam a rocha perpendicularmente aos primeiros, gerando deslocamentos milimétricos de porções da rocha através de pequenas falhas normais. Os veios de ilita cobrem 20 a 25% amostra.</p> <p>Associados a esses ocorrem bornita e calcopirita, que ocorrem como agregados alongados de até 0,4 cm dentro de finos veios. Siderita/ankerita ocorre sob a forma de elipses e esferas de até 2 mm, as quais ocorrem dispersas por toda a amostra, atingindo 8% dessa.</p>

319		<p>Arenito fino de coloração vermelho acinzentado (10R 4/2). Não é possível identificar a estruturação sedimentar. A rocha é intensamente cortada por veios de calcita, esses irregulares, sendo alguns contínuos e outros descontínuos e ocorrem dispostos com orientações aleatórias e com espessura máxima de 2 mm. Alguns veios possuem o interior de cor branca e a porção externa encontra-se com coloração laranja avermelhado moderado (10R 6/6).</p> <p>Associados aos veios de carbonato ocorrem bornita e calcopirita em agregados irregulares ou alongados dentro de veios com até 2 cm. Os limites dos agregados não são bem definidos, passando o minério a ocorrer de forma disseminada pela rocha. Calcopirita ocorre em quantidade muito pequena (&lt;1%) e bornita ocorre em torno de 3%.</p>
320,9		<p>Conglomerado clasto suportado de coloração vermelho moderado (5R 5/4). Os clastos variam de grânulo a seixo, havendo um predomínio desse último. Suas formas são em geral equante, sendo alguns deles alongados. As partículas possuem esfericidade moderada a alta e são sub a bem arredondadas. A estruturação sedimentar não foi identificada. Os clastos são de composição sedimentar. Ocorrem intraclastos argilosos de até 0,6 cm.</p> <p>A rocha é cortada por um veio de calcita irregular e contínuo com espessura de até 2 mm. Não foram observados minérios.</p>
345,4		<p>Arenito fino a médio conglomerático vermelho moderado (5R 5/4) com 5% de clastos de tamanho seixo. Esses são de composição sedimentar e ígnea. A rocha apresenta 10% de intraclastos argilosos com até 0,8 cm dispostos com orientações aleatórias. Não foi possível identificar estruturação sedimentar. A rocha é pervasivamente alterada por minerais de coloração laranja avermelhado moderado (10R 6/6), o que torna difícil a individualização de grãos.</p>

347		<p>Conglomerado clasto suportado de cor vermelho moderado (5R 5/4) a acinzentado (5R 4/2) maciço. Clastos de tamanho grânulo (A) a seixo (A) e bloco (R) compõem 70% da amostra. Esses possuem composição essencialmente sedimentar (99%) e secundariamente granítica (1%), possuem esfericidade moderada a alta e são sub a bem arredondados. Intraclastos argilosos ocorrem com até 0,7 cm, possuem coloração vermelha escura (5R 2/2) com elipses de até 1 mm no interior. Essas possuem um tom laranja avermelhado moderado (10R 6/6) e encontram-se orientadas. Compõem 10% da amostra.</p>
365,9		<p>Conglomerado clasto suportado maciço de coloração vermelha acinzentada (5R 4/2) com clastos de tamanho grânulo (A) a seixo (A). Esses são de composição essencialmente sedimentar (99%) e secundariamente ígnea (1%), são sub a bem arredondados e possuem esfericidade moderada a alta. A quantidade de clastos é de cerca de 40% e alguns apresentam alteração de cor laranja avermelhado moderado (10R 6/6). Ocorrem os mesmos intraclastos argilosos com elipses alaranjadas no interior, porém em menor quantidade, atingindo 4% da rocha.</p>
399,2		<p>Arenito grosso de cor salmão moderado (10R 7/4) com manchas de alteração pervasiva de coloração laranja avermelhado moderado (10R 6/6). Não é possível identificar a estruturação sedimentar. A rocha apresenta veios de coloração verde amarelado escuro (10GY 4/4), dados por ilita, os quais cortam a rocha com orientações aleatórias, são irregulares e apresentam-se contínuos e descontínuos. Possuem ramificações, chegam a ter até 2 mm de espessura e representam 2% da amostra. Dentro de alguns desses veios ocorre carbonato.</p> <p>Associada a esses veios ocorre pontualmente bornita com cristais de até 1 mm, cobrindo menos de 1% da rocha. Ocorrem os mesmos intraclastos com elipses alaranjadas orientadas, porém esses possuem coloração verde amarelado escuro (10GY 4/4), chegam a atingir 0,7 cm e contabilizam 6% da amostra.</p>

**APÊNDICE C - Descrições Petrográficas****BRSM 59 – Amostra 171,9**

Quartzo (15)  
Ortoclásio (35)  
Muscovita (1)  
Ilita (15)  
Hematita (10)  
Carbonato (15)  
Titanita (<1)  
Calcocita (9)  
Covelita (1)  
Pirita (<1)  
Calcopirita (<1)

A rocha é um siltito bem selecionado, cuja laminação é dada pela orientação das micas detríticas. Apresenta massas de siderita circulares e elipsoidais, que envolvem os grãos detríticos e ocorrem com até 2,4 mm de comprimento.

O siltito apresenta-se ilitizado de forma pervasiva seletiva, alteração essa que ocorre principalmente alterando os grãos de feldspato (A), de forma intersticial aos grãos detríticos (C) e expandindo muscovitas detríticas (R). A rocha é cortada, concordantemente à laminação, por um nível de 3,5 mm de espessura composto essencialmente por ilitas, que apresenta alguns grãos de quartzo e ortoclásio, anédricos a subédricos, com até 0,16 mm de comprimento. Esse nível de ilitas envolve e corrói uma massa de arenito conglomerático com clastos tamanho grânulo, hematizado, que apresenta grãos anédricos e angulosos. Alguns grãos apresentam-se cortados por veios de hematita em várias direções. Nesse nível, ocorrem intersticialmente muita hematita, algum carbonato e muito pouca ilita.

Os minerais de minério são dados por calcocita, covelita, pirita e calcopirita, que estão essencialmente associadas ao nível hematizado da amostra e ocorrem de forma disseminada e também em uma estrutura venular. Calcocita ocorre anédrica, com até 0,5 mm de comprimento, de forma intersticial aos grãos do arenito, preenchendo cavidades e também cortando alguns deles. Nas suas bordas e no seu interior ocorrem cristais de quartzo euédricos, com até 0,05 mm. Covelita ocorre nas bordas dos cristais de calcocita, alterando-os. Pirita ocorre associada à calcocita, anédrica a subédrica e com até 0,16 mm. Calcopirita ocorre anédrica, no interior de grãos de quartzo (um deles incluso em um cristal de calcocita), com até 0,03 mm. No siltito, calcocita ocorre de forma disseminada entre os grãos detríticos, em quantidade muito pequena, com cristais anédricos de até 0,07 mm.

Uma estrutura venular, que ocorre intersticialmente aos grãos detríticos do siltito, de forma discordante à estruturação do mesmo, apresenta cristais de calcocita e pirita associados a uma auréola irregular de siderita e hematita.

**BRSM 59 – Amostra 176,4**

Quartzo (32)  
Quartzo policristalino (5)  
Ortoclásio (22)  
Albita (1)  
Muscovita (1)  
Microclínio (2)  
Hematita (<1)  
Carbonato (20)  
Ilita (7)  
Titanita (1)  
Calcocita (5)  
Bornita (<1)  
Pirita (<1)  
Calcopirita (<1)

A rocha é um arenito fino, com laminação plano paralela dada pela orientação dos grãos alongados. Seus grãos apresentam muitos sobrecrecimentos, o que configura à rocha um empacotamento apertado devido à presença de contatos côncavo-convexos, longos e suturados entre os grãos. Os crecimentos são perceptíveis pela ocorrência de cutículas de hematita ao redor dos grãos detríticos. Siderita ocorre posterior aos sobrecrecimentos, como massas de até 0,6 mm dispersas irregularmente por toda a amostra, ocorrendo de forma intergranular e englobando alguns grãos.

A rocha apresenta-se fracamente ilitizada, alteração essa que ocorre de forma não pervasiva, intersticialmente entre os grãos primários (C), alterando grãos de feldspato (C), expandindo muscovitas detríticas (R) e corroendo sideritas e sulfetos. As ilitas ocorrem dispersas pela amostra, mas de forma pontual, havendo poucas conexões entre os cristais quando esses ocorrem de forma intersticial entre os grãos detríticos, provavelmente devido à baixa permeabilidade da rocha. Em uma porção da amostra ocorre uma estrutura aparentemente venular, associada a um nível de 1,2 mm de espessura mais rico em ilitas. Essa maior concentração do argilomineral se dá de forma intersticial aos grãos detríticos, em uma região da amostra que possui menor granulometria.

