

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**GEOLOGIA, MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DO  
DEPÓSITO *INTERMEDIATE SULFIDATION* SANTA MARIA,  
MINAS DO CAMAQUÃ - RS**

**JULIO CEZAR SOUZA SANTOS**

Orientadora - Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Marcia Elisa Boscato Gomes

Coorientador – Prof. Dr. André Sampaio Mexias

Porto Alegre – 2020

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**GEOLOGIA, MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DO  
DEPÓSITO *INTEMERDIATE SULFIDATION* SANTA MARIA,  
MINAS DO CAMAQUÃ – RS**

**JULIO CEZAR SOUZA SANTOS**

ORIENTADOR – Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Marcia Elisa Boscato Gomes

COORIENTADOR – Prof . Dr. André Sampaio Mexias

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Lydia Maria Lobato – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais

Dissertação de Mestrado de  
apresentada como requisito parcial  
para a obtenção do Título de Mestre  
em Ciências.

Porto Alegre - 2020

## CIP - Catalogação na Publicação

SOUZA SANTOS, JULIO CEZAR  
GEOLOGIA, MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DO DEPÓSITO  
INTERMEDIATE SULFIDATION SANTA MARIA, MINAS DO CAMAQUÃ  
- RS / JULIO CEZAR SOUZA SANTOS. -- 2020.  
185 f.  
Orientadora: MÁRCIA ELISA BOSCATO GOMES.

Coorientador: ANDRÉ SAMPAIO MEXIAS.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,  
2020.

1. SULFETAÇÃO INTERMEDIÁRIA. 2. EPITERMAL. 3.  
PÓS-COLISIONAL. 4. ILITA. 5. MICAS BRANCAS. I. BOSCATO  
GOMES, MÁRCIA ELISA, orient. II. SAMPAIO MEXIAS,  
ANDRÉ, coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os  
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Dedico este trabalho a minha esposa e minhas filhas, luzes do meu caminho.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, PPGEEO, pela oportunidade de realização de trabalhos em minha área de pesquisa.

Aos colegas do PPGEEO pelo seu auxílio nas tarefas desenvolvidas durante o curso e apoio na revisão deste trabalho.

Aos colegas da Nexa pela contribuição durante o desenvolvimento da etapa de campo e pela disponibilização do acervo de dados.

E em tom especial, aos meus orientadores André e Marcia, por todo apoio acadêmico e científico, e também por sua inestimável amizade.

## RESUMO

Discussões sobre classificação e contexto genético das mineralizações de metais base do distrito Minas do Camaquã são objeto de debate extenso na literatura. O distrito é composto por duas minas de cobre exauridas (Uruguai e São Luís) além de três depósitos de Pb-Zn, agrupados sob o nome de Jazida Santa Maria. O *endowment* combinado do distrito é de 513.4Kt Pb, 275,3Kt Zn, 193.7 Kt Cu, 883 t Ag e 4,5t Au.

O presente trabalho foca na jazida de Pb-Zn-Cu-Ag (Au) Santa Maria, através de extenso levantamento de superfície e testemunhos de sondagem para mapeamento dos principais controles da mineralização, como alteração hidrotermal, estruturas e controles estratigráficos ou litológicos, além de detalhamento por estudos de petrografia, MEV e química mineral.

Trabalhos prévios reportam forte componente magmático, com mistura de fluidos meteóricos para as mineralizações do distrito, tanto por isótopos como por inclusões fluidas, apesar da ausência de conexão óbvia com magmatismo ou vulcanismo. As seqüências paragenéticas indicam estado de sulfetação intermediário com galena, esfalerita de baixo Fe e calcopirita, associadas à alteração filica que grada externamente para argílica intermediária, ambas afetadas por propilitização sutil nos estágios finais do processo mineralizante. As mineralizações IS epitermais estão encaixadas em rochas sedimentares siliciclásticas da bacia strike-slip Camaquã, de contexto pós-colisional, relacionada ao estágio de amalgamação do Gondwana.

Uma perspectiva integrada do processo de mineralização em escala de distrito é proposta com base em resultados presentes e anteriores. Os fluidos hidrotermais compartilham trajetória evolutiva, com a geração de seqüências paragenéticas distintas devido a variações de T, fugacidade de H<sup>+</sup> e S<sub>2</sub> gás, entre a zona central representada pelas minas Uruguai e São Luís e a zona periférica do sistema epitermal representado pelo depósito Santa Maria.

O estágio inicial de alteração hidrolítica gera um extenso halo argílico intermediário pervasivo no depósito de Santa Maria, com *strike* superior a 3 km, representado pela dissolução de limonita e calcita diagenéticas e também pela alteração moderada de feldspatos detriticos em illita + Ca-Fe carbonatos + pirita. A

ausência de cimentos diagenéticos e a conversão da associação detrítica em caulinita são relatadas nas minas de cobre e podem indicar a presença de halo argílico avançado no estágio precoce de alteração hidrotermal no centro do distrito.

A zona argílica intermediária grada internamente para a zona filítica, representada por mineralização *stockwork* com disseminações restritas à vizinhança dos veios. No depósito Santa Maria a zona filítica é representada por muscovita + fengita + illita + quartzo + apatita + carbonatos concomitantes à deposição de galena + esfalerita com baixo conteúdo de ferro e % FeS mol entre 0,12 e 1,2%. Calcita placóide ocorre comumente associada à mineralização venular. Nas minas de Uruguai e São Luís, o estágio filítico é inferido a partir da descrição de muscovita + quartzo + pirita, com predomínio de calcopirita como fase de sulfeto econômico. O estágio de mineralização principal do distrito ocorre em condições de estado de sulfetação intermediária.

A presença de um estágio de migração da zona do cobre para a periferia do sistema é representada pela substituição de galena e esfalerita por calcopirita, e estas por bornita + pirita, com destruição parcial dos corpos de Pb-Zn na zona inferior da Santa Maria. Nas minas de cobre, os trabalhos prévios indicam que a calcopirita é substituída pela bornita, e esta por digenita e covelita. A migração da zona de cobre também indica flutuação no estado de sulfetação dos fluidos para alto e muito alto nas zonas externa e interna do distrito, respectivamente. Calcocita (+/- acantita) ocorre como última fase de mineralização de metais base, em substituição às fases de sulfeto anteriores em todos os corpos do distrito, e indica um retorno ao estado intermediário de sulfetação, próximo ao limite com o campo de baixa sulfetação. A alteração propilítica acompanha parcialmente a etapa de migração da zona do cobre. O estágio propilítico é incipiente no JSM, marcado por clorita + pirita, além de veios de hematita +/- pirita (Au) e barita +/- carbonato que truncam todo o distrito, em distribuição mais ampla do que o envelope das mineralizações conhecidas. A sequência paragenética do depósito de Santa Maria em diagrama  $\log fS_2 - 1000 / T$ , mimetiza a de depósitos IS de ambiente cálcio-alcálico conectados espacialmente às mineralizações do tipo Cu-porfírio, embora essa relação na região ainda não tenha sido encontrada.

Os depósitos IS de ambientes pós-colisionais são escassos na literatura e recebem pouca atenção em estratégias de exploração mineral. O presente estudo pretende contribuir com o esforço recente de sistematização de informações sobre IS

através de detalhamento geológico em um dos poucos exemplos mundiais desse tipo de depósito descrito no limite ediacarano-cambriano. O potencial para novas descobertas de depósitos IS na área permanece amplamente aberto, uma vez que o distrito aflora em uma janela estrutural da sequência não mineralizada do Grupo Guaritas, esta cobertura de uma vasta região sem exploração sistemática para mineralizações cegas. Adicionalmente, a possibilidade de conexão entre os depósitos epitermais das Minas do Camaquã e mineralizações tipo Cu-porfírio colisional permanece inconclusa.

**Palavras-chaves: Intermediate sulfidation. Epitermal. Pós-colisional. Camaquã. Polimetálico. Ilita. Micas brancas.**

## ABSTRACT

The genetic context and classification of Minas do Camaquã district, have been extensively discussed in the Brazilian literature since early 1900. The district consists of two exhausted copper mines named Uruguai and São Luís, in addition to three Pb-Zn deposits grouped as Santa Maria deposit. The combined endowment of the district is 513.4Kt Pb, 275.3Kt Zn, 193.7 Kt Cu, 883 t Ag and 4.5t Au.

The following research brings novelty by approaching the Pb-Zn-Cu (Ag-Au) Santa Maria deposit geological framework, by means of an extensive drill core logging providing basis to access in greater detail all rational trends controlling ore mineralization such as, hydrothermal alteration, stratigraphy, structural geology, petrography, mineralogy, mineral morphology (SEM) and mineral chemistry.

Previous studies from isotopes and fluid inclusions revealed a strong magmatic signature of the hydrothermal fluids, and showed evidence of variable dilution degrees by meteoric fluids, despite the absence of any connection with intrusive or volcanic rocks. The sulfide paragenetic sequence corresponds to an intermediate sulfidation state, mainly composed by galena, low-Fe sphalerite and chalcopyrite. The ore zone is conformable to the hydrothermal halos, mostly within the phyllic zone, but partially overlapping the intermediate argillic zone. The hydrothermal zoning outward from phyllic to intermediate argillic zones, and both affected by a subtle propylitic alteration as a function of time. Ore bodies are hosted within siliciclastic sedimentary rocks from the ediacaran strike-slip Camaquã basin, of post-collisional setting related to Gondwana amalgamation.

An integrated perspective of the mineralisation process at a district scale is proposed hereby, based in present and previous results. Although highly zoned, the ore fluids share evolutionary trajectory explained by the variations in T, fugacity of H<sup>+</sup> and S<sub>2</sub> gas, from the inner zone represented by Uruguai and São Luís mines, to the outer zone of the epithermal system represented by Santa Maria deposit.

The early hydrolytic alteration stage generates an extensive pervasive intermediate argillic halo in the Santa Maria deposit striking over 3 Km in length. The alteration is represented by the dissolution of diagenetic limonite and calcite cements, and also by moderate alteration of detritic feldspar and plagioclase into illite + Ca-Fe carbonates + pyrite. The absence of diagenetic cements and the conversion of the

detrital association to kaolinite; have been reported at the copper mines and may indicate an early advanced argillic halo.

The intermediate argillic zone switch inwards to the phyllic zone, mainly stockwork with disseminations restricted by neighbouring veins. In Santa Maria it is represented by muscovite + phengite + illite + quartz + apatite + carbonates concomitant to the deposition of galena + sphalerite (low Fe), with % FeS mol from 0.12 to 1.2%. Platy calcite is often associated with the ore veins. According to previous work in the Uruguai and São Luís mines, the phyllic stage is composed by muscovite + quartz + pyrite, with a predominant mineralization of chalcopyrite. The main ore stage in the whole district is predominantly intermediate sulfidation state.

An outwarding stage of the copper zone stage is indicated by galena and sphalerite replaced by chalcopyrite; and them both by Bornita+pyrite. There is a partial overprint of the Pb-Zn ore bodies in the lower zone of Santa Maria. In the copper mines, previous studies report chalcopyrite as the main ore stage, replaced by bornite, and these by digenite and covelite. The copper zone outwards, also indicates an increasing sulfidation state of fluids up to high and very high, in the outer and inner zones of the district respectively. Chalcocite (+/- acantite) is the last sulfide phase, and replaces all previous sulfides in the whole district ore bodies. It indicates a return to the intermediate sulfidation state, close to the low sulfidation state boundary. The copper zone outward is partially followed by propylitic alteration. The propylitic stage is incipient at Santa Maria, marked by chlorite + pyrite in addition to veins of hematite +/- pyrite (Au) and barite +/- carbonate. The integrated paragenetic sequence of the Santa Maria and the copper mines in a  $\log fS_2 - 1000 / T$  diagram, mimics of the behavior observed in intermediate sulfidation deposits in calc-alkaline environment that are physically connected to Cu-porphyry type mineralizations. However, this relationship in the region has not been evidenced thus far.

IS deposits in post-collisional settings, are scarce in the literature and may have been underestimated for mineral exploration. The present study intends to contribute to recent efforts to summarize key features regarding IS-type deposits, through detailed geological description in one of the few known occurrences reported from the ediacaran-cambrian boundary. The potential for new IS discoveries in the area remains largely unexplored, as the district outcrops in a structural window of Guaritas Group unmineralised sequence. The former covers a wide region, yet lacking systematic

exploration for blind deposits. Furthermore, the possible link between the hereby presented deposit with a collisional Cu-porphyry, still remains an open question.

**Keywords: Intermediate sulfidation. Epithermal. Post-collisional. Camaquã. Lead. Zinc. Copper. Illite. White micas.**

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Localização da área de estudo em relação à divisão geográfica do país, com identificação das principais cidades e vias de acesso terrestre ao distrito Minas do Camaquã.....16
- Figura 2.** Contexto tectônico da Bacia do Camaquã na Província Mantiqueira, segundo Almeida *et al.* (2010).....22
- Figura 3.** Mapa geológico da Bacia do Camaquã, modificado de Janikian (2012). Unidades da bacia agrupadas conforme proposta estratigráfica de Fragoso-Cesar *et al.* (2003). Magmatismo agrupado por ambiente e idades, adaptado de Nardi & Bitencourt (2007).....24
- Figura 4.** Mapa geológico do distrito Minas do Camaquã. Modificado de Toniolo *et al.* (2007).....30
- Figura 5.** Mapa geológico de detalhe da Jazida Santa Maria. As mineralizações são parcialmente aflorantes (somente Área 1), e sua envoltória está projetada em superfície. A linha A-B-C localiza a seção longitudinal apresentada na figura 10.....38
- Figura 6.** Coluna estratigráfica local no contexto no Grupo Santa Bárbara, com o posicionamento dos corpos mineralizados. Modificado de Oliveira *et al.* (2014).....40
- Figura 7.** Estereogramas de atitude dos corpos sulfetados da JSM, obtidos em testemunhos de sondagem orientados. N: número de feições medidas.....42
- Figura 8.** Aspectos macroscópicos do sistema de alteração. **A)** Encaixates não hidrotermalizadas. **B)** Zona de *Bleaching*; **C)** Zona Argílica pervasiva fraca; **D)** Zona Argílica pervasiva forte, com veios subordinados de alteração fílica e sulfetação Pb-Zn. **E)** Zona fílica, com mineralização de Pb-Zn (Cu) alto teor. Notar que a intensidade da alteração e sulfetação aumenta de B para E. **F)** zona propílica (Chl+Py) intercalada com zona argílica na base da Área 3. Alterações fissurais **G)** Barita+Calcita. **H)** Hematita (Cc).....44
- Figura 9.** Disposição dos halos hidrotermais e corpos mineralizados em seção da Área 3 – JSM. Abrev: LG Teores Pb+Zn<3%; HG: Teores Pb+Zn>3%. Os halos de alteração

argílica e propilítica são pervasivos, indicados apenas por sua envoltória. A zona fílica acompanha a geometria dos corpos mineralizados, e está dividida de acordo com o conteúdo metálico.....45

**Figura 10.** Seção longitudinal da Jazida Santa Maria, ilustrando envoltória dos halos de alteração hidrotermal e distribuição da associação de sulfetos. Em parênteses, associação mineral distintiva entre os sub-domínios das zonas de alteração. As setas indicam relação de substituição. Localização do perfil conforme figura 05..... 47

**Figura 11. A e B)** Arenito fino, fora da zona de alteração hidrotermal, polarizador inferior em A e polarizadores cruzados em B. Notar cimento limonítico em abundância envolvendo minerais detríticos; **Fotos C e D)** Arenito grosso, na zona de descoloração (*Bleaching*), halo mais externo da alteração hidrotermal. Polarizador inferior em C e polarizadores cruzados em D. Notar diminuição substancial dos cimentos limonítico e carbonático, com presença de illita em baixa quantidade, sem sulfetos; **Fotos E e F)** Arenito grosso na zona argílica. Notar geração de illita e carbonatos a partir do consumo de feldspatos detríticos (hidrólise), com sulfetação associada. O consumo dos cimentos diagenéticos é completo dentro nas porções fortemente alteradas. Polarizadores cruzados em E e F.....50

**Figura 12. A)** Alteração pervasiva na zona argílica intermediária, com illita, carbonatos e pirita. Notar clara diferença das muscovitas detríticas, sempre paralelas ao S0. Polarizadores cruzados; **B)** Consumo parcial de feldspatos detríticos com formação de illita e carbonatos (Área 3); **C)** Formação de illita e carbonatos a partir da hidrólise de feldspatos **D)** Texturas de consumo do feldspato para geração de illita. Notar a textura de agregados microcristalinos, individualmente menores que 5 micrômetros. **E)** Calcita, quartzo, illita e pirita da zona argílica bordejando feldspatos detríticos. **F)** Siderita e anquerita associadas à pirita e galena na zona argílica da Área 2. Imagem obtida em microscópio petrográfico (A) e microscópio eletrônico de varredura (B a F). Abrev. BEC: Elétrons retro-espalhados.....53

**Figura 13. A e B)** Alteração fílica venular Área 3, representada por illita, carbonatos e minerais microcristalinos, associada à deposição de galena. Polarizador inferior em **A** e polarizadores cruzados em **B. C e D)** Contato de alteração fílica venular com

alteração argílica pervasiva. Deposição de sulfetos associados à fase venular. Polarizador inferior em **C** e polarizadores cruzados em **D**. **E e F**) Indicações de *boiling* associado à deposição de sulfetos na Área 3. Notar presença de calcita placóide associada à galena em textura *vuggy*. Polarizador inferior em **E** e polarizadores cruzados em **F**.....56

**Figura 14. A)** Alteração fílica venular Área 3 ilustrando a associação ilita, K-micas, quartzo e pirita. **B)** Alteração fílica venular Área 3, ilustrando quartzo hidrotermal intercrescido com pirita, e quartzo substituindo borda de feldspato detrítico. Calcita e ilita predominam no veio. Notar cristais maiores de K-mica no centro da imagem, e cristais corroídos de feldspato detrítico dispersos. **C)** Alteração venular (Área 2) com predomínio de ilita e K-micas, além de pirita, calcita e quartzo. Notar relação de substituição de quartzo na borda de feldspato detrítico. **D)** Alteração venular com predomínio de ilita, K-micas, quartzo pirita e apatita (Área 2). **E)** Detalhe de veio de ilita, K-mica com quartzo e pirita muito fina. **F)** Alteração venular Área 2, com ilita, K-mica, quartzo fino, associados à anquerita e pirita. Abrev. BEC: Eletrons retro-espalhados.....58

**Figura 15. A e B)** Detalhe de cristais de ilita *platy* ou K-mica, com as bordas convertidas em ilita *lath* e *hairy* Alteração fílica venular Área 3. **C)** Detalhe de cristais de ilita *platy* ou K-mica, com as bordas convertidas em ilita *lath* e *hairy* em associação com quartzo hidrotermal. Alteração fílica venular Área 3. **D)** Alteração venular com predomínio de ilita, K-micas, e mineralização de esfalerita. Área 3. **E)** Alteração venular com predomínio de ilita, K-micas, e mineralização de galena. Área 3. **F)** Alteração venular com predomínio de ilita, K-mica mantendo cristais de pirita. Área 3  
Abrev. SEI: elétrons secundários.....59

**Figura 16. A e C)** Mineralização associada ao halo fílico na Área 3. Relações de substituição de esfalerita I (amarelo e branco) para esfalerita II (preto) e galena. Calcopirita substitui as fases Pb e Zn. Polarizadores cruzados. **B e D)** Idem a **A e C** com luz refletida. **E)** Alteração fílica intensa associada à mineralização de calcocita e acantita. Polarizadores cruzados. **F)** Idem **E** em luz refletida.....62

**Figura 17. A)** Consumo de cristal de galena envolto por calcopirita no halo propil. (Luz refletida). **B)** Conversão de Calcopirita por bornita envolvendo, com presença de galena reliquiar em processo de substituição (Luz refletida). **Foto C)** Conversão de

calcopirita em bornita (Luz refletida). **D)** Conversão de calcopirita em bornita+pirita II. Notar aspecto de exsolução assumido pela pirita II (Luz refletida). Abrev: Ga (galena), Py (pirita), Cp (calcopirita), Br (bornita)..... 64

**Figura 18.** Relação temporal entre as fases hidrotermais e seus halos de formação no domínio da JSM. A barra espessa implica mineralogia modal superior a 3%. Com exceção da indicação de solubilização dos cimentos diagenéticos, relações de substituição bem como presença reliquiar ocasionada por sobreposição entre halos não estão ilustradas.....65

**Figura 13.** Representação dos carbonatos (% molecular) da JSM no sistema Ca-Mg-Fe(+Mn) em (a) e com detalhe em (c). Notar *trend* composicional de enriquecimento em Fe-Mg nas amostras da parte sul da JSM (AREA 1).....66

**Figura 20.** Representação dos argilominerais da JSM no sistema de coordenadas  $M^{+} - 4Si - R^{2+}$ . Abrev: be: beideliteia; ill 0,75: ilita *low charge*; ill 0,85: ilita *high charge*; mu: muscovita; phen: fengita; cel: celadonita; mnt: montmorillonite; i/s: interestratificado ilita e esmectita.....68

**Figura 14.** Representação das análises de cloritas segundo proposta de Foster (1962).....70

**Figura 22.** Representação das análises de cloritas segundo proposta de Bayliss (1975).....71

**Figura 23.** Mapas composicionais em veio mineralizado. As cores claras indicam forte presença do elemento mapeado, enquanto a cor negra indica sua ausência. **A)** Zinco; **B)** Enxofre; **C)** Silício; **D)** Ferro. Notar que não foi notado presença de Zn fora da esfalerita. A combinação das imagens B e C apontam a presença de Fe na ilita/Fe-ilita, conforme confirmado em análise quantitativa de argilominerais. Os pontos mais claros nas imagens B e D apontam a presença de pirita fina associada à esfalerita, tanto em seu núcleo, quanto em sua borda. A calcopirita aparece com cores mais acinzentadas (escuras) do que a pirita nas imagens B e D, confirmando seu caráter levemente tardio em relação à Sp e Ga..... 73

- Figura 24.** Composição de três fotos (luz transmitida), obtidas na microsonda eletrônica, com análises pontuais em fenocristal de esfalerita I (branca/amarela) em processo de conversão para esfalerita II (preta). O tamanho dos pontos é relacionado à sua composição de FeS em % mol..... 74
- Figura 25.** Proposta de evolução integrada do sistema mineralizante das Minas do Camaquã.....82
- Figura 26.** Diagrama  $\log fS_2 - 1000/T$ , modificado de Einaudi *et al.* (2003) ilustrando ambiente de fluidos em depósitos do tipo Cu-pórfiro, Base metals veins associados à Cu-pórfiro (*Intermediate sulfidation*), Epitermais *low sulfidation* (Au-Ag e high sulfidation Au-Cu, e trajetórias possíveis de resfriamento. Linhas de %mol FeS em esfaleritas adicionadas a partir de Bendezú & Fontboté (2009). A linha verde refere-se à trajetória inferida a partir de Bettencourt (1972) e Laux *et al.* (2005) para as minas Uruguai e São Luis. A linha vermelha refere-se à trajetória da inferida a partir dos dados da JSM, obtidos neste trabalho. Temperatura máxima de 350°C para a porção central do sistema (Minas Uruguai e São Luis) a partir de Renac, *et al.* (2014), e intervalo de 210°C 300°C a partir de Remus *et al.* (2000) para a porção distal (JSM).....84
- Figura 27.** Seção longitudinal esquemática das Minas do Camaquã, com o posicionamento das mineralizações em relação às encaixantes, e indicações das superfícies de erosão pré-Guaritas e de erosão atual, além da indicação conceitual de novas fronteiras exploratórias para a região. A posição das linhas AB e B'C estão referenciadas na figura 04.....87

## SUMÁRIO

|  |           |
|--|-----------|
| <b>1. INTRODUÇÃO .....</b>   | <b>14</b> |
| 1.1 LOCALIZAÇÃO .....  | 15        |
| 1.2 SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO .....                        | 15        |
| <b>2. MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>                                  | <b>17</b> |
| 2.1 LEVANTAMENTO DE CAMPO .....                                      | 17        |
| 2.2 PETROGRAFIA .....  | 17        |
| 2.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) .....                  | 18        |
| 2.4 MICROSSONDA ELETRÔNICA .....                                     | 19        |
| <b>3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>                                | <b>21</b> |
| 3.1 ARCABOUÇO GEOLÓGICO .....  | 21        |
| 3.1.1 <i>Contexto tectônico</i> .....                                | 21        |
| 3.1.2 <i>Evolução e estratigrafia da Bacia do Camaquã (BC)</i> ..... | 23        |
| 3.1.2.1 Grupo Maricá .....   | 25        |
| 3.1.2.2 Grupo Bom Jardim .....                                       | 26        |
| 3.1.2.2 Formação Acampamento Velho .....                             | 26        |
| 3.1.2.2 Grupo Santa Bárbara (GSB) .....                              | 27        |
| 3.1.2.2 Grupo Guaritas .....   | 27        |
| 3.1.3 <i>Geologia Local</i> .....                                    | 28        |
| 3.1.3.1 Litologias .....   | 30        |
| 3.1.3.1 Deformação Local .....                                       | 34        |
| 3.2 METALOGÊNESE .....   | 34        |
| <b>4. RESULTADOS .....</b>   | <b>37</b> |
| 4.1 GEOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO .....                                  | 37        |
| 4.1.1 <i>Distribuição espacial</i> .....                             | 37        |
| 4.1.2 <i>Distribuição estratigráfica</i> .....                       | 39        |
| 4.1.3 <i>Controle estrutural</i> .....                               | 41        |
| 4.1.4 <i>Zonalidade Metálica</i> .....                               | 42        |
| 4.1.5 <i>Alteração Hidrotermal</i> .....                             | 43        |
| 4.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA .....                 | 47        |

|         |   |     |
|---------|---|-----|
| 4.2.1   | <i>Encaixantes</i> .....  | 48  |
| 4.2.2   | <i>Alteração hidrotermal</i> .....  | 49  |
| 4.2.2.1 | Zona de <i>Bleaching</i> .....  | 49  |
| 4.2.2.2 | Zona Argílica Intermediária.....  | 52  |
| 4.2.2.1 | Zona Fílica.....  | 52  |
| 4.2.2.1 | Zona Propilítica.....   | 62  |
| 4.3     | QUÍMICA MINERAL .....   | 62  |
| 4.3.1   | <i>Carbonatos</i> .....   | 62  |
| 4.3.2   | <i>Filossilicatos</i> .....   | 63  |
| 4.3.3   | <i>Cloritas</i> .....   | 65  |
| 4.3.4   | <i>Sulfetos</i> .....   | 67  |
| 5.      | <b>DISCUSSÃO</b> .....  | 70  |
| 6.      | <b>CONCLUSÃO</b> .....  | 83  |
| 7.      | <b>REFERÊNCIAS</b> .....  | 85  |
| 8.      | <b>ARTIGO – <i>Geology and Hydrothermal Evolution of the Intermediate Sulfidation Pb-Zn-Cu (Ag-Au) Santa Maria Deposit, Minas do Camaquã Polymetallic District, Southern Brazil</i></b> ..... | 98  |
|         | <b>APÊNDICE A – RESULTADOS ANALÍTICOS DE CARBONATOS</b> .....   | 169 |
|         | <b>APÊNDICE B – RESULTADOS ANALÍTICOS DOS SILICATOS</b> .....   | 164 |
|         | <b>APÊNDICE C – RESULTADOS ANALÍTICOS EM ESFALERITAS</b> .....  | 169 |
|         | <b>APÊNDICE D – RESULTADOS ANALÍTICOS DOS SULFETOS</b> .....  | 171 |

## 1. INTRODUÇÃO

---

O distrito Minas do Camaquã é hospedeiro de mineralizações de metais base e preciosos, cuja descoberta remonta a 1870 (Teixeira & Gonzalez, 1988), com produção intermitente de cobre e sub-produtos ao longo dos anos, de forma mais concentrada entre os anos de 1955 e 1996. As minas Uruguai e São Luís produziram de forma combinada, 171.396 t Cu, 4,5t Au e 338 t Ag (Toniolo *et.al.*, 2010). Os corpos de Pb-Zn da Jazida Santa Maria – JSM, descobertos na década de 70 (Licht, 1980) permanecem em estágio de exploração, com recurso mineral total de 513.400 t Pb, 275.300 t Zn, 22.400 t Cu e 545 t Ag (Nexa, 2019).

A metalogênese dos depósitos das Minas do Camaquã é objeto de debate desde suas primeiras descrições sistemáticas realizadas por Carvalho (1932) e Teixeira (1937). Laux & Lindenmayer (2000) sintetizam as diversas propostas sobre a gênese e classificação das mineralizações entre elas, hidrotermal-magmáticas (Teixeira, 1937; Leinz & Almeida, 1941; Bettencourt, 1972; Beckel 1990; Remus *et.al.*, 2000; Laux *et al.*, 2005), epitermais (Lima, 1998; Remus *et.al.*, 2000; Renac *et.al.*, 2014) e também oriundas de fluidos baciais ou sedimentares (Teixeira *et.al.*, 1978; Licht 1980; Badi & Gonzalez, 1980; Veigel, 1992; Veigel & Dardenne, 1990).

As mineralizações estão hospedadas em rochas sedimentares da Bacia do Camaquã – BC (Leinz & Almeida, 1941; Remus *et al.*, 2000), do tipo *strike-slip*, e relacionada à tectônica tardi a pós-colisional de amalgamação do Gondwana (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2006; Almeida, 2012; Paim *et al.*, 2000, 2014). A BC é preenchida por rochas siliciclásticas e vulcanoclásticas (Almeida *et al.*, 2010), afetadas por episódios expressivos de magmatismo pós-colisional (Nardi & Bitencourt, 2007). Recentemente, mineralizações epitermais e Cu-pórfiro associadas à magmatismo pós-subducção têm sido descritas de forma mais frequente (Richards, 2009; Wang *et al.*, 2019).

A JSM é dividida em três corpos sulfetados, que ocorrem de caráter venuloso e disseminado, dispostos em trend de 3 km, de direção NE-SW, denominados Áreas 1, 2 e 3. Os corpos apresentam zonalidade metálica, com mudança gradual de Pb-Zn para Cu (Cp+Br), do topo para a base. Corpos tardios de Cu (Cc) truncam a associação principal.

A trajetória do fluido avaliada em diagrama  $\log fS_2 - 1000/T$  (Einaudi, 2003) situa as mineralizações no campo de sulfetação intermediária, em consonância às associações dos depósitos epitermais *intermediate sulfidation* (Hedenquist *et al.*, 2000). A adoção desta nomenclatura para as mineralizações do distrito tem vantagens descritivas, para fins de comparação com outros depósitos desta classe, cuja sistematização está em estágio embrionário (Wang *et al.*, 2019).

O presente estudo foca em aspectos descritivos detalhados, tanto geológicos quanto mineralógicos da Jazida Santa Maria, através de mapeamento geológico de superfície, mapeamento de alteração hidrotermal em testemunhos de sondagem, petrografia, imageamento MEV e química mineral, e integra as informações aos trabalhos prévios para fornecer uma visão integrada do distrito.

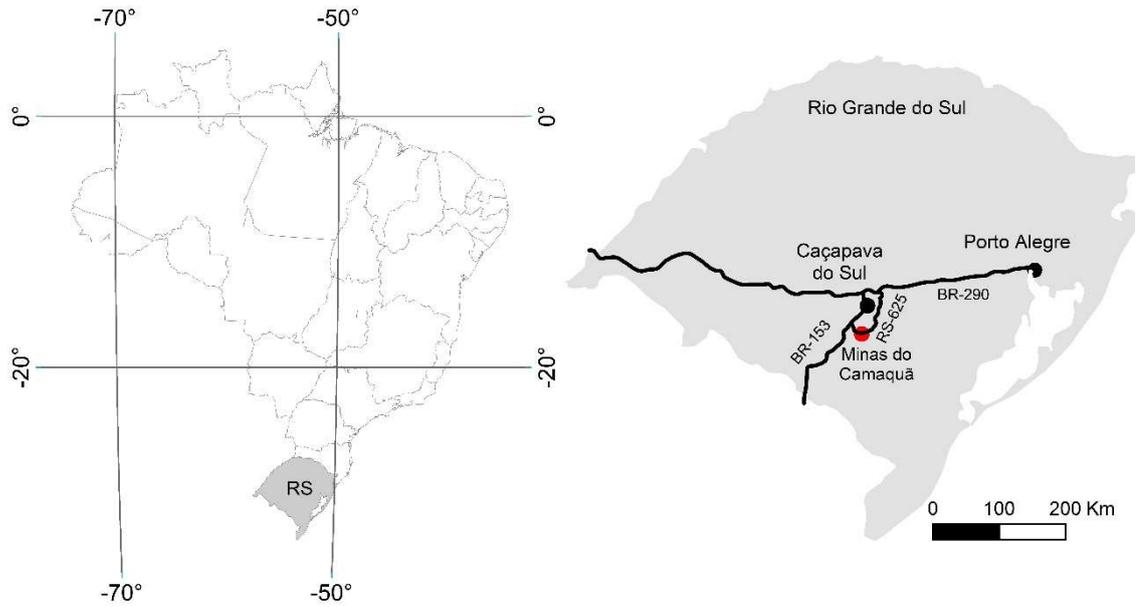
## **1.1 LOCALIZAÇÃO**

O trabalho foi realizado no distrito Minas do Camaquã, pertencente ao município de Caçapava do Sul, região centro-sul do Rio Grande do Sul. A partir de Porto Alegre, o trajeto é feito pela BR-290, que oferece acesso à BR-153 na região de Caçapava do Sul. Na BR-153, sentido Bagé, após 45 km surge o acesso à RS-625, estrada não pavimentada que liga a BR-153 à vila Minas do Camaquã e Santana da Boa Vista (Fig. 1).

## **1.2 SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO**

Esta dissertação de mestrado está estruturada em um artigo científico submetido ao periódico *Journal of Geochemical Exploration*, classificado no estrato Qualis-CAPES A2. A sua organização compreende as seguintes partes principais:

Texto Integrador composto pelos seguintes capítulos: a) introdução com a formulação do problema de investigação e localização da área da pesquisa; b) os materiais e métodos utilizados. c) Revisão bibliográfica do contexto geológico e estado da arte da metalogênese da região. d) resumo dos resultados obtidos e) interpretações desenvolvidas no artigo e discussão integradora dos resultados; f) conclusões; g) referências bibliográficas; h) artigo submetido ao *Journal of Geochemical Exploration*.



**Figura 15.** Localização da área de estudo em relação à divisão geográfica do país, com identificação das principais cidades e vias de acesso terrestre ao distrito Minas do Camaquã.

## **2. MATERIAIS E MÉTODOS**

---

### **2.1 LEVANTAMENTO DE CAMPO**

A coleta de informações de campo ocorreu em exercício profissional do autor, quadro efetivo da Nexa Resources – Exploração Mineral (antiga Votorantim Metais), no contexto do programa de pesquisa mineral na região das Minas do Camaquã. Como parte do escopo, no intervalo compreendido entre junho de 2010 e novembro de 2011, foi realizado mapeamento geológico nos domínios do depósito e descrição integral do acervo de sondagem existente no período. A etapa de descrição envolveu 298 furos de sondagem, totalizando 63.566 m de testemunhos, com finalidade de delinear os padrões de alteração hidrotermal, controles litológicos e estruturais da mineralização, e fornecer subsídios para construção de modelo descritivo em escala de depósito, aplicável ao direcionamento do programa de pesquisa da área.

O mapeamento macroscópico de testemunhos de sondagem integrado aos dados de superfície, permitiu a construção de mapas e seções temáticas, ilustrando as relações entre os diferentes halos hidrotermais e suas relações com corpos mineralizados, estruturas, litotipos e contatos litológicos.

Os resultados obtidos com as informações de superfície e de sondagem, embasaram a escolha de amostras de testemunhos de sondagem para caracterização petrográfica, mineralógica e química dos halos hidrotermais.

### **2.2 PETROGRAFIA**

Os estudos petrográficos basearam-se em material coletado no acervo de testemunhos de sondagem da Nexa Resources. Foram selecionadas 45 amostras, mineralizadas e estéreis, em posições distintas dos depósitos que constituem a Jazida Santa Maria (JSM), para avaliar variações laterais e verticais de associações minerais hidrotermais.

As lâminas delgadas polidas foram confeccionadas no laboratório de preparação do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímicas, do Instituto de Geociências (CPGq-IGeo-UFRGS). A petrografia foi conduzida com auxílio de microscópio óptico da marca Zeiss, modelo Axio Imager A2, por luz transmitida e

refletida. A documentação fotográfica das lâminas foi obtida através de câmera fotográfica digital acoplada ao microscópio, modelo Zeiss Axio Cam MRc, com tratamento no *software* Zen (Zeiss).

Esta etapa foi acompanhada de livros, textos e tabelas de propriedades ópticas de minerais, em especial as de Tröger (1979) e Craig & Vaughan (1994). Buscou-se, o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões, presença de intercrescimentos, inclusões e relações de equilíbrio entre fases, bem como texturas de instabilidade química e as paragêneses hidrotermais.

Nesta etapa também foram selecionadas seções representativas dos distintos halos hidrotermais para captura de imagens e análises química qualitativas em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), etapa que antecedeu a química mineral quantitativa em Microsonda Eletrônica.

### **2.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)**

A etapa de microscopia eletrônica de varredura foi utilizada para reconhecimento químico e obtenção de imagens para análise morfológica e de relações de contato da associação hidrotermal e hospedeiras, principalmente pela presença de minerais de faixa granulométrica de difícil observação ao microscópio petrográfico.

Análises por espectroscopia de dispersão de energia (EDS) foram utilizadas para a caracterização qualitativa das fases hidrotermais. O princípio do método reside na identificação dos elementos através das linhas de emissão de raios-X, originadas na colisão de feixe eletrônico acelerado na amostra. A radiação emanada, se analisada em função dos comprimentos de onda, aponta a formação de dois espectros, o contínuo e o característico. O espectro contínuo, responsável pela radiação de fundo, é gerado pela perda de energia dos elétrons na interação com a matéria, antes de se submeterem a uma colisão capaz de gerar fótons de raios-X, com energia máxima equivalente à do elétron incidente. Já o espectro característico é produzido pela transição de elétrons entre diferentes níveis orbitais. O processo se inicia com a remoção de um elétron de um nível orbital interno, quando bombardeado com elétrons de alta energia cinética. O espectro característico é o objeto de estudo, uma vez que elementos distintos emitirão valores distintos de comprimento de onda para a mesma transição eletrônica, e podem assim ser reconhecidos (Gomes, 2015;

Reed, 2005). Os resultados da química qualitativa foram utilizados como base para configurar as sessões de Microsonda Eletrônica, desde a seleção de padrões e o direcionamento da investigação na etapa de química mineral quantitativa.

A formação de imagens ocorre em função das interações entre elétrons incidentes e amostra. Parte dos elétrons bombardeados na amostra são defletidos pela superfície do alvo, em ângulos maiores que  $90^\circ$ . Estes são chamados elétrons retro-espalhados. A fração de elétrons incidentes que será defletida desta forma é fortemente dependente do número atômico do alvo (Reed, 2005). Em função disto, imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) foram obtidas para verificação das relações de contato e identificar possíveis variações composicionais dos minerais.

Durante o bombardeio eletrônico, ocorre também ejeção de elétrons secundários, estes facilmente distinguíveis dos elétrons retro-espalhados por possuírem energia muito baixa. Devido à baixa energia, somente elétrons originados na superfície da amostra são emitidos, justificando sua utilização no estudo morfológico de materiais submicroscópicos (Gomes, 2015; Reed, 2005). Imagens obtidas por elétrons secundários (SE) foram utilizadas para estudo da morfologia dos argilominerais hidrotermais.

O equipamento utilizado foi o microscópio eletrônico de varredura Jeol 6610-LV com sistema de análise por espectroscopia de dispersão de energia acoplado, do Laboratório de Microscopia eletrônica do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI-CPGq-IGeo). As análises foram efetuadas em 04 seções delgado-polidas e 02 fragmentos de testemunhos mineralizados, metalizadas com uma fina película de carbono. As condições analíticas empregadas para as análises EDS e captura de imagens foram de 8 KV a 15 KV, e 20 nA, respectivamente para a voltagem de aceleração, e corrente.

## **2.4 MICROSSONDA ELETRÔNICA**

A química mineral dos minerais hidrotermais foi voltada não somente à caracterização mineralógica, mas também para avaliar possíveis zonalidades químicas em escala de depósito. Optou-se por química pontual, através de microsonda eletrônica.

De forma análoga ao MEV, o método é baseado na identificação dos elementos através das linhas de emissão do espectro característico de raios-X. O método tem uma etapa qualitativa, que identifica os elementos presentes em uma amostra, por meio das linhas do espectro característico de raios-X. Na etapa quantitativa, as linhas do espectro identificadas têm suas intensidades determinadas, por meio de comparação com padrões de composições previamente conhecidas (Gomes, 2015).

Foram selecionadas em 09 seções polidas para análises químicas pontuais quantitativas por espectroscopia de dispersão de comprimentos de onda (WDS) da associação mineral hidrotermal. O equipamento utilizado foi a Microsonda Eletrônica CAMECA modelo SX FIVE, equipada com cinco espectrômetros WDS, detectores de elétrons secundários e retro-espalhados do Laboratório de Microsonda Eletrônica do LGI-CPGq-IGeo-UFRGS. As amostras foram metalizadas com fina película de carbono. As condições analíticas foram ajustadas de forma distinta nas análises de sulfetos, argilominerais e carbonatos, e descritas separadamente.

As condições analíticas para sulfetos foram de 20 KV, 20 nA e 1  $\mu$ m, para voltagem, corrente e abertura do feixe eletrônico, respectivamente. Foram analisados seus conteúdos de Ag, Au, Cu, Fe, Pb, S e Zn.

Os argilominerais foram analisados sob condições mais amenas de corrente e voltagem. O ajuste selecionado foi de 15 KV, 15 nA e 1  $\mu$ m voltagem, corrente e abertura do feixe eletrônico, respectivamente. Foram analisados os elementos Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, Si e Ti. Para analisar a possibilidade de partição de metais entre sulfetos e argilominerais, foram analisados também Cu, Pb, S e Zn. O enxofre foi inserido como controle, para evitar o reporte de misturas de minerais, dada a fina granulação dos argilominerais.