Os minerais de minério são dados por calcocita, bornita, pirita e calcopirita, que ocorrem de forma irregularmente disseminada pela amostra, em níveis aparentemente paralelos à laminação e porções distribuídas aleatoriamente pela rocha. Calcocita é o mineral principal, apresentando-se anédrica e com até 1,55 mm de comprimento. Ocorre disseminada irregularmente pela rocha, não estando necessariamente associada à ilitização. Nas bordas de alguns cristais de calcocita, em direção ao seu interior, observa-se que os grãos hidrotermais de quartzo encontram-se euédricos. Também são observadas inclusões subédricas a euédricas, com até 0,16 mm, de quartzo nos cristais de calcocita.

Pirita ocorre sozinha e associada à cristais de calcocita, subédrica a anédrica e com até 0,4 mm. Bornita ocorre anédrica, associada a alguns cristais de calcocita com até 0,05 mm. Calcopirita ocorre sozinha, anédrica, disseminada irregularmente pela amostra e com até 0,02 mm.

**BRSM 59 – Amostra 206 A**

Clastos (25)  
Quartzo (22)  
Ortoclásio (26)  
Microclínio (1)  
Albita (3)  
Muscovita (2)  
Titanita (<1)  
Ilita (10)  
Carbonato (5)  
Calcopirita (7)  
Pirita (<1)  
Calcocita? (<1)

Conglomerado com clasto de até 2 cm e matriz de areia fina. Seus grãos apresentam sobrecrescimentos, que dão à rocha um empacotamento apertado devido à ocorrência de contatos suturados e côncavo-convexos entre os grãos.

Siderita ocorre em massas de até 0,3 mm, as quais estão dispostas irregularmente pela amostra, e apresentam-se de forma intersticial e englobando alguns grãos primários. Intersticialmente aos grãos detríticos ocorrem agregados de até 0,16 mm de titanitas com hábito prismático.

A rocha apresenta-se ilitizada de forma pervasiva seletiva. As ilitas ocorrem alterando grãos de feldspato e clastos de rocha (A), intersticialmente entre os grãos detríticos (C), expandindo muscovitas detríticas (C) e corroendo siderita e sulfetos. Esse argilomineral, quando na forma intersticial, distribui-se de irregularmente pela amostra.

Os minerais de minério são dados por calcopirita e pirita, as quais não ocorrem associadas à ilitização, mas irregularmente dispersas pela amostra, concentrando-se principalmente no entorno do clasto de tamanho seixo. Calcopirita ocorre anédrica a subédrica, de forma intersticial aos grãos detríticos, preenchendo cavidades. Cristais de quartzo hidrotermais bordejam os cristais de calcopirita apresentam-se euédricos em direção ao seu interior. Em alguns grãos de calcopirita ocorrem inclusões quartzo, anédricos a euédricos e com até 0,6 mm de comprimento. Pirita ocorre dispersa irregularmente pela amostra, sozinha e associada à calcopirita, subédrica e com até 0,03 mm de diâmetro.

**BRSM 59 – Amostra 206 B**

Clastos de arenito (18)  
Clastos graníticos (5)  
Clastos metamórficos (2)  
Quartzo (20)  
Ortoclásio (25)  
Albita (4)  
Microclínio (5)  
Muscovita (3)  
Carbonato (1)  
Ilita (11)  
Titanita (1)  
Calcopirita (8)  
Pirita (<1)

Conglomerado com clasto de até 3 cm (seixos) e matriz de areia fina. Seus grãos apresentam sobrecrescimentos, que dão à rocha um empacotamento apertado devido à ocorrência de contatos suturados e côncavo-convexos entre os grãos.

Siderita ocorre em uma porção da amostra, em massas de até 0,6 mm, de forma intergranular e englobando alguns grãos primários. A rocha apresenta-se ilitizada de forma pervasiva seletiva. As ilitas ocorrem alterando grãos de feldspato e clastos de rocha (A), intersticialmente entre os grãos detríticos (C), expandindo muscovitas detríticas (C) e corroendo siderita e sulfetos. Esse argilomineral distribui-se de forma irregular pela amostra.

Os minerais de minério são dados por calcopirita e pirita, que ocorrem disseminados de forma irregular pela amostra, concentrando-se principalmente no entorno do clasto de seixo. Calcopirita ocorre anédrica, de forma intersticial aos grãos detríticos, preenchendo cavidades, junto com quartzo hidrotermal, que se apresentam euédricos em direção ao seu interior. Em alguns grãos ocorrem inclusões de quartzo, anédricos e com até 0,7 mm de comprimento. Pirita ocorre dispersa irregularmente pela amostra, sozinha e associada à calcopirita, subédrica e com até 0,02 mm.



**BRSM 59 - Amostra 215,1**

Clasto rocha (8)  
Quartzo (40)  
Ortoclásio (21)  
Albita (2)  
Microclínio (1)  
Muscovita (2)  
Titanita (1)  
Calcita (5)  
Siderita (5)  
Ilita (12)  
Calcopirita (4)  
Pirita (<1)

Arenito médio mal selecionado. Os grãos apresentam muitos sobrecrescimentos, o que confere à rocha um empacotamento apertado devido à ocorrência de contatos côncavo-convexos e suturados. O arenito apresenta-se muito fracamente ilitizado, alteração essa que ocorre essencialmente como alteração em feldspatos e secundariamente como expansão de micas, havendo praticamente nenhuma ilita intersticial.

Carbonato ocorre disperso pela amostra, em massas irregulares de até 0,3 mm, que envolvem grãos primários, aparentam corroer feldspatos e ocorrem também como trilhas relativamente orientadas com até 0,1 mm de espessura. Essas trilhas atravessam a rocha contornando os grãos ou cortando-os e ocorrem paralelas entre si. O carbonato é dado por calcita e siderita, que ocorrem associados.

Cortando as trilhas carbonáticas ocorrem duas brechas, uma com espessura de até 0,6 mm e outra com até 2,5 mm. Na maior delas é possível observar a presença de ilitas restritas às bordas e calcopirita, junto com grãos detríticos no centro. Essa feição remete à passagem de dois fluidos pela estrutura, um que precipitou o argilomineral e outro posterior que depositou a calcopirita.

O mineral de minério principal é a calcopirita, que ocorre essencialmente associada às brechas, com formas alongadas de até 2 mm de comprimento. Também ocorre pontualmente dispersa na matriz, em cristais anédricos com até 0,3 mm, ocupando cavidades.

Pirita ocorre sozinha e associada à calcopirita, nas suas bordas ou inclusa, dentro das brechas e também dispersa irregularmente pela amostra, onde ocorre entre os grãos detríticos, sozinha ou em agregados que chegam a atingir 0,3 mm de comprimento.

**BRSM 59 – Amostra 240,4**  
**Hidrotermalito**

Quartzo (<1)  
Muscovita (<1)  
Calcita (12)  
Titanita (<1)  
Siderita (45)  
Ilita (20)  
Calcopirita (15)  
Pirita (<1)

A rocha apresenta-se pervasivamente alterada, não sendo possível reconhecer estruturas primárias. Grãos de quartzo bem arredondados e muscovitas ocorrem dispersos pela rocha, com até 0,15 e 0,2 m, respectivamente, e são os únicos indícios de que o protólito da rocha era sedimentar.

Cristais de calcopirita anédricos a subédricos com até 2,4 mm, ocorrem disseminados por toda a rocha, estando envoltos e corroídos por massas de siderita, que ocorrem dispersas por toda a amostra, apresentando-se como nódulos e estrias irregulares e descontínuas, paralelas umas às outras e com até 3,5 mm de comprimento. Ilita ocorre essencialmente acompanhando e corroendo o nível de siderita, como uma massa irregular.

Pirita ocorre anédrica a subédrica, associada à calcopirita e sozinha, dentro das massas sideríticas, chegando a atingir 0,3 mm de diâmetro. Calcita ocorre inclusa em nódulos de siderita e cortando alguns cristais de calcopirita.

Uma segunda geração de calcopirita ocorre com dois cristais ligados por um veio da mesma composição. Esse veio corta as massas de ilita e siderita, sendo posterior ao seu evento de corrosão das outras calcopiritas.

**BRSM 59 – Amostra 240,8**  
**Hidrotermalito**

Quartzo (<1)  
Ortoclásio (<1)  
Muscovita (<1)  
Titanita (<1)  
Calcita (8)  
Siderita (44)  
Ilita (25)  
Clorita (5)  
Calcopirita (18)  
Pirita (<1)

A rocha apresenta-se intensamente alterada, não sendo possível reconhecer estruturas primárias. Cristais de quartzo, anédricos a subédricos, com formas arredondadas, ocorrem dispersos pela amostra, chegando a atingir 0,16 mm de comprimento. Muscovita também ocorre dispersa, com cristais de até 0,2 mm. Esses são os únicos indícios de que o protólito da rocha era sedimentar.

Calcopirita ocorre anédrica a subédrica, com até 9 mm de comprimento e disseminada por toda a rocha, dispersa aleatoriamente entre massas carbonáticas e argilosas. Alguns cristais são cortados por finos veios descontínuos de calcita. Os cristais de calcopirita apresentam enseadas de dissolução pelas argilas e sideritas. Pirita ocorre anédrica a subédrica, associada à calcopirita e com até 0,12 mm de diâmetro.