A sessão de química mineral dos carbonatos foi ajustada com 15 KV, 5 nA e 20  $\mu$ m voltagem, corrente e abertura do feixe eletrônico, respectivamente. Os elementos analisados foram Ca, Mg, Mn e Fe, além de Cu, Pb e Zn, novamente para investigar a possibilidade de partição de metais entre fases minerais distintas.

### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

---

#### 3.1 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

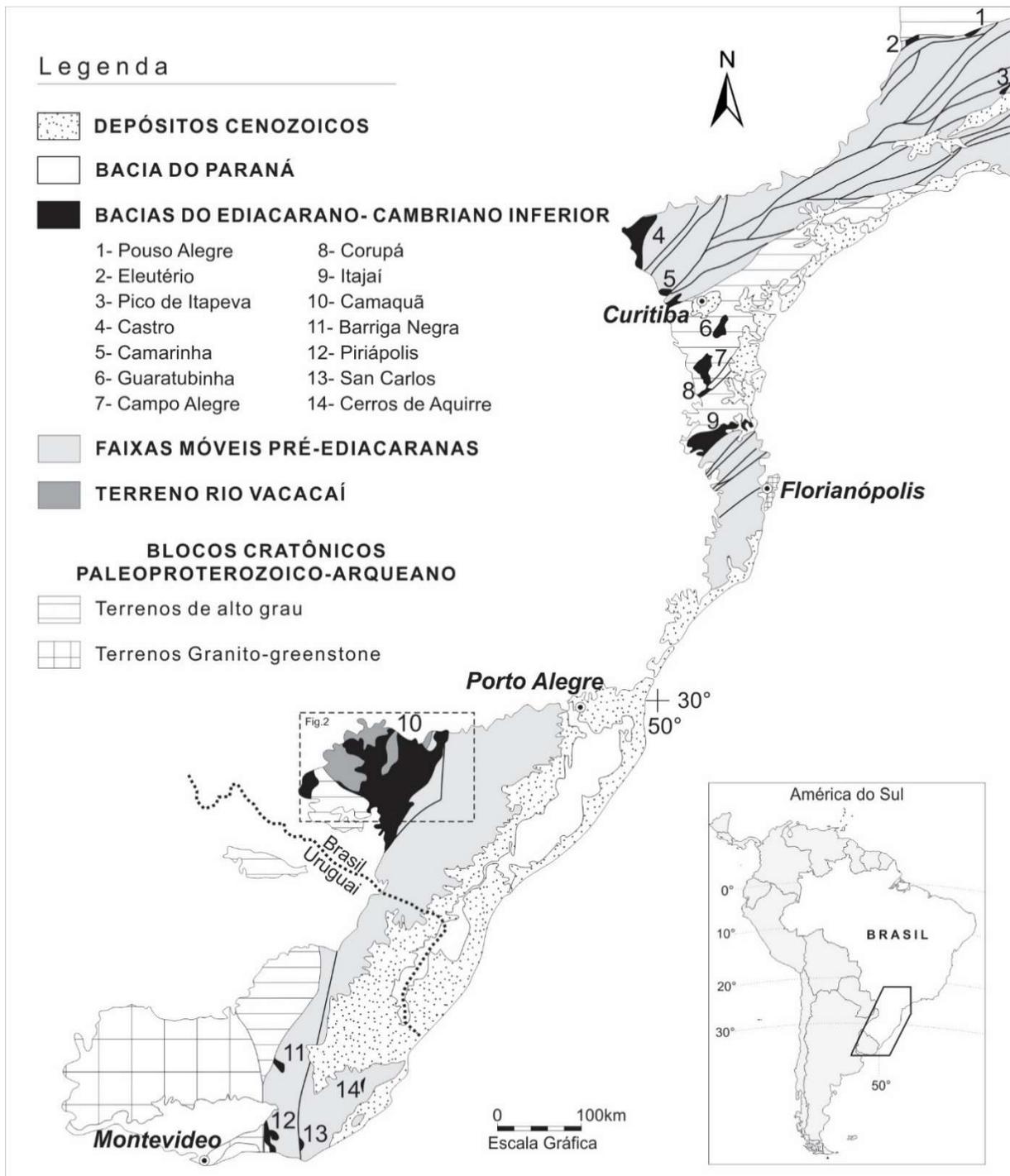
##### 3.1.1 Contexto tectônico

As mineralizações de Pb/Zn/Cu (Ag-Au) do distrito mineiro das Minas do Camaquã-RS estão hospedadas em rochas sedimentares da Bacia do Camaquã - BC (Leinz & Almeida, 1941; Remus *et al.*, 2000). A BC, está inserida no contexto da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), e faz parte de um sistema de bacias balizadas por falhas, depositadas entre o Ediacarano Médio e Cambriano Inferior, preenchidas por conteúdo siliciclástico e vulcanoclástico (Almeida *et al.*, 2010), com expressivo magmatismo de ambiente pós-colisional (Nardi & Bitencourt, 2007). Essas bacias afloram do sul do Uruguai ao sul de Minas Gerais (Fig. 2).

A BC possui mais de 3.200 Km<sup>2</sup> de afloramento, espessura estimada superior a 10 km, e formato alongado na direção NE-SW (Fig. 2), sendo delimitada pelo Cinturão Dom Feliciano a leste, e pelo Terreno Rio Vacacaí e porção norte do Cráton Rio de la Plata a oeste (Fragoso-Cesar, 1991; Chemale, 1995; Almeida, 2012). A divisão da BC em sub-bacias, originadas por altos do embasamento que afetaram a dinâmica de da evolução da BC, é tratada em termos distintos por Paim *et al.* (2000) e Fragoso-Cesar *et al.* (2000).

Paim *et al.* (2000) dividem a BC em quatro sub-bacias denominadas Taquarembó/Ramada, Santa Bárbara, Guaritas e Piquiri/Arroio Boici, de Oeste para Leste, respectivamente. Fragoso-Cesar *et al.* (2000), segmentam a BC em três sub-bacias denominadas Camaquã Ocidental, Central e Oriental, separadas pelo Alto de Caçapava a oeste e pela Serra das Encantadas a Leste (Fig. 2), configuração adotada para este trabalho.

Aspecto comum às duas propostas, considera-se que as sub-bacias não compartilham trajetória evolutiva única, em virtude do tectonismo ativo durante sua formação, fato que se reflete nas diferenças em seus arcabouços estratigráficos, e que dificulta ou impossibilita correlações laterais entre os distintos blocos em determinados intervalos de tempo.



**Figura 16.** Contexto tectônico da Bacia do Camaquã na Província Mantiqueira, segundo Almeida *et al.* (2010).

### 3.1.2 Evolução e estratigrafia da Bacia do Camaquã (BC)

Existem propostas contrastantes na literatura, para a evolução deste sistema de bacias, sejam relacionadas ao contexto de amalgamação do Gondwana, ou à tectônica extensional posterior e desvinculada deste evento orogênico. Entre os modelos propostos para a BC, as três principais linhas de abordagem são: 1) Modelos de bacias *foreland* periféricas (Fragoso-Cesar, 1991; Gresse *et al.*, 1996; Basei *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2007); 2) Modelos de bacia *strike-slip* relacionadas à tectônica tardi a pós-colisional (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2006; Almeida, 2012; Paim *et al.*, 2000, 2014); 3) Modelos de bacias extensionais (Fragoso-Cesar *et al.*, 2000; Almeida, 2005; Janikian *et al.*, 2008, 2012; Almeida *et al.*, 2010, 2012). Revisão detalhada das diversas propostas evolutivas pode ser encontrada em Bicca (2013).

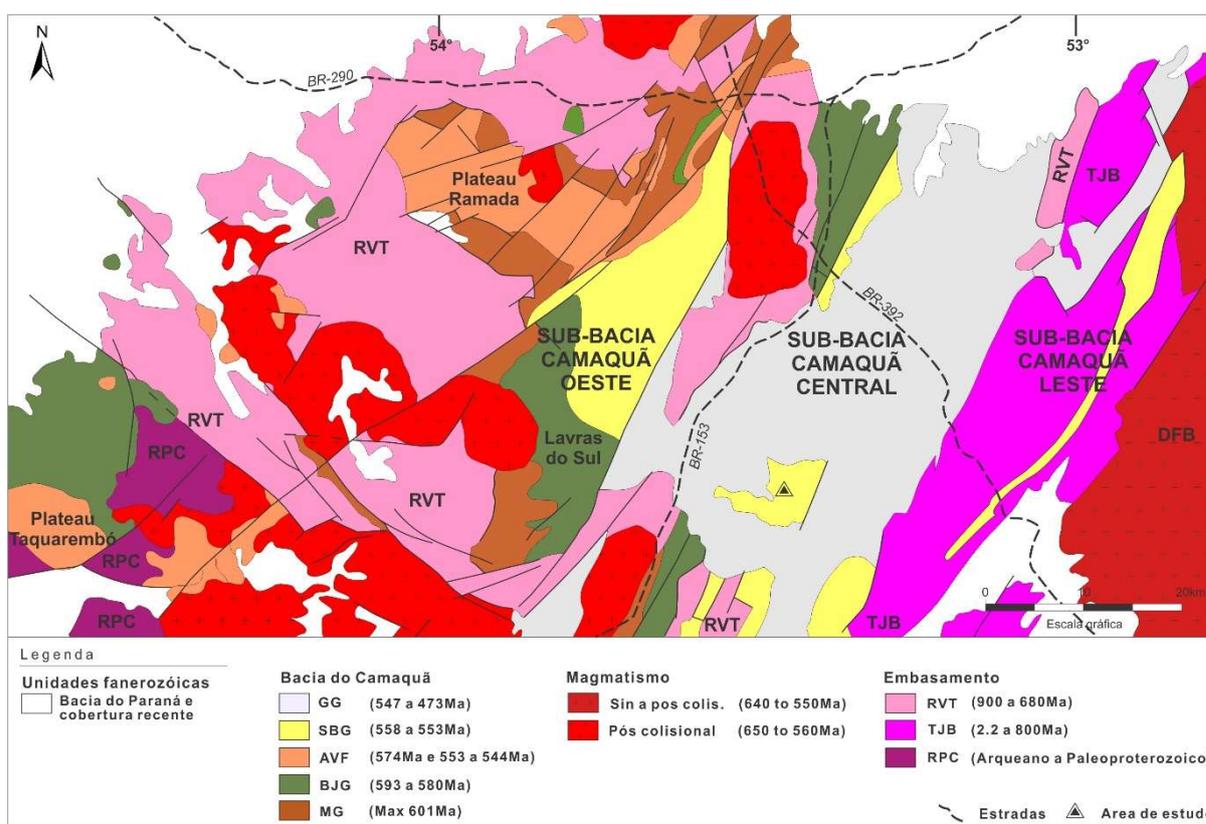
As rochas pré-ediacaranas do embasamento da bacia, formam um mosaico de terrenos granulíticos arqueanos a paleoproterozóicos, além de terrenos granito-migmatito-gnaissicos, sequências vulcano-sedimentares e supracrustais neoproterozóicos, cujas nomenclaturas, modelos evolutivos e compartimentação são matéria de debate na literatura (Fragoso-Cesar, 1991; Soliani, 1986; Babinski *et al.*, 1996; Frantz *et al.*, 1999; Chemale *et al.*, 1995, 2000; Hartmann *et al.*, 2007).

Os componentes pré-ediacaranos são divididos em 1) Terreno granulítico, de idades arqueanas a paleoproterozóicas pertencentes ao Craton Rio de la Plata (Almeida *et al.*, 1973), retrabalhadas no neoproterozóico; 2) Terrenos juvenis acrescionários intraoceânicos, metamorfizados com evolução restrita ao neoproterozóico (Terreno Rio Vacacaí de Fragoso-Cesar 1991, Cinturão Vila Nova de Chemale *et al.* 1995, Bloco São Gabriel de Babinski *et al.* 1996); 3) O Cinturão Tijucas representado por uma associação de rochas meta-sedimentares e meta-vulcânicas de idade neoproterozóica, contendo registro do embasamento paleoproterozóico (Hartmann *et al.*, 2007).

O registro estratigráfico da BC aponta evolução pela superimposição de bacias independentes e sucessivas no mesmo lócus deposicional (Paim *et al.*, 2000; 2014). As bacias são predominantemente preenchidas por conteúdo siliciclástico (Almeida, 2010), com a presença intermitente de atividade vulcânica e plutônica, com trend evolutivo de cálcio-alkalino high-K à shoshonítico, finalizando com magmatismo sódio-alkalino saturado em sílica, com componente crustal representado por granitos peraluminosos (Wildner *et al.*, 2002). As descontinuidades erosivas, e as variações de

espessuras das unidades marcam variações de depocentro e áreas-fonte, relacionadas à uma complexa evolução em termos de soerguimento e subsidência da bacia (Almeida, 2001; Almeida, 2010; Borba *et al.*, 2002).

O empilhamento estratigráfico da BC é objeto de estudo e debate na literatura há mais de 80 anos, desde os trabalhos pioneiros de Carvalho (1932). A diversidade de propostas nasce da dificuldade de estabelecer correlações laterais e de empilhamento entre as sub-bacias. Dentre as diversas propostas estratigráficas publicadas (Carvalho, 1932; Leinz *et al.*, 1941; Robertson, 1966; Ribeiro *et al.*, 1966; Ribeiro & Lichtenberg, 1978; Santos *et al.* 1978; Fragoso-Cesar *et al.*, 2000, 2003; Leites *et al.*, 1990; Paim *et al.*, 1992, 1995, 2000; Porcher & Lopes, 2000; Fambrini, 2003; Janikian, 2004; Pelosi, 2005; Borba *et al.*, 2006), este trabalho utilizará a divisão proposta por Fragoso-Cesar *et al.* (2003), bem como sua nomenclatura no âmbito regional. Revisão comparativa entre as distintas propostas pode ser encontrada em Borba (2006).



**Figura 17.** Mapa geológico da Bacia do Camaquã, modificado de Janikian (2012). Unidades da bacia agrupadas conforme proposta estratigráfica de Fragoso-Cesar *et al.* (2003). Magmatismo agrupado por ambiente e idades, adaptado de Nardi & Bitencourt (2007).

Segundo Fragoso-Cesar *et al.* (2003) a BC é subdividida da base para o topo em: Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Grupo Santa Bárbara, Grupo Guaritas, unidades que constituem o Supergrupo Camaquã (Fig. 3).

### 3.1.2.1 Grupo Maricá

O Grupo Maricá possui aproximadamente 4000 m de espessura, ocorre na porção oeste da BC, e consiste em arenitos arcoseanos, localmente conglomeráticos, e de forma subordinada, pelitos, que repousam em contato de não conformidade sobre as unidades metamórficas do Terreno Rio Vacacaí (Fragoso-Cesar, 1991; Paim *et al.*, 2000).

Fragoso-Cesar *et al.* (2000) dividem o grupo em três membros denominados inferior, intermediário e superior. Os membros inferior e superior, de origem fluvio-aluvial, compreendem arenitos arcoseos e quartzo-arenitos de granulação média a grossa com lentes conglomeráticas, estratificação cruzada acanalada, planar e horizontal (Fragoso-Cesar *et al.*, 2000, Borba, 2006). O membro intermediário é composta por siltitos e argilitos, maciços ou estratificados, com laminação plano-paralela, ondulada e lenticular, ocorrendo ainda arenitos com estratificação do tipo *hummocky*, interpretados por Paim *et al.* (2000) e Borba *et al.* (2006) como uma sucessão marinha transgressiva, enquanto Fragoso-Cesar *et al.* (2000) interpretam como turbiditos marinhos rasos com retrabalhamento por ondas.

O Grupo Maricá é intrudido por rochas vulcânicas intermediárias a básicas do Grupo Bom Jardim e pelos granitos Lavras do Sul, São Sepé, Ramada e Cerro da Cria, considerados como co-magmáticos (Nardi & Lima, 1985; Soliani Jr., 1986). Foram reconhecidos ainda eventos vulcânicos sin-deposicionais, evidenciados pela ocorrência de depósitos vulcanogênicos intercalados com as rochas sedimentares da sucessão inferior (Santos *et al.*, 1978; Paim *et al.*, 2000). A idade máxima de deposição do Grupo Maricá é de  $601 \pm 13$  Ma, proposta a partir de determinações com zircões detríticos de arenitos arcoseanos (Almeida *et al.*, 2012).

### 3.1.2.2 Grupo Bom Jardim

O Grupo Bom Jardim compreende uma sequência vulcano-sedimentar, com 2000 m de espessura, depositado sobre as rochas do Grupo Maricá em discordância angular (Oliveira, 2012). As rochas vulcânicas correspondem a Formação Hilário, composta por fluxos de lava, magmatismo hipabissal e depósitos vulcanoclásticos (epiclásticos e piroclásticos). Wildner *et al.* (1997) e Lima & Nardi (1998) interpretam como vulcanismo sub-aéreo. Fambrini (1999) interpreta algumas fácies de brecha e lapilli-tufos como depósitos sub-aquosos. Em termos de filiação, este vulcanismo está relacionado a um magmatismo cálcio-alcalino alto potássio, com composição básica a intermediária e assinatura shoshonítica (Nardi & Lima, 2000).

Os depósitos sedimentares são representados por conglomerados ricos em clastos de rochas vulcânicas de composição básica a intermediária, e por depósitos turbidíticos, interpretados por Fragoso-Cesar *et al.* (2003) como ambiente lacustre profundo a raso.

Os dados disponíveis na literatura indicam que o intervalo de deposição do Grupo Bom Jardim ocorre entre  $593 \pm 6$  e  $580 \pm 3,6$  Ma. Idades U-Pb e Ar-Ar de andesitos entre 585 e 590 Ma foram obtidos por Janikian *et al.* (2008). Idades U-Pb SHRIMP de zircões em andesitos variam entre  $593 \pm 6$  Ma (Remus *et al.*, 2000) e  $580 \pm 3,6$  Ma (Janikian *et al.*, 2012).

### 3.1.2.3 Formação Acampamento Velho

A Formação Acampamento Velho, com cerca de 500 m de espessura (Paim *et al.*, 2000), recobre em discordância angular os depósitos do Grupo Bom Jardim, ocorrendo principalmente na sub-bacia ocidental. Com expressão espacial mais ampla que os termos vulcânicos do Grupo Bom Jardim, a Formação é interpretada por Janikian (2012) como uma bacia mais ampla que sua antecessora. Predominam rochas vulcânicas ácidas de afinidade alcalina (fluxos de lava, ignimbritos e vulcanoclastos), com contribuição restrita de termos básicos, originados em ambiente tectônico extensional pós-orogênico (Wildner *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 2006).

Esta unidade apresenta idades U-Pb em zircão de  $549,3 \pm 5$  Ma (Sommer *et al.*, 2005) para a porção riolítica e  $553 \pm 5,4$  Ma (Almeida *et al.*, 2012) para os basaltos andesíticos da sub-bacia Ramada. Janikian *et al.* (2012) obtiveram idade de  $574 \pm 7$  Ma para os riolitos da sub-bacia Ramada e  $544,2 \pm 5,5$  Ma para os lapilli-tufos da sub-

bacia Taquarembó, interpretam assim a presença de dois pulsos vulcânicos espacial e cronologicamente distintos, ambos prévios a deposição do Grupo Santa Bárbara (GSB).

#### 3.1.2.4 Grupo Santa Bárbara (GSB)

O Grupo Santa Bárbara (GSB), originalmente definido como Formação (Robertson, 1966) tem 2000 m de espessura estimada, sendo composto por conglomerados, arenitos e siltitos avermelhados, imaturos textural e composicionalmente. Seu conteúdo indica origem continental (Robertson, 1966; Paim 1994; Paim *et al.*, 1995), interpretado como associações de leques aluviais e canais entrelaçados (Borba & Misuzaki, 2003), apesar de origem atrelada a ambiente marinho/transicional ter sido evocada em Fambrini *et al.* (2005).

O GSB é composto por três ciclos sedimentares, definidos por Borba & Mizusaki (2003) como Sequência I, II e III. As sequências basais (I e II) representam um padrão deposicional coerente com sistemas fluviais e leques deltaicos. São depósitos grosseiros compostos predominantemente por clastos metamórficos oriundos do Alto de Caçapava na porção ocidental da Bacia Santa Bárbara. A Sequência III cobre, discordantemente, as subunidades basais e reflete a inversão do sistema. Os depósitos de leques aluviais da Sequência III sugerem um novo arranjo tectônico na bacia, com erosão parcial das sequências basais, e a presença de fragmentos de rocha de composição granítica, os quais refletem o estágio de denudação profunda do Alto de Caçapava e possivelmente um significativo hiato na base da Sequência III.

Zircões detríticos coletados nos conglomerados da Sequência III, na região das Minas do Camaquã (Bicca, 2009; e Bicca *et al.*, 2010), datados com método LA-ICPMS indicam  $558 \pm 13$  Ma como idade máxima de deposição. Oliveira *et al.* (2014) também datando zircões detríticos na região das Minas do Camaquã, obtiveram idade máxima de deposição de  $553 \pm 16$  Ma.

#### 3.1.2.5 Grupo Guaritas (GG)

O Grupo Guaritas (GG) equivale a Formação Guaritas (Goñi *et al.*, 1962), registra o último episódio tectono-sedimentar da bacia. Possui espessura estimada de 600 m. Repousa horizontalmente sobre uma discordância angular e inclui duas

unidades limitadas por uma discordância erosiva, as formações Pedra Pintada e Varzinha (Paim *et al.*, 2014).

A Formação Pedra Pintada compreende fácies desérticas, intercaladas em sua base, com rochas vulcânicas básicas a intermediárias (Membro Rodeio Velho) de afinidade alcalina (Paim *et al.*, 2000). O vulcanismo Rodeio Velho se manifesta por derrames e diques intermediários a básicos, além de diques clásticos, intercalados com arenitos e ruditos na base do GG. Os depósitos sedimentares compreendem arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada de grande porte. Interpretadas como depósitos de fácies eólicas, os quais estão associados com ocorrências menores de depósitos de interduna compostos por arenitos grosseiros, pelitos e arenitos finos a médios relacionados a sedimentação eólica, lacustre e fluvial.

A Formação Varzinha é predominantemente composta por depósitos fluvio-aluviais que compreendem arenitos finos a grosseiros, com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte, e plano-paralela. Este arcabouço é relacionado a sistemas fluviais efêmeros, sujeitos a longos períodos de inatividade, com exposição subaérea, retrabalhamento eólico, dessecação de lama e precipitação de silcretes e calcretes (Fragoso-César *et al.*, 1984; De Ros *et al.*, 1994; Paim & Scherer, 2007; Almeida, 2005).

Com relação à idade, Almeida *et al.* (2012) obtiveram uma idade de  $547 \pm 6$  Ma dos zircões do Membro Rodeio Velho (base da sequência), interpretada como idade máxima de deposição para o GG. Hartman *et al.* (2008) a partir de zircões detríticos da Formação Varzinha (Topo), atingiram a idade de 535 Ma correspondente a idade de máxima de deposição. Maraschin *et al.* (2010), datando ilitas autigênicas dos arenitos eólicos da formação Pedra Pintada, pelo método K-Ar, alcançaram uma idade de  $473.7 \pm 9.4$  Ma, interpretada pelos autores como sendo representativa do término do processo de diagênese das ilitas. A integração destas idades coloca o intervalo deposicional do Grupo Guaritas entre  $547 \pm 6$  Ma e  $473.7 \pm 9.4$  Ma.

### 3.1.3 Geologia Local

A associação litológica encaixante das mineralizações do distrito Minas do Camaquã (MC), foi objeto não somente de estudos metalogenéticos, mas também de distintas áreas do conhecimento como estratigrafia, sedimentologia, geologia

estrutural, petrologia e evolução crustal. A região, além do evidente interesse econômico, apresenta excelentes condições de exposição e preservação das rochas, tanto em afloramentos como nas cavas desativadas, além de vasto acervo de testemunhos de sondagem gerado durante décadas de atividades de pesquisa mineral. Fatores que contribuem para atrair o interesse de tantos pesquisadores.

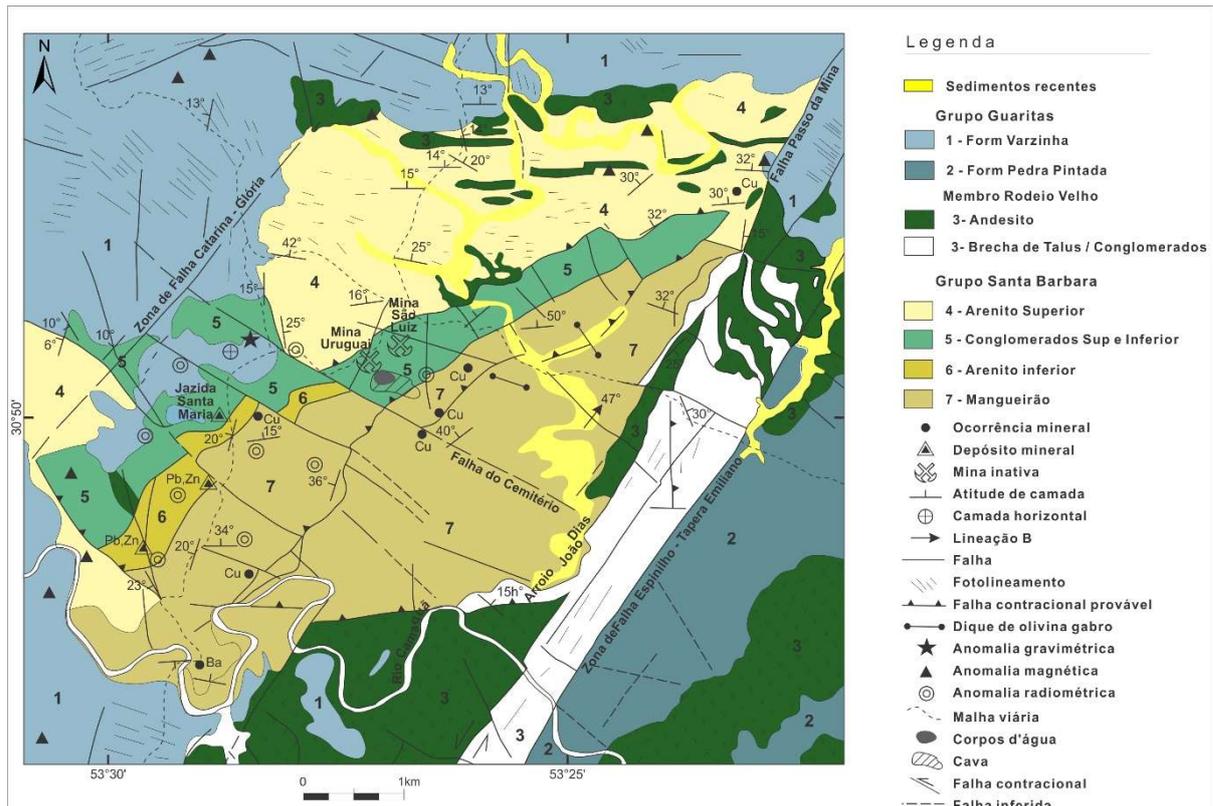
A contextualização da geologia da MC dentro da evolução da BC é tema controverso na literatura, devido à escassa quantidade de dados geocronológicos, das limitações de correlações litológicas dentro da BC, e por se tratar de uma janela estrutural. Propostas discrepantes de posicionamento estratigráfico podem ser vistas em Carvalho (1932), Leinz *et al.* (1941), Robertson (1966), Ribeiro *et al.* (1966), Teixeira *et al.* (1978), Gonzales & Teixeira (1980), Paim (2000), Fambrini (1998), Fambrini *et al.* (2005), Oliveira (2012), Bicca (2013) e Oliveira *et al.* (2014).

A proposta adotada neste estudo será a de Bicca (2013) e Oliveira *et al.* (2014). Estes correlacionam através de geocronologia, proveniência e litoestratigrafia, as sequências sedimentares encaixantes das mineralizações da região de Minas do Camaquã com as unidades do GSB em sua seção tipo, a oeste do Alto de Caçapava do Sul, conforme definido nos estudos de Borba e Mizusaki (2003). A nomenclatura de Gonzales & Teixeira (1980), será adotada para os litotipos locais, termos que se consagraram pela prática operacional nas minas Uruguai e São Luiz, devido a sua aplicabilidade na pronta identificação e posicionamento estratigráfico local das unidades presentes na área.

Na região, o GSB aflora em uma janela estrutural em meio a uma vasta área de afloramento do GG, topo da BC. Segundo Oliveira *et al.* (2014) na MC, ocorrem as sequências I e II do GSB (Fig. 4), conforme descritas por Borba e Mizusaki (2003). A sequência I é representada por depósitos de frente deltaica e lacustrinos (Membro Mangueirão) que gradam para depósitos de frente de leques deltaicos (arenito inferior e conglomerado inferior). A sequência II está representada por fácies fluviais arenosas (arenito médio) evoluindo para depósitos de frente de leque deltaico (conglomerado superior e arenito superior).

Características comum às rochas da região são a imaturidade textural e composicional, além da coloração marcante que varia de vermelho muito forte a marrom, causado pelo alto conteúdo de cimentos ferruginosos. O contato superior do GSB com as rochas do GG ocorre por discordância angular e erosiva, com ótimas

exposições nas porções norte e oeste da área, no entanto obliterado por falhas nas porções leste e sul da janela estrutural (Fig. 4). O contato inferior do GSB não aflora, e tampouco foi identificado em sondagem, apesar da existência de furos com profundidades próximas a 1 Km. As unidades locais hospedeiras da mineralização são descritas abaixo, da base para o topo, todas pertencentes ao GSB.



**Figura 18.** Mapa geológico do distrito Minas do Camaquã. Modificado de Toniolo et al. (2007).

### 3.1.3.1 Litologias

#### Membro Mangueirão

O Membro Mangueirão, unidade sedimentar basal na área de estudo, apresenta grande diversidade de litotipos, sendo composta principalmente por ritmitos, com contribuição menor de arenitos, conglomerados, e brechas sedimentares, estas por vezes associadas a derrames andesíticos de ocorrência muito restrita (Nexa, 2010). Possui espessura superior a 600 m, sendo seu contato inferior não aflorante e não interceptado por sondagem. Suas porções superiores

hospedam parcialmente as mineralizações de Zn/Pb da JSM. As características mais marcantes são sumarizadas abaixo:

- Os ritmitos alternam leitos de siltitos argilosos de coloração marrom e leitos de arenito fino de coloração cinza a cinza esverdeada. Em seus leitos mais arenosos pode-se identificar além de argilas, quartzo, feldspatos e sericita orientados segundo o acamamento, além da marcante presença de cimentos calcítico e limonítico em todos os leitos. Apresentam laminação rítmica plano-paralela. Nos furos estratigráficos da MC, foram identificados pacotes argilosos persistentes, não aflorantes, por vezes com níveis de gipsita (Nexa, 2010);
- Os pacotes arenosos do Membro Mangueirão apresentam coloração vermelha a marrom, e dividem semelhanças composicionais com os ritmitos, conforme já ressaltado por Bettencourt (1972). Além das argilas, possuem quartzo, feldspatos, muscovita e fragmentos de rocha, notadamente granitos, gnaisses, xisto e quartzito. Da mesma forma que os ritmitos, os cimentos calcíticos e limoníticos são presentes no pacote e respondem fortemente por sua coloração. Possuem estratificação plano-paralela;
- Pacotes de conglomerados finos menos expressivos são notados principalmente na porção mais oeste da área conforme já descrito por Badi (1983) e Badi & Gonzalez (1988), por vezes não aflorantes e cobertos pelo GG. Nota-se a presença de quartzo, feldspatos, além de fragmentos quartzito, xisto, granito e gnaisse;
- Nas porções sul da JSM, ocorre um nível de brecha sedimentar matriz suportada, com espessuras de 1,0 m a 30 m, composta por matriz arenosa e clastos angulosos de arenitos e ritmitos. Este pacote, identificado somente em testemunhos de sondagem, ocorre intercalado com rochas andesíticas de geometria tabular e contatos difusos por interação com sedimentos inconsolidados, descritos pela equipe da Nexa como peperitos (Nexa, 2010).

### Arenito Inferior

O Arenito inferior está posicionado acima da unidade basal, e seu início é marcado pela escassez de leitos silto-argilosos, que diminuem gradativamente em quantidade no topo do Membro Mangueirão, fato notado repetidamente em testemunhos de sondagem. Esta unidade é mais homogênea que o Membro Mangueirão, sendo composta por arenitos arcosianos médios a finos com níveis centimétricos de siltitos, com espessura média de 200 m interceptada em sondagem. Possuem estratificação plano-paralela bem evidente, além de estruturas de escavação, gretas e deformação por escorregamento, conforme notado por Bettencourt (1972). Sua coloração varia de vermelho forte a marrom avermelhado. O Arenito inferior é a principal hospedeira das mineralizações de Zn/Pb da JSM. Hospeda também, fração subordinada das mineralizações de Cu (Au-Ag) das Minas São Luiz (MSL) e Uruguai (MU).

Os componentes detríticos principais do Arenito Inferior são quartzo, microclínio, plagioclásio, muscovita além de fragmentos líticos de quartzito e xisto. Seus componentes acessórios principais são zircão, titanita, apatita e opacos. A presença de cimento carbonático e limonítico englobando minerais detríticos é marcante, e rege as tonalidades avermelhadas da rocha.

### Conglomerados Inferior e Superior

Os Conglomerados Inferior e Superior ocorrem acima do Arenito Inferior após gradação métrica deste para termos rudáceos. A nomenclatura das unidades se justifica pela presença de uma lente denominada Arenito Intermediário separando os dois pacotes conglomeráticos na região das minas Uruguai e São Luiz. Devido a espessura reduzida (30 m) e pouca continuidade lateral do Arenito Intermediário, as três unidades estão unificadas na cartografia geológica, e serão tratadas neste trabalho em conjunto (Fig. 04). Este pacote é o principal hospedeiro das mineralizações de Cu (Au-Ag) das Minas São Luiz (MSL) e Uruguai (MU), e hospeda parcialmente as mineralizações de Zn/Pb da JSM (Nexa, 2010).

A unidade rudácea possui espessura estimada de 500 m, composta por conglomerados métricos, granocrescentes para o topo, separados por camadas decimétricas de arenitos conglomeráticos com estratificações plano-paralelas e cruzadas dos tipos acanalado e tabular. Em suas porções inferiores são sustentados

pelo arcabouço, composto por arenitos e arenitos conglomeráticos que gradam em direção ao topo, para conglomerados sustentados pela matriz arenosa com estratificação cruzada tabular de médio e pequeno porte e plano-paralela (Fambrini *et al.*, 2005). O aspecto granocrescente para o topo é bem marcado, com a presença em suas posições superiores, de conglomerados de matacões.

Os fragmentos de rocha presentes são granitos, quartzo, quartzitos, xistos, arenitos, mármore, vulcânicas ácidas, andesitos, conglomerados e milonitos. A matriz é composta principalmente por quartzo e feldspatos. Os cimentos envolvem os minerais da matriz, são compostos por calcita e limonita, que a exemplo dos litotipos da base da sequência, conferem forte coloração vermelha às rochas.

#### Arenito Superior

O Arenito superior é a unidade de topo do GSB na região das Minas do Camaquã. Possui espessura estimada superior a 500 m. Predominam arenitos médios bem selecionados, localmente arenitos finos com camadas pouco espessas de conglomerados finos (Fambrini *et al.*, 2005). O contato inferior com o pacote conglomerático é brusco, e seu contato superior com GG se dá por discordância angular e erosiva. Não existe registro de sondagem, pois a unidade não hospeda depósitos conhecidos. Afloram ao oeste das mineralizações, mas possuem pequenas ocorrências de cobre.

A unidade é estruturada na porção inferior em camadas centimétricas e decimétricas de arenitos micáceos médios, por vezes finos, de coloração avermelhada, de geometria tabular com topo e base ondulados. A porção superior é constituída por arenitos micáceos finos a médios, de coloração avermelhada, com estratificação e laminação cruzadas (Fambrini *et al.*, 2005).

Os principais componentes detríticos são quartzo, feldspatos, muscovita, fragmentos de quartzito, opacos e argilas mais localmente. Apresenta grande quantidade de cimento ferruginoso e calcítico, em substituição da matriz argilosa, enquanto fragmentos são preferencialmente cimentados por calcita (Bettencourt, 1972).

### 3.1.3.2 Deformação Local

Propostas sobre o papel das estruturas locais na história sedimentar e deformacional da bacia podem ser encontrados em Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro & Carraro (1971), Almeida *et al.* (2012) e Bicca (2013). Os levantamentos estruturais voltados à compreensão metalogenética foram efetuados nas MU e MSL conforme Bettencourt (1972), Santos *et al.* (2012), enquanto inexistem publicações no tema sobre a JSM.

Os levantamentos de Bettencourt (1972) e Santos *et al.* (2012) evidenciam o controle estrutural das mineralizações MU e MSL, onde fica claro também, a alta densidade de feições estruturais rúpteis presentes nestas porções. Bettencourt (1972) descreve corpos mineralizados hospedados em estruturas distensivas de segunda e terceira ordem em relação às estruturas regionais de direção N20E. Santos *et al.* (2012) integram seus dados à proposta de Almeida *et al.* (2012) para a evolução tectônica da BC, ambos estudos baseados em análises de paleotensões, propondo que as mineralizações estão encaixadas em estruturas posteriores ao magmatismo Rodeio Velho, este na base do GG, e notadamente o mais importante evento térmico identificado nas cercanias das mineralizações.

## 3.2 METALOGÊNESE

A metalogênese dos depósitos das Minas do Camaquã é objeto de debate desde suas primeiras descrições sistemáticas realizadas por Carvalho (1932) e Teixeira (1937). Atualmente, o tema conta com mais de 80 anos de bibliografia, com trabalhos majoritariamente feitos com dados obtidos a partir dos corpos cupríferos das MU e MSL. Laux & Lindenmayer (2000) sintetizam detalhadamente as diversas hipóteses genéticas propostas para as mineralizações das MC, que acompanharam a evolução do conhecimento e das ferramentas de investigação das geociências. Os depósitos das MC já foram classificados como mineralizações hidrotermal-magmáticas com ou sem conexão a sistemas porfíricos (Teixeira, 1937; Leinz & Almeida, 1941; Bettencourt, 1972; Beckel 1990; Remus *et al.*, 2000; Laux *et al.*, 2005), mineralizações epitermais com ou sem conexão a sistemas porfíricos (Lima, 1998; Remus *et al.*, 2000; Renac *et al.*, 2014) e também como mineralizações do tipo sedimentar, com variações para sedimentar remobilizado (Teixeira *et al.*, 1978; Licht 1980; Badi & Gonzalez, 1980; Veigel, 1992; Veigel & Dardenne, 1990).

Aspectos descritivos dos controles dos corpos sulfetados foram importantes para fundamentar parte do debate sobre a gênese das mineralizações das MC, principalmente pela existência de controles mistos, com corpos estruturalmente controlados e corpos disseminados em suas cercanias, sempre com alteração hidrotermal associada. O estilo epigenético das mineralizações estruturalmente controladas e sua alteração hidrotermal foi associado à origem hidrotermal-magmática, causado por corpos intrusivos não aflorantes (Leinz & Almeida, 1941; Bettencourt, 1972; Beckel, 1990).

A descoberta de corpos parcialmente disseminados por volta da década de 70, entre eles a JSM, trouxe à tona as propostas de modelos sedimentar e sedimentar remobilizado para as mineralizações, devido ao caráter estrato-controlado que as mineralizações podem apresentar em escala restrita (Teixeira *et al.*, 1978; Licht, 1980; Badi & Gonzalez, 1980; Veigel, 1992; Veigel & Dardenne, 1990).

Com a evolução das ferramentas de investigação geológicas, notadamente as de geologia isotópica, as propostas foram revisitadas e embasadas com argumentos outros além dos descritivos. A composição isotópica do Pb obtida em sulfetos (Remus *et al.*, 2000; Pereira, 2018) mostra comportamento semelhante para todas as mineralizações do distrito, com indicação de origem orogênica ou mista para o Pb da rocha fonte, com idade modelo de 1,1 a 1,2 Ga.

Os estudos de isótopos de S realizados em concentrados de sulfetos de Fe, Cu, Pb e Zn (Bettencourt, 1972; Beckel, 1990; Remus *et al.*, 2000; Laux *et al.*, 2005) apontam uma forte concentração dos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  ao redor de 0 ‰, indicando fonte magmática para o enxofre, que os autores associaram com possíveis corpos intrusivos não aflorantes na base da sequência sedimentar das MC.

Resultados obtidos em barita e carbonatos, ambos associados ao estágio tardio do processo mineralizante, apontam para valores mais positivos com  $\delta^{34}\text{S}$  variando de + 5,9 ‰ a 14,2 ‰ (Bettencourt, 1972; Beckel 1990; Remus *et al.*, 2000; Laux *et al.*, 2005), interpretados por estes como interação de fluidos magmáticos e meteóricos.

Renac *et al.*, (2014), analisaram a composição isotópica de S da MU, em grãos individualizados de sulfetos contendo até duas fases minerais, e obtiveram resultados de  $\delta^{34}\text{S}$  que variam de -1 ‰ a 6 ‰, interpretado como fracionamento isotópico de S entre as distintas fases sulfetadas a partir de fonte magmática homogênea. Os autores

integraram estes dados, com resultados de  $\delta^{18}\text{O}$ , que variam de  $-4\text{‰}$  a  $-12\text{‰}$ , e concluem por mistura de fluidos magmáticos e fluidos meteóricos, classificando a MU como uma mineralização epitermal low-sulfidation, associada à um possível sistema Cu-pórfiro não aflorante.

Os dados de isótopos de S de sulfetos das MC disponíveis na literatura são, portanto, bastante consistentes, com valores  $\delta^{34}\text{S}$  que se aproximam  $0\text{‰}$ . No entanto, conforme será ilustrado no cap 4, os sulfetos apresentam sucessivas fases de cristalização indicado por suas relações de borda, o que dificulta a análise dos resultados isotópicos obtidos a partir de concentrados de minerais.