A rocha é composta por uma massa de siderita, com formas irregulares e alguns nódulos, também irregulares, preenchidos por calcita, ilita e clorita. A siderita ocorre por toda a amostra com textura poiquilótica.

Ilita e clorita ocorrem de forma intersticial e corroendo as massas carbonáticas, em níveis de até 2,5 mm de espessura, irregulares e descontínuos e relativamente paralelos uns aos outros, distribuindo-se por toda a amostra. Nesses níveis, cristais de ilita chegam a atingir 0,6 mm de comprimento. Agregados de titanita de até 0,15 mm ocorrem no interior das massas carbonáticas e argilosas.

A rocha é cortada por um fino veio irregular e descontínuo de siderita, com espessura menor que 0,01 mm e que não possui associação com os minerais de minério.

**BRSM 79 – Amostra 237,4**  
**Hidrotermalito**

Quartzo (2)  
Muscovita (5)  
Titanita (1)  
Zircão (<1)  
Siderita (42)  
Calcita (3)  
Clorita (32)  
Ilita (10)  
Hematita (3)  
Magnetita (<1)  
Pirita (1)

Rocha intensamente alterada, a qual não possibilita uma precisa identificação da sua mineralogia e textura primárias. Apresenta uma estruturação preferencial, segundo a qual todos os constituintes se encontram orientados. Cristais de muscovita ocorrem dispersos pela amostra, também orientados e com até 0,6 mm de comprimento. Alguns deles ocorrem expandidos por argilominerais e apresentam carbonato no interior de suas lamelas. Grãos de quartzo ocorrem com até 0,15 mm e suas esfericidade variam de moderada a alta e o arredondamento varia de subangular a bem arredondado. Esses ocorrem distribuídos de forma irregular por toda a lâmina, entre os argilominerais e os carbonatos. A muscovita e o quartzo foram identificados como sendo minerais primários, fato que evidenciaria um protólito sedimentar. Grãos de titanita ocorrem dispersos, euédricos, com até 0,15 mm de comprimento.

É essencialmente constituída por siderita, clorita e ilita. A primeira ocorre como massas irregulares, dispersas homogeneamente pela amostra, com formas circulares e elipsoidais de até 1,5 mm de comprimento e corrói os argilominerais e opacos. Clorita e ilita ocorrem dispersas de forma homogênea por toda a amostra, entre os cristais de carbonato, corroendo-os.

A rocha é constituída por minerais opacos, dados por pirita (2%), magnetita (<1%) e hematita (5%), os quais ocorrem irregularmente disseminados pela amostra, concentrando-se principalmente em um dos seus extremos e em níveis de até 1 mm, orientados segundo a mesma direção preferencial que os outros constituintes e associados principalmente ao nível de argilas. A maior parte das hematitas ocorre como um pseudomorfismo sobre a estrutura de micas, as quais poderiam fazer parte do arcabouço sedimentar primário.

Pirita ocorre anédrica a euédrica, com até 0,08 mm e associada, inclusa ou nas bordas de cristais de hematita. Essa, por sua vez, ocorre como produto de alteração da magnetita, forma mosaicos ou preenche o interior de lamelas das micas primárias oxidadas. Seus cristais apresentam-se anédricos ou aciculares, chegando a atingir 0,13 mm. Magnetita apresenta-se como cristais anédricos a euédricos e ocorre no interior de alguns grãos de hematita.

A rocha é marcada por três estruturas. A primeira é dada por uma fratura de espessura menor que 0,01 mm que se ramifica em duas, onde é possível observar deslocamentos laterais dos níveis mineralizados. Essa apresenta uma auréola carbonática irregular e contínua de até 0,6 mm de espessura. A segunda estrutura é dada por um veio de carbonato, irregular e contínuo, com até 1 mm de espessura, que é composto, na parte externa por calcita, e no interior, por siderita. Ambas as estruturas ocorrem em alto ângulo com a orientação preferencial dos agregados carbonáticos e filossilicatos. O terceiro veio se apresenta concordante à estrutura da rocha, ocorre

cortando o segundo veio descrito e apresenta espessura de até 0,02mm. Ele ocorre de forma irregular e descontínua, é formado por um mineral opaco e apresenta uma auréola de siderita.

### BRSM 79 - Amostra 241,7

Quartzo (35)  
Ortoclásio (20)  
Albita (1)  
Muscovita (4)  
Titanita (<1)  
Calcita (18)  
Siderita (2)  
Ilita (20)  
Bornita (1)  
Calcocita (1)  
Covelita (<1)  
Pirita (<1)  
Calcopirita (<1)

Arenito muito fino com laminação milimétrica dada pela alternância granulométrica entre arenito muito fino e siltito. Os grãos de quartzo e feldspato apresentam sobrecrescimentos e seus contatos são essencialmente côncavo-convexos, configurando à rocha um empacotamento apertado. A amostra apresenta massas irregulares de siderita, que envolvem grãos primários e apresentam textura poiquilotópica. Em alguns casos essas massas aparentam ser veios, pois são estruturas contínuas, porém irregulares, com até 0,3 mm de espessura, que ocorrem cortando toda a extensão da lâmina, porém envolvendo inúmeros grãos detríticos. Os grãos de siderita também ocorrem como massas circulares e elipsoidais, dispersas de forma aleatória pela amostra, com até 1 mm de diâmetro.

Concordantemente à laminação, a rocha apresenta níveis ilitizados. Esse mineral ocorre intersticialmente entre os cristais primários (A), alterado grãos de feldspato (C), expandindo muscovitas detríticas (C) e corroendo sideritas e sulfetos. As ilitas ocorrem disseminadas por toda a amostra e também de forma mais concentrada em alguns níveis de até 0,03 mm de espessura.

Os minerais de minério ocorrem de forma disseminada pela amostra e essencialmente associados às massas carbonáticas, que os corroem. O principal deles é dado por bornita, cujos cristais ocorrem anédricos, com até 2,4 mm e relativamente orientados segundo uma direção preferencial. Associadas a essa, nas bordas de alguns grãos, ocorrem calcocita, anédrica e com até 0,04 mm, e calcopirita, também anédrica e com até 0,02 mm. Ambos minerais não coexistem associados ao mesmo cristal de bornita. Pirita ocorre aleatoriamente disseminada pela rocha, com cristais anédricos a euédricos e com até 0,2 mm.

**BRSM 79 - Amostra 282,5**

Quartzo (35)  
Ortoclásio (15)  
Albita (1)  
Muscovita (4)  
Titanita (2)  
Zircão (1)  
Calcita (10)  
Siderita (10)  
Ilita (20)  
Calcocita (1)  
Bornita (1)  
Pirita (<1)

Arenito muito fino cuja laminação é dada pela orientação dos grãos detríticos, que possuem esfericidade moderada. Os grãos primários apresentam poucos sobrecrecimentos diagenéticos e seus contatos são essencialmente pontuais e longos, o que configura à rocha um empacotamento frouxo a normal.

A amostra apresenta massas de siderita com textura poiquilotópica que envolvem grãos detríticos. Essas ocorrem com formas irregulares e alongadas, concordantes à laminação e com até 1,2 cm de comprimento. Também ocorrem como massas circulares de até 2 mm.

A rocha apresenta-se pervasivamente ilitizada, mineral esse que ocorre de forma intersticial aos cristais primários (A), alterado grãos de feldspato (A), expandindo muscovitas detríticas (C) e corroendo sideritas e sulfetos. As ilitas ocorrem disseminadas por toda a amostra, com maiores concentrações em alguns níveis irregulares, por vezes descontínuos, paralelos à laminação e que possuem até 0,1 mm.

A rocha é cortada por uma fratura irregular e contínua de espessura menor que 0,01 mm. No entorno dessa ocorre uma maior concentração de ilitas em uma auréola irregular de até 0,03 mm.

Os minerais de minério são dados por calcocita, pirita e bornita, que ocorrem de forma disseminada, mas concentrados em níveis de até 0,8 mm de espessura, paralelos à laminação e associados às massas carbonáticas e aos níveis com maiores concentrações de ilita os quais os corroem. Bornita ocorre sempre associada aos cristais de calcocita, bordejando os grãos ou como intercrecimentos no seu interior. Calcocita ocorre anédrica e com até 0,6 mm. Os grãos de pirita ocorrem predominantemente associados aos sulfetos de Cu, ocorrendo sozinha, em agregados ou inclusa em cristais de calcocita, mas também dispersa de maneira aleatória por toda a amostra. Essa se apresenta anédrica a euédrica, com núcleos triangulares ou quadrados e com até 0,03 mm.

**BRSM 79 - Amostra 293**

Carbonato (60)  
Quartzo (12)  
K-feldspato (3)  
Muscovita (2)  
Titanita (<1)  
Zircão (<1)  
Ilita (20)  
Calcocita (2)  
Bornita (2)  
Pirita (<1)  
Calcopirita (<1)  
Covelita (<1)

A amostra é constituída por um siltito que está cortado por um veio de calcita. A laminação da rocha sedimentar não pôde ser identificada, pois o veio é irregular e cobre boa parte da lâmina, além de que essa se apresenta intensamente alterada.

O siltito encontra-se pervasivamente ilitizado. As ilitas ocorrem de forma intersticial aos cristais primários (A), alterado grãos de feldspato (A) e expandindo muscovitas detríticas (C). Elas ocorrem disseminadas por toda a encaixante, com maiores concentrações em alguns níveis completamente irregulares, por vezes descontínuos e dispostos com orientações aleatórias uns aos outros. Esses níveis possuem até 0,3 mm de espessura.

O veio de calcita apresenta espessura de até 1,5 cm, é irregular e não possui limites bem definidos, pois ocorre englobando grãos e pedaços do siltito. No seu interior, os cristais de carbonato apresentam-se com tamanhos variados, chegando a atingir 0,3 mm. Foi observado que siderita ocorre juntamente com a calcita no veio.

Dentro do siltito observam-se cristais de calcita com até 2 mm que ocorrem envolvendo grãos primários e apresentam textura poiquilótica. Esses cristais podem ser derivados do veio principal.

Os minerais de minério são dados por calcocita, bornita, pirita, calcopirita e covelita, os quais ocorrem de forma disseminada pela amostra, tanto dentro do veio quanto na encaixante, porém em maior quantidade no siltito, onde chegam a ocorrer relativamente orientados segundo uma direção preferencial. Os minerais ocorrem associados principalmente às porções com maior concentração de ilitas. Calcocita é o mineral mais abundante, ocorre anédrica e com até 0,7 mm de comprimento. Um dos cristais de calcocita, que localiza-se na borda do veio de carbonato, é cortado por outro pequeno veio de carbonato de 0,08mm de espessura.

Bornita se apresenta anédrica, com até 0,08 mm e ocorre sozinha, associada às bordas de cristais de calcocita ou calcopirita. Calcopirita apresenta-se anédrica, com até 0,03 mm e ocorre sozinha ou associada a cristais de bornita. Pirita apresenta-se anédrica a subédrica e ocorre sozinha ou inclusa em cristais de calcocita. Covelita ocorre anédrica e como produto de alteração nas bordas de alguns cristais de bornita e calcocita.

**BRSM 79 – Amostra 304,8**

Quartzo (24)  
Ortoclásio (21)  
Microclínio (1)  
Plagioclásio (<1)  
Muscovita (4)  
Zircão (<1)  
Titanita (1)  
Carbonato (20)  
Ilita (25)  
Bornita (4)  
Calcocita (2)  
Galena (1%)  
Pirita (<1)  
Covelita (<1)

A rocha é um siltito cuja laminação não foi identificada. Os grãos apresentam contatos longos e côncavo-convexos, o que configura à rocha um empacotamento normal. A amostra apresenta massas de siderita dispostas por toda a lâmina, as quais possuem formas irregulares e alongadas de até 2 cm de comprimento e formas circulares e elipsoidais de até 2 mm. Essas massas englobam os grãos primários, apresentando textura poiquilótica.

A rocha está pervasivamente ilitizada, minerais esses que ocorrem de forma intersticial aos cristais primários (A), alterando grãos de feldspato (C) e expandindo muscovitas detríticas (C). Elas ocorrem disseminadas por toda a rocha, porém não dentro das massas carbonáticas, mas corroendo-as. As ilitas ocorrem em maiores concentrações em alguns níveis irregulares, por vezes descontínuos e dispostos com orientações aleatórias uns aos outros. Esses níveis possuem até 0,4 mm de espessura.

Os minerais de minério são dados por bornita, calcocita, pirita, calcopirita e covelita. Esses ocorrem de forma disseminada na amostra, a maior parte concentrando-se de forma relativamente orientada, em um nível rico em ilitas e associado a carbonatos, ambos corroendo-os.

Bornita é o principal mineral de minério, apresentando-se anédrica, com até 3,2 mm e ocorrendo sozinha ou associada à calcocita, com formação de intercrescimento entre ambas. Calcocita ocorre anédrica, com até 0,8 mm e sozinha ou associada a cristais de bornita. Galena ocorre bordejando um cristal com intercrescimento entre calcocita e bornita. Pirita ocorre subédrica a euédrica, sozinha, associada ou inclusa em calcocita e bornita e com até 0,13 mm. Covelita ocorre como produto de alteração nas bordas de cristais de bornita e calcocita.

No interior de alguns cristais de bornita e calcocita ocorrem cristais de quartzo, carbonato e muscovita com até 0,12 mm, subédricos a euédricos e clastos da rocha encaixante alterada.



**BRSM 79 – Amostra 319**

Quartzo (36)  
Ortoclásio (18)  
Microclínio (<1)  
Muscovita (1) com até 0,4 mm  
Titanita (1)  
Carbonato (30)  
Ilita (10)  
Barita (<1%)  
Calcocita (2)  
Bornita (1)  
Pirita (<1)  
Calcopirita (<1)

A rocha é um siltito, cuja laminação é dada pela orientação das muscovita detríticas. Apresenta-se pervasivamente ilitizado, mineral esse que ocorre de forma intersticial entre os grãos primários (A), alterado grãos de feldspato (C) e expandindo muscovitas detríticas (C).

É cortada por várias fases de venulações, as quais possuem essencialmente composição carbonática e apresentam-se com orientações aleatórias, cortando a rocha e uns aos outros com diferentes ângulos.

Podem-se observar dois tipos de venulação, um mais jovem, dado por veios de calcita irregulares e contínuos, com espessuras de 0,12 até 0,4 mm, com limites relativamente bem definidos e que não possuem nenhum mineral da encaixante no seu interior, e outro mais antigo, dado por massas de siderita irregulares e alongadas, por vezes contínuas e por vezes descontínuas, que possuem espessuras de 0,04 a 2,5 mm de comprimento, com limites pouco definidos e que englobam minerais de minério e grãos da rocha encaixante. Nessas massas ocorrem cristais de barita.

Os minerais de minério são dados por calcocita, bornita, pirita e calcopirita e ocorrem tanto de forma disseminada como em veio. Suas maiores concentrações se dão em regiões em que há maior quantidade de ilita, que, assim como siderita, ocorre corroendo-os. Nas bordas dos minerais de minério foi observada a ocorrência de grãos de quartzo euédricos em direção ao seu interior.

Calcocita ocorre sob a forma de um veio irregular e descontínuo, com espessura de até 0,2 mm. No seu interior ocorre bornita anédrica, com textura de intercrescimento. Também ocorrem cristais de carbonato anédricos com até 0,01 mm.

Bornita e calcocita ocorrem também sozinhas e disseminadas por toda a amostra, com formas anédricas que chegam a atingir 0,04 mm. Pirita ocorre inclusive em cristais de bornita e calcocita e dispersa pela rocha sozinha e em agregados. Ela apresenta-se anédrica a subédrica e chega a atingir 0,05 mm. Calcopirita ocorre anédrica, sozinha e associada à bornita, irregularmente dispersa pela amostra e com cristais de até 0,04 mm.

**BRSM 79 – Amostra 399,2**

Clasto de rocha (5)  
Quartzo (30)  
Ortoclásio (18)  
Plagioclásio (8)  
Microclínio (<1)  
Muscovita (2)  
Carbonato (25)  
Ilita (12)  
Pirita (<1)  
Titanita (<1)

A rocha é um siltito arenoso com cerca de 7% de grãos tamanho areia muito fina. Sua laminação não foi identificada. Apresenta massas carbonáticas com formas irregulares, algumas alongadas com até 3,5 mm e outras arredondadas com diâmetro de até 1,2 mm. Essas ocorrem dispersas por toda a amostra e possuem textura poiquilotópica, envolvendo grãos do siltito e deixando-os mais espaçados que o restante da rocha. Algumas massas carbonáticas encontram-se com coloração alaranjada, e foram identificadas como sendo siderita.

O siltito encontra-se ilitizado de forma pervasiva seletiva, alteração essa que ocorre de forma intersticial aos grãos primários (A), alterando grãos de feldspato (C) e expandindo muscovitas detríticas (R). A rocha é cortada por um veio de ilitas, irregular e contínuo e com espessura de até 0,15 mm. Ao longo desse ocorre grande quantidade de piritas e titanitas com até 0,05mm.

O mineral de minério é dado por pirita, que ocorre, além de no veio, dispersa aleatoriamente pela rocha, sozinha ou inclusa em grãos de quartzo, com cristais subédricos a euédricos e com até 0,03 mm de diâmetro.