A maior parte dos estudos prévios sobre a metagênese da região foi realizada nos domínios das MU e MSL. Esta informação é importante, pois como será visto no Cap. 4, os corpos da JSM possuem, parte de geologia em comum com as MU e MSL, e parte que não encontra paralelos nas minas de cobre, e que pode trazer subsídios para a compreensão do sistema mineralizante da MC de forma mais completa.

## 4. RESULTADOS

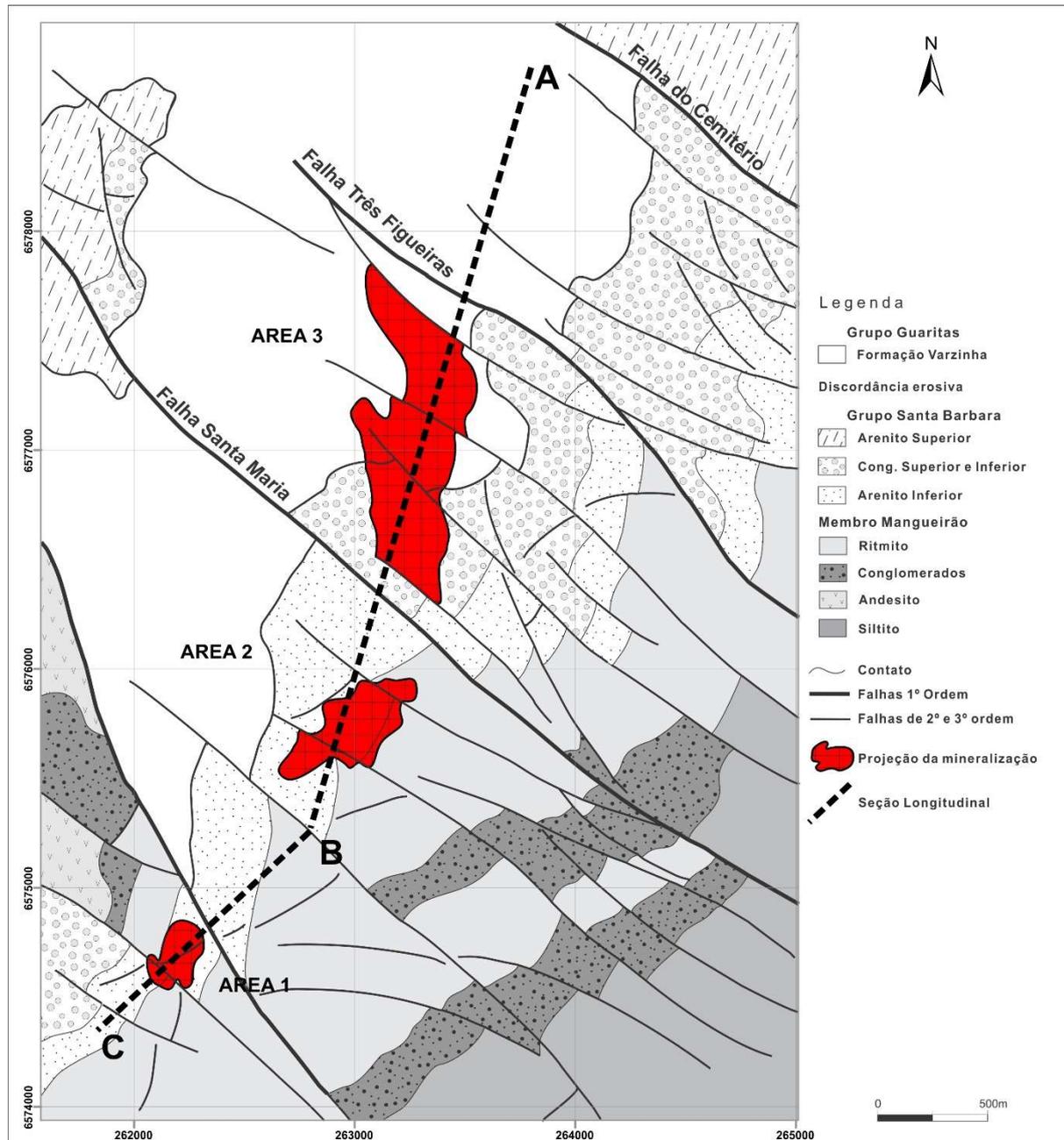
---

### 4.1 GEOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO

As características das mineralizações sumarizadas abaixo são embasadas principalmente na descrição geológica de furos de sondagem, em busca de informações sobre os controles estruturais e estratigráficos da mineralização, encaixantes, zonalidade metálica e hidrotermal. A cartografia geológica foi atualizada através de mapeamento geológico, integração com dados de testemunhos de sondagem, e interpretação de imagens *Quickbird* para extração de feições estruturais.

#### 4.1.1 Distribuição espacial

A JSM é dividida em três corpos espacialmente separados e dispostos em trend de 3km, de direção NE-SW, denominados Áreas 1, 2 e 3. Os corpos estão em blocos estruturais distintos, dispostos em padrão escalonado de movimentação predominantemente dextral, controlada nas falhas de direção N50W (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**). O sistema N50W, causa escalonamento dos corpos mineralizados e exerce forte controle na disposição dos litotipos em mapa, seja na região da MC, ou em caráter regional, conforme já ressaltado por Almeida *et al.* (2012).



**Figura 19.** Mapa geológico de detalhe da Jazida Santa Maria. As mineralizações são parcialmente aflorantes (somente Área 1), e sua envoltória está projetada em superfície. A linha A-B-C localiza a seção longitudinal apresentada na figura 10.

As envoltórias das mineralizações das Áreas 1, 2 e 3, possuem orientações distintas, conforme visto nas projeções em planta (Fig. 5), e são escalonadas em estruturas distensivas de segunda e terceira ordem do sistema N50W. Os corpos mineralizados são rasos, mas não aflorantes. A figura 5 representada as envoltórias de suas projeções em superfície.

#### 4.1.2 Distribuição estratigráfica

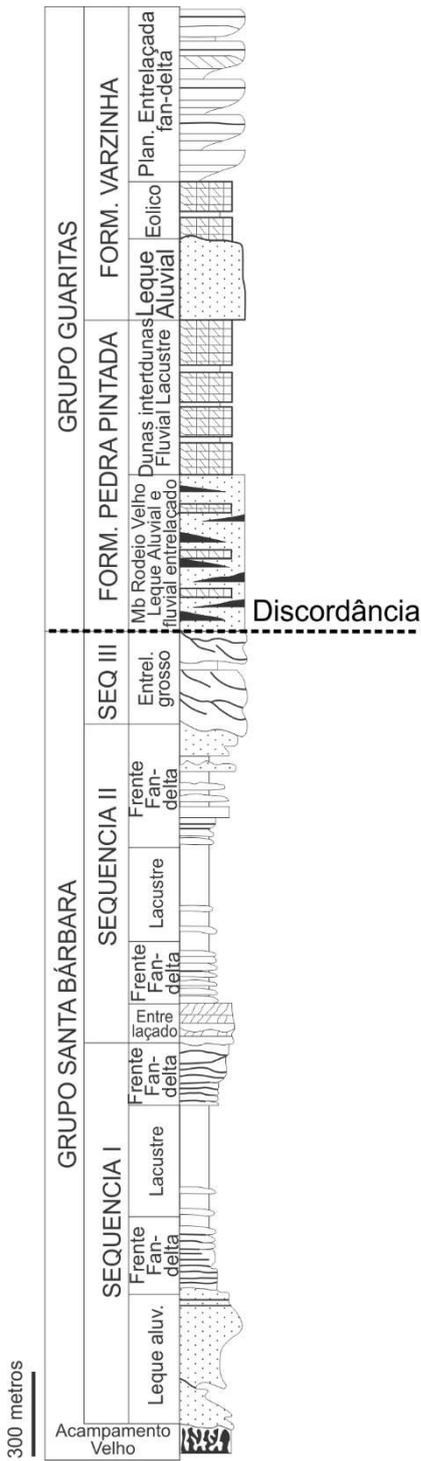
A JSM está encaixada no intervalo estratigráfico do GSB que compreende o Membro Mangueirão, o Arenito Inferior e os Conglomerados Inferior e Superior. Ressalta-se novamente, que devido à ausência do marcador estratigráfico que limita os conglomerados inferior e superior nessa região, as duas unidades são tratadas em conjunto. Os corpos sulfetados da Área 3, mais possante, estão encaixados principalmente no Arenito Inferior, e de forma subordinada no Membro Mangueirão e Conglomerado Inferior/superior. A alteração hidrotermal se estende em profundidade, sem sulfetação importante, dentro do Membro Mangueirão, e seu limite inferior não foi interceptado.

Os corpos sulfetados das Áreas 1 e 2 estão encaixados no Arenito Inferior e no Membro Mangueirão de forma equilibrada. Em profundidade, a alteração hidrotermal se torna intermitente, com potencial ainda aberto para investigação. Na figura 6, ilustra-se a distribuição das mineralizações e alteração hidrotermal na estratigrafia, utilizando como base a coluna local proposta por Oliveira *et al.* (2014).

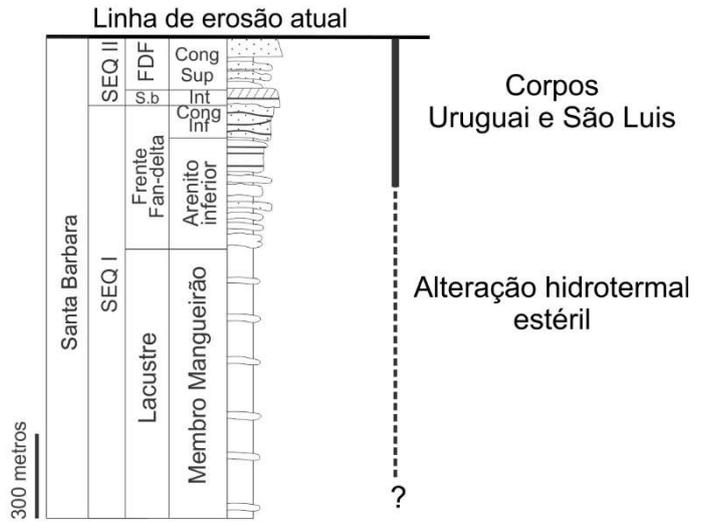
Os corpos cruzam basicamente todos as unidades do GSB presentes na região, devido à sua conexão com estruturas verticalizadas, e evidencia o primeiro sinal de desacordo com as propostas pioneiras de Badi (1983), Badi & Gonzales (1988) que consideram a mineralização da JSM do tipo estratiforme. Fato ainda muito relevante sobre sua posição estratigráfica, nos testemunhos de sondagem da Área 3, observa-se o contato abrupto do sistema mineralizante com a Formação Varzinha, unidade de topo do GG.

Este contato ilustra que porções do topo da mineralização foram erodidas pela discordância erosiva angular, logo seu aspecto integral de zonalidade vertical não é inteiramente conhecido por falta de preservação. Da mesma forma, as porções superiores das mineralizações das MU e MSL também foram erodidas, e seu conteúdo completo é também desconhecido. A compreensão da evolução da superfície erosiva sobre a qual se assentam os sedimentos preservados do GG é chave para a compreensão do grau de preservação das mineralizações e também de seu posicionamento temporal por limitar sua idade mínima.

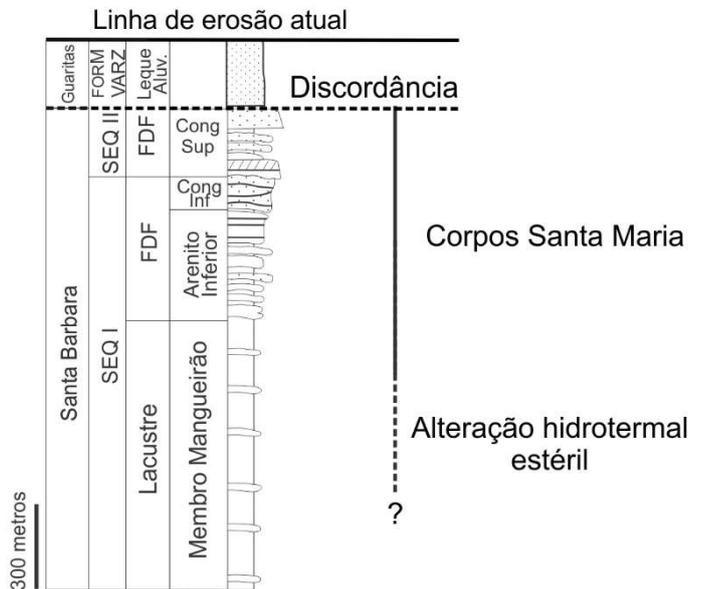
Estratigrafia Local



Distribuição da mineralização na estratigrafia Minas Uruguai e São Luis Cu (Au-Ag)



Distribuição da mineralização na estratigrafia Santa Maria Pb-Zn-Cu (Ag-Au)



**Figura 20.** Coluna estratigráfica local no contexto no Grupo Santa Bárbara, com o posicionamento dos corpos mineralizados. Modificado de Oliveira *et al.* (2014).

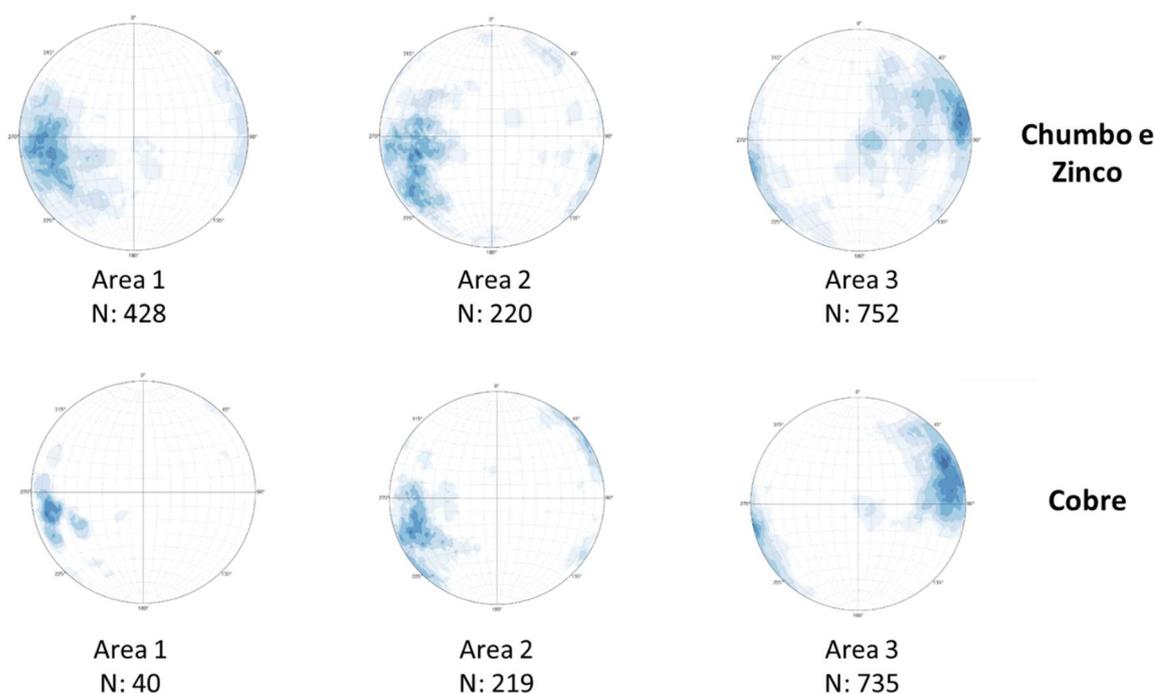
#### 4.1.3 Controle estrutural

As mineralizações da JSM possuem forte controle estrutural, aspecto observável em várias escalas, seja na distribuição e geometria dos corpos em mapa (Fig. 5) discutido previamente, em seção geológica (Fig. 9).

Os corpos se dividem em filoneanos e disseminados, sendo controlados pelas porosidades secundária e primária das encaixantes, respectivamente. Ocorrem em contato direto, não havendo porções exclusivas para um ou outro tipo textural.

Os estereogramas da figura 7 ilustram as atitudes dos veios sulfetados, medidas em testemunhos de sondagem orientada. Nota-se direção constante NNW-SSE tanto para os veios de Pb-Zn quanto para veios de Cu, com maior variação de mergulhos para os veios de Pb-Zn evidenciando seu caráter *stockwork*. Os corpos de Cu permanecem subverticais nos três depósitos, consistente com seu caráter tardio em relação ao estágio Pb-Zn. O sistema de filões é caracteristicamente constituído de diversos corpos paralelos.

As estruturas mineralizadas, embora preenchidas por material hidrotermal, marcam escalonamento de blocos em seção geológica (Fig. 9). Filões de Cu-Ag truncam o sistema Pb-Zn com *trend* de tendência NW-SE. Os corpos filoneanos cruzam distintos níveis estratigráficos e podem gerar disseminações quando interceptam litotipos com porosidade primária favorável. A migração da mineralização dentro de níveis porosos gera corpos disseminados, de geometria aproximadamente tabular, localmente estrato-controlada. Os corpos disseminados estão presentes em diferentes níveis estratigráficos, preferencialmente no Arenito Inferior e Conglomerado Inferior na Área 3, e no Arenito Inferior e níveis arenosos e conglomeráticos do Membro Mangueirão nas Áreas 1 e 2.



**Figura 21.** Estereogramas de atitude dos corpos sulfetados da JSM, obtidos em testemunhos de sondagem orientados. N: número de feições medidas.

#### 4.1.4 Zonalidade Metálica

Os corpos mineralizados de Pb-Zn são predominantes na JSM, seguidos por corpos menores de Cu-Ag e Cu-Au, nesta ordem de importância, apesar do potencial cuprífero permanecer aberto em profundidade. A distribuição metálica não é homogênea lateral e verticalmente, o que gera padrões de zonalidade tanto em escala de seção, quanto em escala de depósito.

Como ilustrado na figura 9, em seção ocorrem corpos de composição distinta, com padrões de zonalidade metálica interna característicos. Os corpos de Pb-Zn migram verticalmente para Cu-Au na base. Os corpos de Cu-Ag mais importantes são verticalizados, truncam a mineralização de Pb-Zn, e alimentam disseminações de Cu-Ag nas porções mais periféricas do sistema, geralmente encaixados na base do conglomerado inferior com geometria estratiforme.

Em visão mais ampla, os corpos Pb-Zn aumentam em importância de SW para NE, sendo pouco desenvolvidos na Área 1 e robustos na Área 3. A distribuição de cobre apresenta forte variação vertical no sistema, e devido à grande profundidade de alguns corpos, sua distribuição não é completamente conhecida.

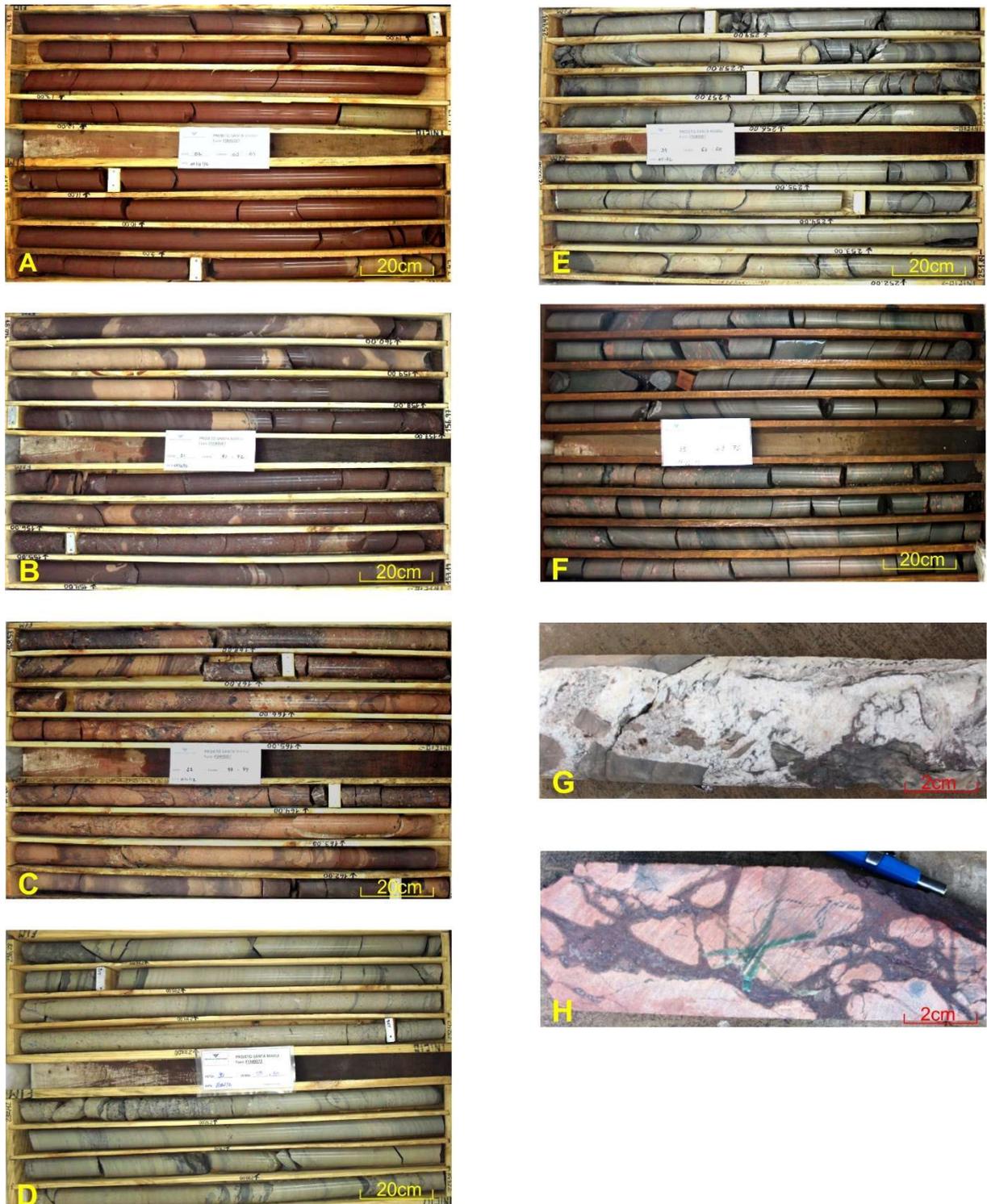
#### 4.1.5 Alteração Hidrotermal

A alteração hidrotermal provoca profunda modificação física das encaixantes, e fornece critérios de identificação visual como cor e textura, utilizados para o mapeamento hidrotermal macroscópico em testemunhos de sondagem. Foram delineados em escala de depósito, quatro halos principais a saber, Zona *bleaching*, Zona Argílica, Zona Fílica e Zona Propilítica.

A disposição dos halos da JSM, da zona mais externa para a mais interna segue a sequência *bleaching*, argílica e fílica. A zona *bleaching* representa a transição entre a zona argílica de baixa intensidade e as encaixantes não hidrotermalizadas. A zona fílica representa o núcleo da alteração, associada aos corpos de sulfeto econômicos. A zona propilítica está sotoposta à todas demais, e restrita à Área 3 e à norte desta, nos corpos sub econômicos de cobre denominados Área 4.

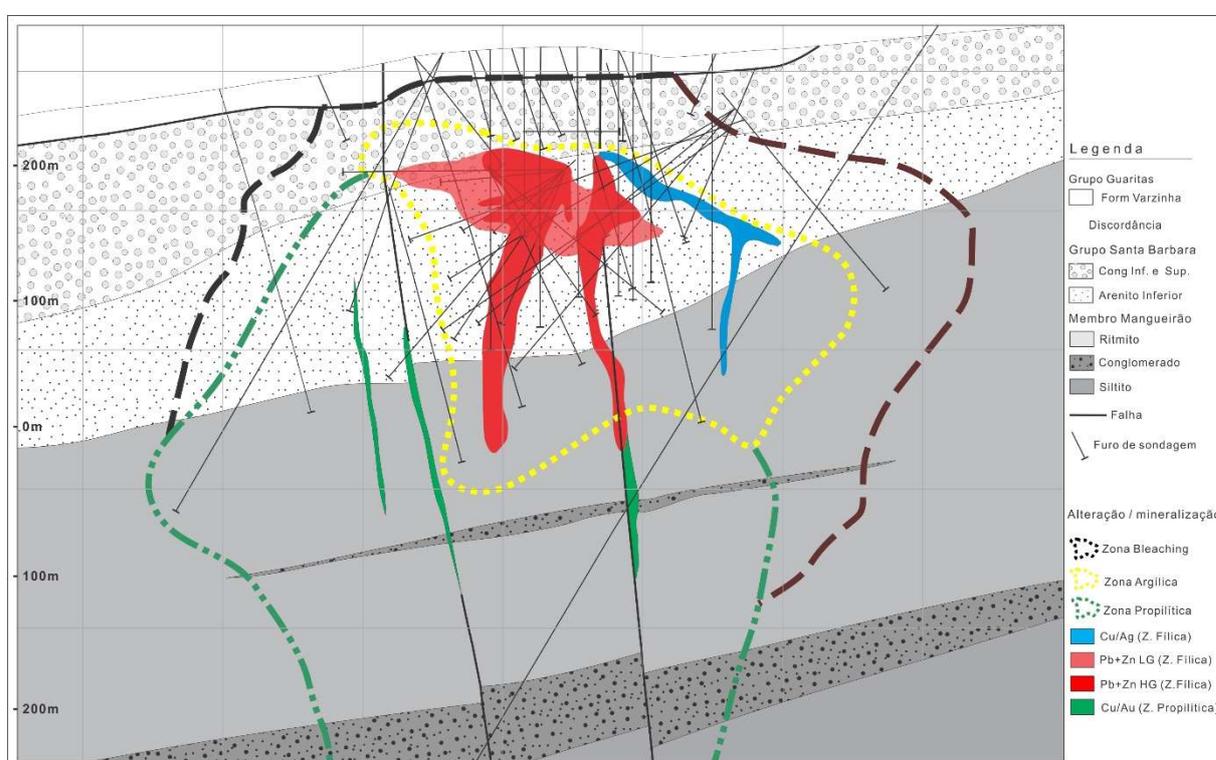
Macroscopicamente, a zona *bleaching* é representada pela descoloração das rochas encaixantes, originalmente vermelhas e marrons, que ocorre em bolsões não conectados de tonalidades esbranquiçadas. Os bolsões esbranquiçados aumentam gradativamente na passagem do *bleaching* para a zona argílica, esta completamente branca ou branca-alaranjada, com aspecto pervasivo. A alteração fílica ocorre em filões e nas suas proximidades, pode apresentar aspecto brechado ou pervasivo, coloração branca a cinza-esverdeado e acompanha a sulfetação principal. A zona propilítica é pervasiva, incipiente na Área 3 e mais intensa na Área 4, possui coloração esverdeada, e envolve mineralizações de Cu (Au). Veios de Hematita +/-Py e veios de Barita +/-carbonatos, cortam tanto os halos hidrotermais como também rochas não hidrotermalizadas. Quando presentes no domínio dos halos principais, podem conter sulfetos de cobre (Calcocita e Bornita) e mineralização de Au. O aspecto macroscópico dos halos de alteração está ilustrado na figura 8.

Este método de trabalho foi muito eficaz para definição da associação entre teores de metais e associação hidrotermal, e também para o mapeamento de sua distribuição espacial, com consequência direta na identificação de posições potenciais para novas descobertas minerais.



**Figura 22.** Aspectos macroscópicos do sistema de alteração. **A)** Encaixates não hidrotermalizadas. **B)** Zona de *Bleaching*; **C)** Zona Argílica pervasiva fraca; **D)** Zona Argílica pervasiva forte, com veios subordinados de alteração fílica e sulfetação Pb-Zn. **E)** Zona fílica, com mineralização de Pb-Zn (Cu) alto teor. Notar que a intensidade da alteração e sulfetação aumenta de B para E. **F)** zona propílica (Chl+Py) intercalada com zona argílica na base da Área 3. Alterações fissurais **G)** Barita+Calcita. **H)** Hematita (Cc).

O cruzamento das informações do mapeamento hidrotermal, com o conteúdo metálico indica relação entre os corpos econômicos de Pb-Zn (Cu-Ag) e Cu-Ag inteiramente contidos na Zona Filica, esta envolta pela Zona Argílica. Corpos sub econômicos de Pb-Zn ocorrem encaixados na zona argílica. Os corpos sub econômicos de Cu-Au da JSM fazem parte da zona propilítica, que substitui os demais halos na base da Área 3 da JSM, ocorre de forma incipiente na Área 2 e inexistente na Área 1. A figura 9 ilustra o posicionamento dos halos de alteração na Área 3 da JSM.



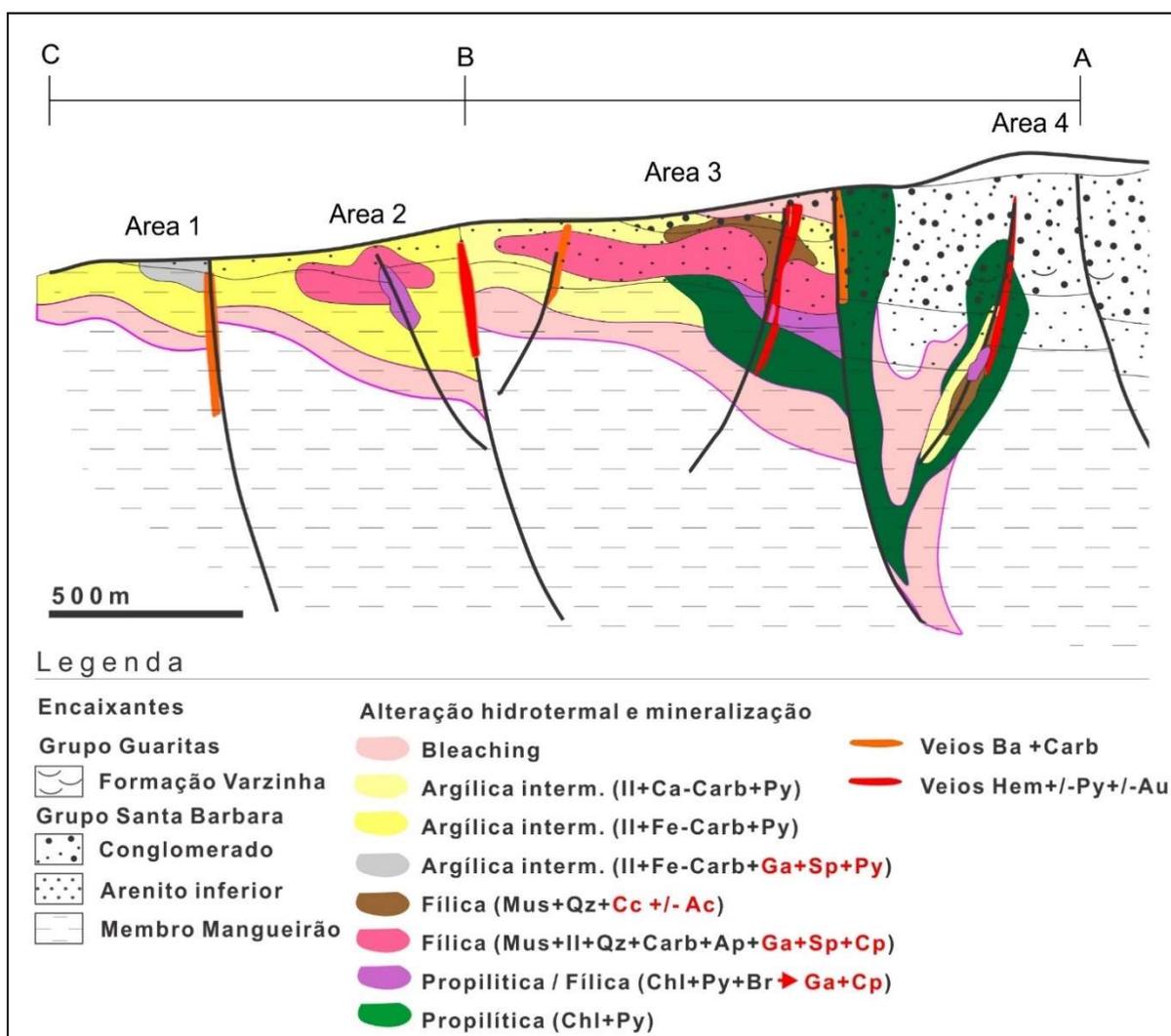
**Figura 23.** Disposição dos halos hidrotermais e corpos mineralizados em seção da Área 3 – JSM. Abrev: LG Teores Pb+Zn<3%; HG: Teores Pb+Zn>3%. Os halos de alteração argílica e propilítica são pervasivos, indicados apenas por sua envoltória. A zona filica acompanha a geometria dos corpos mineralizados, e está dividida de acordo com o conteúdo metálico.

Além do controle sobre o conteúdo metálico, os halos apresentam posições específicas constantes em toda a JSM, com a passagem da alteração argílica incipiente (*bleaching*) para argílica intensa, e filica, das zonas externas para as internas dos corpos mineralizados. A zona propilítica ocorre abaixo das zonas argílica

e fílica, com passagem gradacional, e indica uma zonalidade vertical que se reflete na distribuição do conteúdo metálico, com Cu-Au na base, e Pb+Zn (Cu-Ag) no topo.

Os halos de alteração mapeados não são uniformes nas Áreas 1, 2 e 3, que mostram que o sistema hidrotermal possui zonalidade não somente vertical, mas também lateral. O primeiro aspecto notado, foi a ausência das zonas fílica e propilítica na Área 1, e a presença de ambas pouco desenvolvidas na Área 2. Outro ponto de atenção, a zona argílica é branco-alaranjada na Área 3 e branca com manchas vermelhas nas Área 1 e 2, devido à presença de anquerita e siderita. Esta heterogeneidade lateral é bem marcada, conforme a disposição dos halos ilustrado na figura 10, e aponta para um componente horizontal importante durante a migração dos fluidos hidrotermais na JSM. Os limites dos halos não foram completamente delineados por restrição da malha de sondagem, e podem ser maiores lateralmente. De forma geral, seus contornos adquirem geometria mais confinada para SW, e mais aberta para NE.

Os corpos de cobre aumentam em quantidade de SW para NE (Fig. 10). O incremento da intensidade da alteração propilítica nas porções NE da JSM, vem acompanhada de aumento na potência das mineralizações Cu-Au, em situação semelhante à Mina Uruguai. Esta variação lateral do sistema hidrotermal da JSM indica que as mineralizações do distrito devem representar posições distintas do mesmo sistema hidrotermal, apesar da ausência de continuidade entre os depósitos conhecidos.



**Figura 24.** Seção longitudinal da Jazida Santa Maria, ilustrando envoltória dos halos de alteração hidrotermal e distribuição da associação de sulfetos. Em parênteses, associação mineral distintiva entre os sub-domínios das zonas de alteração. As setas indicam relação de substituição. Localização do perfil conforme figura 05.

## 4.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA

O estudo petrográfico foi desenvolvido com base em 45 amostras de sondagem, distribuídas ao longo da JSM, para caracterizar a ampla gama de situações possíveis, e seus padrões de distribuição espacial. O foco está nas reações de transformação causadas pela interação do fluido hidrotermal e as rochas sedimentares do GSB, encaixantes da mineralização. Diversos trabalhos disponíveis na bibliografia trazem informações sobre a petrografia das encaixantes e mineralizações da JSM, como Badi (1983), Badi & Gonzales (1988), Veigel & Dardene

(1990), Beckel (1990), Veigel (1992), Lima (1998), Rios (2012), Angileri (2013), Bouchet (2013), Tricot (2014) e Lindenberg (2014).

A descrição petrográfica da alteração hidrotermal será dividida de acordo com os halos mapeados em testemunhos de sondagem, com ênfase à sua ordem cronológica e distribuição espacial. Os veios de Hematita e Barita não foram objeto de petrografia. Dado que tanto as encaixantes, quanto as fases hidrotermais são representadas por grande quantidade de minerais de granulação fina, representando limitações ao microscópio petrográfico, este estudo foi complementado pela utilização de MEV.

#### 4.2.1 Encaixantes

Os principais corpos mineralizados estão encaixados no Arenito Inferior e no Membro Mangueirão, com porções subordinadas alojadas no Conglomerado Inferior.

As rochas do Arenito Inferior são classificadas como arenitos sub a arcoseanos, de granulometria fina a média, com níveis de siltitos arcoseanos. O arcabouço é principalmente quartzo-feldspático, com quantidades subordinadas de muscovita detrítica e fragmentos líticos. São componentes detríticos acessórios zircão, apatita, rutilo, turmalina e titanita.

O Membro Mangueirão apresenta maior variação de litotipos, porém as mineralizações são preferencialmente hospedadas em suas porções arenosas, composicionalmente similares ao Arenito Inferior. Os arenitos desta unidade estão intercalados com níveis silto-argilosos de forma mais abundante que o Arenito Inferior. Os termos arenosos das duas unidades estratigráficas são sub-maturas mineralogicamente e imaturas texturalmente, sendo classificados arcóseos e subarcóseos (Folk, 1974).

A petrotrama do arcabouço arenoso das duas unidades apresenta empacotamento fechado, com grãos alongados e orientados no acamamento sedimentar, mais claramente evidenciado pela presença de muscovita detrítica. Apresentam compactação mecânica ou química do tipo côncavo/convexa, e não possuem feições de corrosão dos grãos.

O Conglomerado inferior possui arcabouço composto por fragmentos de vulcânicas, granito, riolito, ignimbrito, andesito, quartzito, gnaiss e veio de quartzo. São sustentados por matriz arenosa.

Os andesitos estão afetados por intensa alteração hidrotermal. Nota-se a associação original modificada, com cloritas a partir de piroxênios, e feldspatos parcialmente preservados com bordas de reação para illita e carbonatos, reações disparadas pelo processo de alteração hidrotermal. Possuem textura amigdaloidal com preenchimento de sulfetos de Pb e Zn.

Toda a sequência sedimentar apresenta cimentação limonítica (Fig. 11A e 11B), e de forma menos expressiva, carbonática (Fig. 11C e 11D), dando o aspecto avermelhado das rochas, característico dos *red beds*. Os cimentos envolvem completamente os minerais detríticos, e podem substituir parte da matriz argilosa detrítica.

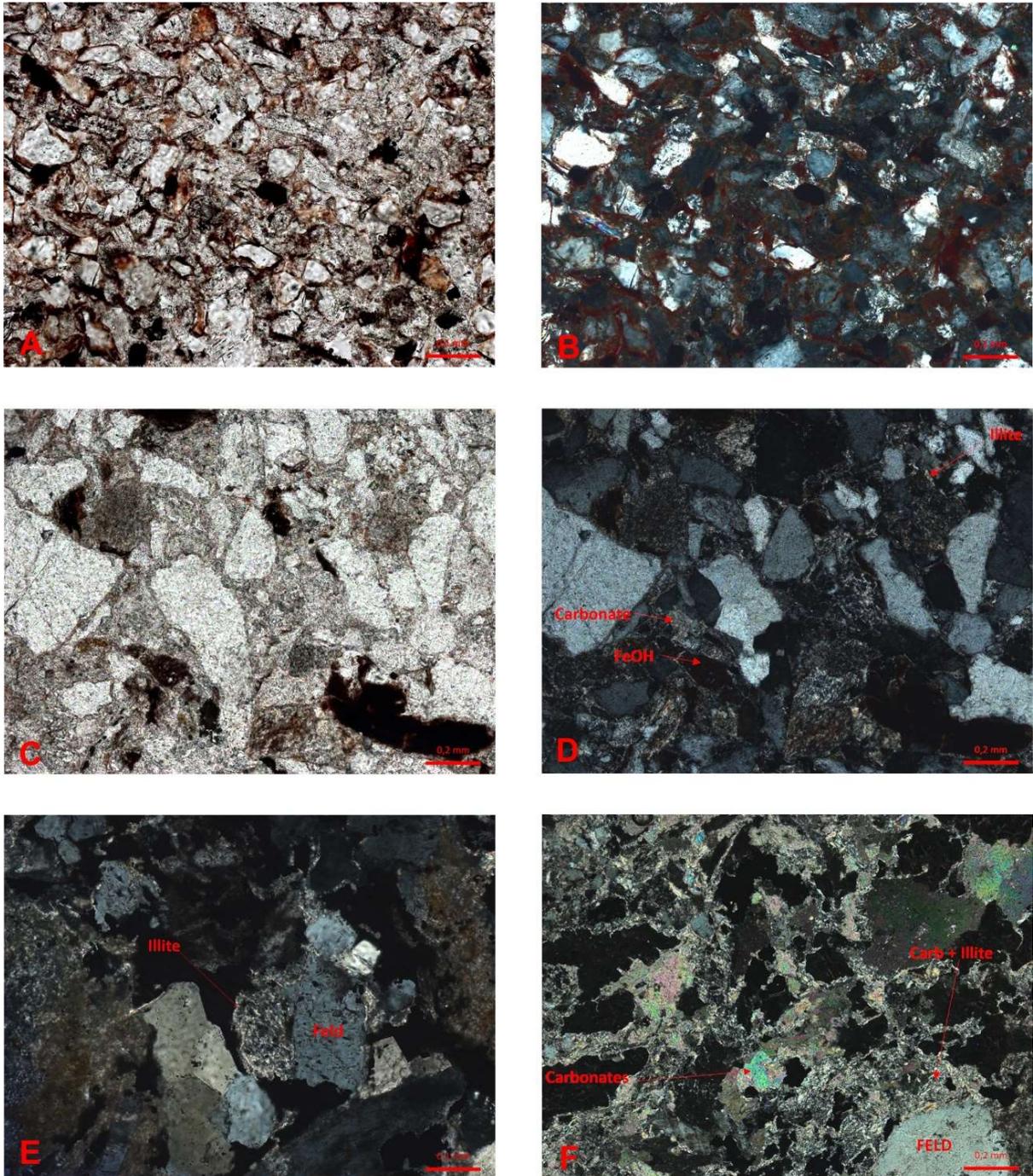
#### 4.2.2 Alteração hidrotermal

##### 4.2.2.1 *Zona de bleaching*

O halo de alteração mais externo (zona de *bleaching* ou de descoloração) é marcado macroscopicamente pela perda gradual das colorações avermelhadas das encaixantes. A petrografia indica que a mudança de coloração ocorre pela solubilização dos cimentos ferruginosos e carbonáticos, além de consumo parcial dos minerais detríticos com cristalização incipiente de novas fases minerais.