## APÊNDICE D - Difratomogramas de Raios X

### 59-104,33 RT

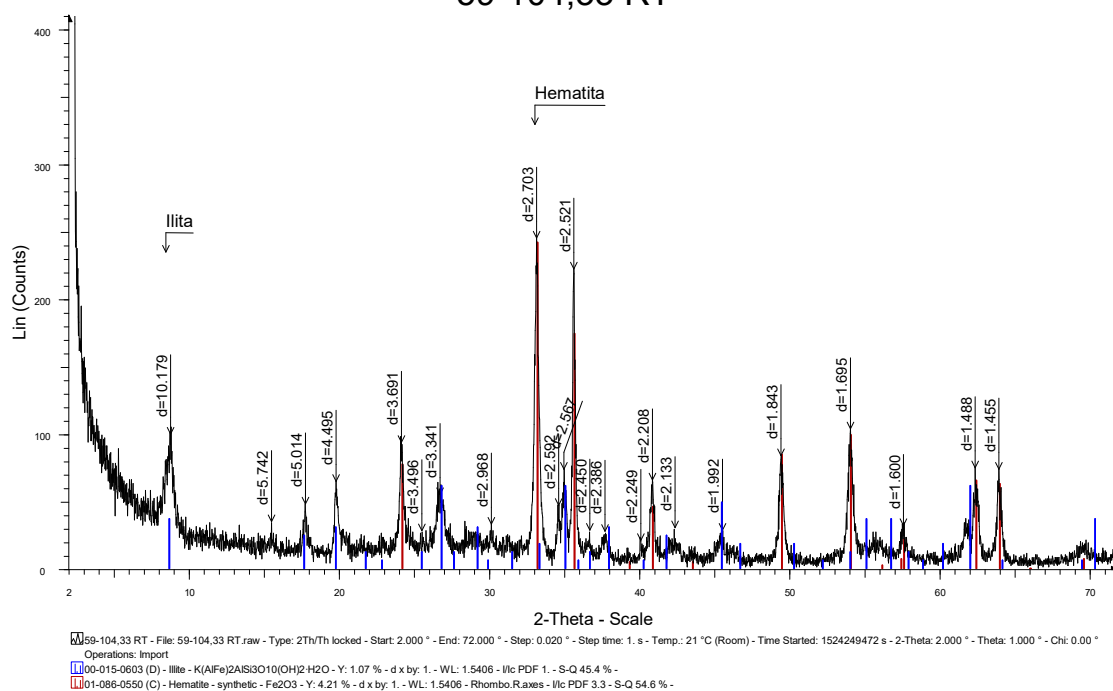


Figura D-1. Análise de rocha total da amostra 104,3 do testemunho BRSM 59, proveniente da camada de arenito hematizado. É composta apenas por hematita (54,6%) e ilita (45,4%). Fonte: elaborado pela autora.

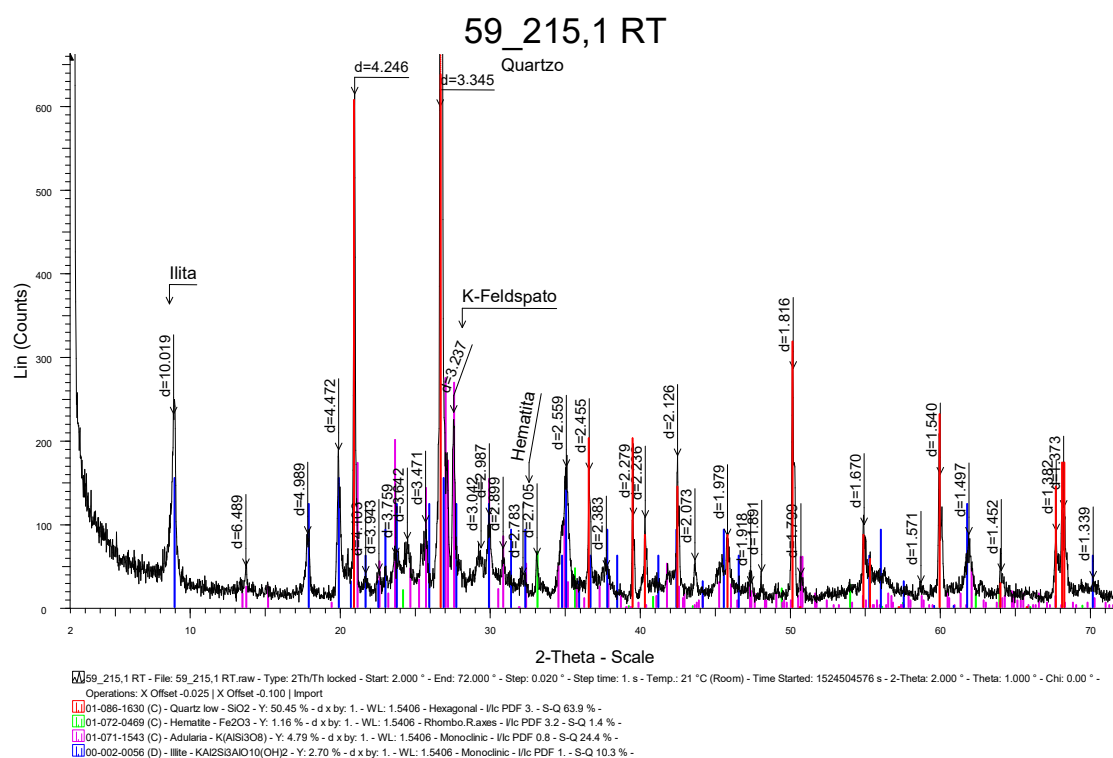


Figura D-2. Análise de rocha total da amostra 215,1 do testemunho BRSM 59, proveniente da camada de arenitos conglomeráticos e conglomerados com alteração filica. É composta por quartzo (63,9%), K-feldspato (24,4%), ilita (10,3%) e hematita (1,4%). Fonte: elaborado pela autora.

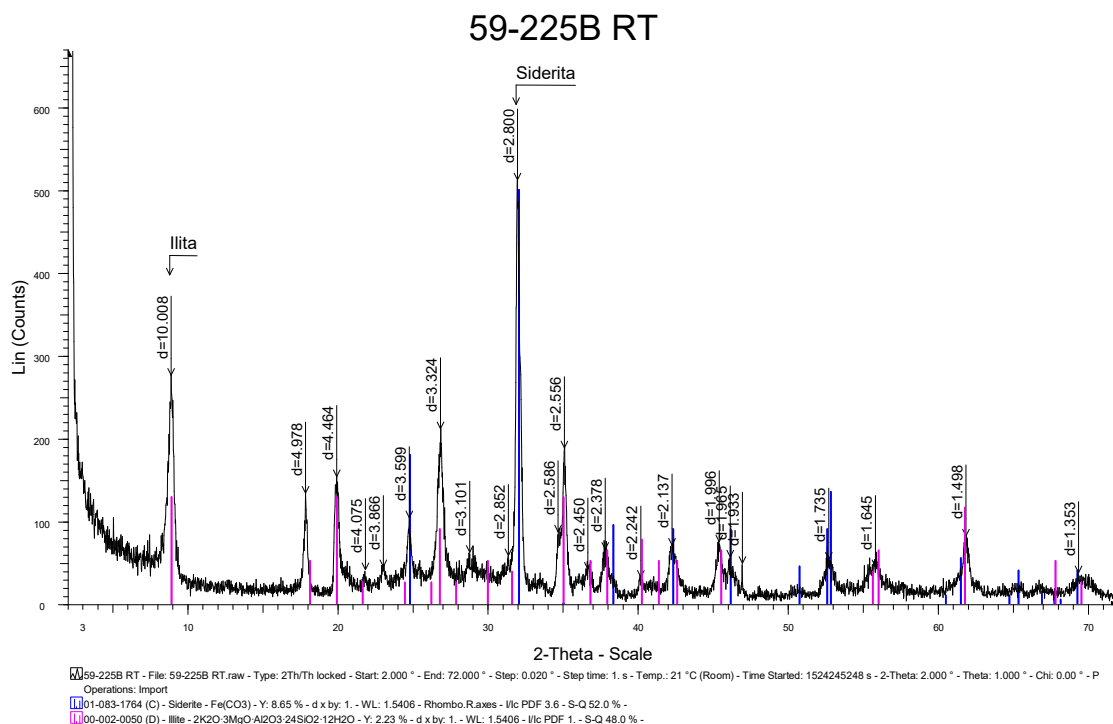


Figura D-3. Análise de rocha total da amostra 225B do testemunho BRSM 59, proveniente da camada de arenitos conglomeráticos e conglomerados com alteração filica. É composta apenas por siderita (52%) e ilita (48%). Fonte: elaborado pela autora.

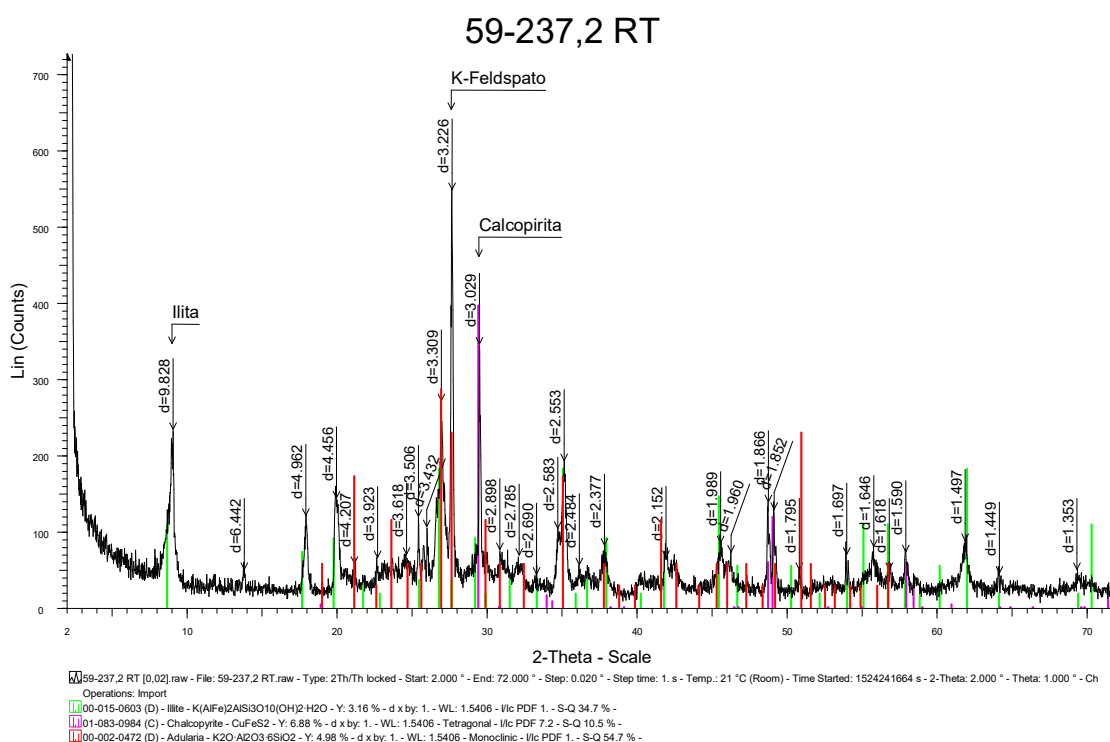


Figura D-4. Análise de rocha total da amostra 237,2 do testemunho BRSM 59, proveniente da camada de arenitos conglomeráticos e conglomerados com alteração filica. É composta por K-feldspato (54,7%), ilita (34,7%) e calcopirita (10,5%). Fonte: elaborado pela autora.

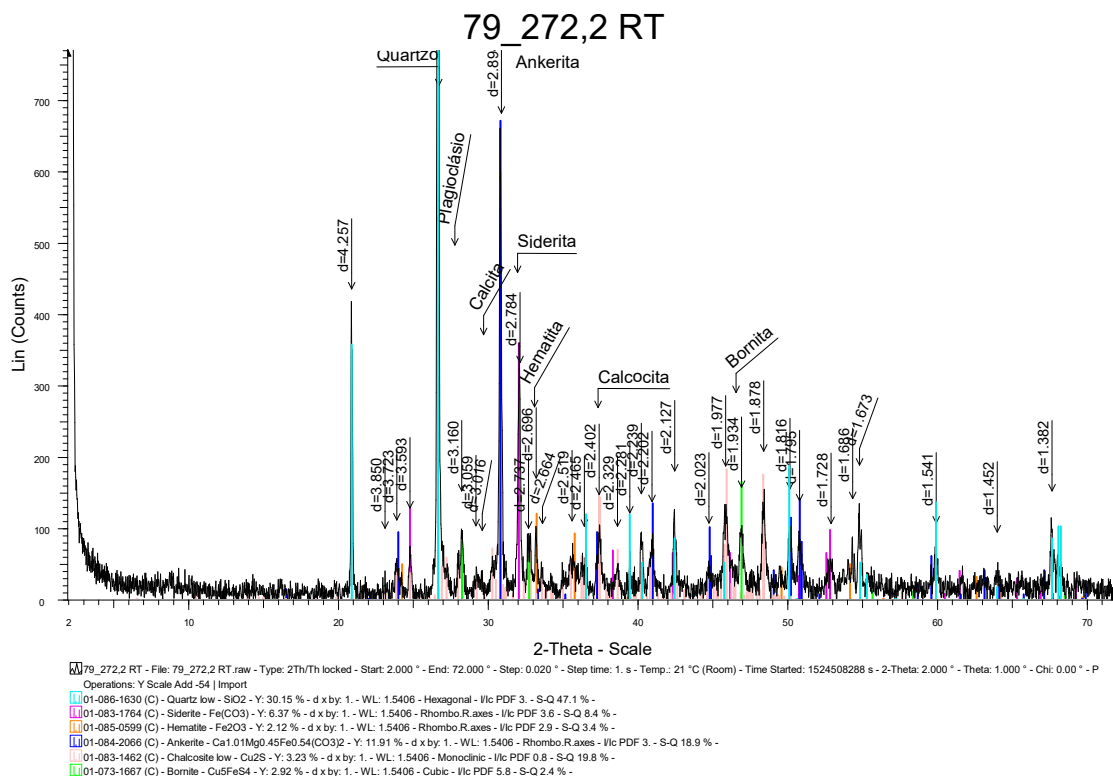


Figura D-5. Análise de rocha total da amostra 272,2 do testemunho BRSM 79, proveniente da camada de ritmito inferior com alteração filica. É composta por quartzo (47,1%), calcocita (19,8%), ankerita (18,9%), siderita (8,4%), hematita (3,4%) e bornita (2,4%). Fonte: elaborado pela autora.

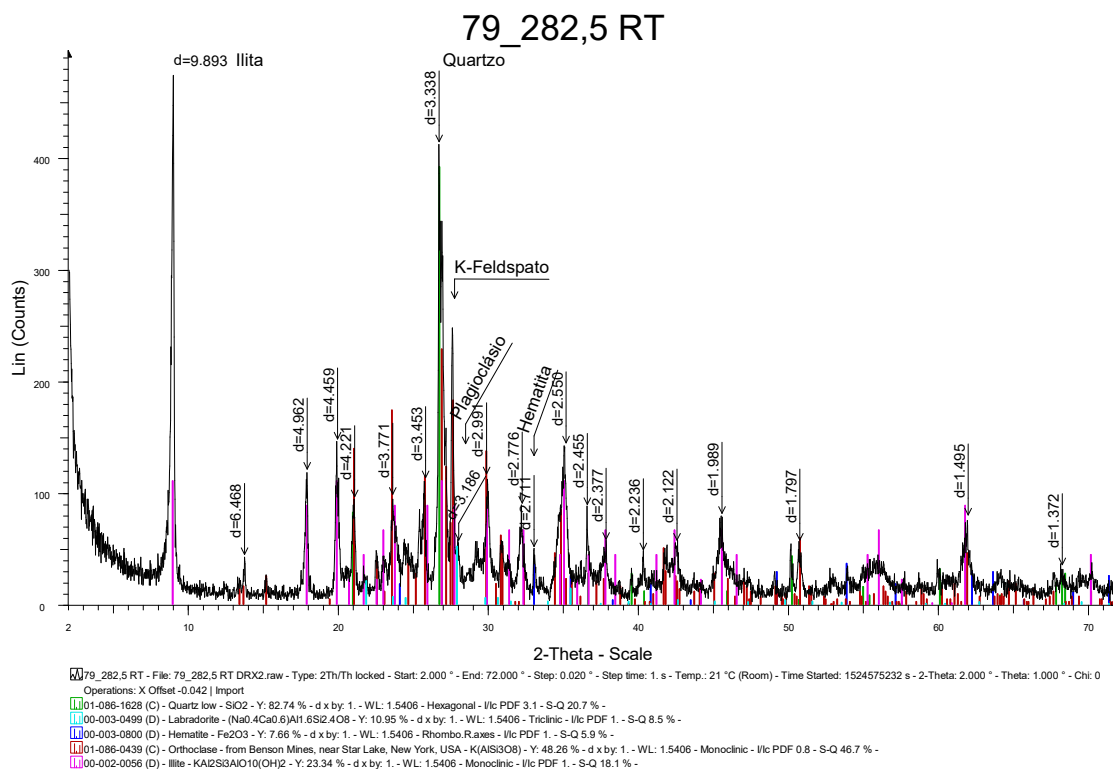


Figura D-6. Análise de rocha total da amostra 282,5 do testemunho BRSM 79, proveniente da camada de ritmito inferior com alteração filica. É composta por K-feldspato (46,7%), quartzo (20,7%), iilita (18,1%), plagioclásio (8,5%) e hematita (5,9%). Fonte: elaborado pela autora.

## APÊNDICE E – Dados de Microsonda

Tabela E-1. Resultados das análises de ilitas da amostra 240,8, do testemunho BRSM 59. Fonte: elaborado pela autora.