A solubilização parcial ou total dos cimentos diagenéticos é o principal fator distintivo entre as rochas afetadas pelo fluido hidrotermal na zona de *bleaching* e as encaixantes não alteradas (Fig. 11A a 11F). O consumo de fases detríticas nesta porção do sistema é incipiente. Tampouco houve deposição de sulfetos associados à esta fase, ocorrendo apenas formação pouco pronunciada de argilominerais (Foto 11D).

Estas reações são a primeira etapa do processo mineralizante na JSM. Nos halos mais proximais, devido à cristalização de fases hidrotermais posteriores e consumo mais pronunciado das fases detríticas, a etapa inicial fica evidente somente pela ausência dos cimentos diagenéticos.



**Figura 25.** **A e B)** Arenito fino, fora da zona de alteração hidrotermal, polarizador inferior em A e polarizadores cruzados em B. Notar cimento limonítico em abundância envolvendo minerais detríticos; **Fotos C e D)** Arenito grosso, na zona de descoloração (*Bleaching*), halo mais externo da alteração hidrotermal. Polarizador inferior em C e polarizadores cruzados em D. Notar diminuição substancial dos cimentos limonítico e carbonático, com presença de illita em baixa quantidade, sem sulfetos; **Fotos E e F)** Arenito grosso na zona argílica. Notar geração de illita e carbonatos a partir do consumo de feldspatos detríticos (hidrólise), com sulfetação associada. O consumo dos cimentos diagenéticos é completo dentro nas porções fortemente alteradas. Polarizadores cruzados em E e F.

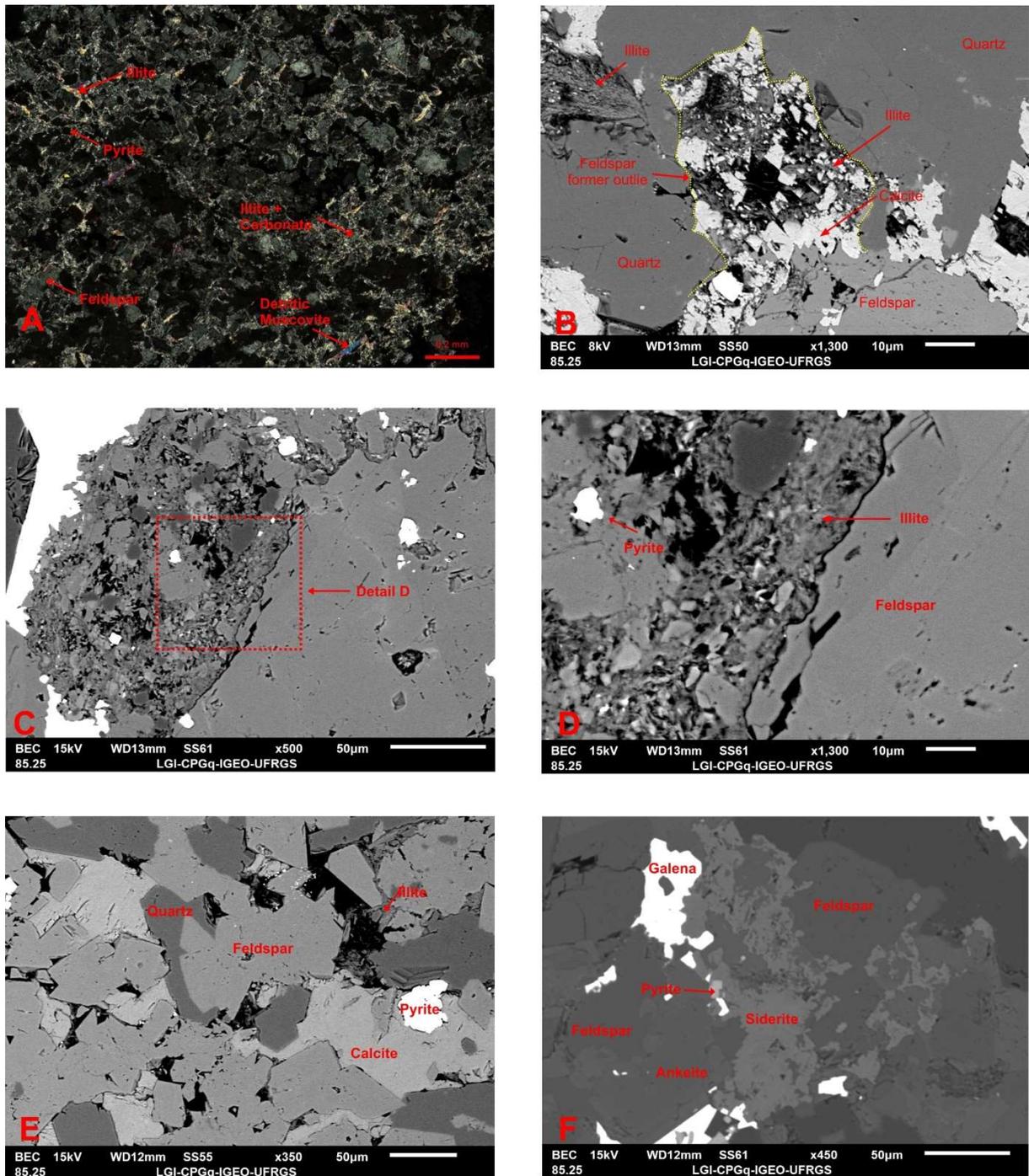
A figura 11 ilustra a passagem gradual das rochas não alteradas (Fig. 11A e 11B), levemente alteradas na zona *bleaching* (Fig. 11C e 11D), moderadamente alteradas na zona argílica (Fig. 11E) e fortemente alteradas na zona argílica (Fig. 11F), da parte externa em direção ao núcleo da alteração hidrotermal.

#### 4.2.2.2 Zona Argílica intermediária

A zona argílica intermediária (ZAI) segue os conceitos de Bartos (1989) e Pirajno (2009) e trata da assembléia estável em condições e acidez moderadas, com destruição parcial de feldspatos de formação de argilominerais em intensidade inferior à argílica avançada, marcada pela caolinita. Espacialmente situada entre às zonas fílica (interna) e *bleaching* (externa), sendo que a última representa a transição entre a zona ZAI e as encaixantes não hidrotermalizadas (Fig. 10). Ilita e carbonatos são as fases predominantes, além de quartzo e sulfetos, estes últimos geralmente em quantidades inferiores a 5% (Fig. 11E e 11F). Dentre os sulfetos da ZAI, a pirita é predominante, com galena e esfalerita subordinadas.

As ilitas ocorrem principalmente na forma pervasiva, seja mantendo cristais de feldspatos detríticos, ou como massas de agregados microcristalinos (Fig. 11E e 11F), e de forma mais restrita em veios. As relações de contato indicam que são geradas à partir do consumo parcial de feldspatos detríticos (Fig. 12A, 12B, 12C e 12D). A ilita pervasiva, apresenta-se com coloração cinza, hábito acicular ou *hairy*, e baixa birrefringência (Fig. 11E, 11F, 12A e 12D). Exceção na Área 3, onde apresentam birrefringência um pouco mais elevada, hábito placóide, podendo representar grau maior de cristalinidade.

Os carbonatos hidrotermais estão associados à ilita, tanto em sua forma pervasiva quanto em veios e acompanham a sua distribuição. Podem formar massas microcristalinas na borda de grãos de feldspatos (**Erro! Fonte de referência não encontrada.** A e 12B) ou como material intersticial. Existe zonalidade nos carbonatos da ZAI, com predomínio de calcita e dolomita na Área 3, siderita e anquerita nas Áreas 2 e 1 (Fig. 12E e 12F).



**Figura 26.** A) Alteração pervasiva na zona argílica intermediária, com illita, carbonatos e pirita. Notar clara diferença das muscovitas detriticas, sempre paralelas ao S0. Polarizadores cruzados; B) Consumo parcial de feldspatos detriticos com formação de illita e carbonatos (Área 3); C) Formação de illita e carbonatos a partir da hidrólise de feldspatos D) Texturas de consumo do feldspato para geração de illita. Notar a textura de agregados microcristalinos, individualmente menores que 5 micrômetros. E) Calcita, quartzo, illita e pirita da zona argílica bordejando feldspatos detriticos. F) Siderita e ankerita associadas à pirita e galena na zona argílica da Área 2. Imagem obtida em microscópio petrográfico (A) e microscópio eletrônico de varredura (B a F). Abrev. BEC: Elétrons retro-espalhados.

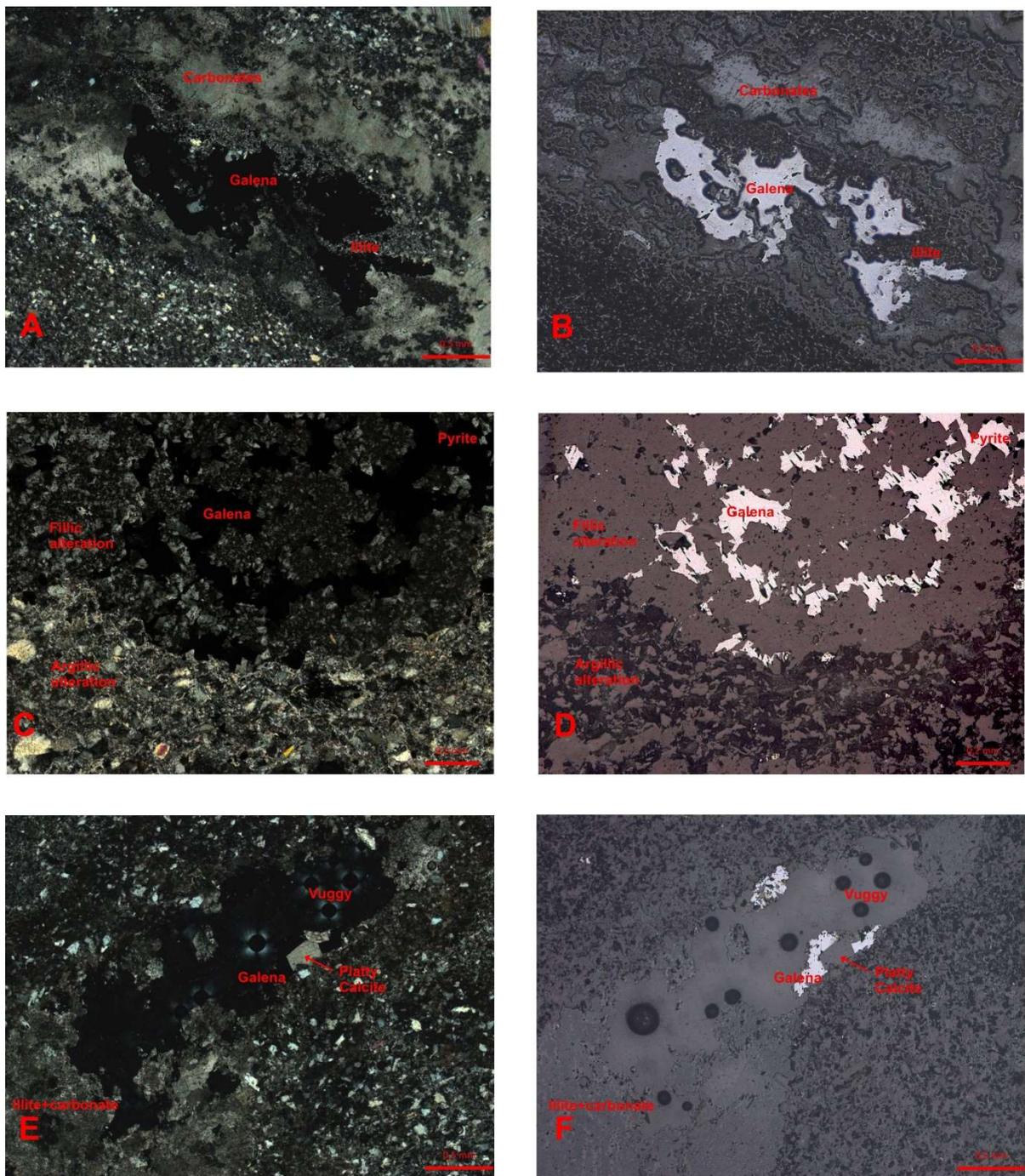
A principal fase de sulfeto é a pirita, que se apresenta na forma de finas disseminações que acompanham toda a envoltória da ZAI. Embora a zona fílica seja a principal encaixante da mineralização nas Áreas 3 e 2, a Área 1 apresenta corpo sub econômico de Pb-Zn encaixado na ZAI.

#### 4.2.2.1 Zona Fílica

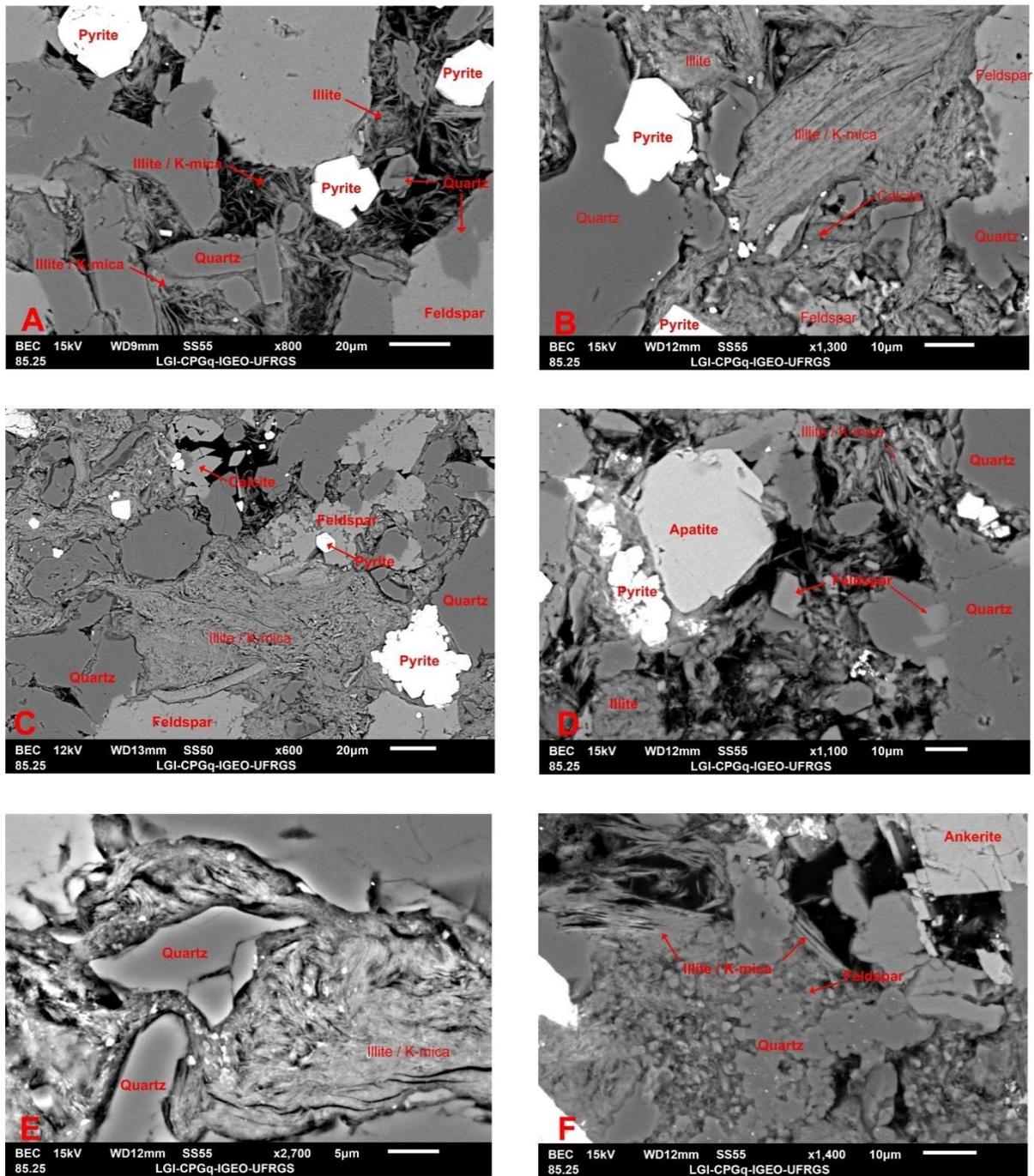
A definição da zona fílica ou zona sericítica (ZF) seguiu os conceitos de Bartos (1989) e Pirajno (2009) e trata da assembléia estável nas condições muscovita +quartzo + calcita + pirita + calcopirita. Ocorre no núcleo da alteração da JSM e hospeda as mineralizações econômicas. Texturalmente, se apresenta na forma de veios e disseminações em suas proximidades (Fig. 13A a D). As fases de ganga predominantes são K-micas, ilitas, carbonatos e quartzo, com quantidades menores de apatita. Entre as fases de sulfeto, galena, esfalerita, calcocita, calcopirita e acantita estão presentes, nesta ordem de importância.

De forma geral, a assembleia hidrotermal não sulfetada da ZF é abordada mais detalhadamente por MEV devido à sua faixa granulométrica predominantemente fina. A ilita ocorre associada à K-micas, ambas apresentam birrefringência mais elevada que as ilitas da ZAI, além de hábito placóide. Os carbonatos ocorrem como cristais de granulação grossa nas bordas dos veios mineralizados (Fig. 13A e 13B), mas também como cristais euédricos de calcita placóide em textura *vuggy*, indicando a importância do *boiling* na deposição de sulfetos (Fig. 13E e 13F).

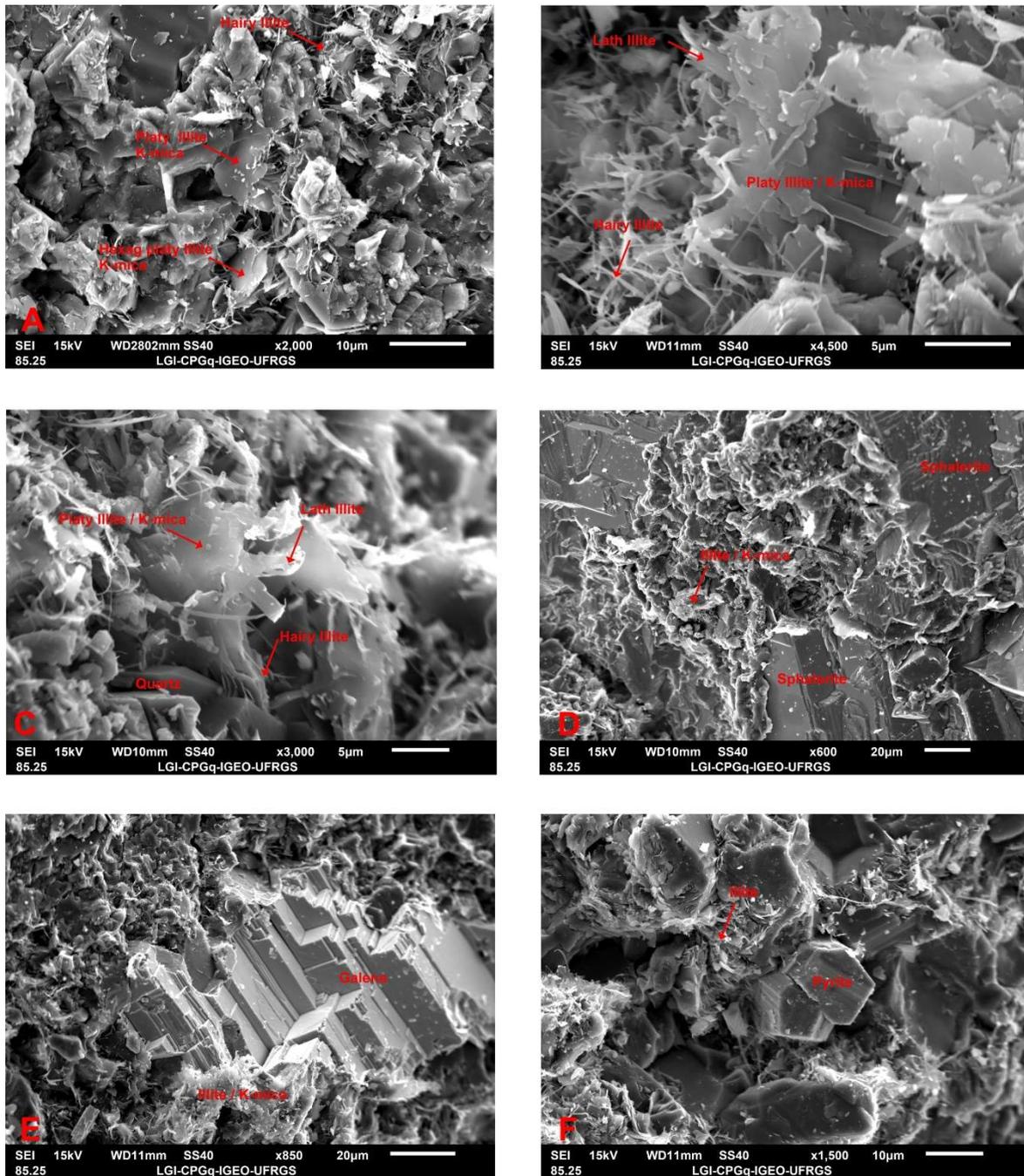
Na análise das imagens de lâminas, as ilitas da JSM podem ocorrer com hábito acicular ou capilar (Fig. 14A), ou como cristais placóides, por vezes empilhados com morfologia semelhante a um livro "*booklet texture*" ou "*flake texture*" (Fig. 14B e 14F) este último podendo também representar as micas brancas. Um estudo topográfico com fragmentos de rocha foi conduzido para melhor compreensão morfológica das fases de interesse (Fig. 15A a 15F). As imagens obtidas por elétrons secundários em fragmentos de rocha mostram que na JSM ocorrem os três tipos de morfologia de ilita documentados na literatura: *hairy*, *lath* e *platy* (Meunier & Velde, 2004).



**Figura 13.** **A e B)** Alteração filica venular Área 3, representada por illita, carbonatos e minerais microcristalinos, associada à deposição de galena. Polarizador inferior em **A** e polarizadores cruzados em **B**. **C e D)** Contato de alteração filica venular com alteração argílica pervasiva. Deposição de sulfetos associados à fase venular. Polarizador inferior em **C** e polarizadores cruzados em **D**. **E e F)** Indicações de *boiling* associado à deposição de sulfetos na Área 3. Notar presença de calcita placóide associada à galena em textura *vuggy*. Polarizador inferior em **E** e polarizadores cruzados em **F**.



**Figura 14.** **A)** Alteração fílica venular Área 3 ilustrando a associação illita, K-micas, quartzo e pirita. **B)** Alteração fílica venular Área 3, ilustrando quartzo hidrotermal intercrescido com pirita, e quartzo substituindo borda de feldspato detrítico. Calcita e illita predominam no veio. Notar cristais maiores de K-mica no centro da imagem, e cristais corroídos de feldspato detrítico dispersos. **C)** Alteração venular (Área 2) com predomínio de illita e K-micas, além de pirita, calcita e quartzo. Notar relação de substituição de quartzo na borda de feldspato detrítico. **D)** Alteração venular com predomínio de illita, K-micas, quartzo pirita e apatita (Área 2). **E)** Detalhe de veio de illita, K-mica com quartzo e pirita muito fina. **F)** Alteração venular Área 2, com illita, K-mica, quartzo fino, associados à anquerita e pirita. Abrev. BEC: Eletrons retro-espalhados.



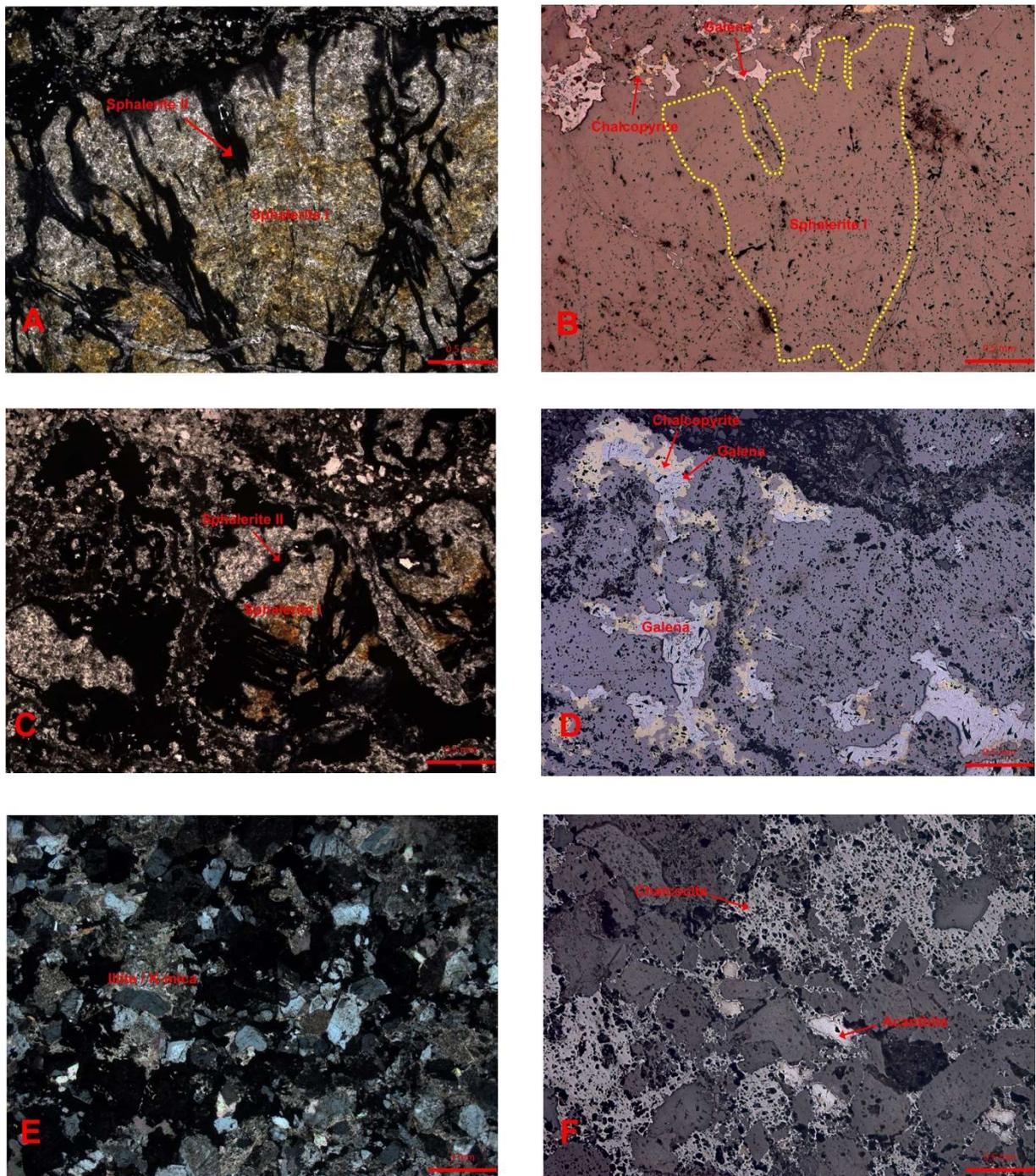
**Figura 15. A e B)** Detalhe de cristais de ilita *platy* ou K-mica, com as bordas convertidas em ilita *lath* e *hairy* Alteração filica venular Área 3. **C)** Detalhe de cristais de ilita *platy* ou K-mica, com as bordas convertidas em ilita *lath* e *hairy* em associação com quartzo hidrotermal. Alteração filica venular Área 3. **D)** Alteração venular com predomínio de ilita, K-micas, e mineralização de esfalerita. Área 3. **E)** Alteração venular com predomínio de ilita, K-micas, e mineralização de galena. Área 3. **F)** Alteração venular com predomínio de ilita, K-mica mantendo cristais de pirita. Área 3. Abrev. SEI: elétrons secundários.

Os cristais *platy* predominam na ZF e chegam a formar placas de contornos hexagonais (Fig. 15A). Por vezes formam “livros” ou flakes de cristais hexagonais empilhados. Apresentam em suas bordas sobrecrecimento de cristais de ilita *lath* e *hairy* (Fig. 15A, 15B e 15C), hábito predominante da ZAI. Além de presente nas bordas de reação com feldspatos na ZAI, as ilitas e K-micas da zona fílica ocorrem em veios, associadas à mineralização principal (Fig. 15D, 15E e 15F).

O quartzo ocorre recristalizado nas bordas de feldspatos detríticos, ou como cristais euédricos em veios de K-micas+ilita+carbonatos+sulfetos (Fig. 14A a 14F). A relação temporal entre quartzo hidrotermal e argilominerais indica que o quartzo pode ter caráter sin a tardi por truncar a orientação preferencial dos minerais (Fig. 14B e 14E). Apatita parece estar relacionada ao estágio tardio da alteração fílica (Fig. 14D). Minerais acessórios como zircão e rutilo foram identificados nos veios de alteração hidrotermal. Por critérios texturais, foram tratados como pertencentes à associação detrítica.

A pirita da ZF possui faixa granulométrica fina, tendo sido identificada principalmente com ajuda de MEV. Ocorre nas vênulas mineralizadas, e suas relações de contato sugerem sua presença durante todo o estágio de alteração, porém em baixa quantidade. A esfalerita apresenta duas gerações, aparentemente contínuas no tempo. A esfalerita I se apresenta como cristais maiores (2 a 10 mm), de crescimento perpendicular à parede dos veios, e com cromaticidade muito bem marcada pela alternância de faixas amarelas e brancas (Fig. 16A e 16C). A esfalerita II apresenta granulação fina (0,1 a 2 mm), cor preta, e ocorre tanto como envelope na borda da esfalerita I, como também alinhada ao fluxo hidrotermal presente nos veios. Apresenta relações de borda, com envelopes sucessivos de galena e calcopirita, sempre em associação com pirita (Fig. 16A a D).

A galena é a principal fase sulfetada da JSM. Seus cristais ocorrem de forma intersticial aos cristais de esfalerita I e II, ou na borda da esfalerita II presente nos veios de ilita/carbonato e sulfetos. Comumente apresenta-se envolto por bordas de calcopirita (Fig. 16A a D). A calcopirita ocorre em baixas quantidades na zona fílica. Suas relações de borda com a galena e esfalerita (Fig. 16B e D) indicam caráter levemente tardio em relação às fases de Pb e Zn.



**Figura 16.** A e C) Mineralização associada ao halo fílico na Área 3. Relações de substituição de esfalerita I (amarelo e branco) para esfalerita II (preto) e galena. Calcopirita substitui as fases Pb e Zn. Polarizadores cruzados. B e D) Idem a A e C com luz refletida. E) Alteração fílica intensa associada à mineralização de calcocita e acantita. Polarizadores cruzados. F) Idem E em luz refletida.

A calcocita se apresenta como a última fase sulfetada presente na ZF. Suas relações macroscópicas com os corpos de Pb+Zn indicam truncamento em direções distintas. Ocorre como veios e também como disseminações nas porções laterais e de topo do halo fílico. Tem granulação fina (0,5 mm a 2 mm), e ocorre associada à acantita (Fig. 16E e 16F). Tanto as relações de substituição esfalerita, galena e calcopirita, além da calcocita tardia à toda sulfetação da zona fílica evidenciam o caráter tardio das mineralizações de cobre quando comparadas ao estágio Pb e Zn.

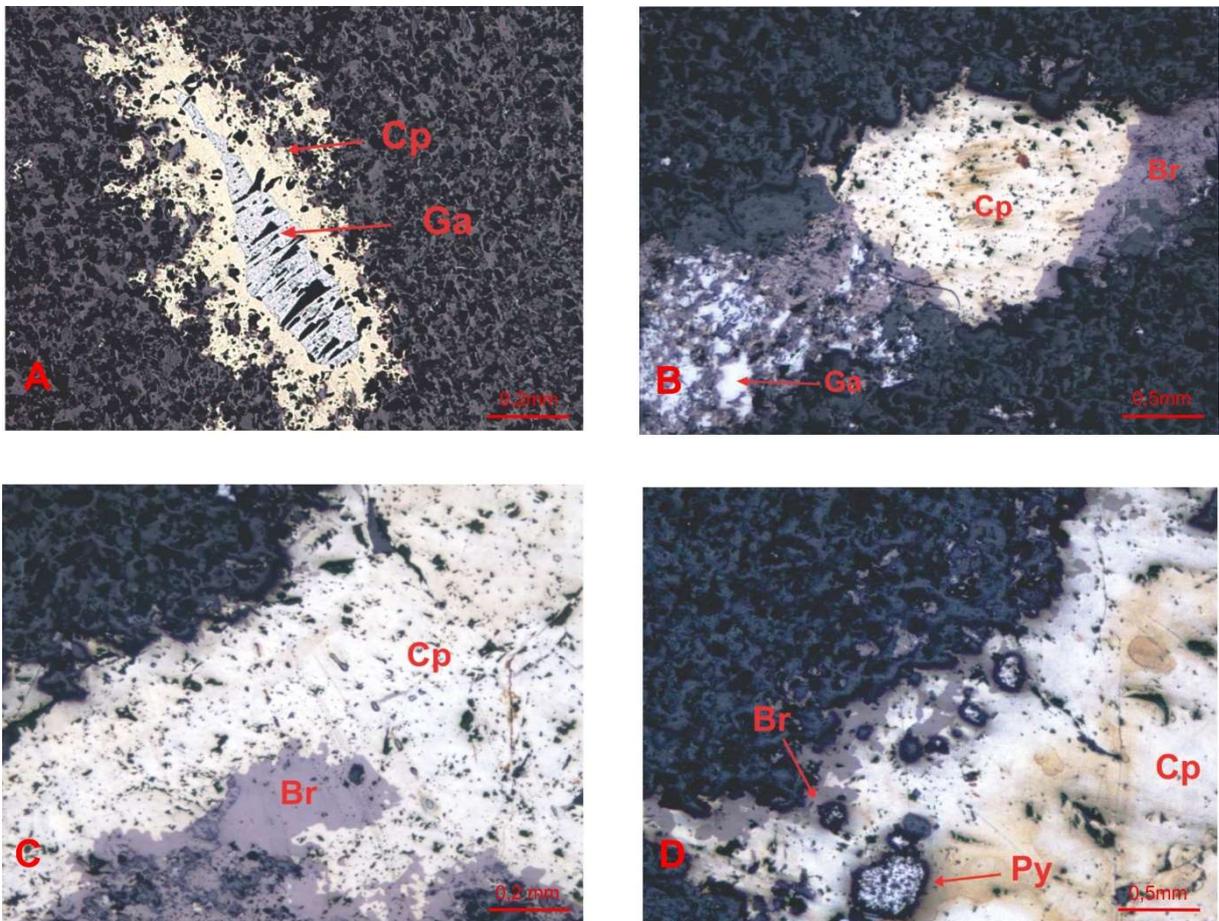
#### 4.2.2.2 Zona Propilítica

A zona propilítica (ZP) também seguiu o conceito de Bartos (1989) e Pirajno, e define a associação de alteração hidrotermal com baixa atividade de hidrogênio e alta atividade de alcalis. Sua ocorrência é restrita no domínio da JSM, e perde potência de NE para SW. Possui manifestação mais pronunciada na Área 4, em um corpo de Cu-Au de economicidade ainda não comprovada, possui uma envoltória contínua de intensidade incipiente na Área 3, e ocorre de forma descontínua e incipiente na Área 2. Não foi registrada na Área 1.

Na descrição macroscópica, é evidenciado pela coloração verde causada pela presença de clorita e pirita, principais minerais do halo. A clorita apresenta-se na forma de agregados microcristalinos, ou como cristais diminutos (0,1 mm), envolvendo a associação detrítica, ou na forma de pequenos veios. Apresenta caráter tardio em relação à alteração fílica, com contato gradacional entre ambas.

A intensidade incipiente da alteração propilítica na JSM é acompanhada por baixa quantidade de sulfetos, e não forma corpos econômicos. As principais fases presentes são galena, calcopirita, bornita e pirita, não necessariamente em assembléia. A bornita é exclusiva do halo propilítico, e envolve as fases anteriores geradas no estágio fílico. A galena é comumente envolta por calcopirita (Fig. 17A) de forma análoga ao que ocorre na zona fílica. A galena ocorre também de forma reliquiar envolta diretamente por bornita (Fig. 17B). A calcopirita apresenta bordas convertidas para bornita com geração de cristais menores de pirita, em relação textural indicativa de exsolução (Fig. 17C e 17D).

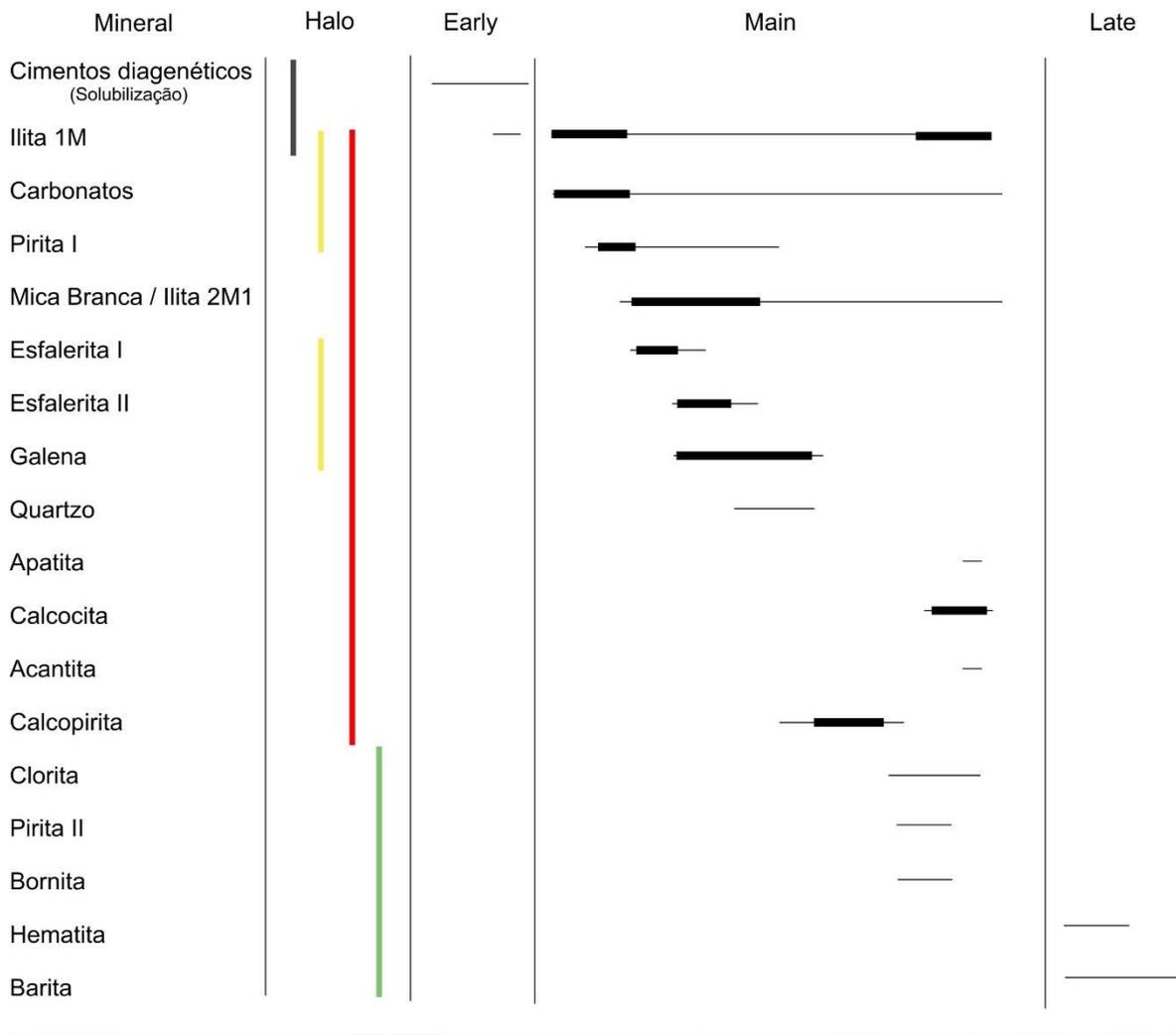
A presença de bornita exclusivamente no halo propilítico indica que ele marca um avanço do estágio alta sulfetação presente nas minas Uruguai e São Luis sobre os corpos de sulfetação intermediária da JSM, com destruição parcial destes corpos.



**Figura 17. A)** Consumo de cristal de galena envolto por calcopirita no halo propil. (Luz refletida). **B)** Conversão de Calcopirita por bornita envolvendo, com presença de galena reliquiar em processo de substituição (Luz refletida). **Foto C)** Conversão de calcopirita em bornita (Luz refletida). **D)** Conversão de calcopirita em bornita+pirita II. Notar aspecto de exsolução assumido pela pirita II (Luz refletida). Abrev: Ga (galena), Py (pirita), Cp (calcopirita), Br (bornita).

As relações ilustradas estão em acordo com as relações de campo, e marcam um núcleo fílico fortemente mineralizado em Pb e Zn, envolto por uma zona argílica que perde intensidade na parte externa e forma o halo *bleaching*. De forma geral, os sulfetos de cobre são tardios em relação aos sulfetos de Zn e Pb, e marcam o avanço da zona de cobre fortemente desenvolvida na parte central do distrito para a periferia do sistema. Durante o avanço da zona de cobre, além da destruição parcial dos corpos de Pb e Zn, variações no estado de sulfetação são bem marcados, e passam de

intermediário (galena+esfalerita+calcopirita+pirita), para alto (bornita + pirita) com retorno novamente para intermediário (calcocita). A zona propilítica avança sobre a zona fílica, e a presença exclusiva de bornita neste halo indica que ele acompanha pelo menos parcialmente o avanço da zona de cobre. A relação temporal entre as diversas fases está ilustrada na figura 18 **Figura** .