	Amostra 240,8																	
	Ilitas																	
	3 / 1.	5 / 1.	9 / 1.	10 / 1.	11 / 1.	12 / 1.	13 / 1.	15 / 1.	16 / 1.	18 / 1.	19 / 1.	21 / 1.	23 / 1.	25 / 1.	30 / 1.	33 / 1.	35 / 1.	36 / 1.
SiO <sub>2</sub>	49,43	47,77	46,81	48,32	46,43	47,91	45,06	47,93	49,04	48,42	48,16	49,62	49,22	47,95	51,64	47,45	47,16	45,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,32	34,84	35,43	34,68	34,61	35,31	34,44	32,36	34,37	35,63	34,57	35,05	34,01	36,26	32,73	32,63	37,57	34,71
FeO	0,00	2,78	0,00	0,00	0,00	2,53	0,00	0,00	2,18	0,00	0,00	0,00	2,09	0,00	2,16	2,08	0,00	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,79	0,93	0,00	0,00	0,79	0,00	1,18	0,00	0,96	0,00	0,00	0,69	0,73	1,16	0,64	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,05	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	9,21	7,42	8,95	11,08	10,17	7,39	8,63	9,10	8,53	9,54	8,49	9,46	9,26	9,57	8,79	8,00	7,89	10,03
Total	94,96	93,60	92,12	94,08	92,93	93,93	88,13	90,57	94,12	94,55	91,22	94,13	95,27	94,51	96,48	90,80	93,67	89,87
Si	6,44	6,36	6,30	6,44	6,36	6,34	6,33	6,56	6,50	6,37	6,51	6,53	6,47	6,31	6,67	6,51	6,23	6,28
Al	5,57	5,46	5,62	5,45	5,59	5,51	5,71	5,22	5,36	5,52	5,50	5,43	5,27	5,62	4,98	5,28	5,84	5,70
Al tetraedro	1,56	1,64	1,70	1,56	1,64	1,66	1,67	1,44	1,50	1,63	1,49	1,47	1,53	1,69	1,33	1,49	1,77	1,72
Al octaedro	4,01	3,82	3,93	3,89	3,95	3,85	4,04	3,79	3,86	3,89	4,01	3,96	3,75	3,93	3,66	3,78	4,07	3,98
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,23	0,24	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,16	0,19	0,00	0,00	0,16	0,00	0,24	0,00	0,19	0,00	0,00	0,14	0,14	0,22	0,13	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00
Carga octaedro	4,01	4,28	4,11	3,89	3,95	4,28	4,04	4,03	4,10	4,07	4,01	3,96	4,11	4,08	4,11	4,15	4,19	3,98
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,53	1,26	1,54	1,88	1,78	1,25	1,55	1,59	1,44	1,60	1,46	1,59	1,55	1,61	1,45	1,40	1,33	1,78
Cátion	1,53	1,26	1,54	1,88	1,78	1,25	1,55	1,59	1,44	1,60	1,46	1,59	1,55	1,61	1,45	1,40	1,33	1,78
Total	13,54	13,54	13,65	13,78	13,73	13,53	13,59	13,62	13,54	13,67	13,47	13,55	13,67	13,68	13,56	13,55	13,52	13,76

Tabela E-2. Resultados das análises de ilitas das amostras 240,8, do testemunho BRSM 59 e 237,4 do BRSM 79. Fonte: elaborado pela autora.

	Amostra 240,8																Amostra 237,4		
	Iilitas																Iilitas		
	40 / 1.	41 / 1.	42 / 1.	44 / 1.	45 / 1.	47 / 1.	49 / 1.	52 / 1.	53 / 1.	54 / 1.	55 / 1.	56 / 1.	57 / 1.	58 / 1.	59 / 1.	66 / 1.	102 / 1.	112 / 1.	131 / 1.
SiO2	45,85	47,91	46,84	45,41	46,85	46,01	46,15	46,54	48,24	48,02	48,15	44,35	46,35	46,78	45,35	49,93	45,86	48,07	47,53
Al2O3	34,55	34,44	35,39	33,79	36,40	33,92	33,65	33,19	33,31	34,55	37,26	34,34	35,97	34,84	36,14	31,96	33,15	30,87	31,96
FeO	1,78	2,13	2,06	0,00	0,00	1,70	1,41	2,06	2,33	0,00	0,00	1,96	0,00	1,55	1,82	2,33	0,00	3,90	2,49
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,85	1,02	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,34	1,25
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	8,17	8,27	8,07	9,15	8,20	7,40	9,25	7,40	9,68	8,18	8,45	7,41	9,88	7,72	8,54	8,85	5,31	6,54	5,82
Total	91,45	92,75	92,36	88,35	91,45	89,03	90,46	90,04	94,58	91,73	93,86	88,06	92,20	90,89	91,85	93,07	84,32	91,72	89,05
Si	6,28	6,44	6,32	6,39	6,31	6,40	6,39	6,42	6,43	6,45	6,32	6,26	6,27	6,38	6,18	6,70	6,56	6,54	6,57
Al	5,58	5,45	5,63	5,60	5,78	5,56	5,49	5,40	5,23	5,47	5,77	5,72	5,74	5,60	5,80	5,05	5,59	4,95	5,20
Al tetraedro	1,72	1,56	1,68	1,61	1,69	1,60	1,61	1,58	1,57	1,55	1,68	1,74	1,73	1,62	1,82	1,30	1,44	1,46	1,43
Al octaedro	3,86	3,89	3,94	3,99	4,09	3,96	3,88	3,82	3,67	3,92	4,09	3,98	4,01	3,98	3,98	3,75	4,16	3,49	3,77
Fe2+	0,20	0,24	0,23	0,00	0,00	0,20	0,16	0,24	0,26	0,00	0,00	0,23	0,00	0,18	0,21	0,26	0,00	0,44	0,29
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,20	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	0,26
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Carga octaedro	4,07	4,13	4,18	3,99	4,09	4,16	4,05	4,23	4,13	4,11	4,09	4,21	4,01	4,15	4,18	4,02	4,16	4,41	4,32
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,43	1,42	1,39	1,64	1,41	1,31	1,63	1,30	1,65	1,40	1,42	1,33	1,71	1,34	1,48	1,51	0,97	1,14	1,03
Cátion	1,72	1,42	1,39	1,64	1,41	1,31	1,63	1,30	1,65	1,40	1,42	1,33	1,71	1,34	1,48	1,51	0,97	1,14	1,03
Total	13,79	13,55	13,56	13,63	13,50	13,47	13,68	13,53	13,77	13,52	13,50	13,55	13,71	13,49	13,67	13,53	13,13	13,55	13,34

Tabela E-3. Resultados das análises de cloritas da amostra 240,8, do testemunho BRSM 59. Fonte: elaborado pela autora.

	Amostra 240,8												
	Cloritas												
	67 / 1 .	68 / 1 .	69 / 1 .	71 / 1 .	72 / 1 .	74 / 1 .	75 / 1 .	76 / 1 .	77 / 1 .	78 / 1 .	79 / 1 .	80 / 1 .	81 / 1 .
SiO <sub>2</sub>	28,35	25,46	34,27	27,04	29,60	27,45	28,31	30,04	33,05	28,62	29,82	28,07	38,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,74	21,36	25,07	22,51	21,56	17,99	23,04	24,38	25,18	22,22	19,82	22,73	27,44
FeO	28,70	30,85	20,08	32,16	27,20	28,92	29,75	25,01	25,68	27,23	25,13	30,15	16,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	6,70	6,73	4,40	7,29	6,97	8,80	4,34	4,50	4,82	6,78	10,02	6,82	2,47
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,61	0,62	0,81	0,52	0,00	0,50	0,60
Total	83,49	84,40	83,82	89,23	85,33	83,16	86,44	84,55	89,54	85,37	84,79	88,27	86,02
Si	6,32	5,73	7,04	5,75	6,35	6,20	6,12	6,41	6,62	6,18	6,39	5,95	7,53
Al	5,19	5,66	6,07	5,64	5,45	4,79	5,87	6,13	5,94	5,65	5,01	5,68	6,28
Al tetr.	1,68	2,27	0,96	2,25	1,65	1,80	1,88	1,59	1,38	1,82	1,61	2,05	0,47
Al oct.	3,51	3,39	5,12	3,38	3,81	2,99	3,99	4,54	4,56	3,83	3,40	3,64	5,81
Fe <sup>2+</sup>	5,35	5,80	3,45	5,71	4,88	5,46	5,38	4,46	4,30	4,91	4,50	5,35	2,72
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,23	2,26	1,35	2,31	2,23	2,96	1,40	1,43	1,44	2,18	3,20	2,16	0,72
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,17	0,17	0,21	0,14	0,00	0,14	0,15
Carga oct.	11,09	11,44	9,92	11,47	10,92	11,41	11,03	10,61	10,51	11,07	11,10	11,27	9,40
Total	19,09	19,44	17,92	19,47	18,92	19,41	19,03	18,61	18,51	19,07	19,10	19,27	17,40



Tabela E-4. Resultados das análises de cloritas da amostra 237,4 do testemunho BRSM 79. Fonte: elaborado pela autora.

	Amostra 237,4										
	Cloritas										
	106 / 1 .	108 / 1 .	110 / 1 .	114 / 1 .	115 / 1 .	117 / 1 .	118 / 1 .	122 / 1 .	123 / 1 .	132 / 1 .	133 / 1 .
SiO <sub>2</sub>	32,90	37,35	36,28	26,21	35,89	41,54	29,27	38,70	35,59	34,55	27,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,16	32,62	31,97	21,50	27,83	34,37	20,05	28,78	28,75	25,79	18,48
FeO	25,20	15,89	18,39	29,06	19,31	8,38	24,76	15,17	15,47	16,78	29,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	8,12	3,56	4,18	8,55	3,28	3,10	10,54	4,31	4,02	5,53	10,02
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,71	0,00	0,00	0,48	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	91,09	89,42	90,82	85,80	86,80	87,39	84,62	86,96	83,83	82,65	85,70
Si	6,48	6,93	6,74	5,74	7,06	7,48	6,29	7,35	7,07	7,06	6,04
Al	5,61	7,13	7,00	5,55	6,45	7,30	5,07	6,44	6,73	6,21	4,79
Al tetr.	1,52	1,07	1,26	2,26	0,94	0,52	1,71	0,65	0,93	0,94	1,96
Al oct.	4,09	6,06	5,74	3,30	5,51	6,78	3,36	5,80	5,80	5,28	2,82
Fe <sup>2+</sup>	4,15	2,46	2,86	5,32	3,18	1,26	4,45	2,41	2,57	2,87	5,46
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,38	0,98	1,16	2,79	0,96	0,83	3,37	1,22	1,19	1,68	3,28
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,18	0,00	0,00	0,13	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Carga oct.	10,80	9,51	9,76	11,55	9,77	8,87	11,18	9,43	9,56	9,83	11,57
Total	18,80	17,51	17,76	19,55	17,77	16,87	19,18	17,43	17,56	17,83	19,57

Tabela E-5. Resultados das análises de caulinitas da amostra 237,4 do testemunho BRSM 79. Fonte: elaborado pela autora.

	Amostra 237,4									
	Caulinitas									
	101 / 1 .	87 / 1 .	83 / 1 .	88 / 1 .	89 / 1 .	94 / 1 .	96 / 1 .	99 / 1 .	100 / 1 .	113 / 1 .
SiO <sub>2</sub>	46,19	46,03	43,47	42,57	43,80	45,16	43,12	45,08	44,08	44,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,62	37,09	33,60	32,91	38,58	37,41	34,01	36,70	33,22	38,28
FeO	0,00	0,00	6,02	6,11	1,87	1,83	4,59	1,81	5,07	2,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	1,38	0,00	0,00	1,50	0,88	1,32	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	1,59	1,58	0,41	0,00	0,00	0,94	0,00	1,16	0,00
Total	84,81	84,71	84,67	83,38	84,25	84,40	84,16	84,47	84,85	85,24
Si	4,03	4,06	3,99	3,95	3,90	4,00	3,94	4,00	4,01	3,95
Al	3,97	3,86	3,64	3,60	4,04	3,91	3,67	3,84	3,56	3,97
Al tetraedro	0,00	0,00	0,01	0,05	0,10	0,00	0,06	0,00	0,00	0,05
Al octaedro	3,97	3,86	3,63	3,56	3,94	3,91	3,61	3,83	3,56	3,92
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,46	0,47	0,14	0,14	0,35	0,13	0,39	0,15
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,20	0,12	0,18	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Carga octaedro	3,97	3,86	4,09	4,22	4,08	4,04	4,17	4,08	4,13	4,07
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,18	0,19	0,05	0,00	0,00	0,11	0,00	0,13	0,00
Total	7,99	8,10	8,28	8,27	8,08	8,04	8,28	8,08	8,27	8,07

Tabela E-6. Resultados das análises de sulfetos da amostra 240,8 do testemunho BRSM 59. Os resultados dos demais elementos analisados não foram apresentados, pois não foram detectados ou suas concentrações ficaram abaixo de limite de detecção. Fonte: elaborado pela autora.

240,8 - Calcopirita														
<b>S</b>	35,03	34,77	34,87	34,81	35,13	35,06	35,09	35,18	35,32	35,14	34,97	34,62	34,99	35,02
<b>Pb</b>	0,08	0,13	0,13	0,18	0,16	0,17	0,15	0,11	0,11	0,08	0,18	0,13	0,17	0,21
<b>Fe</b>	29,91	30,08	29,93	30,08	30,21	30,13	30,49	30,33	30,36	30,36	30,22	30,48	30,16	30,22
<b>Cu</b>	34,35	34,41	34,5	34,51	34,53	34,43	34,71	34,69	34,61	34,72	34,69	34,42	34,46	34,59
<b>Total</b>	99,44	99,49	99,56	99,72	100,12	99,82	100,5	100,34	100,44	100,35	100,09	99,8	99,87	100,12

240,8 - Calcopirita														
<b>S</b>	34,97	35,22	34,96	35,22	35,02	35,25	35,02	34,97	35,16	35,08	34,87	35	35,02	34,91
<b>Pb</b>	0,13	0,06	0,1	0,14	0,19	0,2	0,13	0,08	0,18	0,12	0,12	0,17	0,13	0,12
<b>Fe</b>	30,32	30,29	30,25	30,53	30,25	30,21	30,33	30,15	30,19	30,06	29,98	30,02	30,51	30,22
<b>Cu</b>	34,67	34,64	34,63	34,52	34,56	34,49	34,48	34,53	34,86	34,61	34,27	34,57	34,5	34,63
<b>Total</b>	100,17	100,28	99,97	100,5	100,32	100,26	100,3	99,84	100,51	100,01	99,57	100,13	100,24	100,19

240,8 - Calcopirita														
<b>S</b>	35,08	35,23	34,95	34,95	34,78	35,17	35,16	34,76	35,14	35,29	34,97	34,94	35,08	35,15
<b>Pb</b>	0,15	0,15	0,14	0,08	0,14	0,14	0,06	0,2	0,16	0,12	0,15	0,12	0,13	0,14
<b>Fe</b>	30,25	30,23	30,31	30,36	30,23	30,08	30,22	30,3	30,2	30,17	30,31	30,09	30,08	30,18
<b>Cu</b>	34,54	34,6	34,48	34,42	34,6	34,68	34,51	34,61	34,63	34,61	34,41	34,51	34,55	34,74
<b>Total</b>	100,06	100,31	99,94	100,26	99,82	100,15	100,04	100	100,41	100,28	99,94	99,78	100,05	100,36

	240,8 - Calcopirita								Pirita		Galena				
<b>S</b>	35,27	35,19	34,93	34,87	34,99	35,05	35,01	0,7	53,88	53,63	13,22	13,57	13,5	13,64	13,58
<b>Pb</b>	0,11	0,15	0,13	0,19	0,17	0,15	0,12	0,21	0,22	0,17	86,02	86,4	86,24	86,07	86,57
<b>Fe</b>	30,24	30,15	30,32	30,24	30,32	30,25	30,35	0,62	46,59	46,53	0,35	0,28	0,37	0,16	0,04
<b>Cu</b>	34,52	34,59	34,45	34,65	34,51	34,33	34,65	0,59	0,11	0,17	0,87	0,59	0,76	0,5	0,29
<b>Total</b>	100,37	100,43	99,89	100,03	100,1	100,09	100,21	1,07	101,12	100,8	100,46	100,84	100,86	100,37	100,48

Tabela E-7. Resultados das análises de sulfetos da amostra 319 do testemunho BRSM 79. Os resultados dos demais elementos analisados não foram apresentados, pois não foram detectados ou suas concentrações ficaram abaixo de limite de detecção. Fonte: elaborado pela autora.

319 - Calcocitas											
<b>S</b>	20,8	20,69	20,79	20,68	20,69	21,02	25,65	20,76	20,73	22,28	21,02
<b>Pb</b>	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,13	<LD
<b>Fe</b>	0	0	0,06	0,03	0,05	0,13	9,41	0,13	0,03	3,23	0,51
<b>Cu</b>	80,26	80,12	80,12	80,22	80,07	79,88	66,06	80	80,12	75,68	79,44
<b>Total</b>	101,2	101,17	101,1	101,11	100,89	101,16	101,64	101,11	101,01	101,68	101,07

319 - Calcocitas										Pirita	Calcopirita
<b>S</b>	20,84	20,51	20,88	20,9	20,88	20,58	20,9	20,9	21,28	53,15	34,77
<b>Pb</b>	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,12	<LD	<LD	0,24	0,13
<b>Fe</b>	0,18	0,62	0,42	0,19	0,08	0,65	0,18	0,28	0,42	43,7	29,23
<b>Cu</b>	80,22	79,7	79,49	79,99	80,14	79,66	79,85	79,88	79,75	2,89	35,18
<b>Total</b>	101,45	101,05	100,92	101,4	101,45	101,16	101,08	101,3	101,77	100,91	99,44