Legenda

Zona Bleaching



Zona Arg. Intermediária



Zona Fílica



Zona Propilítica



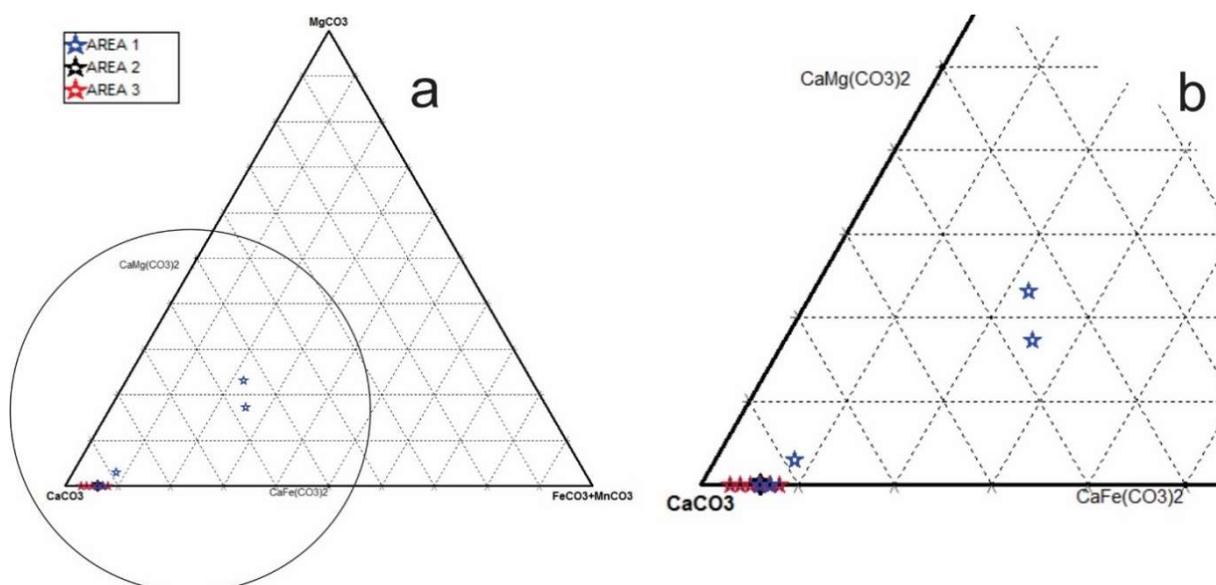
**Figura 18.** Relação temporal entre as fases hidrotermais e seus halos de formação no domínio da JSM. A barra espessa implica mineralogia modal superior a 3%. Com exceção da indicação de solubilização dos cimentos diagenéticos, relações de substituição bem como presença reliquiar ocasionada por sobreposição entre halos não estão ilustradas.

### 4.3 QUÍMICA MINERAL

Foram analisados carbonatos, silicatos e sulfetos com intuito de certificar sua composição, investigar partição dos metais, e também para auxiliar a definir o comportamento das variações composicionais ao longo do depósito. As condições analíticas foram definidas na seção 2.4.

#### 4.3.1 Carbonatos

Foram obtidas 24 análises de carbonatos, de amostras distribuídas ao longo do depósito. Na AREA 3, os carbonatos se apresentam como cristais bem formados, enquanto nas demais áreas, ocorrem como cristais diminutos, o que dificulta o procedimento analítico. Dos 24 pontos, 05 são de amostras da AREA 1, somente um ponto amostral foi obtido na AREA 2, e os 18 restantes são da AREA 3. Todas apresentam fechamento acima de 99%. Apesar da amostragem não uniforme, as análises apontam para uma distribuição química heterogênea ao longo do depósito, com enriquecimento em Fe-Mg na direção das AREAS 1 e 2, com amostras distintas que chegam a atingir 9,4% Fe e 6,1% Mg. Todas as amostras da AREA 3 situam-se no campo Calcita, e afastam-se levemente do vértice quando considerado Mn (Figura 27 19), com teores que variam de 1,3% a 3,3% Mn. Mn-Calcita também foi identificada na amostra da AREA 2 e duas amostras da AREA 1. As demais amostras da AREA 1 afastam-se do vértice  $\text{CaCO}_3$ , e alcançam posição intermediária entre Dolomita-Anquerita (Fig. 19). Os resultados analíticos estão na APÊNDICE A.



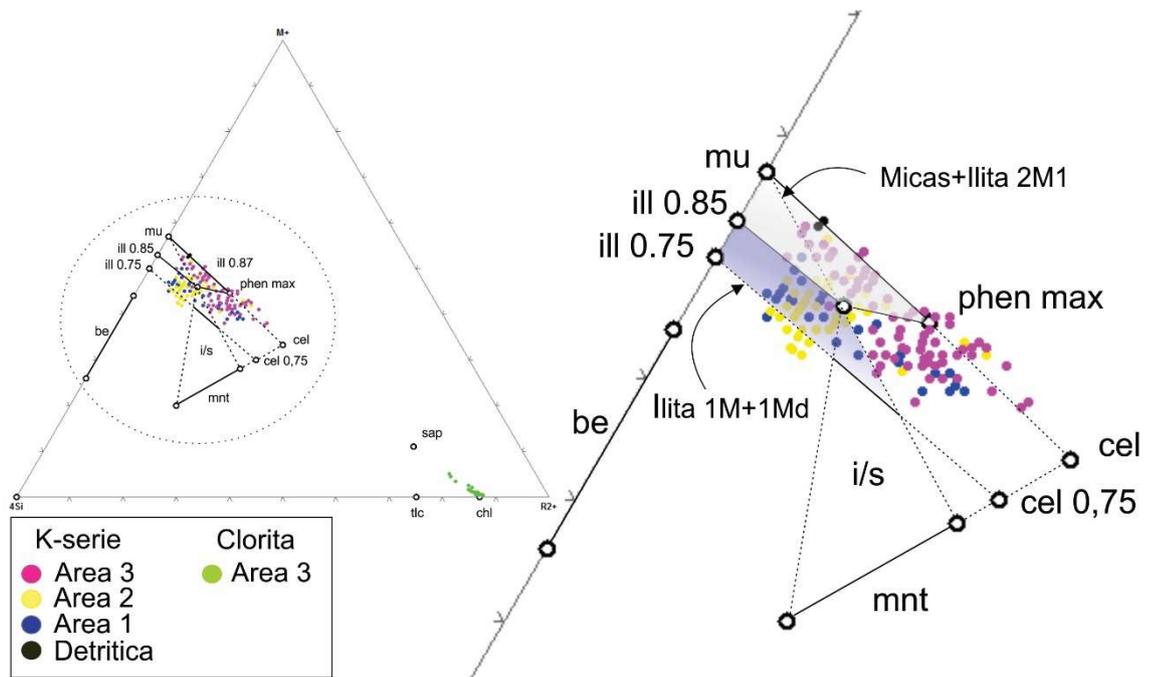
**Figura 27.** Representação dos carbonatos (% molecular) da JSM no sistema Ca-Mg-Fe(+Mn) em (a) e com detalhe em (c). Notar *trend* composicional de enriquecimento em Fe-Mg nas amostras da parte sul da JSM (AREA 1).

#### 4.3.2 Filossilicatos

##### Mica-like (serie K)

Dado que os filossilicatos são formados por camadas sucessivas de composição e arranjo distintos, sua composição química *bulk*, não é suficiente para definição de minerais. Aliado a esta limitação, o arranjo estrutural de ilitas 2M1 e muscovitas não permite diferenciação por meio de difratometria de raios-X (Velde, 1992). A diferenciação precisa das argilas “mica-like” e micas da série muscovita-fengita-celadonita deve ser feita com métodos integrados. Meunier & Velde (1989) propõem diagramas ternários de sistemas de coordenadas  $M^{+} - 4Si - R^{2+}$  para representação destes resultados, onde definem campos de solução sólida e associam composição química e polítipismo.

As coordenadas representam os cátions presentes nas distintas camadas dos filossilicatos:  $M^{+}$ : cátions presentes no sítio interlayer, (K, Na, Ca);  $4Si$ : cátions presentes na camada de tetraedros de sílica (Si e Al); e  $R^{2+}$  cátions bivalentes presentes no sítio octaédrico (Al, Fe, Mg, Mn, Zn, etc). Novamente a idéia é verificar o comportamento espacial dos argilominerais em busca de informações sobre *trends* químicos e mineralógicos que possam trazer evidências sobre a dinâmica do processo mineralizante.



**Figura 20.** Representação dos argilominerais da JSM no sistema de coordenadas  $M^+ - 4Si - R2^+$ . Abrev: be: beideliteia; ill 0,75: ilita *low charge*; ill 0,85: ilita *high charge*; mu: muscovita; phen: fengita; cel: celadonita; mnt: montmorillonite; i/s: interestratificado ilita e esmectita.

Foram analisadas 242 amostras, distribuídas entre os três depósitos da JSM (55 AREA1, 67 AREA2 e 120 AREA3). As amostras dos argilominerais da série K consideradas neste tratamento apresentam fechamento entre 89% e 95%. As cloritas apresentam fechamento entre 85% e 87%.

A ocupação do sitio octaédrico pode estar superestimada em função de uma definição arbitrária, onde todo Fe foi considerado bivalente. Amostras com ocupação octaédrica acima de 2,09 por  $O_{10}(OH)_2$  foram rejeitadas para a série dos minerais de K, por distanciarem-se do campo dos argilominerais dioctaédricos. As composições ideais são retiradas de Meunier & Velde (1989).

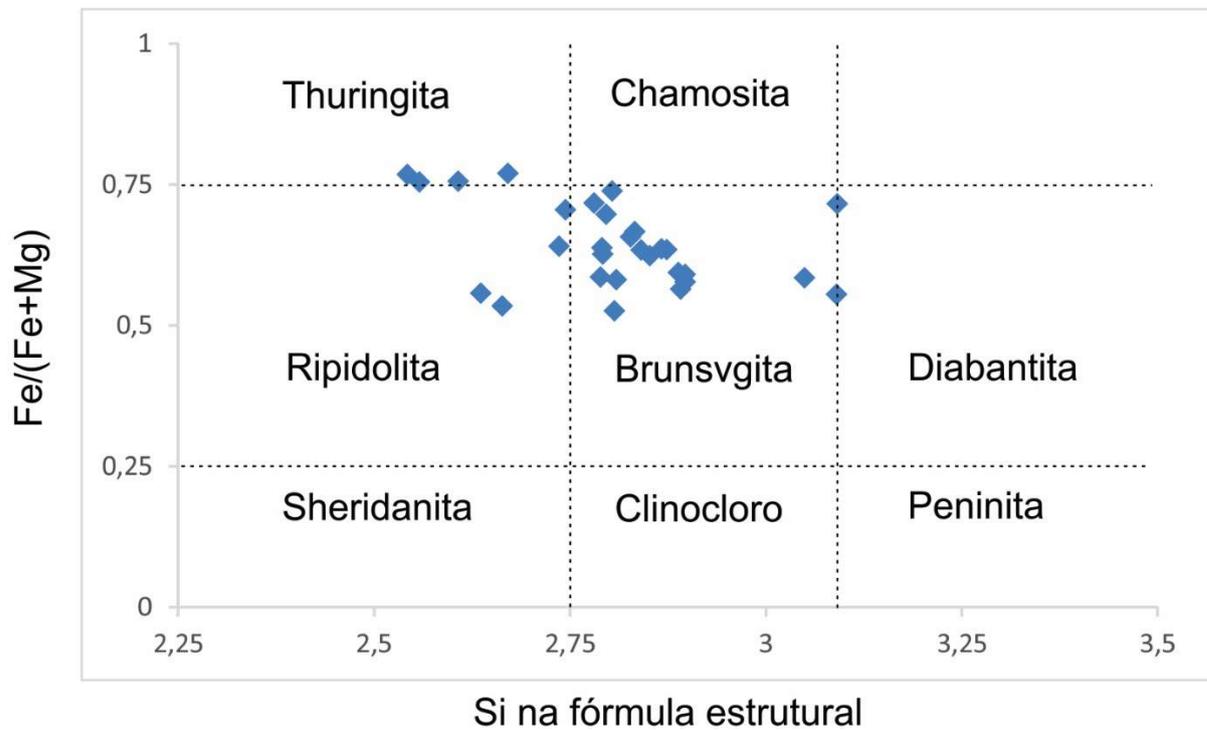
Em função da assimetria das zonas de alteração hidrotermal, todas as cloritas são da AREA 3, uma vez que este halo inexistente nos demais corpos mineralizados (AREAS 1 e 2). Amostras de micas detríticas foram analisadas para controle. Os resultados apresentam-se plotados na figura 20, e também no APÊNDICE B.

As micas detríticas posicionam-se próximas à composição ideal da muscovita. As amostras de alteração hidrotermal por sua vez, apresentam padrões de ocupações distintos, e delineam um *trend* conciso em escala de depósito. De sul para norte (AREA 1 para AREA 3), o domínio parte de ilitas beideleíticas e low charge ilitas (campo 1M), para high charge ilitas (2M1) + micas. As amostras da AREA 1 ficam sempre abaixo de ill 0.85, mesmo quando sua ocupação octaédrica supera o campo da s.s. ilita 1M (Fe-ilita). As amostras da AREA 3 (norte) predominam no campo da high charge ilita + micas, com ocupações octaédricas que atingem 2,09. As amostras da AREA 2 ficam em situação intermediária, e apresentam as duas situações descritas.

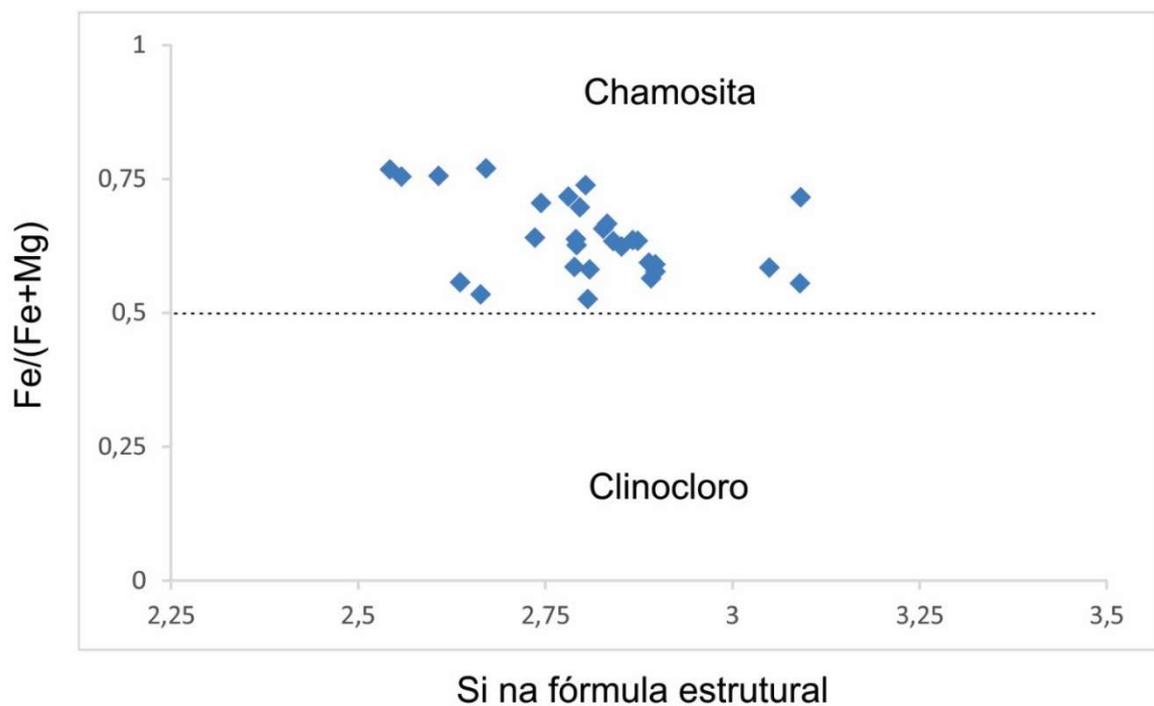
#### 4.3.3 Cloritas

As cloritas da JSM podem ocorrer como veios ou disseminadas na matriz. Todas as amostras aqui consideradas são oriundas de disseminações, fator que limita as interpretações relacionadas, em função do viés de amostragem. Foram analisadas 29 amostras de cloritas da AREA 3. Os resultados estão apresentados segundo as classificações de Foster (1962) e Bayliss (1975). Comum aos dois métodos de classificação, está o caráter rico em Fe das cloritas da JSM. Pela proposta de Foster (1962), a maior parte das análises está no campo da brunsvigita, com alguma dispersão entre ripidolita e thuringita (Fig. 21).

Bayliss (1975) propõe o abandono da ampla variedade de nomes, e utilização somente dos “*end members*” adjetivados pelos elementos químicos na ocupação octaédrica, sem limitação clara entre domínios. A classificação das amostras pelo critério de Bayliss (1975) posiciona a maior parte das amostras no campo da Mg-chamosita, com alguns resultados alcançando o domínio da chamosita (Fig. 22).



**Figura 21.** Representação das análises de cloritas segundo proposta de Foster (1962).



**Figura 22.** Representação das análises de cloritas segundo proposta de Bayliss (1975).

#### 4.3.4 Sulfetos

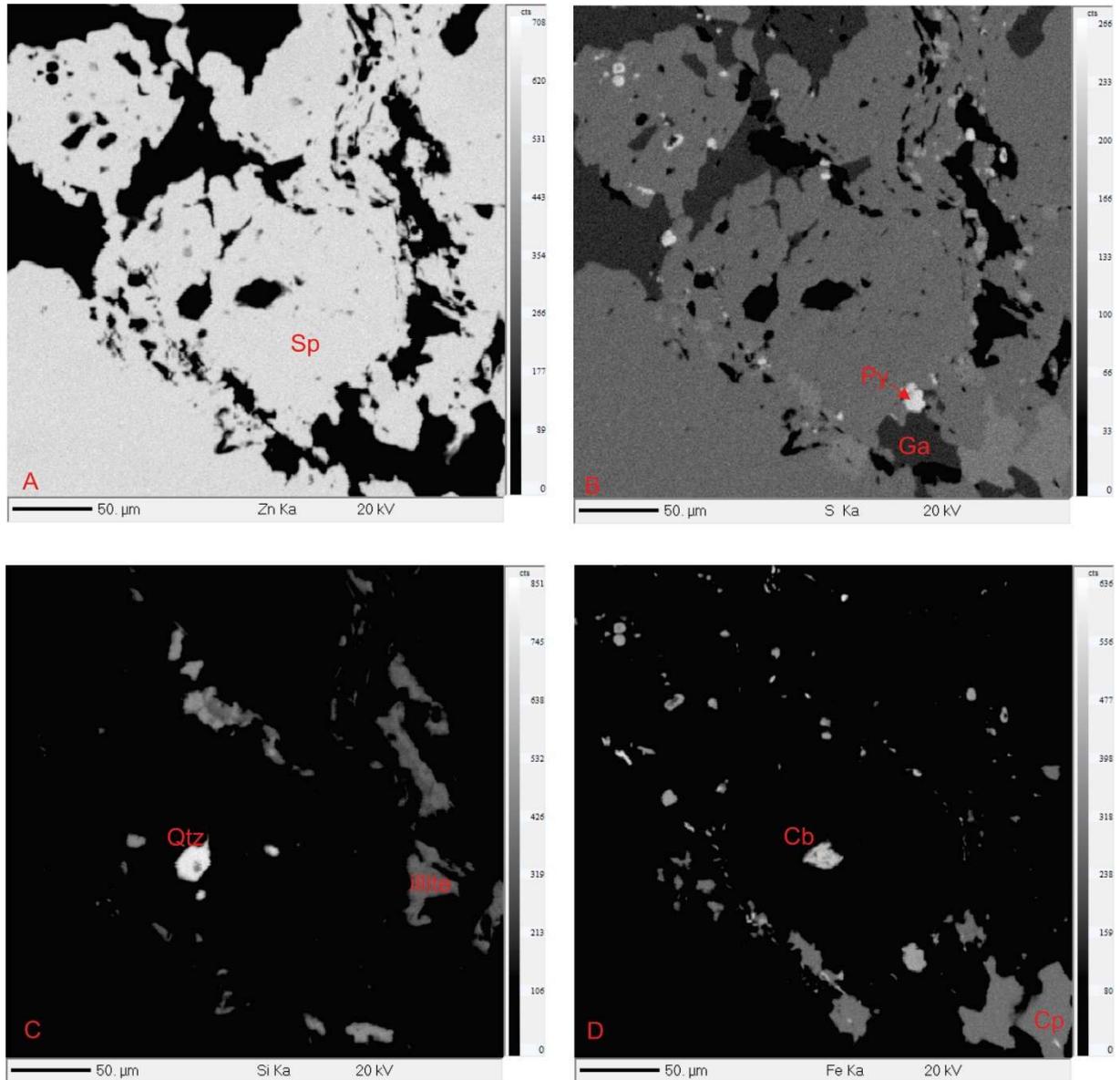
Foram analisadas 115 amostras pontuais de sulfetos da JSM, em busca de padrões de comportamento composicional e confirmação da associação de sulfetos descrita na petrografia. Além das análises pontuais, foram gerados mapas composicionais, para caracterização das relações texturais não evidentes ao microscópio óptico, e também em busca de partição dos metais, em outros minerais que não sulfetos. Grande atenção foi dedicada à esfalerita, em função de sua variedade de feições apresentadas, e por seu potencial em informações à respeito da dinâmica do fluido.

A figura 23, apresenta o mapeamento composicional de cristais de esfalerita e associação de alteração associada. Os mapas composicionais indicam que o padrão de partição dos metais de interesse econômico está exclusivamente associado a sulfetos, fato confirmado pelas análises pontuais quantitativas. As feições texturais de esfalerita e pirita fina, confirmam a contemporaneidade de ambas, fator interessante por possibilitar a sua aplicação na delimitação da trajetória do fluido com respeito à fugacidade de S, utilizando o conteúdo de FeS da esfalerita (Einaudi *et al.*, 2003, Bendezú & Fontboté, 2009).

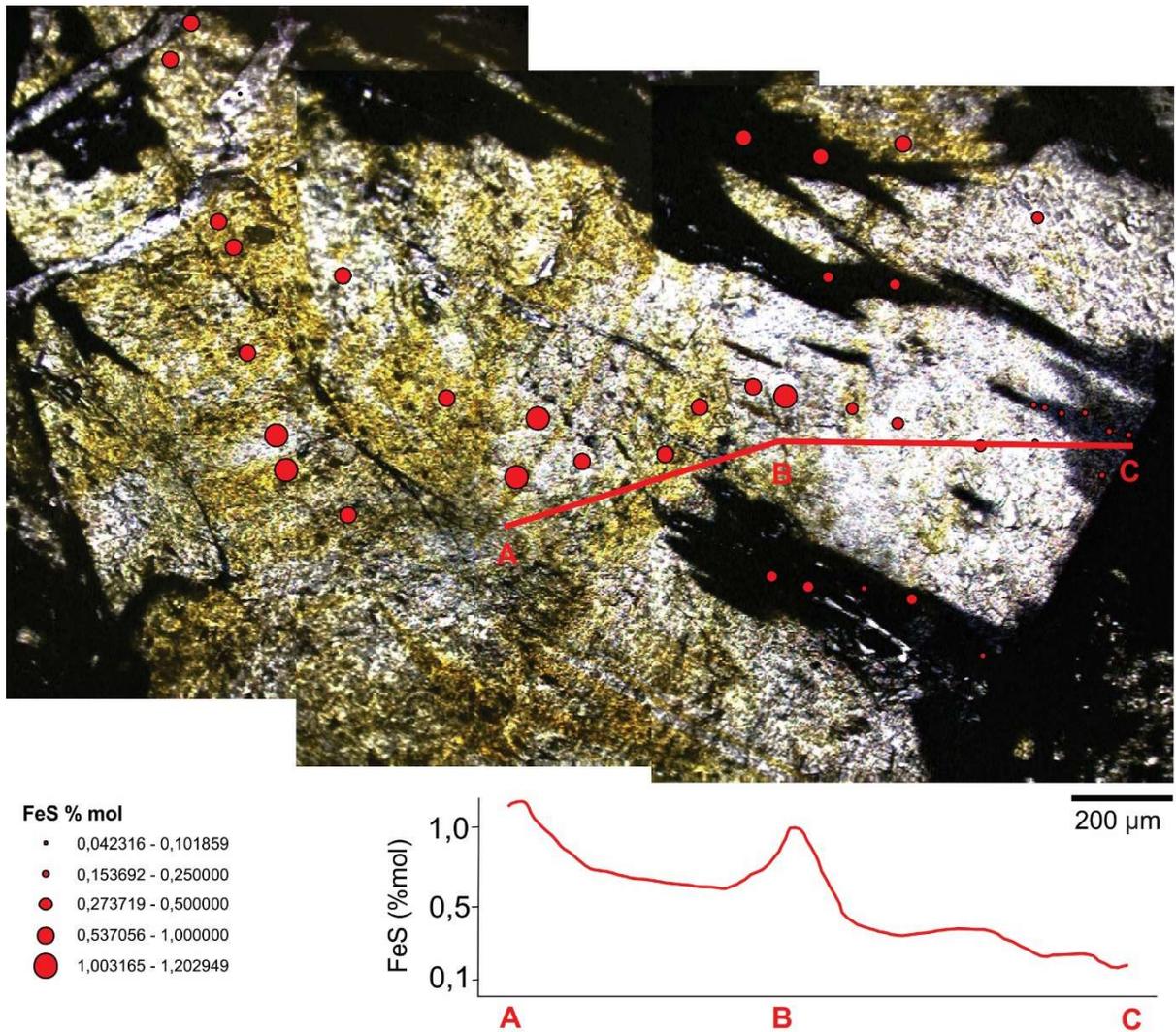
Na figura 24 estão plotados pontos analíticos em fenocristal de esfalerita I (Branca/amarela), sendo convertida em esfalerita II (preta), da borda para o centro de um veio mineralizado. O perfil teve objetivo de analisar a composição das esfaleritas com propriedades ópticas distintas, e traçar o comportamento do conteúdo FeS. As análises pontuais mostram que existe um padrão em escala de mineral, com diminuição sistemática da %FeS mol da esfalerita partindo do núcleo da esfalerita I em direção à sua borda, sendo convertida em esfalerita II. Este fenocristal está ilustrado nas figura 16, onde nota-se que a sequência paragenética de Sp+Ga→Cp (direita da foto).

Os resultados de galena das zonas fílica e propilítica são semelhantes, e próximos à composição estequiométrica. Os resultados de calcopirita da zona fílica indicam presença de Zn na estrutura em quantidades inferiores a 1%, enquanto que na zona propilítica não foi detectado Zn em sua composição. Conforme descrito nos capítulos anteriores, a bornita ocorre somente na zona propilítica. Os resultados estão ilustrados na APÊNDICE D. Não foi identificada incorporação de Au ou Ag em nenhuma das fases analisadas, provavelmente por bias de amostragem, uma vez que

foram selecionados somente sulfetos do estágio principal de alteração. Tanto Au quanto Ag estão associados aos estágios tardios do processo mineralizante.



**Figura 23.** Mapas composicionais em veio mineralizado. As cores claras indicam forte presença do elemento mapeado, enquanto a cor negra indica sua ausência. **A)** Zinco; **B)** Enxofre; **C)** Silício; **D)** Ferro. Notar que não foi notado presença de Zn fora da esfalerita. A combinação das imagens B e C apontam a presença de Fe na ilite/Fe-ilite, conforme confirmado em análise quantitativa de argilominerais. Os pontos mais claros nas imagens B e D apontam a presença de pirita fina associada à esfalerita, tanto em seu núcleo, quanto em sua borda. A calcopirita aparece com cores mais acinzentadas (escuras) do que a pirita nas imagens B e D, confirmando seu caráter levemente tardio em relação à Sp e Ga.



**Figura 24.** Composição de três fotos (luz transmitida), obtidas na microsonda eletrônica, com análises pontuais em fenocristal de esfalerita I (branca/amarela) em processo de conversão para esfalerita II (preta). O tamanho dos pontos é relacionado à sua composição de FeS em % mol.

## 5. DISCUSSÃO

---

### Arcabouço geológico

O arcabouço geológico é fundamental para compreensão dos processos metalogenéticos atuantes em depósitos minerais. Neste sentido, alguns aspectos da geologia da JSM precisam ser discutidos de forma integrada para melhor construção do cenário representativo de sua metalogênese.

Poucos trabalhos na literatura se dedicaram à caracterização e descrição sistemática da geologia das mineralizações da Jazida Santa Maria (JSM). Dentre os disponíveis, Badi (1983) enfatiza aspectos descritivos do depósito, sendo que Badi & Gonzales (1988), Veigel & Dardene (1990), Beckel (1990), Veigel (1992), Lima (1998) e Remus *et al.* (2000) versam sobre a metalogênese da área. Resultados de mapeamento sistemático da associação hidrotermal, proposta de distribuição espacial e controle sobre as mineralizações, podem ser encontrados em relatório interno desenvolvido pelo autor para suporte aos trabalhos de exploração mineral na região (Nexa, 2010). Este material serviu de base geológica aos trabalhos de caracterização de Rios (2012), Angileri (2013), Bouchet (2013), Tricot (2014) e Lindenberg (2014) que tratam da caracterização da alteração hidrotermal.

Conforme descrito no capítulo 4, a JSM é formada por corpos sulfetados distribuídos ao longo de 3km de strike. A direção preferencial das estruturas portadoras das mineralizações de Pb-Zn é NNW-SSE, com mergulhos variados (Fig. 7), que submetida à escalonamento dextral pelo sistema N50W, gera a distribuição dos corpos no strike NE-SW em planta, conforme observado na figura 5. Os estereogramas da figura 7, por viés amostral, não foram suficientes para retratar o comportamento estrutural dos corpos de cobre. Estes possuem direções variadas, ora encaixados no sistema NNW-SSE, ora encaixados no sistema N50W, controle semelhante ao das minas Uruguai e São Luís. No entanto, em planta, todos os corpos permanecem dentro ou próximo da envoltória Pb-Zn, indicando que as estruturas NNW-SSE possuem um forte papel na canalização de fluidos mineralizantes. As relações de campo, evidenciam que o processo mineralizante se inicia pelo estágio Pb-Zn, nas estruturas de direção NNW-SSE, com alta densidade de faturamento, também hospedeiras do estágio Cu-Au (Cp+Br), que ocorre por substituição e

destruição parcial dos corpos Pb-Zn. O estágio Cu-Ag (Cc+Aca) trunca os estágios anteriores, e aproveita parcialmente a rede NNW-SSE, mas principalmente a N50W.

O aspecto estratigráfico é igualmente importante para a compreensão da geometria e potência dos corpos mineralizados. Como visto no capítulo 4.1.2, as mineralizações da JSM estão presentes em diversos níveis do GSB, porém com maior quantidade no Arenito Inferior, indicando que a sua reologia proporcionou condição eficaz para estabelecimento de uma rede conectada de faturamento para canalização de fluidos, e que sua porosidade primária facilitou a migração lateral de fluidos e deposição de corpos disseminados. Os corpos hospedados no membro Mangueirão, que no domínio do depósito é composto predominantemente por ritmitos e arenitos finos, possuem quantidade inferior de conteúdo metálico, baixa disseminação e menor rede de veios mineralizados (Fig. 6).

O cruzamento da posição das mineralizações com estratigrafia e malha de estruturas traz indicações temporais do evento mineralizante, notavelmente na Área 3, que possui registro estratigráfico preservado do GSB até o GG. O GG na área do depósito é representado pelo seu membro superior, Formação Varzinha, que está em contato erosivo com o GSB, sem registro da sua unidade inferior, Formação Pedra Pintada, tampouco do membro Rodeio Velho, base do GG. A mineralização é limitada em seu topo pela discordância erosiva, e apresenta-se parcialmente truncada por esta, conforme ilustrado nas figuras 6 e 9. Esta relação posiciona a mineralização entre o período de tempo que sucede a deformação dútil do GSB, e antecede a instalação da superfície erosiva sobre a qual se assenta a Formação Varzinha – GG. O vulcanismo do Membro Rodeio Velho é o único evento térmico conhecido nesse intervalo de tempo (Bicca, 2013), apesar da definição atual deste membro agrupar todos eventos vulcânicos presentes no grupo Guaritas, com necessidade de refinamento. A hipótese da conexão das mineralizações das MC com o episódio de magmatismo Rodeio Velho, já havia sido levantada por Leinz & Almeida (1941), Bettencourt (1972) e Almeida (2012).

#### Alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal ocorre tanto na forma pervasiva, quanto fissural e não apresenta distribuição espacial homogênea, vertical ou lateralmente, com padrão de zonalidade em escala de depósito, que interfere também na heterogeneidade do conteúdo metálico dos corpos sulfetados, conforme ilustrado nas figuras 9 e 10. A

ausência de continuidade entre halos de alteração dos corpos conhecidos (Fig. 25) dificulta a correlação em escala de distrito. A interpretação da dinâmica do evento mineralizante utiliza relações de campo, mineralogia hidrotermal por microscopia ótica e eletrônica, além de química mineral integrada com trabalhos da literatura sobre as mineralizações do distrito.

Nas zonas argílica intermediária e *bleaching* o fluido hidrotermal consome os cimentos diagenéticos na fase inicial, para posteriormente consumir parcialmente as fases detríticas das rochas encaixantes, com formação de argilominerais, carbonatos e sulfetos, predominantemente pirita, todos com distribuição pervasiva. As rochas encaixantes funcionam como tampão ao caráter moderadamente ácido do fluido em suas fases iniciais. O processo denominado hidrólise ou metassomatismo de hidrogênio é definido como uma reação de decomposição, onde existe consumo seletivo de  $H^+$  ou  $OH^-$  do fluido, modificando a concentração destes íons na solução (Hemley & Jones, 1964).

As reações de consumo de  $H^+$  durante a solubilização dos cimentos diagenéticos e conversão parcial de feldspatos detríticos em de ilitas e carbonatos indicam que, a composição das rochas do GSB teve papel central no processo mineralizante, por atuar como *trap* químico, ao direcionar o pH do fluido à neutralidade, situação favorável à deposição dos sulfetos (Sack & Ebel, 2006), além de liberar K, Ca e Fe, entre outros, para a solução hidrotermal.

A extensa envoltória das zonas argílica intermediária e *bleaching* da JSM (>3km *strike*), com controle misto estrutural e litológico, indicam forte interação entre encaixantes e fluido (*wall-rock buffer*) durante a evolução do fluido no estágio anterior à deposição dos sulfetos. A trajetória de resfriamento controlada por *wall-rock buffer* implica que, o consumo dos voláteis de origem magmática ( $H^+$ ,  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $CO_2$ ) excede o seu aporte (Meyer & Hemley, 1967; Bartos, 1989), uma vez que fluidos pouco canalizados estão suscetíveis à diluição por interação com fluidos meteóricos (Drummond, 1981). Esta interpretação que está em acordo com a assinatura de isótopos de enxofre do distrito (Remus *et al.*, 2000; Laux *et al.*, 2005; Renac *et al.*, 2014), que indicam deposição de sulfetos relacionada à mistura de fluidos magmáticos e meteóricos, com diluição crescente no tempo e nas zonas periféricas do distrito (JSM).

A alteração filica, hospedeira das mineralizações econômicas da JSM, se instala no núcleo da zona argílica intermediária e marca o insulamento do fluido hidrotermal, com conseqüente decréscimo de interação com hospedeiras não alteradas e fluidos meteóricos. Desta forma, diferente da zona argílica que se instala em ambiente de *wall-rock buffer*, a evolução da zona filica ocorre em *sulfur-gas buffer*, controlada por temperatura e fugacidade de S<sub>2</sub> gás do fluido (Einaudi *et al.*, 2003).

A distribuição de K-micas e ilitas na JSM apresenta heterogeneidades quando avaliadas morfologia e composição. A análise morfológica de ilitas através de imagens obtidas por elétrons secundários (Fig. 18) evidenciou a presença dos três tipos de morfologia de ilitas documentados na literatura: *hairy*, *lath* e *platy* (Meunier & Velde, 2004). Lanson *et al.* (1996) analisando ilitas diagenéticas em arenitos permianos, concluem que o formato e o tamanho dos cristais não são dependentes de composição, mas de temperatura. Ao analisar as ilitas de uma seção vertical, notaram que a morfologia se modificava gradativamente de *hairy*, para *lath* e finalmente *platy* hexagonal, da menor para a maior profundidade (paleo). Considerando somente o hábito dos cristais de ilita da JSM, existe um padrão de variação morfológica sistemática, que pode representar um trend crescente de temperatura, de sul para norte, uma vez que as *platy illite* predominam na AREA 3, e são escassas nas demais. Ainda nota-se que ilitas *platy* evoluem para *hairy* em suas bordas, evidenciando a trajetória de queda de temperatura com o tempo (Fig. 21).

Os dados de química mineral de ilitas corroboram os dados de difração de raios-X da JSM (Bouchet, 2013), que apontam a presença de ilitas 1M e 2M1, sem indicação clara da presença de esmectitas ou I/S. Conforme ilustrado na figura 20, na Area 1 predominam ilitas *low charge* e ilitas com tendência ao campo da beideleítas (campo 1M) com poucos exemplares de *high charge* ilita, sendo que na Area 3 ocorrem somente *high charge* ilitas (2M1) + micas, enquanto que a Area 2 apresenta situação intermediária entre os dois extremos do depósito. Ylagan *et al.* (2000) relatam que em sistemas hidrotermais, a transição entre os polítipos 1M para 2M é dependente de temperatura. Assim o trend de variações de ocupação do sítio interlayer, indica um incremento consistente de temperatura de SW para NE, consistente com o padrão morfológico de ilitas nos três depósitos.

Na figura 20 nota-se ainda a importância dos teores de Fe-Mg das ilitas da JSM especialmente na Area 3, possivelmente por sua proximidade ao halo propilítico.

Padrão de enriquecimento em Fe-Mg e depleção de Al em micas brancas, podem estar relacionados ao incremento da distância em relação ao foco térmico, conforme descrito tanto por Beaufort & Meunier (1983) em sistemas hidrotermais porfíricos, quanto por Maydagán *et al.* (2018) em sistemas transicionais pórfiro/epitermal. Mercier-Langevin *et al.* (2014) interpretam o enriquecimento em Fe-Mg e depleção de Al em K-micas como indicativo de condições de acidez próxima à neutralidade, em situação de baixa razão fluido/rocha, condizente com a conversão apenas parcial de feldspatos e plagioclásio em ilita, majoritariamente em suas bordas.

Os padrões morfológicos e de ocupação *interlayer* de K-micas e ilitas delineam *trend* de incremento de temperatura de SW para NE, enquanto que o conteúdo dos sítios octaédricos posiciona a JSM em situação periférica ao motor térmico do sistema hidrotermal em escala de distrito.

Os carbonatos hidrotermais ocorrem nos três depósitos, tanto na forma pervasiva associados aos argilominerais, quanto preenchendo veios associados à sulfetos, e espaços vazios em textura *platy*. Os carbonatos pervasivos possuem granulometria muito fina, com predominância de coloração cinza na AREA 3 e carbonatos de coloração avermelhada nas AREAS 2 e 1. Em termos composicionais, existe tendência consistente de enriquecimento em Fe e Mg nos carbonatos das porções SW do depósito (Fig. 19). Simmons & Browne (2000) descrevem zonalidade de carbonatos de Ca e Fe em sistemas epitermais ativos, com os termos ricos em Fe posicionados às margens do sistema, associados à isotermas mais baixas. Desta forma, a tendência de incremento de temperatura de SW para NE da JSM está indicada também na zonalidade composicional dos carbonatos.

Além dos carbonatos pervasivos, cristais de calcita estão presentes em veios mineralizados por metais base (Fig. 13 E e F) principalmente na AREA 3, comumente em textura *platy*, feição indicativa de *boiling*, registrada em sistemas epitermais ativos e fósseis (Simmons & Browne, 2000). Durante o *boiling*, os fluidos hidrotermais perdem a maior parte dos voláteis, agentes de transporte de metais, para a fase vapor, causando a deposição de metais em fases minerais (Drummond & Ohmoto, 1985).

A concentração relativamente alta de CO<sub>2</sub> em fluidos epitermais de baixa temperatura, funciona como agente causador da alteração hidrolítica, origem da assembleia carbonatos + K-argilominerais + K-micas (Simmons & Browne 2000), presente na JSM. A associação hidrotermal dos halos indica alto conteúdo de CO<sub>2</sub>,

baixa temperatura, baixa razão fluido/rocha e acidez próxima à neutralidade (Mercier-Langevin *et al.*, 2014), com decréscimo de temperatura de NE para SW.

O halo propilítico da JSM é incipiente e restrito à porção NE do depósito, e abaixo das zonas argílica e filica em seção vertical (Fig. 9), além de apresentar caráter tardio em relação à este conforme ilustrado nos estudos petrográficos. Este comportamento reforça a assimetria composicional da assembleia hidrotermal notada em carbonatos e K-filossilicatos. Os resultados de química mineral de cloritas indicam a presença somente de termos ricos em Fe (Fig. 22), contrastando com os resultados de química mineral de cloritas da Mina Uruguai (Laux *et al.*, 2005; Troian, 2009; Renac *et al.*, 2014), que indicam a presença de chamosita e clinocloro. Interessante ressaltar que em termos composicionais, as cloritas da JSM se comportam de forma similar às gerações II e III de cloritas da Mina Uruguai, conforme identificado por Troian (2009), relacionadas aos estágios tardios do processo de alteração hidrotermal das minas de cobre.

Wilkinson *et al.* (2015), apontam que zonas de alteração propilítica não possuem comportamento químico constante em toda sua extensão, e descrevem que a concentração de Mg em cloritas diminui, ao passo que a concentração de Fe e Mn aumenta nas zonas periféricas do sistema de alteração. Em escala de depósito não foi identificada zonalidade química nas cloritas da JSM devido à sua ocorrência restrita e baixa intensidade, mas em escala de distrito, existe zonalidade da JSM até a MU, posicionando as minas Uruguai e São Luís em porção mais proximal ao foco térmico.

A distribuição espacial e evolução temporal dos halos hidrotermais da JSM apresentam um padrão de evolução regressiva, no conceito de Bartos (1989), onde atividade de  $H^+$  declina em função do tempo e distância ao centro do distrito. No entanto, com o desenvolvimento dos halos de alteração e selamento da porosidade primária das encaixantes (Araújo, 2019) e paredes dos veios, instala-se um cenário de insulamento químico do fluido hidrotermal, interrompendo o contato com as encaixantes não alteradas ou fluidos meteóricos, causando incremento de acidez e favorecendo uma sequência paragenética progressiva durante a fase de mineralização principal (Hemley & Hunt, 1992).

Proposta para evolução das mineralizações do distrito está ilustrada na figura 25, que integra as informações do presente estudo com as sequências paragenéticas

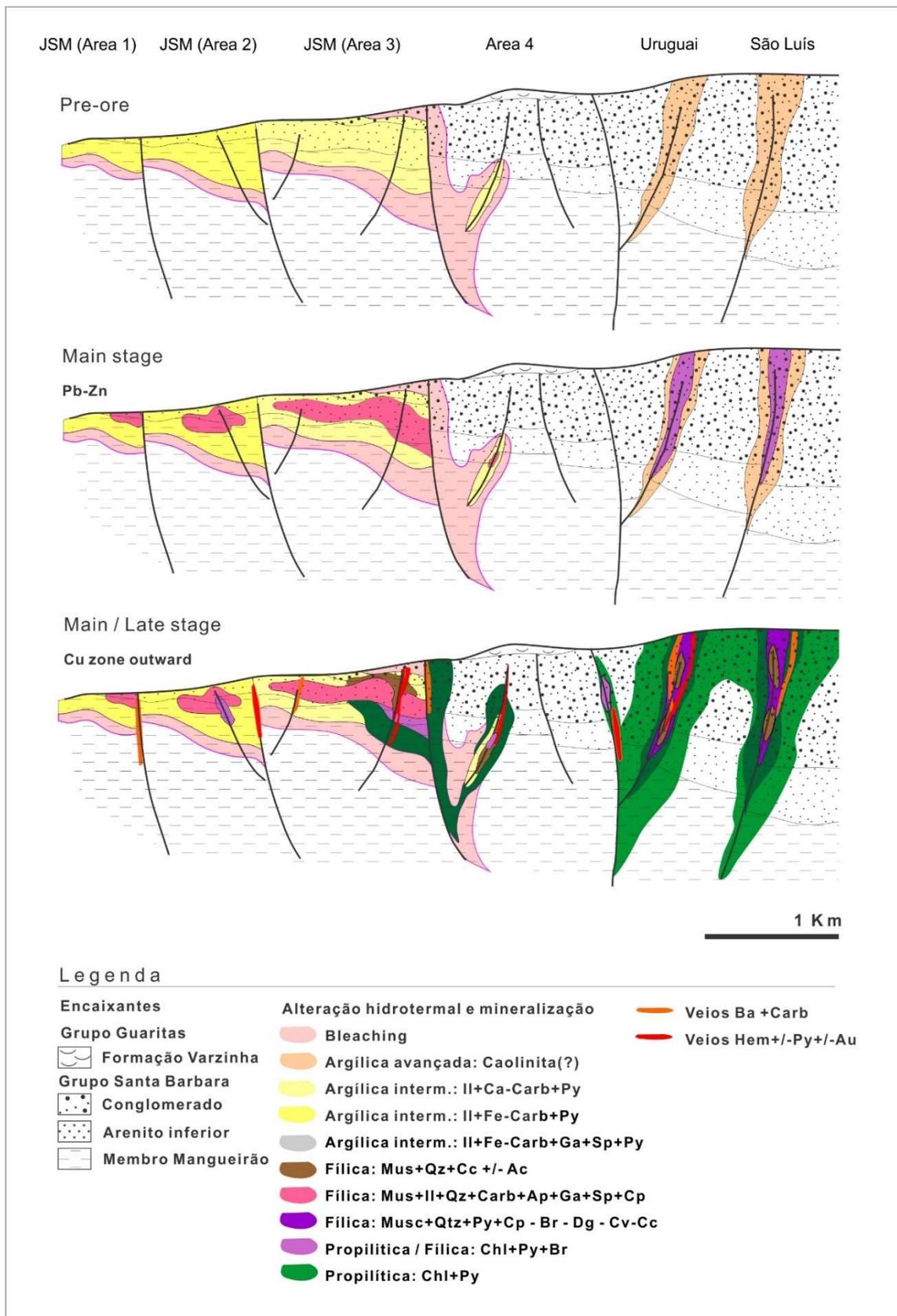
de Bettencourt (1972) e Laux *et al.*, (2005) no domínio das minas Uruguai e São Luís, não abordadas neste estudo.

O estágio principal de mineralização principal é marcado por alteração fílica intensa nas minas de cobre, através da assembléia quartzo+muscovita+pirita, com mineralização representada predominantemente por calcopirita (Bettencourt, 1972). A presença de um estágio argílico anterior não é bem documentado, mas Bettencourt (1972) descreve caolinita pervasiva por alteração de feldspatos detríticos, sem indicação clara de relação temporal com a alteração fílica, que poderia indicar a presença de uma zona argílica avançada. A alteração fílica da JSM é menos intensa, sem a presença de veios de quartzo, e marcada por muscovita+ilita+carbonatos+pirita+quartzo, com mineralização de galena, esfalerita e calcopirita. A esfalerita (baixo Fe) apresenta conteúdos de %FeS mol que variam de 0,12 a 1,2 % (APÊNDICE C).

Nas minas de cobre, a fase principal, calcopirita, passa a ser substituída por bornita, e estas por digenita e covelita (Bettencourt, 1972; Laux *et al.*, 2015). Na JSM, as fases principais são galena e esfalerita são substituídas por calcopirita, e estas por bornita, marcando um avanço da zona do cobre sobre a periferia do sistema hidrotermal, com destruição parcial dos corpos de Pb-Zn.. Não parece haver hiato de tempo entre a mineralização principal, e as modificações causadas pelo avanço da zona do cobre. Com caráter levemente tardio em relação às fases principais, calcocita (+/-acantita) aparece como fase de substituição de todos os sulfetos prévios, tanto nas Minas Uruguai e São Luís (Bettencourt, 1972) como na JSM.

O estágio propilítico é marcado por distintas fases de cloritização nas Minas Uruguai e São Luís (Laux *et al.*, 2005; Troian, 2009) e veios de hematita +/-Pirita (Au) e barita +/-carbonato e truncam todo o distrito, em distribuição muito mais ampla que a envoltória das mineralizações conhecidas.

Bettencourt (1972) descreve covelita em substituição à bornita, e calcocita, e conclui por um estágio de enriquecimento supergênico, associado à fases como cuprita, cobre nativo, malaquita, crisocola, brochantita, entre outros com ocorrência preferencial nos níveis mais próximos à superfície. O estágio de enriquecimento supergênico nas minas de cobre, não encontra paralelos na JSM, embora também próxima da superfície de erosão atual.



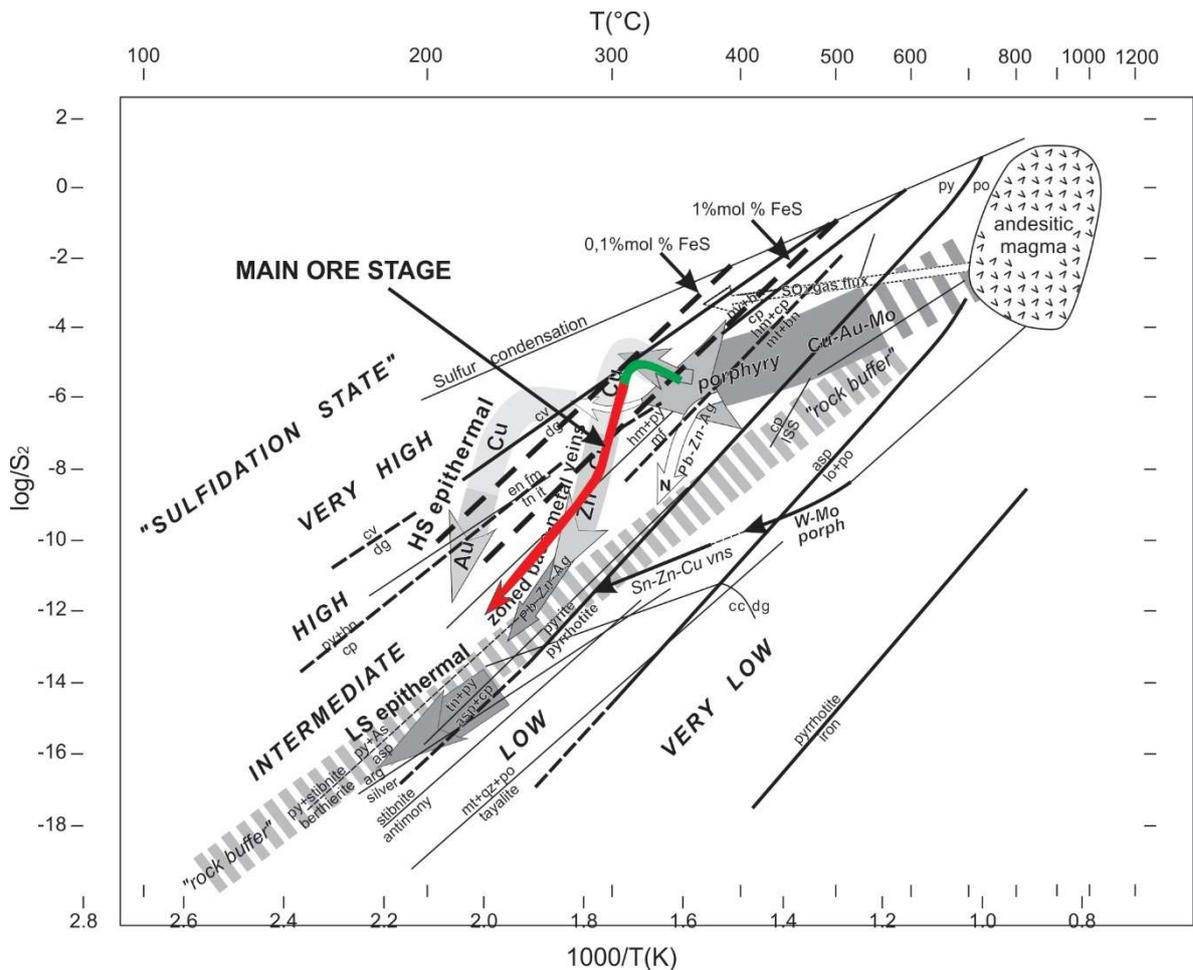
**Figura 25.** Proposta de evolução integrada do sistema mineralizante das Minas do Camaquã.

Devido ao insulamento do fluido mineralizante durante o estágio principal da mineralização, a análise de sua evolução será feita em função de temperatura e fugacidade de S<sub>2</sub> gás (*sulfur-gas buffer*), conforme proposto por Einaudi *et al.* (2003), e ilustrado na figura 26 ( $\log f_{S_2} - 1000/T$ ). As variações no estado de sulfetação geraram produtos distintos, temporalmente relacionados, no núcleo e na periferia do sistema.

A deposição de sulfetos se inicia com a pirita I, de caráter disseminado e distribuição espacial semelhante à da ZAI durante o estágio pré a sin sulfetação econômica. No centro do distrito Bettencourt (1972) descreve pirita no estágio pré a sin sulfetação econômica. O estado de sulfetação intermediária predomina no distrito, evidenciado pela estabilidade da calcopirita no núcleo do sistema (Bettencourt, 1972) e na periferia por Ga + Sp (0,12 a 1,2 % mol FeS) + calcopirita.

A sequência de substituições Cp-Br-Dg-Cv (Bettencourt, 1972; Laux *et al.*, 2005), no núcleo do sistema, concomitante à sequência de substituições Ga+Sp-Cp-Br na periferia, mostra que o fluido passou por incremento em seu estado de sulfetação, atingindo estado de sulfetação alto e muito alto no centro do distrito, e estado de sulfetação alto na periferia (JSM).

Os veios de Calcocita (+Acantita) e suas disseminações, truncam as associações da mineralização principal de forma uniforme no distrito, e indicam um retorno da trajetória para estado de sulfetação intermediária, próximo ao limite com o campo *low sulfidation*, região de estabilidade da calcocita (Einaudi *et al.*, 2003). Com o final da deposição de calcocita+/-acantita, o fluido permanece em trajetória regressiva, com fragmentos da associação do estágio principal cimentados em veios de barita e hematita+/-pirita +/-Au, desta vez afetando uma região muito mais ampla que os corpos econômicos. A trajetória proposta para as mineralizações do distrito Minas do Camaquã está ilustrada na figura 26.



**Figura 26.** Diagrama  $\log fS_2 - 1000/T$ , modificado de Einaudi *et al.* (2003) ilustrando ambiente de fluidos em depósitos do tipo Cu-pórfiro, Base metals veins associados à Cu-pórfiro (*Intermediate sulfidation*), Epitermais *low sulfidation* (Au-Ag e high sulfidation Au-Cu, e trajetórias possíveis de resfriamento. Linhas de %mol FeS em esfaleritas adicionadas a partir de Bendezú & Fontboté (2009). A linha verde refere-se à trajetória inferida a partir de Bettencourt (1972) e Laux *et al.* (2005) para as minas Uruguai e São Luis. A linha vermelha refere-se à trajetória da inferida a partir dos dados da JSM, obtidos neste trabalho. Temperatura máxima de 350°C para a porção central do sistema (Minas Uruguai e São Luis) a partir de Renac, *et al.* (2014), e intervalo de 210°C 300°C a partir de Remus *et al.* (2000) para a porção distal (JSM).

A sequência paragenética predominante na JSM situa-se no campo de sulfetação intermediária (Fig. 26), em consonância às associações dos depósitos epitermais *intermediate sulfidation* (Hedenquist *et al.* 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Wang *et al.*, 2019). O termo *epithermal intermediate sulfidation* (IS) de Hedenquist *et al.* (2000), possui vantagem por oferecer comparação direta aos tipos *high* e *low sulfidation* (HS e LS), e será utilizado como equivalente aos termos *zoned*

*base metal veins, cordilleran polymetallic, carbonate-base metal Au* existentes na literatura (Bendezú & Fontboté, 2009; Wang *et al.*, 2019).

Além do estado de sulfetação, conteúdo metálico e associação mineral hidrotermal, outras características de depósitos epitermais do tipo IS estão presentes nas mineralizações do distrito Minas do Camaquã. A ausência de uma clara relação com magmatismo (Bettencourt, 1972; Remus *et al.*, 2000; Laux *et al.*, 2000; Renac *et al.*, 2014), temperaturas de cristalização abaixo de 350°C e assinatura isotópica consistente com mistura entre fluidos magmáticos e meteóricos (Remus *et al.*, 2000; Renac *et al.*, 2014), ampla variação de salinidades 2.7 a 14 wt.% eq. NaCl (Laux *et al.*, 2015), razão Ag/Au elevada (Maior que 60), e contexto geológico pós-colisional formam um conjunto de características de depósitos *Intermediate sulfidation* do tipo extensional conforme proposta de Wang *et al.* (2019).

Notável que a sequência paragenética integrada do distrito em gráfico de  $\log fS_2 - 1000/T$  (Fig. 26), se assemelha ao padrão evolutivo em “*lazy L*” de Einaudi *et al.* (2003) para depósitos epitermais do tipo “*zoned base metal veins*” ou IS, geneticamente associados a mineralizações tipo Cu-Au-Mo pórfiro de ambiente cálcio-alcalino. Nesta configuração, em termos de estados de sulfetação, as fases proximais de predomínio *intermediate*, evoluem a *high* e *very high sulfidation*, e as fases periféricas permanecem majoritariamente no campo *intermediate sulfidation*.

Apesar da sequência paragenética mimetizar a trajetória evolutiva de IS cálcio-alcalinos conectados à mineralizações Cu-pórfiro (Fig. 26), a área de estudo está em ambiente pós-colisional, não se pode afirmar que este padrão se repita. Richards (2009) sugere que pórfiros colisionais e epitermais associados são produto da re-fusão da raiz litosférica metassomatizada de arco magmáticos pretéritos, carregam sua assinatura química e conteúdo metálico, e que gerariam depósitos similares aos de ambiente de arco, porém enriquecidos em ouro.

O contexto geológico das mineralizações IS das Minas do Camaquã é exótico quando comparado aos depósitos epitermais e porfíricos de ambiente cálcio-alcalino, objetos de extenso estudo na literatura. Wang *et al.* (2019), em trabalho de revisão e classificação dos depósitos IS, catalogam apenas 43 exemplares no mundo, nenhum anterior ao Ordoviciano, o que torna a área de estudo uma fronteira científica para entendimento destes depósitos.

Importante ressaltar que o distrito das Minas do Camaquã está em uma janela estrutural, causa da erosão parcial das minas de cobre e potencialmente da erosão completa de outros depósitos, além do pacote rochoso de topo, conforme ilustrado nas figuras 25 e 27. Isto pode levar a interpretação errônea da sequência paragenética e trajetória dos fluidos, e também eliminar do registro qualquer vínculo mais claro com vulcanismo.

Além da relação temporal com parte do pacote vulcânico andesítico e basáltico agrupado sob a denominação de Rodeio Velho, as mineralizações distam aproximadamente 4km lateralmente em relação ao seu conduto principal. Mineralizações do tipo IS possuem relação de lateralidade em relação ao intrusivo causador (Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Wang *et al.*, 2019). No entanto para uma correlação eficaz entre as mineralizações das Minas do Camaquã e os episódios vulcânicos presentes na região, são necessários estudos adicionais, principalmente isotópicos e geoquímicos.

Em termos de potencial para novas descobertas, além das indicações de uma possível correlação entre os depósitos IS conhecidos e um mineralizações do tipo Cu-Pórfiro, cabe lembrar que as mineralizações afloram devido à janela estrutural, e a possibilidade de outros corpos IS cegos pela cobertura do Grupo Guaritas configura uma nova fronteira exploratória para a região.



## 6. CONCLUSÃO

---

Com o avanço da pesquisa mineral na Jazida Santa Maria, os estudos de mapeamento hidrotermal indicaram a presença de mineralizações de Cu nesta porção do distrito, com semelhanças de conteúdo metálico e estilo de alteração às Minas Uruguai e São Luís. Apesar da ausência de continuidade espacial dos halos de alteração em escala de distrito, a sequência paragenética da JSM gera um cenário de assimetria de SW para NE, que encontra sua continuidade nas minas de cobre.

A assimetria mapeada na JSM a partir de dados de testemunhos de sondagem foi confirmada por parâmetros químicos e mineralógicos como, aumento na cristalinidade de argilominerais, diminuição de conteúdo de Fe em carbonatos, além de aumento no conteúdo total de metais e aumento na razão Cu/Pb+Zn. Estas variações possuem variação espacial consistente de SW para NE na JSM.

A sequência paragenética da JSM integrada à dados da literatura sobre as sequências das minas de cobre indicam uma evolução única para o distrito, que a partir de uma trajetória semelhante à todos depósitos, levou à geração de produtos distintos em função de variações de T, fugacidade de H<sup>+</sup> e S<sub>2</sub> gás, do centro para a periferia do sistema. No entanto, uma proposta unificadora das sequências paragenéticas das minas de cobre com vista à integração em escala de distrito é necessária para confirmação das sugestões aqui apresentadas.

A trajetória do fluido avaliada em diagrama  $\log fS_2 - 1000/T$  (Einaudi, 2003) situa as mineralizações no campo de sulfetação intermediária (Fig. 26), em consonância às associações dos depósitos epitermais *intermediate sulfidation* (Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Wang *et al.*, 2019), e sugere-se aqui a adoção desta nomenclatura para as mineralizações do distrito, para fins de comparação com outros depósitos desta classe, cuja sistematização está em estágio embrionário (Wang *et al.*, 2019).

Em termos exploratórios, a questão sobre uma eventual co-geneticidade com mineralizações do tipo Cu-pórfiro de ambiente colisional continua aberta, apesar da trajetória evolutiva mimetizar à de depósitos IS com conexão comprovada à esse tipo de depósito em ambiente cálcio-alcalino. Avaliação criteriosa dos episódios vulcânicos

presentes na região pode trazer luz à questão. No entanto, o potencial para mineralizações IS continua largamente aberto, uma vez que os depósitos conhecidos afloram somente na janela estrutural, e existe uma ampla cobertura do GG sem exploração sistemática para depósitos cegos.

## 7. REFERÊNCIAS

---

Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G. & Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazon River. *In*: Nairn, A. E. e Stehli, F. G., (Ed). *The ocean basins and margins (vol. 1)*. New York, Plenum, p.411–446.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. & Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an Introduction. *Earth Sciences Review*. 17, 1-29.

Almeida, R.P. 2001. *Evolução tectono-sedimentar da Formação Santa Barbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A.R.S. & Fambrini, G.L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of southeastern South America: tectonic implications. *The Journal of Geology*. 118, 154-161.

Almeida, R.P. 2005. *Tectônica e Sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental)*. Tese de Doutorado, IG-USP, 203 p.

Almeida, R.P. 2012. Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2):347-376.

Almeida, D.P.M. 2012. 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*, p. 73-135.

Angileri, A. 2013. *Métodos geocronológicos a serem aplicados nas mineralizações de Pb e Zn da Jazida Santa Maria*. Dissertação de Mestrado, Université d'Orléans.

Araújo, M.C. 2019. *Caracterização de dados Petrofísicos e Mineralógicos do Depósito Epitermal de Pb-Zn (Cu-Ag) de Santa Maria, RS*. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília.

Babinski, M., Chemale Jr., F. Hartmann, L.A, Van Schumus, W.R. e Silva L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24:439-442.

Badi, W.S.R. 1983. *Mineralização de chumbo e zinco em arenitos do distrito de Camaquã, RS*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Badi, W.S.R. & Gonzalez, A.P. 1988. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, RGS. In: DNPM (Ed.). *Principais depósitos minerais do Brasil, vai 111- Metais básicos não Ferrosos e Al.*, p.157-170.

Basei, M. A. S., Siga, O., Jr., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M. & Preciozzi, F. P. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brasil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. (Ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st Int. Geol. Cong., p.311–334.

Bartos, P.J. 1989. Prograde and retrograde base metal lode deposits and their relationship to underlying porphyry copper deposits. *Economic Geology*, vol 84, p. 1671-1683.

Beaufort, D. & Meunier, A. 1983. A petrographic study of phyllic alteration superimposed on potassic alteration: the Sibert porphyry deposit. *Economic Geology*, 78, p. 1514-1527

Beckel, J. 1990. *Metalogenia del Cu, Pb y Zn em la Cuenca de Camaquã durante el ciclo orogênico Brasileiro, RS (Brasil)*. Tese de Doutorado, Universidade de Salamanca.

Bettencourt, J.S. 1972. *Geologia da Mina de Camaquã, RS*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Bendezú, R., & Fontboté, L. 2009. Cordilleran epithermal Cu-Zn-Pb-(Au-Ag) mineralization in the Colquijirca district, central Peru: Deposit-scale mineralogical patterns. *Economic Geology*, 104(7):905-944.

Bettencourt, J.S. 1972. *A Mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Bicca, M.M. 2013. *Tectônica e Proveniência do Grupo Santa Bárbara, Região de Minas do Camaquã – RS*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Borba, A. W., Vignol-Lelarge, M. L. M. & Mizusaki, A. M. P. 2002. Uplift and denudation of the Cacapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:683–692.

Borba, A.W. & Mizusaki, A.M.P. 2003. Santa Barbara Formation (Cacapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. *Journal of South American Earth Sciences* 16(5):365-380.

Borba, A.W. 2006. *Evolução geológica da "Bacia do Camaqua" (Neoproterozoico e Paleozoico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Silva, D.R.A., Koester, E., Noronha, F.L. & Casagrande, J. 2006. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-riograndense Shield, Southern Brazil): Petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research*, 9:464–474.

Borges, F.S. 1982. *Elementos de Cristalografia*. Fundação Calouste Gulbenkian, 624p.

Bouchet, V. 2013. *Estudo de illitas hidrotermais associadas às mineralizações de Zn e Pb na Jazida Santa Maria/RS*. Trabalho de Conclusão em License en Geologie, Université de Poitiers.

Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 66:1-72.

Chemale Jr, F., Hartmann, L. A. & Silva, L. C. 1995. Stratigraphy and tectonism of Precambrian to early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. *Acta Geologica Leopoldensia*, 44:1–111.

Chemale Jr, F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *In*: Holz, M., De Roz, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 13-52.

Craig, J.R. & Vaughan, D.J. 1994. *Ore microscopy and ore petrography*. Second edition. John Wiley & Sons, Estados Unidos, 424p.

De Ros, L.F., Morad, S., Paim & P.S.G. 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 92:197–228.

Drummond, S.E. & Ohmoto, H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology*, 80(1): 126–147.

Fambrini, G.L. 1998. *Grupo Camaquã (Transição Proterozoico-Fanerozoico) na região das Minas do Camaquã, RS: Análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade de São Paulo.

Fambrini, G.L., Martin, M.A.B., McCreath, I., Fragoso-Cesar, A.R.S. 1999. Subaqueous pyroclastic deposits of the Hilário Formation, RS. *In*: *Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, 1, Gramado, 1999. *Boletim de Resumos*, Gramado, SBG, p. 34.

Fambrini, G. L. 2003. *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade de São Paulo.

Fambrini, G.L., Janikian, L., Almeida, R.P. & Fragoso-Cesar, A.R.S. 2005. O Grupo Santa Barbara (Ediacarano) na Sub-bacia Camaqua Central, RS: estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 35:227-238.

Folk, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., Austin, 170 p.

Fragoso-Cesar, A.R.S., Lavina, E.L., Paim, P.S.G. & Faccini, U.F. 1984. A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33*, Rio de Janeiro, RJ. *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG, 7:3272-3283.

Fragoso-Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., Almeida, R.P., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R. & Saes, G.S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southernmost. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:438–441.

Fragoso-Cesar, A.R.S., Almeida, R.P., Fambrini, G.L., Pelosi, A.P.M.R., & Janikian, L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogenico de rifts do Neoproterozoico III. Eopaleozoico no Rio Grande do Sul. *In: I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul, Boletim de Resumos*, Porto Alegre, SBG, p.139–144.

Frantz, J.C., Botelho, N.F., Pimentel, M.M., Potrel, A., Koester, E. & Teixeira, R.S. 1999. Relações isotópicas Rb–Sr e Sm–Nd e idades do magmatismo granítico no Rio Grande do Sul: evidências de retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica. *Revista Brasileira Geociências*, 29:227–232.

Gomes, C.B, 2015. *A Microsonda Eletrônica na Geologia*. Editora da Universidade de São Paulo, 248p.

Goni, J., Goso, H., & Issler, R. 1962. Estratigrafia e Geologia Economica do Pre-Cambriano e Eo-Paleozoico uruguaio e sul-Riograndense. *Avulso da Escola de Geologia, UFRGS*, 3:1-105.

Gonzales, M. A. & Teixeira, N. 1980. Considerações sobre a estratigrafia e ambientes de sedimentação da Região das Minas do Camaquã. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31., 1980, Camboriú, SC. *Anais...*, Camboriú, SBG. 1:1513-1524

Gresse, P. G., Chemale Jr, F., Silva, L. C., Walraven, F. & Hartmann, L. A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, 8:157–171.

Hartmann, L.A., Chemale Jr.F., Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *In: FRANTZ JC ET AL. (Ed.). 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul*, Porto Alegre: Comunicação e Identidade, Porto Alegre, RS, Brasil, p.97-123.

Hartmann, L., Santos, J. & Mcnaughton, N. 2008. Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, 50:364–374.

Hedenquist, J. W., Arribas, A., Jr., And Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13:245–277.

Hemley, J.J. & Jones, W.R. 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, 59:538-569

Hemley, J.J. & Hunt, J.P. 1992. Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: II. Some General Geologic Applications. *Economic Geology*, 87:23-43.

Leinz, V. & Almeida, S. C., 1941. *Gênese da jazida de cobre “Camaquam”, município de Caçapava – Rio Grande do Sul*. Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, DPM, Boletim nº 88, 56 p.

Lima, L. 1998. *A Mina Uruguai e Jazida Santa Maria-Distrito Mineiro de Camaquã (RS): Um Estudo Petrológico, Geoquímico e Geotermométrico*. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.

Lindenberg, M.T. 2014. *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*. Trabalho de Conclusão do Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Janikian, L. 2004. *Seqüências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul. São Paulo*. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Janikian, L., De Almeida, R.P., Da Trindade, R.I.F., Fragoso-Cesar, A.R.S., D'Agrella-Filho, M.S., Dantas, E.L. & Tohver, E. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*, 20:259–266.

Janikian, L., de Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., de Souza Martins, V.T., Dantas, E.L., Tohver, E., McReath, I. & D'Agrella-Filho, M.S. 2012. 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*, 21:466-482.

Lanson, B., Beufort, D., Berger, G., Baradat, J. & Lacharpagne, J.C. 1996. Late-stage diagenesis of clay minerals in porous rocks: Lower Permian Rotliegendes reservoir off-shore of The Netherlands. *Journal of Sedimentary Resources*, 66:501–518.

Laux, J.H., Lindenmayer, Z.G., Teixeira, J.B.G., Neto, A.B. 2005. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. *Ore geology reviews*, 26(1-2):71-89.

Laux, J. H., & Lindenmayer, Z. G. 2000. As Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas. In: L. H. Ronchi & A. O. C. Lobato (Ed.). *Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar* (pp. 133–164). São Leopoldo: Editora Unisinos.

Leites, S. R., Lopes, R.C., Wildner, W., Porcher, C.A. & Sander, A. 1990. A divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul,

RS, e sua interpretação paleoambiental. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, 1990, Natal, RN. *Anais...* Natal, SBG. 1:300-312.

Leinz V. & Almeida, S. C. 1941. *Gênese da jazida de cobre "Camaquam", Município de Caçapava do Sul – Rio Grande do Sul*. Secretaria dos negócios de agricultura, indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul. DNPM. Boletim nº 88, 56p.

Licht, O.B. 1980. A descoberta da Jazida Santa Maria (Zn, Pb, Cu), Rio Grande do Sul – Brasil. Um caso histórico da prospecção geoquímica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, 1980. Balneário Camburiú, SC. *Anais...*, p. 141-53.

Lima, E.F. & Nardi L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:67-77

Maydagán, L., Franchini, M., Impiccini, A., Lentz, D., Patrier, P. & Beaufort, D. 2018. Chlorite, white mica and clay minerals as proximity indicators to ore in the shallow porphyry environment of Quebrada de la Mina deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 92:297-311.

Mercier-Langevin, P., Lafrance, B., Bécu, V., Dubé, B., Kjarsgaard, I. & Guha, J. 2014. The Lemoine auriferous volcanogenic massive sulfide deposit, Chibougamau camp, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: geology and genesis. *Economic Geology*, 109:231-269

Meunier, A. & Velde, B. 2004. *Illite: Origins, evolution and metamorphism*. Springer, Berlin.

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

Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2017. Magmatismo granítico e evolução crustal no sul do Brasil. *In: Ianuzzu, R. & Frantz, J.C. (Ed.). 50 anos de geologia*, Instituto de Geociências – contribuições. Porto Alegre, p.125–141.

NEXA. 2019. *Nexa Resources announces its 2018 year end mineral reserves and mineral resources*. <https://ri.nexaresources.com/Download.aspx>

Oliveira, C. H. E. 2012. *Evolução tectono-estratigráfica das bacias Santa Bárbara e Guaritas, Rio Grande do Sul*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

Oliveira, C.H.E., Junior, F.C., Jelinek, A.R., Bicca, M.M. & Philipp, R.P. 2014. U-Pb and Lu-Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 246: 240–255

Paim, P.S.G., Faccini, U.F., Netto, R.G. & Nowatski, C.H. 1992. Estratigrafia de sequências e sistemas deposicionais das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, Eopaleozóico do RS (Brasil). Universidad Nacional de Tucumán, *Serie Correlación Geologica*, 9:41-45.

Paim, P.S.G. & Scherer, C.M.S. 2007. High-resolution stratigraphy and depositional model of wind- and water-laid deposits in the Ordovician Guaritas rift Southernmost Brazil). *Sedimentary Geology*, 202:776–795.

Paim, P.S.G., Chemale Jr, F. & Lopes, R.C. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã – Vendiano superior/Ordoviciano inferior do RS. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 4, 1995, Porto Alegre. *Boletim de resumos expandidos...* Porto Alegre, SBG. p. 39-50.

Paim, P. S. G., Chemale Jr, F. & Lopes, R. C. 2000. A Bacia do Camaquã. *In: M. Holz & L. F. De Ros (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, p. 231-274.

Paim, P.S.G., Chemale Jr, F. & Wildner, W. 2014. Estágios Evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, 36:183–193.

Pirajno, F. 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer. 1243pp.

Pereira, D.R. 2018. *Estudo Geoquímico e Isotópico dos Processos Metalogenéticos Associados ao Depósito de PbZn (Cu-Ag) Santa Maria, Região de Caçapava do Sul*,

*Rio Grande do Sul*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica.

Pelosi, A.P.M.R. 2005. *Evolução paleogeográfica do Grupo Maricá, Neoproterozóico pré-600 Ma do Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Porcher, C. A. & Lopes, R. 2000. *Mapa da Folha de Cachoeira do Sul. Folha SH.22-Y-A, estado do Rio Grande do Sul: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Rio de Janeiro: CPRM, 1 CD ROM. Escala 1:250.000.

Reed, S.J.B. 2005. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge University Press. 2<sup>o</sup> ed. 189p.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N.J., Groves, D.I. & Reischl, J.L. 2000. Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaqua Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits. *Southern Brazil Gondwana Research*, 3(2):155-174.

Renac, C., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., Ronchi, L.H., Nardi, L.V.S. & Laux, J.H. 2014. Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry–epithermal system: The Uruguay mine, southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, 60:146-160.

Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo, F.P.M., Tessari, R.I. 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. *Boletim do DNPM/DFPM*, 127, 231p.

Ribeiro, M. & Carraro, C.C. 1971. Mapa geotectônico da região de Caçapava do Sul, RS, Brasil. *XXV Congresso Brasileiro de Geologia – Boletim Especial nº1 (Resumo das Comunicações)*.

Ribeiro, M. & Lichtenberg, E. 1978. Síntese da geologia do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, PE. *Anais...* Recife, SBG. 6:2451-2463.

Richards, J.P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37:247–250.

Rios, F.S. 2012. *Caracterização petrográfica e mineralógica da alteração hidrotermal do depósito de Pb-Zn (Cu-Ag) de Santa Maria, distrito minerio de Camaquã – RS*. Trabalho de conclusão de curso, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Robertson, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Cacapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos-IG/UFRGS*, 1(2):41–54.

Sack, R.O. & Ebel, D.S. 2006. Thermochemistry of sulfide mineral solutions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61(1):265–364.

Santos, E.L., Beckel, J., Macedo, P.M., Gonzalez, F. & Chaban, N. 1978. Divisão Litoestratigráfica do Eocambriano e Precambriano Superior do Escudo Sul Riograndense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30. 1978, Recife, PE. *Anais...* Recife. v. 2, p. 670-684.

Santos, M.G.M., Almeida, R.P. & Fragoso-Cesar, A.R.S. 2012. Paleostress Analysis in Brittle Structures of the Camaquã Copper Mines. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(3):573-584.

Sillitoe, R.H & Hedenquist, J.W. 2003. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. *Society of Economic Geologists, Special publication 10*.

Simmons, S.F. & Browne, P.R.L. 2000. Hydrothermal Minerals and Precious Metals in the Broadlands-Ohaaki Geothermal System: Implications for Understanding Low-Sulfidation Epithermal Environments. *Economic Geology*, 95 (5):971–999.

Soliani, Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade de São Paulo.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G. & Pierosan, R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18:237–254.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Liz, J. D. & Waichel, B. L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 78:573–589.

Teixeira, G., Gonzalez, A. P., Gonzalez, M. A. & Licht, O. A. B. 1978. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no distrito das minas do Camaquã. *In: 73 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, 1978, Recife. *Anais... Recife*, SBG. 4:1644-1654.

Toniolo, J.A., Gil, A.A. & Sander, A. 2007. *Metalogenia das Bacias Neoproterozóico Eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã*. Porto Alegre: CPRM, 2007. 154p.

Toniolo, J.A., Remus, M.V.D. & Reischl, J.L. 2010. Depósito de cobre das Minas do Camaquã – Rio Grande do Sul.. *In: Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo*, CPRM, p.163-188.

Tricot, N. 2014. *Chemical and petrological characterization of sphalerite and galena Zone de Santa Maria, Basin de Camaquã Rio Grande do Sul, Brasil*. Trabalho de Conclusão em License en Geologie, Université de Poitiers, International Master of Advanced Clay Science.

Troian, G.C. 2009. *A cloritização na Mina Uruguai, Minas do Camaquã/RS-Brasil*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Tröger, W.E. & Bambauer, H.U. 1979. *Optical determination of rock-forming minerals*, Part I.

Veigel, R. 1992. Diagênese de rochas siliciclásticas: o exemplo do membro Vargas, Eo-Paleozoico da Bacia do Camaquã-RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, 35:27-154.

Veigel, R. & Dardenne, M. A. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização de Cu-Pb-Zn do distrito de Camaquã, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4):55-67.

Velde, B. 1992. *Introduction to clay minerals: chemistry, origins, uses and environmental significance*. Chapman and Hall Ltd.

Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.X. & Li, G.M. 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107:434-456.

Wildner, W., Lima, E.F., Camozzato, E. & Lopes, R.C. 1997. Vulcanismo Neoproterozoico-Cambriano no Rio Grande do Sul: estratigrafia e aspectos texturais, *A Terra em Revista*, 3:19-27.

Wildner, W. & Nardi, L.V.S. 1999. Características geoquímicas e petrogenéticas do vulcanismo neoproterozóico do sul do Brasil—Platô do Taquarembó—RS. *I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Boletim de resumos*, p. 30.

Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S. & Sommer, C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic Ill to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristic of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanic and Geothermal Research*, 118:261-283.

Wilkinson, J.J., Chang, Z., Cooke D.R., Baker M.J., Wilkinson C.C., Inglis S. & Gemmel J.B. 2015. The chlorite proximator: a new tool for detecting porphyry ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 152:10-26.

Ylagan, R.F., Altaner, S.P. & Pozzuoli, A. 2000. Reaction mechanisms of smectite illitization associated with hydrothermal alteration from Ponza Island, Italy. *Clays and Clay Minerals*, 48:610-631

## 8. ARTIGO - *Geology and Hydrothermal Evolution of the Intermediate Sulfidation Pb-Zn-Cu (Ag-Au) Santa Maria Deposit, Minas do Camaquã Polymetallic District, Southern Brazil*

---

**Julio Cezar Souza Santos**

---

**De:** Journal of Geochemical Exploration <Evisesupport@elsevier.com>  
**Enviado em:** sábado, 1 de agosto de 2020 20:42  
**Para:** Julio Cezar Souza Santos  
**Assunto:** Successfully received: submission Geology and hydrothermal evolution of the intermediate sulfidation Pb-Zn-Cu (Ag-Au) Santa Maria deposit, Minas do Camaquã polymetallic district, southern Brazil. for Journal of Geochemical Exploration

‡ Esta mensagem é externa, seu remetente original é: 01020173ac66e968-199746cd-c896-4941-9395-b1d1e9f32ed5-000000@eu-west-1.amazonaws.com ‡

*This message was sent automatically.*

Ref: GEXPLO\_2020\_462  
Title: Geology and hydrothermal evolution of the intermediate sulfidation Pb-Zn-Cu (Ag-Au) Santa Maria deposit, Minas do Camaquã polymetallic district, southern Brazil.  
Journal: Journal of Geochemical Exploration

Dear Mr. Souza Santos,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of Geochemical Exploration. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at:  
[http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL\\_ACR=GEXPLO](http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=GEXPLO) and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of Geochemical Exploration

**Have questions or need assistance?**

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

---

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.

**Geology and hydrothermal evolution of the intermediate sulfidation Pb-Zn-Cu (Ag-Au) Santa Maria deposit, Minas do Camaquã polymetallic district, Southern Brazil.**

**Abstract**

The genetic context and classification of Minas do Camaquã district, have been extensively discussed in the Brazilian literature since early 1900. The district consists of two exhausted copper mines named Uruguai and São Luís, in addition to three distal Pb-Zn ore bodies grouped as Santa Maria deposit. The combined endowment of the district is 513.4Kt Pb, 275.3Kt Zn, 193.7 Kt Cu, 883 t Ag and 4.5t Au. The following research brings novelty by approaching the Pb-Zn-Cu (Ag-Au) Santa Maria deposit geological framework, by means of an extensive drill core logging providing basis to access in greater detail hydrothermal alteration patterns, stratigraphy, structural geology, petrography, mineralogy, mineral morphology (SEM) and mineral chemistry. Previous studies from isotopes and fluid inclusions revealed a strong magmatic signature of the hydrothermal fluids, and variable dilution degrees by meteoric fluids, despite the absence of any connection with intrusive or volcanic rocks. The sulfide paragenetic sequence corresponds to intermediate sulfidation state, mainly composed by galena, low-Fe sphalerite and chalcopyrite. The ore zone is conformable to the hydrothermal halos, mostly within the phyllic zone, and partially overlapping the intermediate argillic zone. The hydrothermal zoning outward from phyllic to intermediate argillic zones, both affected by a subtle propylitic overprint. Ore bodies are hosted within siliciclastic sedimentary rocks from the ediacaran strike-slip Camaquã basin, of post-collisional setting related to Gondwana amalgamation. The early intermediate argillic alteration is represented by the dissolution of diagenetic cements, and also by moderate alteration of detritic feldspars and plagioclase into illite + Ca-Fe carbonates + pyrite. The intermediate argillic zone switch inwards to the phyllic zone, mainly stockwork with disseminations restricted by neighboring veins. In Santa Maria it is represented by muscovite + phengite + illite + quartz + apatite + carbonates concomitant to the deposition of galena + sphalerite (low Fe), with % FeS mol from 0.12 to 1.2%. Platy calcite is often associated with the ore veins. The main ore stage

in the whole district is predominantly intermediate sulfidation state. An outward stage of the copper zone is indicated by galena and sphalerite replaced by chalcopyrite, and by bornite + pyrite, partially overprinting the Pb-Zn ore bodies in the lower zone of Santa Maria. The copper zone outwards, also indicates an increasing to high sulfidation state of fluids. Chalcocite (+/- acanthite) is the last sulfide phase, and replaces previous sulfides in the whole district ore bodies. It indicates a return to the intermediate sulfidation state, close to the low sulfidation state boundary. The copper zone outward is partially followed by propylitic alteration, marked by chlorite + pyrite in addition to veins of hematite +/- pyrite (Au) and barite +/- carbonate. The integrated paragenetic sequence of the Santa Maria and the copper mines in a  $\log fS_2 - 1000 / T$  diagram, mimics of the behavior observed in intermediate sulfidation deposits in calc-alkaline environment that are genetically linked to Cu-porphyry type mineralization.

Keywords: Intermediate sulfidation; Epithermal; Post-collisional; Polymetallic; Illite; White micas.

## INTRODUCTION

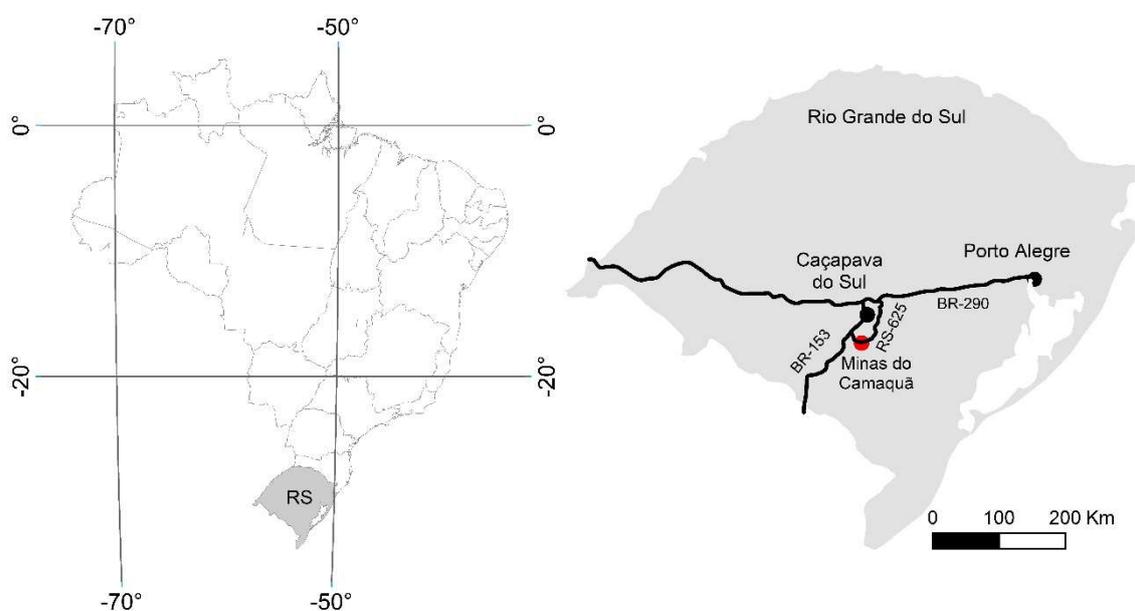
The Minas do Camaquã district hosts precious and base metal ore bodies that were discovered back in 1870 (Teixeira et al., 1978). There has been intermittent copper and by-products extraction over the years, but mostly between 1955 and 1996. Combining mineral production reported for the Uruguai and São Luís mines, they totalize 171,396 t Cu, 4.5 t Au and 338 t Ag (Toniolo et al., 2010). The Pb-Zn-Cu Santa Maria deposit was discovered in the 1970s (Licht, 1980) and still undergoes exploration activity. Thus far, it has been measured to contain of the following mineral resources: 513,400 t Pb, 275,300 t Zn, 22,400 t Cu and 545 t Ag (Nexa, 2019). The Minas do Camaquã district is located at the central-south region of Rio Grande do Sul state of Southern Brazil, easily accessed by roads from Porto Alegre city (Figure 01).

The metallogenesis of this district has been the subject of debate since its first systematic descriptions proposed by Carvalho (1932). Laux & Lindenmayer (2000) summarize most relevant proposals from previous authors as follows: 1) hydrothermal-magmatic (Leinz & Almeida, 1941; Bettencourt, 1972; Beckel 1990; Remus et al., 2000; Laux et al., 2005); 2) epithermal (Remus et al., 2000; Renac et al., 2014); and

3) sediment-hosted (Teixeira et al., 1978; Licht 1980; Badi & Gonzalez, 1980; Veigel, 1992; Veigel & Dardenne, 1990).

Mineralization is hosted in sedimentary rocks of the Camaquã Basin (Leinz & Almeida, 1941; Remus et al. 2000), an strike-slip type basin, presumably evolved under the late to post-collisional setting of Gondwana amalgamation (Wildner et al., 2002; Sommer et al., 2006; Almeida, 2012; Paim et al., 2000, 2014). The Camaquã Basin is filled with siliciclastic and volcanoclastic rocks (Almeida et al., 2010), intruded by expressive episodes of post-collisional magmatism (Nardi & Bitencourt, 2007). More recently, studies regarding ore forming processes related to post-subduction environment frequently reported the presence of precious and base metals epithermal deposits, and Cu-porphyry deposits (Richards, 2009; Wang et al., 2019).

The present work is a field-oriented research, focused in the Pb-Zn-Cu (Ag-Au) Santa Maria deposit geological framework. An extensive drill core logging and mapping was carried out in order to delineate mineralization control mechanisms such as hydrothermal alteration, stratigraphy and structural features, detailed petrography, SEM based morphological analysis and mineral chemistry. An integrated perspective of ore forming processes combined with potentially useful exploratory tools, is proposed for the before mentioned district.



**Figure 1.** Minas do Camaquã district location within Brazil, with detailed roads access and cities.

## **ANALYTICAL METHODOLOGY**

The geological framework presented in this study is fundamentally based in extensive core logging (298 exploratory holes), accounting for 63,566 m of drill core distributed along more than 3km strike.

The petrography was conducted by means of a Zeiss Axio Imager A2 and imagery through digital camera Zeiss Axio Cam MRc, both devices belonging to the Center for Studies in Petrology and Geochemistry of the Institute of Geosciences (CPGq-IGeo-UFRGS). Due to the presence of clay minerals, a Jeol 6610-LV scanning electron microscope with a coupled energy dispersion spectroscopy analysis system, from the Electron Microscopy Laboratory of the Isotopic Geology Laboratory (LGI-CPGq-IGeo) was used to produce complementary information to petrography. The analyses were carried out in 04 polished sections and 02 fragments of mineralized drill core coated with a thin carbon film. Experimental conditions used for EDS and image capture analyses were from 8 KV to 15 KV, and 20 nA, respectively for acceleration voltage and current.

Nine samples were selected for mineral chemistry. The equipment used was the CAMECA Electronic Microprobe model SX FIVE, equipped with five WDS spectrometers, secondary and back-scattered electron detectors belonging to the electronic microprobe laboratory of LGI-CPGq-IGeo-UFRGS. Analytical conditions applied for sulfides were 20 KV voltage, 20 nA current and 1  $\mu\text{m}$  of electronic beam opening, where Ag, Au, Cu, Fe, Pb, S and Zn contents were analyzed accordingly. Silicates were analyzed for Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, Si, Ti, Cu, Pb, S and Zn, under 15 KV, 15 nA and 1  $\mu\text{m}$  respectively for voltage, current and electronic beam opening. The target parameters for carbonates were Ca, Mg, Mn, Fe, Cu, Pb and Zn; and the analytical conditions were 15 KV voltage, 5 nA current and 20  $\mu\text{m}$  of electronic beam opening.

## **GEOLOGICAL CONTEXT**

The Pb-Zn-Cu (Ag-Au) mineralization contained in Minas do Camaquã district is hosted in sedimentary rocks of the Camaquã Basin (Leinz & Almeida, 1941; Remus et al., 2000), in association to the context and evolution of the Mantiqueira Province

(Almeida et al., 1981). The Camaquã basin is part of a fault-bounded basin system, deposited between the Middle Ediacaran and Lower Cambrian, outcropping from southern Uruguay to the south of Minas Gerais state in Brazil (Almeida et al., 2010). The Camaquã basin is filled with continental siliciclastic and volcanoclastic rocks, intensively intruded by magmatic rocks of post-collisional environment (Nardi & Bitencourt, 2007).

Contradictory evolutionary models for the Camaquã basin have been proposed in the literature. They are associated to the Gondwana amalgamation context, or to post-extensional tectonics unlinked to this orogenic event. Three main tendencies can be identified among proposed models: 1) Peripheral foreland basins (Fragoso-Cesar, 1991; Gresse et al., 1996; Basei et al., 2000; Hartmann et al., 2007); 2) Late to post collisional strike-slip basins (Wildner et al., 2002; Sommer et al., 2006; Almeida, 2012; Paim et al., 2000, 2014); 3) extensional basins (Fragoso-Cesar et al., 2000; Almeida, 2005; Janikian et al., 2008, 2012; Almeida et al., 2010, 2012).

The Camaquã basin extend over more than 3,200 km<sup>2</sup> and have an estimated thickness of 10Km. It has an elongated NE-SW shape (Figure 2) limited by the Dom Feliciano Belt to the east, to the north by the Rio Vacacaí Terrain and to the west; by a portion of the Rio de la Plata craton (Fragoso-Cesar, 1991; Chemale, 1995; Almeida, 2012). The basin is divided into three sub-basins called Western, Central and Eastern, separated from each other by two basement highs (Fragoso-Cesar et al.; 2000), and do not follow a single evolutionary path due to intense tectonic activity.

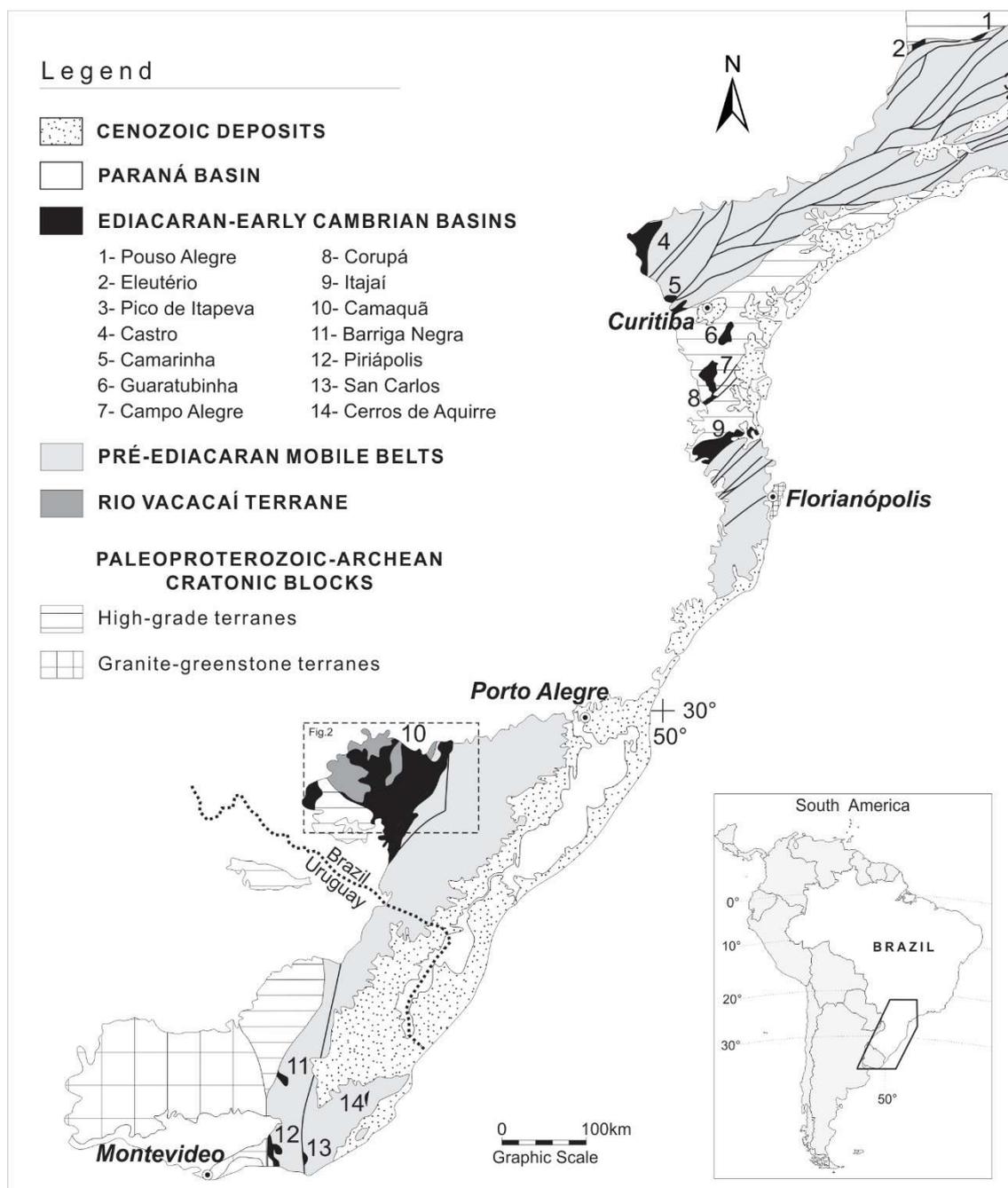
## 8.1 CAMAQUÃ BASIN EVOLUTION AND STRATIGRAPHY

The pre-ediacaran basement rocks form a mosaic of Archean to Paleoproterozoic granulitic and TTG terrains, volcano-sedimentary sequences, in addition to Neoproterozoic supracrustal rocks (Fragoso-Cesar, 1991; Babinski et al., 1996; Frantz et al., 1999; Chemale et al., 1995, 2000; Hartmann et al., 2007).

The pre-ediacaran components are divided into: 1) Archean to Paleoproterozoic granulitic rocks of Rio de la Plata Craton (Almeida et al., 1973), reworked during the Neoproterozoic; 2) Metamorphosed Neoproterozoic intraoceanic juvenile terrain (Rio Vacacaí terrain of Fragoso-Cesar 1991, Vila Nova Belt of Chemale et al., 1995, and Bloco São Gabriel of Babinski et al., 1996); and 3) The Tijucas Belt represented by an

association of meta-sedimentary and meta-volcanic rocks of Neoproterozoic age, containing a record of the Paleoproterozoic basement (Hartmann et al., 2007).

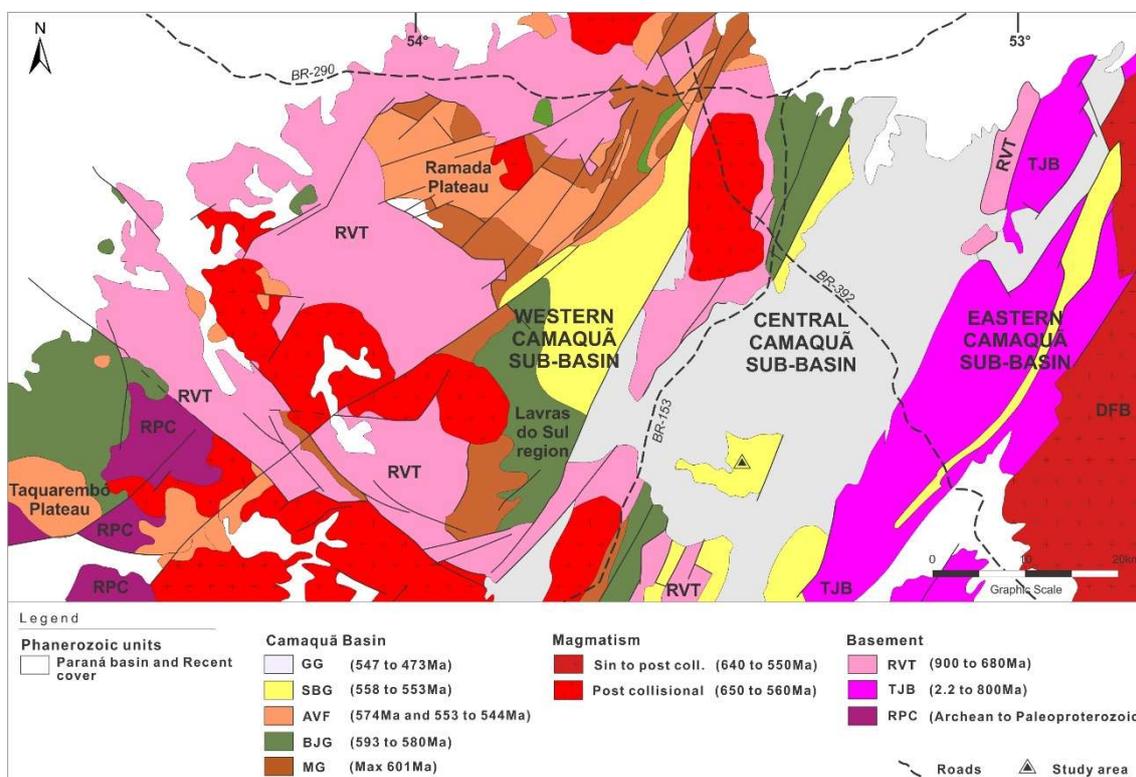
The Camaquã basin stratigraphic record indicates an evolution driven by superimposition of independent and successive basins in the same depositional locus (Paim et al., 2000; 2014), predominantly filled with siliciclastic content (Almeida, 2010). There is intermittent volcanic and plutonic activity with an evolutionary tendency from high-K to shoshonitic calc-alkaline, to silica saturated Na-alkaline magmatism with crustal affinity (Wildner et al., 2002). A depocenter migration during basin evolution can be inferred from the erosive unconformities and thickness differences among formations, presumably in association to a complex evolution in terms of uplifting and subsidence episodes (Almeida, 2001; Almeida, 2010; Borba et al., 2002).



**Figure 28.** Geological sketch of Camaquã basin within Mantiqueira Province, after Almeida et al. (2010).

The Camaquã basin's stratigraphic sequence has been the object of study for more than 80 years resulting in vast literature, since Carvalho (1932) pioneering works. The major disagreement derives from the difficulty to establishing lateral correlations between sub-basins. From published stratigraphic models (Carvalho, 1932; Leinz et al., 1941; 1978; Fragoso-Cesar et al., 2000, 2003; Paim et al., 2000; Fambrini, 2003; Pelosi, 2005; Borba et al., 2006), this work will use the division proposed by Fragoso-Cesar et al. (2003), as well as its nomenclature at the regional level.

According to Fragoso-Cesar et al. (2003), the Camaquã basin is subdivided from the base to the top into Maricá group, Bom Jardim group, Acampamento Velho formation, Santa Bárbara group and Guaritas group (Figure 3).



**Figure 29.** Camaquã basin geological map modified from Janikian (2012). Basin units grouped as proposed by Fragoso-Cesar et al., 2003. Magmatism grouped by age and environment adapted from Nardi & Bitencourt, 2007.

### 8.1.1 Maricá Group

The Maricá Group is placed in the western portion of BC and has approximately 4000 m thick. It is composed mainly of arkosean sandstones with subordinate conglomerate and pelitic units. It overlays unconformably metamorphic units of the Rio Vacacaí Terrain (Fragoso-Cesar, 1991; Paim et al., 2000).

Fragoso-Cesar et al., (2000) divide the group into lower, intermediate and upper members. The lower and upper units of fluviio-alluvial origin contain arkoseous sandstones and quartz-sandstones with conglomeratic lenses (Fragoso-Cesar et al.,

2000, Borba, 2006). The intermediate member is composed of siltstones and mudstones. The Maricá Group is interpreted by Paim et al. (2000) and Borba et al. (2006) as a transgressive marine succession, while Fragoso-Cesar et al. (2000) suggests a shallow marine turbidites with wave reworking.

The Maricá Group is cross-cutted by intermediate volcanic rocks from Bom Jardim group and by its co-magmatic granites named Lavras do Sul, São Sepé, Ramada and Cerro da Cria (Nardi & Lima, 1985). Syn-depositional volcanic events are evidenced by the occurrence of volcanogenic deposits interbedded with sedimentary rocks of the lower succession (Paim et al., 2000). The maximum deposition age of the Maricá Group is  $601 \pm 13$  Ma, according to results obtained on detritic zircons U-Pb (Almeida et al., 2012).

## 8.2 BOM JARDIM GROUP

The Bom Jardim Group is composed of a 2000 m thick volcano-sedimentary sequence overlaying Maricá Group by an angular unconformity (Oliveira 2012). Volcanic rocks from the Hilário Formation are represented by high-K shoshonitic lava flows, shallow intrusive and volcanoclastic deposits (Lima & Nardi 1998; Wildner et al., 2002), with basic to intermediate composition (Nardi & Lima, 2000). According to Fragoso-Cesar et al. (2003); the sedimentary rocks are represented by conglomerates and turbiditic deposits from deep lacustrine environment. The age interval of the Bom Jardim group is from  $593 \pm 6$  to  $580 \pm 3.6$  Ma (Remus et al., 2000; Janikian et al., 2008; Janikian et al., 2012).

## 8.3 ACAMPAMENTO VELHO FORMATION

The Acampamento Velho Formation has roughly 500 m thick (Paim et al., 2000), unconformably overlying both, pre-Ediacaran basement and the Bom Jardim Group, interpreted by Janikian (2012) as a wider basin than its predecessor. The formation is composed of acidic to intermediate volcanic rocks of alkaline affinity (lava flows, ignimbrites and volcanoclastics), originated in a post-orogenic extensional tectonic setting (Sommer et al., 2006).

Geochronological data available indicates ages of  $549.3 \pm 5$  Ma for the rhyolitic portion (Sommer et al., 2005) and  $553 \pm 5.4$  Ma for the andesitic basalts of the Ramada sub-basin (Almeida et al., 2012). Janikian et al. (2012) obtained ages of  $574 \pm 7$  Ma for the rhyolites of the Ramada sub-basin and  $544.2 \pm 5.5$  Ma for the lapilli-tufts of the Taquarembó sub-basin, and proposed two spatial and chronologically distinct volcanic pulses, prior to the deposition of the Santa Barbara group.

#### 8.4 **SANTA BARBARA GROUP**

The Santa Barbara Group has 2000m of estimated thickness, mainly composed of conglomerates, sandstones and siltstones within continental setting, interpreted to be dominated by alluvial fans and braided rivers depositional systems (Borba & Misuzaki, 2003).

The Santa Barbara group consist of three sedimentary cycles, defined by Borba & Mizusaki (2003) as sequence I, II and III. Basal sequences (I and II) representing fan-delta and fluvial depositional patterns is dominated by coarse conglomerates. Sequence III lies unconformably over basal sub-units, and is represented by alluvial fan deposits. Detritic zircons from Sequence III conglomerates of Minas do Camaquã region dated  $558 \pm 13$  Ma (Bicca 2009; and Bicca et al. 2010), and  $553 \pm 16$  Ma. (Oliveira et al., 2014) interpreted as maximum depositional age.

#### 8.5 **GUARITAS GROUP**

The Guaritas Group recorded the last tectonic-sedimentary episode in Camaquã Basin. It has an estimated thickness of 600 m, horizontally overlying tilted rocks of Santa Barbara group by an angular unconformity. The Guaritas group is composed by two units limited by an erosive unconformity named Pedra Pintada and Varzinha formations (Paim et al., 2014).

The Pedra Pintada formation comprises desertic facies, interbedded at the bottom with basic to intermediate alkalic volcanic rocks from Rodeio Velho member. Volcanic rocks are expressed by dikes, lava flows interbedded with fluvial sandstones and talus breccia. The eolian units are composed of fine to medium sandstones with

restrict interdune deposits composed of coarse sandstones, pelites and fine to medium sandstones (Paim et al., 2000).

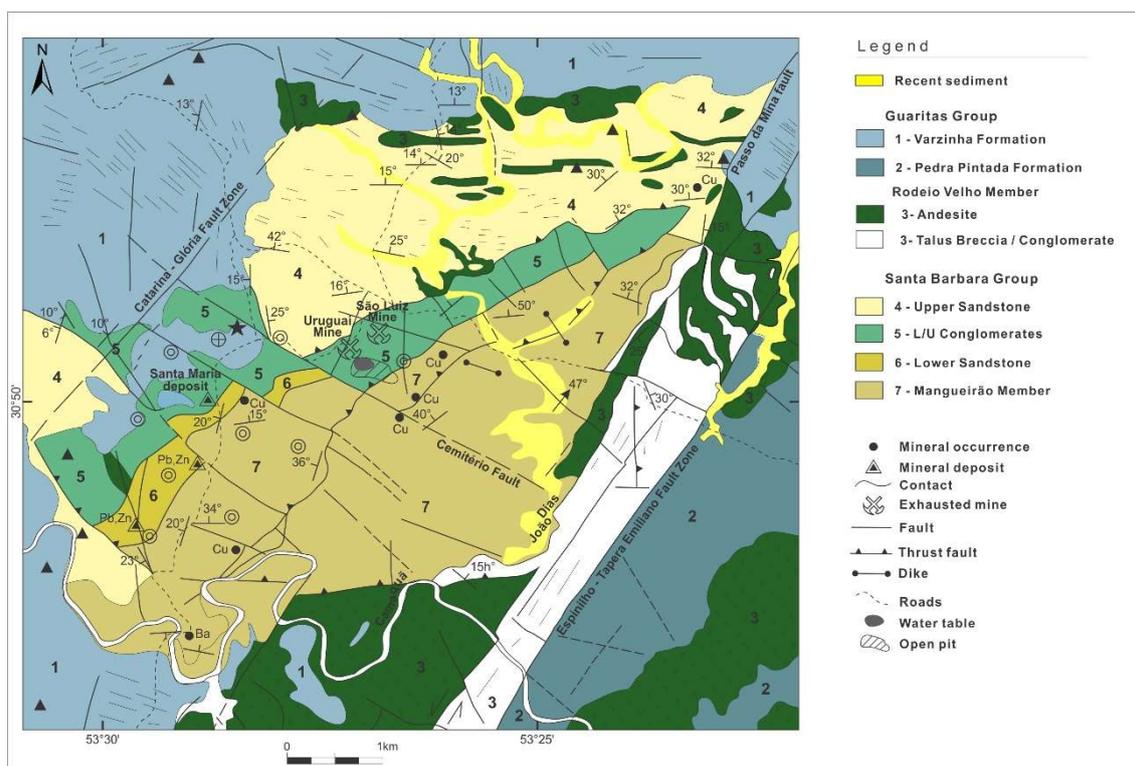
The Varzinha Formation is predominantly composed of fluvial and alluvial deposits of ephemeral river system. There is evidence of long periods of inactivity, with subaerial exposure, wind reworking and mud cracking (De Ros et al., 1994; Paim & Scherer, 2007; Almeida, 2005).

The maximum age of deposition for the Guaritas group was reported by Almeida et al. (2012), who obtained an age of  $547 \pm 6$  Ma in zircons from Rodeo Velho Member. Hartmann et al. (2008) dating Varzinha formation detritic zircons obtained 535 Ma corresponding to the maximum age of deposition. Maraschin et al. (2010), dated diagenetic illites of Pedra Pintada formation by K-Ar reporting an age of  $473.7 \pm 9.4$  Ma. The integration of geochronological information places the depositional interval of the Guaritas group between  $547 \pm 6$  Ma and  $473.7 \pm 9.4$  Ma.

## 8.6 LOCAL GEOLOGY

Previous studies in Minas do Camaquã district go well beyond metallogenic interests. Several research works are available regarding stratigraphy, sedimentology, structural geology, petrology and crustal evolution. Perhaps a reason for such a large scientific production is the excellent exposure conditions in both outcrop and open pit areas, in addition to a vast core drilling record after decades of mining and mineral exploration.

As defined by Bicca (2013) and Oliveira et al. (2014) through geochronology, provenance and lithostratigraphy, the mineralization host rocks are sedimentary units of Santa Barbara group. The operational nomenclature for the local lithologies was extracted from Gonzales & Teixeira (1980). Santa Barbara's host rocks outcrop in a structural window amid a vast area covered by Guaritas group. According to Oliveira et al. (2014), the sequences I and II of the Santa Barbara group as defined by Borba and Mizusaki (2003) are present in the district (Figure 4). Sequence I is represented by lacustrine deposits (Mangueirão Member) and fan-delta front deposits (Lower sandstone and Lower conglomerate). Sequence II is represented by sandy braided fluvial facies (Intermediate sandstone), interbedded with fan-delta front deposits (Upper conglomerate and Upper sandstone).



**Figure 30.** Minas do Camaquã district geological map. Modified from Toniolo et al. (2007).

The upper contact of the Santa Barbara group with the Guaritas group rocks occur by angular and erosive unconformity (Figure 4). The lower contact of the Santa Barbara group does not outcrop, neither was reached by drilling. The mineralization host units are described below, from bottom up.

#### 8.6.1 Mangueirão Member

The Mangueirão member is the basal unit in the district, and has an estimated thickness of 600m. It presents a great diversity of lithotypes, mainly composed by rhythmites and minor contributions of sandstones, conglomerates, and sedimentary breccia. The former are associated with restricted effusive andesitic rocks. The mineralization is partially hosted in the upper portion of the unit

Rhythmites present an alternation of brownish siltstones with gray to greenish sandstones. Detritic phases observed are clays, quartz, feldspars and muscovite. The

whole mineral assembly is cemented by diagenetic calcite and limonite. Plane-parallel rhythmic lamination is the most common texture.

Sandy packages belonging to the Mangueirão member vary in color from red to brown. They share a similar composition to the rhythmites, as reported by Bettencourt (1972). In addition to clays, quartz, feldspars, muscovite and rock fragments are present. Diagenetic calcitic and limonitic cements are common. The most common texture is parallel-plane stratification.

Restricted lenses of fine conglomerates can be found at the western area as described by Badi (1983) and Badi & Gonzalez (1988). They are composed by quartz and feldspars grains, as well as quartzite, shale, granite and gneiss clasts, cemented by limonite and calcite.

In the southern portion of Santa Maria deposit, there is a level of sedimentary breccia only identified at drillcore, usually interbedded with andesitic rocks of tabular geometry and diffuse contacts, due to interaction with unconsolidated sediments.

### **Lower Sandstone**

The contact of the Lower Sandstone with Mangueirão member gradually become scarcer in siltic-clay beds, as it appears to be repeatedly the case at deposit scale. This unit is more homogeneous than the Mangueirão Member. It consists of fine to mid arkose sandstones with centimetric levels of siltstones and average thickness of 200 m. Textural features are plane-parallel stratifications. In addition to excavation structures, mud cracks and slump are frequent as noted by Bettencourt (1972). Its color varies from strong red to reddish brown due to high amount of limonite. The lower sandstone is the main host of Pb-Zn-Cu mineralization of the Santa Maria deposit. It also hosts partially the Cu (Au-Ag) mineralization of São Luis and Uruguai mines.

The main detritic components of The Lower Sandstone are quartz, feldspar, muscovite and lithic fragments of quartzite and shale. Its main accessory components are zircon, titanite, apatite and opaque minerals. The presence of calcitic and limonitic cement is remarkable and justifies its strong reddish color. The upper contact with the Lower Conglomerate is also transitional, as the lower contact.

#### 8.6.2 **Lower and Upper Conglomerates**

The nomenclature of Lower and Upper conglomerates can be explained by the presence of a restricted lense called Intermediate Sandstone. It separates the conglomerate packages in two. However, the three units are unified in geological cartography and will be treated in this work as one (Figure 04). This simplification has been made, due to the reduced thickness (30 m) and the little lateral continuity of the Intermediate Sandstone. This package is the main host of the Cu (Au-Ag) mineralization in São Luis and Uruguai mines, and partially hosts Pb-Zn-Cu ore bodies in Santa Maria deposit.

An estimated thickness for this unit is 500 m, composed of metric conglomeratic lenses, granocrescent to the top and separated by decimetric layers of conglomeratic sandstones. The lower portions of the unit are composed of sandstones and clast supported conglomeratic sandstones; with a tendency to gradually alternate to a conglomerate matrix supported with tabular cross stratification. Rock fragments are granite, quartz, quartzite, shales, sandstones, marbles, acidic volcanic, andesite, conglomerate and mylonite. The matrix is composed mainly of quartz and feldspars. The cements presents are calcite and limonite granting a strong reddish color to rocks (Fambrini et al. 2005).

#### 8.6.3 **Upper Sandstone**

The Upper Sandstone is the top unit of the GSB in the Region of The Camaquã Mines. It has an estimated thickness of more than 500 m. Well-selected medium sandstones predominate, locally fine sandstones with small layers of fine conglomerates (Fambrini et al., 2005). The lower contact with the conglomeratic package is abrupt, and its upper contact with GG is an angular and erosive unconformity. The Upper sandstone is not host of any mineralization known to date.

The main detritic components are quartz, feldspars, muscovite, quartzite fragments, opaque and clays more locally. It presents a large amount of ferruginous and calcitic cement, replacing the clay matrix, while fragments are preferably cemented by calcite (Bettencourt, 1972).

## 8.7 LOCAL DEFORMATION

Proposals regarding the role of local structures in the sedimentary and deformational history of the basin can be found in Almeida et al. (2012) and Bicca (2013). Structural works focused on the metallogenic aspects were carried out in São Luis and Uruguai mines, as those of Bettencourt (1972) and Santos et al. (2012). Nevertheless, such study is still lacking for the Santa Maria deposit.

As described in Bettencourt (1972) and Santos et al. (2012), the mineralization in both copper mines are hosted in a high-density set of extensional brittle structures of second and third order to the regional N20E system. Santos et al. (2012) integrated data to the tectonic evolution proposed by Almeida et al. (2012), both based on paleostress analyses. They concluded that the mineralization is hosted by younger structures than Rodeio Velho magmatism, present at the base of the Guaritas Group. It is by far the most important thermal event known to occur nearby the district.

## 8.8 METALLOGENESIS

Discussions regarding the metallogenic processes and classification of Minas do Camaquã district, find its origins at the systematic descriptions made by Carvalho (1932). Currently the theme account for more than 80 years of bibliography, mainly in Portuguese, and mostly dedicated to Uruguai and São Luis copper mines. Laux & Lindenmayer (2000) summarize several genetic hypotheses proposed for the district, which followed the evolution of scientific knowledge and investigation tools. Among the different genetic proposals, the more cohesive scientific information points towards a magmatic-hydrothermal (Leinz & Almeida, 1941; Bettencourt, 1972; Beckel 1990; Remus et al., 2000; Laux et al, 2005), or epithermal origin (Renac et al., 2014). Both based in hydrothermal pattern, isotopes and ore geology, although no clear linkage to neither volcanic nor magmatic rocks. Cu Sediment-hosted type or remobilized

sediment-hosted were also considered (Teixeira et al., 1978; Licht, 1980; Badi & Gonzalez, 1980; Veigel, 1992; Veigel & Dardenne, 1990).

Descriptive aspects were important to support early proposals. The ore bodies are mainly hosted in brittle structures with restricted dissemination close to main veins. Given the epigenetic style of mineralizations and their hydrothermal alteration pattern, a distal hydrothermal-magmatic origin is attributed as suggested by Leinz & Almeida (1941), Bettencourt (1972) and Beckel (1990). The discovery of disseminated sulfides in the 70s, including the Santa Maria deposit, brought discussions towards the Sediment-hosted model (Teixeira et al., 1978; Licht, 1980; Badi & Gonzalez, 1980; Veigel, 1992; Veigel & Dardenne, 1990).

With the evolution of investigation tools, notably those of isotopic geology, the proposals were revisited based on arguments other than geology, petrography and mineral chemistry. The Pb isotopic composition of sulfides (Remus et al., 2000; Pereira, 2018) display a similar behavior within the district, indicating an orogenic or mixed origin for Pb in the source rock, with a model ages close to 1.1 to 1.2 Ga.

Sulfur isotope studies are consistent in district scale and were performed on Fe, Cu, Pb and Zn sulfides concentrates (Bettencourt, 1972; Beckel, 1990; Remus et al., 2000; Laux et al., 2005). The results display a strong concentration of  $\delta^{34}\text{S}$  values around 0 ‰, indicating a magmatic source of sulfur, possibly a plutonic rock hosted deep in the sedimentary sequence. Results obtained in barite and carbonates, both associated with the late propylitic alteration halo, have positive values with  $\delta^{34}\text{S}$  ranging from + 5.9 ‰ to 14.2 ‰ (Bettencourt, 1972; Beckel, 1990; Remus et al., 2000; Laux et al, 2005) interpreted as interaction of magmatic and meteoric fluids.

Renac et al. (2014), analyzed the sulfur isotopic composition in single grains of Uruguai mine sulfides, containing up to two mineral phases, and obtained  $\delta^{34}\text{S}$  results ranging from -1 ‰ to 6 ‰, interpreted as isotopic fractionation of S among sulfide phases originated in an homogeneous magmatic source. The authors also presented sulfides  $\delta^{18}\text{O}$  results, ranging from -4 ‰ to -12 ‰, which can be interpreted as mixing of magmatic and meteoric fluids. They suggested that the Uruguai mine is a low-sulfidation epithermal deposit, associated with a Cu-porphyry system not discovered. Increasing resolution of sulfur isotope investigation is leading to a more detailed understanding of the process, although results remain roughly consistent with the early studies, and  $\delta^{34}\text{S}$  values still close to 0‰.

## **RESULTS**

### **Santa Maria Deposit Geology**

Geological patterns for the Santa Maria in deposit are summarized below using data collected in extensive core logging. Distinctive features like structural and stratigraphic mineralization controls, host rocks, metallic and hydrothermal zoning were investigated and presented hereby. The surface geology map was updated by integrating mapping, drill core logging and structural data extracted from Quickbird image.

### **Spatial distribution**

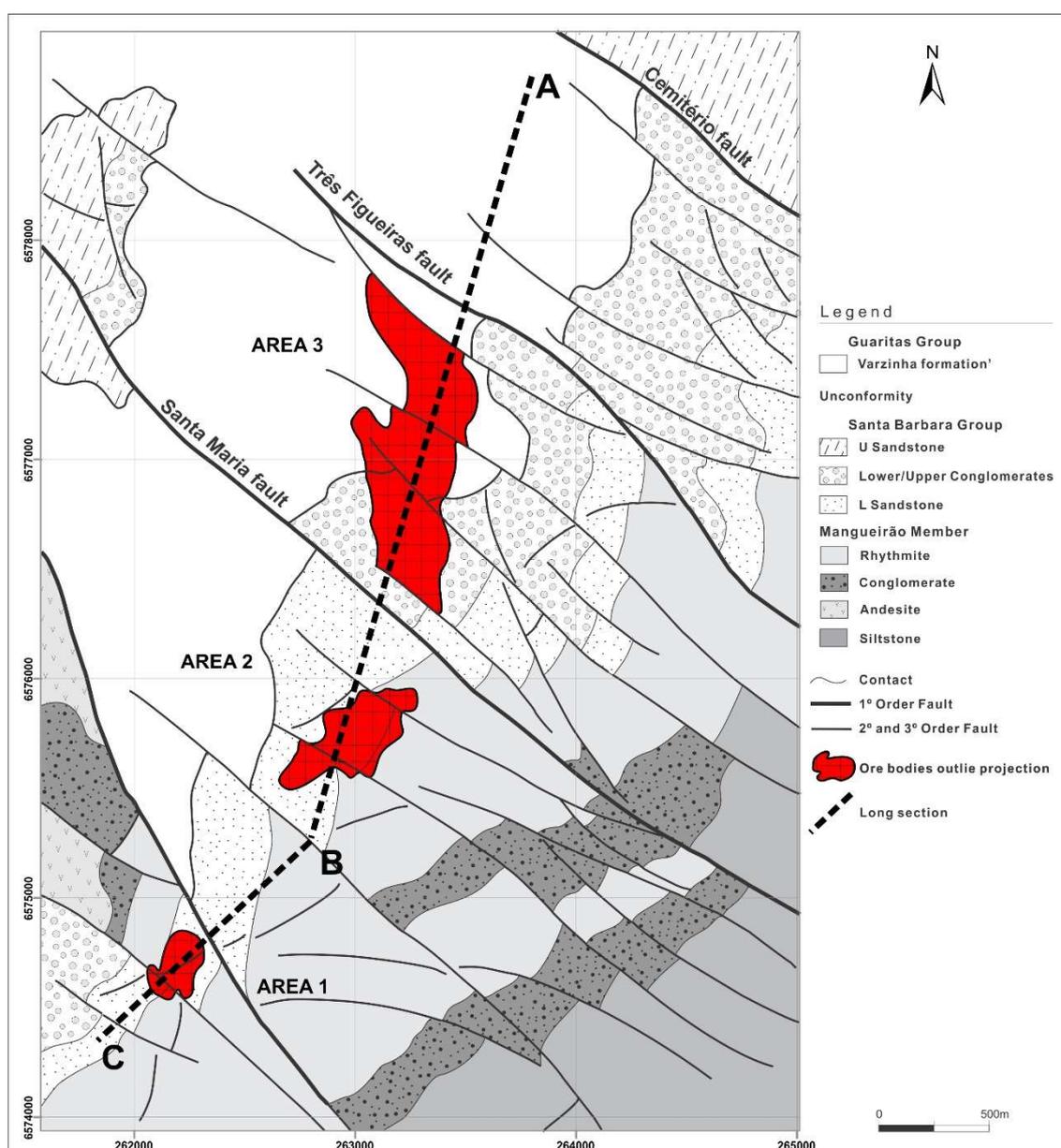
The Santa Maria deposit is composed of three Pb-Zn-Cu (Ag-Au) ore bodies called Area 1, Area 2 and Area 3 placed along a 3km long NE-SW strike. These ore bodies are structurally separated from each other by dextral displacement at the N50W regional fault system (Figure 5). Such kinematics also controls lithology geometry in both, district and regional scales as highlighted by Almeida et al. (2012).

These ore bodies have slightly different strike orientations, as presented in the geological map (Figure 5). They are hosted by second and third order extensional brittle structures that belong to the N50W system. Although close to the surface, only Area 1 outcrops. The northern portion is partially covered by the Guaritas Group, which do not host any mineralization up to date.

### **Stratigraphic distribution**

The Santa Maria deposit is hosted in the stratigraphic interval of the Santa Barbara group, subdivided into three members: Mangueirão Member, Lower Sandstone and Lower/Upper Conglomerate. For the purpose of this work, we consider them as a single unit due to the absence of the Intermediate Sandstone, the stratigraphic limit between the Lower and Upper conglomerate in Santa Maria area. The sedimentary units showed great thickness variation throughout the district presumably due to the depositional environment and deformation pattern.

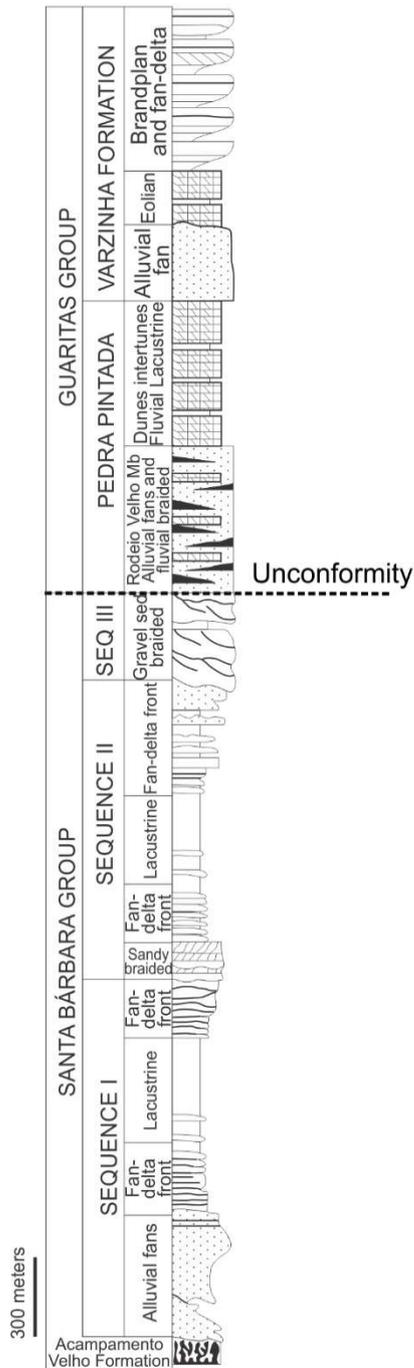
Sulfide ore bodies located in Area 3 are hosted mainly in the Lower Sandstone while those associated to Areas 1 and 2 are found in the Mangueirão member. The hydrothermal alteration becomes intermittent at depth and its potential to host mineralizations is not yet fully understood. Figure 6 illustrates the distribution of mineralizations and hydrothermal alteration in stratigraphy, based on the local column proposed by Oliveira et al. (2014).



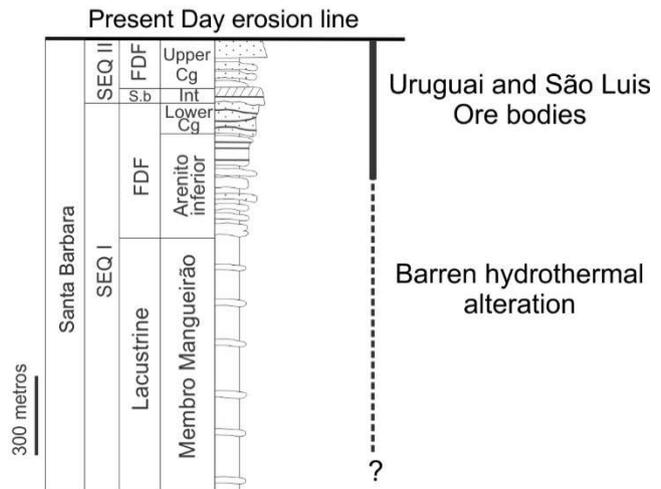
**Figure 5.** Santa Maria deposit geological map. The mineralization outlie is projected to surface. The A-B-C line represent the long section illustrated in figure 10.

The upper limit of Santa Maria deposit is commonly intercepted by drilling in Area 3, which is distinguished to have an abrupt contact with Varzinha Formation (Guaritas group). The mineralization is partially eroded at the angular unconformity. Similarly, the upper portions of the Uruguai and São Luis mines are in contact with the present day erosion line. The vertical hydrothermal zoning in the whole district is unknown due to lack of preservation. From field observations is possible to suggest an age interval for the mineralization, post Santa Barbara's deformation and previous to Varzinha's formation (Guaritas Group) deposition.

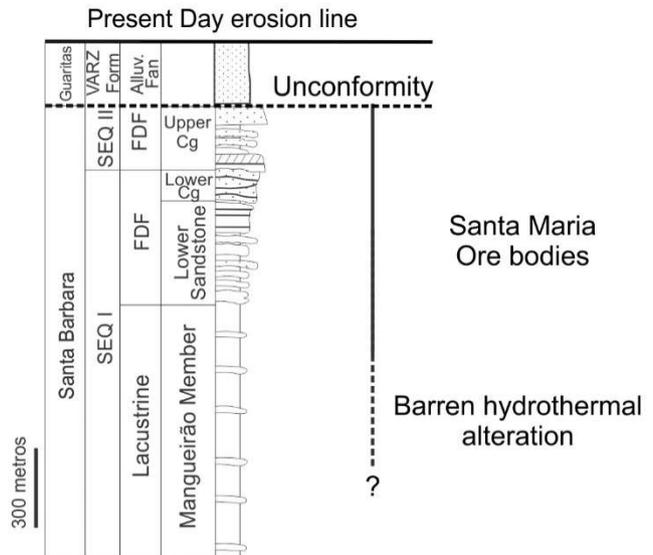
Local stratigraphy



Uruguai and São Luis Cu (Ag-Au) ore bodies stratigraphic distribution



Santa Maria Pb-Zn-Cu (Ag-Au) ore bodies stratigraphic distribution

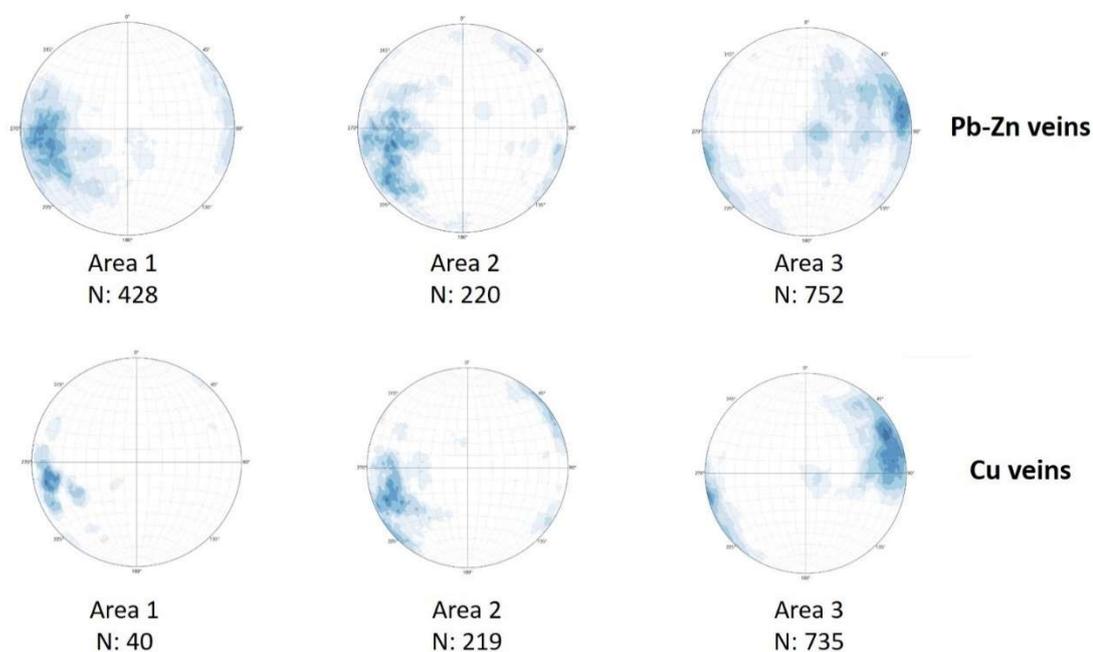


**Figure 6.** Minas do Camaquã ore bodies and hydrothermal halos distribution in relation to the local stratigraphy. Modified from Oliveira et al. 2014.

**Structural control**

Sulfides within Santa Maria deposit can be found either in veins, or in disseminated ore bodies. The stereograms presented in Figure 7, illustrate attitudes for sulfide veins derived from oriented drill core. The Pb-Zn and Cu veins are consistently striking NNW-SSE, but a wider dip divergence can be observed. While

lead-zinc veins have a stockwork behavior, indicating a well developed net fracture, later copper veins remain sub-vertical in narrower distribution. There is a subtle trend for sulfide veins to dip NE in Areas 1 and 2, while in Area 3 is more often observed a SW dipping trend. They do not appear to be followed by bedding rotation, consistently dipping 20-30 NW consequently, reflect the original net fracture directions rather than post mineralization block displacement. Sulfide dissemination in primary porosity near veins is common, and better developed at the Lower Sandstone and Lower Conglomerate in Area 3. However, minor disseminations are also present in sandy and conglomeratic levels of the Mangueirão Member of Areas 1 and 2.



**Figure 7.** Sulfide veins stereograms from oriented drill core in Areas 1, 2 and 3 of Santa Maria deposit. N: number of dip/direction dataset.

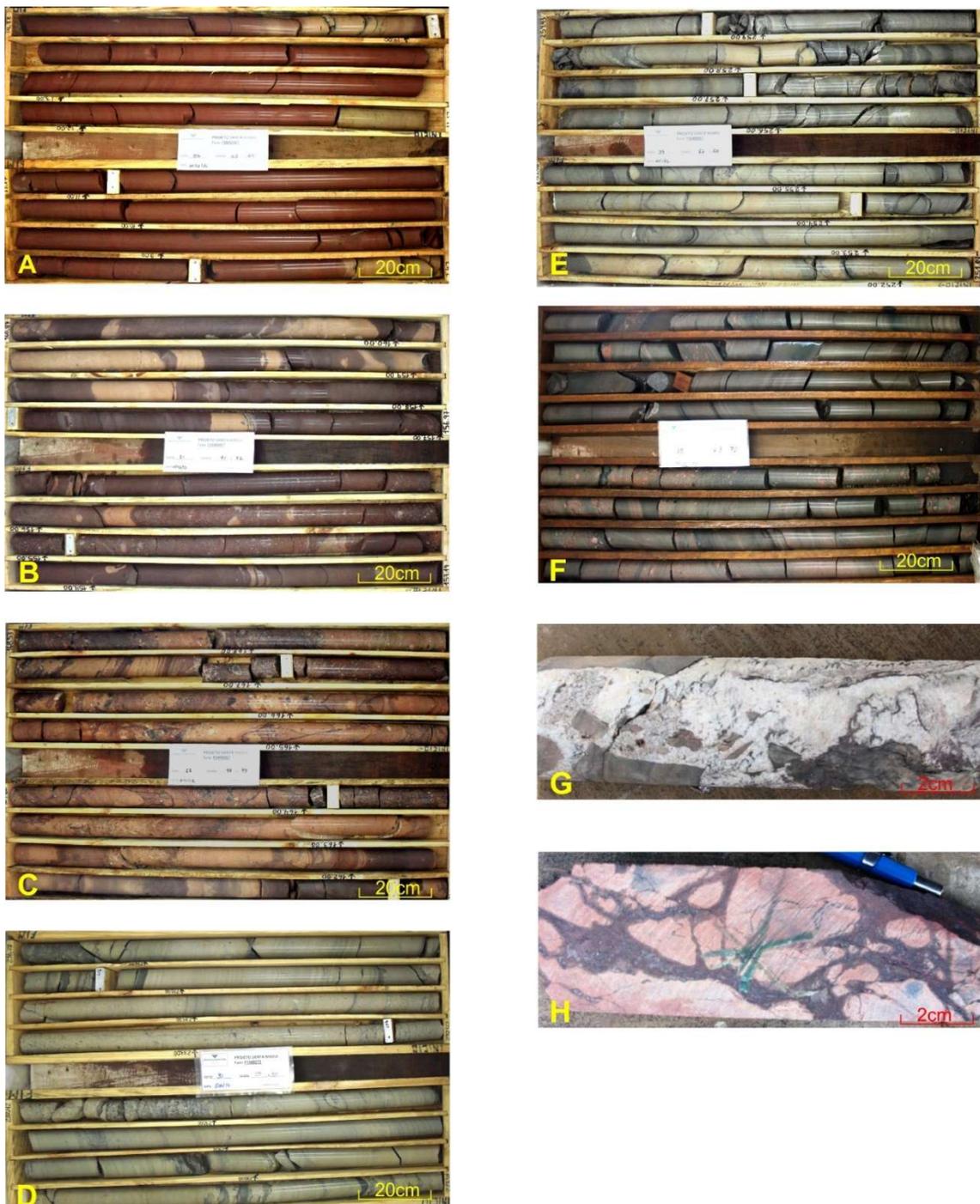
### **Metallic Zoning**

The Santa Maria deposit is dominated by Pb-Zn ore bodies, but also contains Cu-Ag and Cu-Au mineralization. The metallic distribution is not homogeneous neither laterally nor vertically; causing zoning patterns at deposit scale.

Metallic zoning is better developed in Area 3, as illustrated by the cross-section presented in figure 9. The main mineralization is dominated by Pb-Zn ore bodies gradually shifting towards Pb-Cu and finally Cu (+/-Au), as a function of depth. Almost vertical Cu-Ag bodies cross-cut Pb-Zn mineralization and feed Cu-Ag dissemination in peripheral portions of the system. At deposit scale, Pb-Zn-Cu endowment increases from SW to NE, poorly developed in Area 1 and most robust in Area 3. However, copper distribution is more complex than lead-zinc due to its greater vertical variation and the presence of two stages of copper mineralization. The Cu-Ag ore bodies are restricted to Area 3, whereas Cu (+/-Au) ore is also present in Areas 2 and 3 (Figure 10).

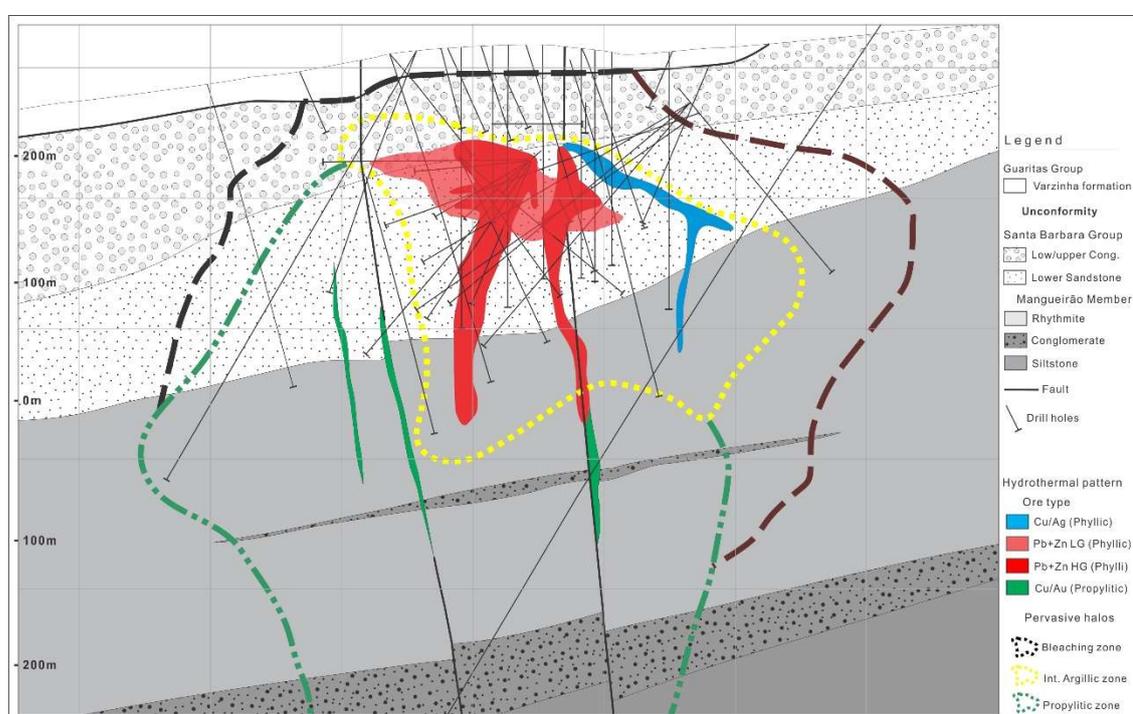
### **Hydrothermal Alteration**

The hydrothermal alteration causes physical modification to host rocks providing certain visual detection parameters such as color and textures, useful for macroscopic hydrothermal mapping during core logging. The hydrothermal alteration styles at Santa Maria deposit are intermediate argillic, phyllic and propylitic. The hydrothermal zoning, from barren host rock to the innermost alteration zone, follows the sequence of bleaching zone, intermediate argillic and phyllic alteration. The bleaching zone represents the transition between the low intensity intermediate argillic zone to unaltered rocks. The phyllic zone is placed at the core of the alteration associated with economic sulfide bodies. The propylitic zone is poorly developed, and partially overprint previous phyllic and intermediate argillic zones, mostly in the northern portion of Santa Maria. The propylitic zone is better developed in the non-economic Cu-Au bodies, located north to Santa Maria. There is also an intensity increase towards north, well developed in Uruguai and São Luis copper mines.



**Figure 8.** Hydrothermal alteration macroscopic features. A: Unaltered sandstones from Lower Sandstone hosting unit. B: Bleaching zone in sandstone. C: Low intensity intermediate argillic alteration in sandstones. D: High intensity intermediate argillic alteration enveloping phyllic alteration with Pb-Zn mineralization. E: Phyllic alteration hosting high grade Pb-Zn mineralization. The hydrothermal intensity increases from B to F, as we move towards the high grade ore. F: Poorly developed propylitic alteration over intermediate argillic alteration with chlorite and pyrite. G: Barite+calcite vein and H: Hematite vein with trace chalcocite within propylitic halo.

A distinctive reddish to brownish color of the host rocks shifts to a whitish color at unconnected portions in the outer zone (bleaching) and increases intensity towards the pervasive intermediate argillic zone, completely white or white-orange rich in clay minerals and carbonates. The phyllic alteration occurs at the core and presents itself in a white to gray and greenish-gray colors mainly and is characterized by the presence of white micas, stockwork sulfide veins, and disseminated ore bodies. The propylitic zone is poorly developed and displays a pervasive halo of greenish color inflicted by the presence of chlorite. It also contains hematite +/-Py veins usually with appreciable amounts of gold, and barite +/-carbonate veins with trace copper. Macroscopic aspect typical of the hydrothermal alteration system is illustrated in Figure 8.

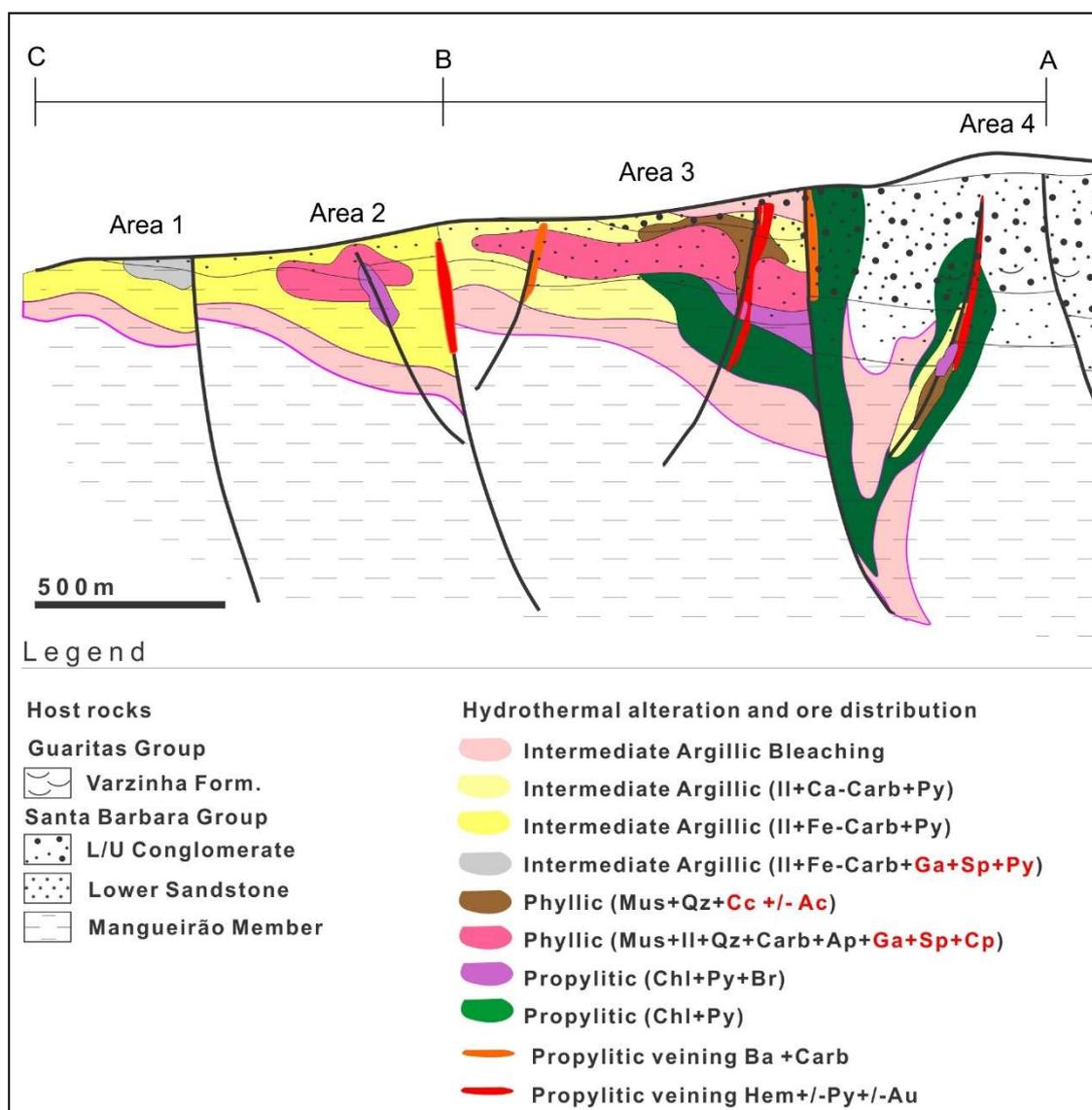


**Figure 9.** Hydrothermal halos distribution and ore bodies of Area 3. LG: Pb+Zn grades <3%; HG: Pb+Zn grades >3%. The phyllic zone is close to ore geometry. The Pb-Zn ore bodies are gradually overprinted by Cu-Au at depth towards propylitic zone. The pervasive halos are eroded at the contact with Varzinha formation.

When integrating data from hydrothermal and metallic distribution, is possible to establish a clear relationship between the economic bodies of Pb-Zn-Cu and Cu-Ag entirely hosted in phyllic zone, surrounded by the intermediate argillic zone. The propylitic zone hosts Cu-Au ore bodies; showing partial overprinting of previous

alteration processes, as illustrated in the alteration distribution cross section of Area 3 (Fig. 9)

The hydrothermal mapping showed asymmetry in the distribution of alteration halos along sections, indicating hydrothermal zoning in three dimensions. Regarding phyllic and propylitic zones, both are absent in Area 1 and poorly developed in Area 2. Macroscopically, the intermediate argillic zone is also heterogeneous in long section, characterized by notable variations in carbonates content, particularly Ca-carbonates in Area 3, and ankerite to siderite in Areas 1 and 2. The heterogeneity in long section is illustrated in figure 10 and represents an important horizontal component during the migration of hydrothermal fluids in Santa Maria deposit; despite the local ore control in near vertical structures. The alteration boundaries are not fully delimited due to drilling grid restrictions. In map, the alteration outlie has 3km strike, and width variations indicate a wider envelope at NE, up to 600m in Area 3, and a more narrowed geometry to SW, up to 200m in Area 1.



**Figure 10.** Long-section of Santa Maria deposit illustrating hydrothermal and metallic distribution. Divisions within halos according to metallic content. Long-section positioned as figure 5. Abr. II: illite; Py: pyrite; Ga: galena; Sp: sphalerite; Cc: chalcocite; Ac: acanthite; Cp: chalcopyrite; Br: bornite; Mus: muscovite/white mica; Qz: quartz; Carb: carbonates; Ap: apatite; Chl: chlorite; Hem: hematite; Ba: barite.

The increasing intensity of the propylitic alteration in the NE portions is correlated by an increasing in copper endowment (Fig. 10). Whereas the Area 4 Cu-Au ore body, presents a similar hydrothermal pattern to the Uruguaí copper mine; but lower in intensity. The hydrothermal pattern indicates that the Santa Maria deposit appears to be genetically linked to the copper mines despite continuity lacking between both deposits.

## PETROGRAPHIC AND MINERALOGICAL CHARACTERIZATION

The petrographic study relied in 45 drill core samples distributed throughout the deposit, to characterize hydrothermal zoning and the mineralization process through reactions caused by hydrothermal fluids and host rocks interaction. Previous works on Santa Maria petrography are mostly in Portuguese, such as Badi (1983), Badi & Gonzales (1988), Veigel & Dardene (1990), Beckel (1990), Veigel (1992), Bouchet (2013). Giving the fact that both host rocks and hydrothermal phases, contain fine-grained minerals, this study attends to overcome conventional limitation of petrographic microscope complementing with SEM.

### Host Rocks

The main ore bodies are hosted by the Lower Sandstone and Mangueirão Member. Rocks from the Lower Sandstone are classified as sub-arkosean sandstones, they present a fine to medium granulometry with siltstone layers. The framework is mainly quartz–feldspathic, with subordinate amounts of detritic muscovite and lithic fragments. Detritic components are zircon, rutile, tourmaline and titanite as accessories.

The Mangueirão Member presents broader lithological variety, including volcanic andesites restricted to Areas 1 and 2. However, ore bodies are most frequently hosted in sandy portions, such as the Lower Sandstone. These sandstones are interbedded with silt-mudstone layers more abundantly than the Lower Sandstone. The sandy terms of the two stratigraphic units are classified as arkosean or sub-arkosean (Folk, 1974). Andesites with glassy matrix and amygdaloidal textures are affected by intense hydrothermal alteration. Pyroxenes appear to be converted to chlorite whereas feldspars are partially substituted by illite and carbonates. Amygdales are filled galena and sphalerite.

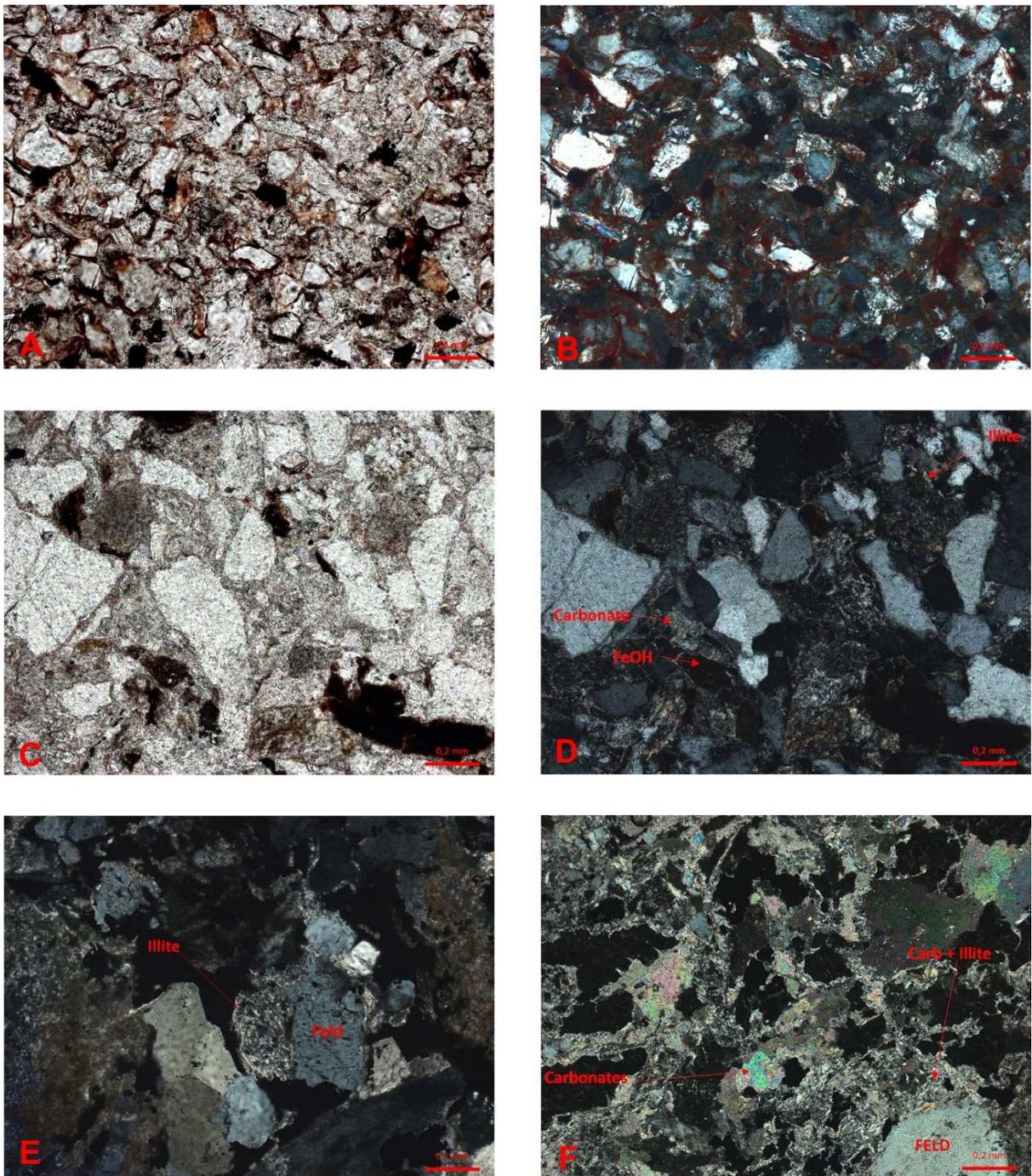
The sedimentary units are in closed packaging with elongated grains oriented as sedimentary bedding, clearly evidenced by the presence of detritic muscovite. They display mechanical or chemical compaction concave/convex type, and does not show grain corrosion features. The entire sedimentary sequence presents limonitic cementation (Figure 11 A and 11 B), and calcitic cement (Figure 11 C and 11 D), in agreement to a reddish rocks aspect. Cements completely involve detritic minerals, and can partially replace detritic clay matrix.

## **Hydrothermal alteration**

### **Intermediate argillic bleaching zone**

The outer limit of the intermediate argillic zone can be distinguished macroscopically by host rocks striking reddish colors occasionally turning to whitish tones. Petrography indicates that color variations are due to limonitic and calcitic cements solubilization and partial consumption of detritic minerals. There is an incipient crystallization of new mineral phases, mostly clay minerals. The alteration intensity increases towards sulfide ore bodies, and is subtle in the outer limits (Figure 11 A to 11 F).

Figure 11 illustrates gradual changes from unaltered host rocks (Fig. 11 A and 11 B), slightly altered intermediate argillic bleaching zone (Fig. 11 C and 11 D), moderately altered in the intermediate argillic zone (Fig. 11 E) and finally strongly altered intermediate argillic zone (Fig.11 F), from the outer portions towards the core of the system.



**Figure 11.** Photomicrographs illustrating different degrees of alteration at the outer intermediate argillic zone. **A** and **B**: Fine grained sandstone outside hydrothermal alteration zone. Polarized light in **A** and cross-polarized in **B**. **C** and **D**: Coarse layer of sandstone in the intermediate argillic bleaching zone. The amount of limonitic cement decreases as the alteration increase. Polarized light in **C** and cross-polarized in **D**. **E** and **F**: Coarse sandstone layer in the intermediate argillic zone. Illite and carbonates as product of feldspar hydrolysis, associated with sulfide deposition. The diagenetic cement is absent. Cross-polarized in **E** and **F**.

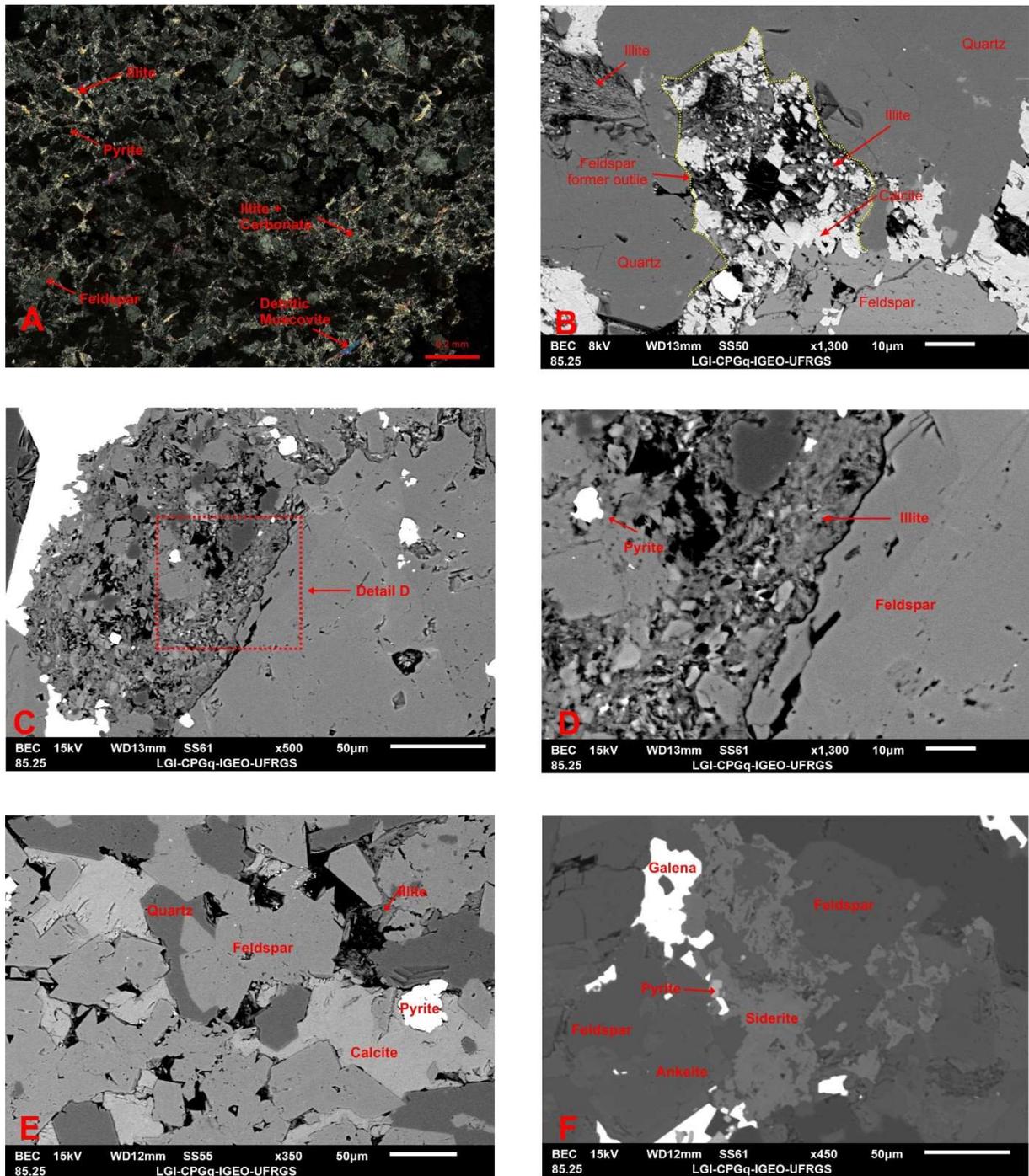
### **Intermediate argillic zone**

According to Bartos (1989) and Pirajno (2009), a stable assemblage under moderate acidic conditions represents the intermediate argillic zone, with carbonate and clay minerals forming after partial destruction of feldspars. Spatially, the intermediate argillic zone is located between the phyllic (inner) and bleaching (outer) zones. The latter representing outer limit of the intermediate argillic zone towards fresh host rocks (Figure 10). Illite and carbonates are the predominant hydrothermal phases, followed by quartz and sulfides, the latter usually in amounts less than 5% (Figure 11 E and 11 F). Pyrite is the predominant sulfide phase, with subordinate galena and sphalerite.

Illite is mainly pervasive and occurs either at detritic feldspar borders or at masses of microcrystalline aggregates (Figure 11 E and 11 F). It may also appear in veins associated with white micas and sulfides in the phyllic zone. Border relationships indicate illites to be a product of detritic feldspars hydrolysis (Figure 12 A, 12 B, 12 C and 12 D). Pervasive illite show white and gray colors, acicular or hairy habit, and low birefringence (Figures 11 E, 11 F, 12 A and 12 D). With the exception of Area 3, where illite present slightly higher birefringence, plate habit; possibly correlated to a higher degree of crystallinity.

Hydrothermal carbonates are closely associated with illite, in both pervasive and veining styles. Also present as microcrystalline masses and surrounding feldspar grains (Figure 12 A and 12 B). The intermediate argillic zone also has carbonate zoning, with predominance of calcite and dolomite in Area 3, whereas siderite and ankerite are common in Areas 1 and 2 (Figure 12 E and 12 F).

Pyrite is the main sulfide, evenly distributed as fine grained disseminations in the intermediate argillic halo. Although most economic mineralizations are hosted by phyllic alteration in Areas 3 and 2, the intermediate argillic zone also hosts restricted Pb-Zn ore bodies, notably at Area 1.



**Figure 12.** **A:** Intermediate argillic pervasive alteration, represented by illite, carbonates and pyrite. Cross-polarized; **B:** Detritic feldspar converted into calcite illite (Area 3). Backscattered electron image; **C and D:** Detritic feldspar hydrolysis forming illite concomitant with pyrite deposition. Backscattered electron image. **E:** Pervasive calcite, quartz, illite and pyrite replacing host rock matrix and detritic feldspar borders. Backscattered electron image **F:** Pervasive siderite and ankerite associated with galena and pyrite in Area 2 intermediate argillic zone. Backscattered electron image

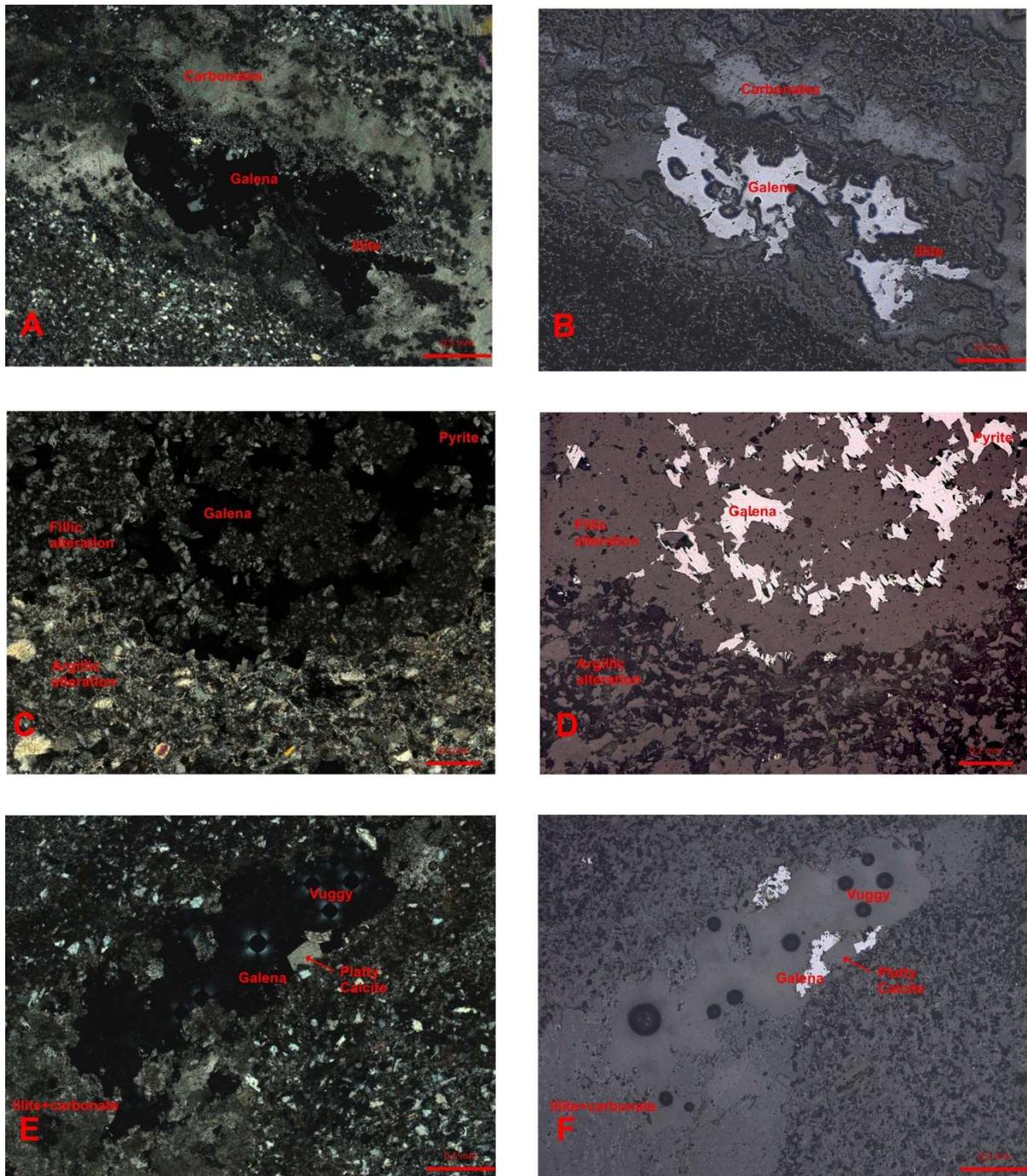
## Phyllic zone

The definition of the phyllic or sericitic zone are in agreement to the concepts of Bartos (1989) and Pirajno (2009), regarding stable conditions for the mineral association muscovite+quartz+calcite+pyrite+chalcopyrite. The phyllic alteration occurs at the core of the alteration, and hosts the economic mineralizations. Texturally, it presents itself in the form of veins and disseminations (Figure 13 A to D). The predominant non-sulfide phases are white micas, illite, carbonates and quartz, with smaller amounts of apatite. Among the sulfide phases, galena, sphalerite, chalcocite, chalcopyrite and acanthite are present, in this order of importance.

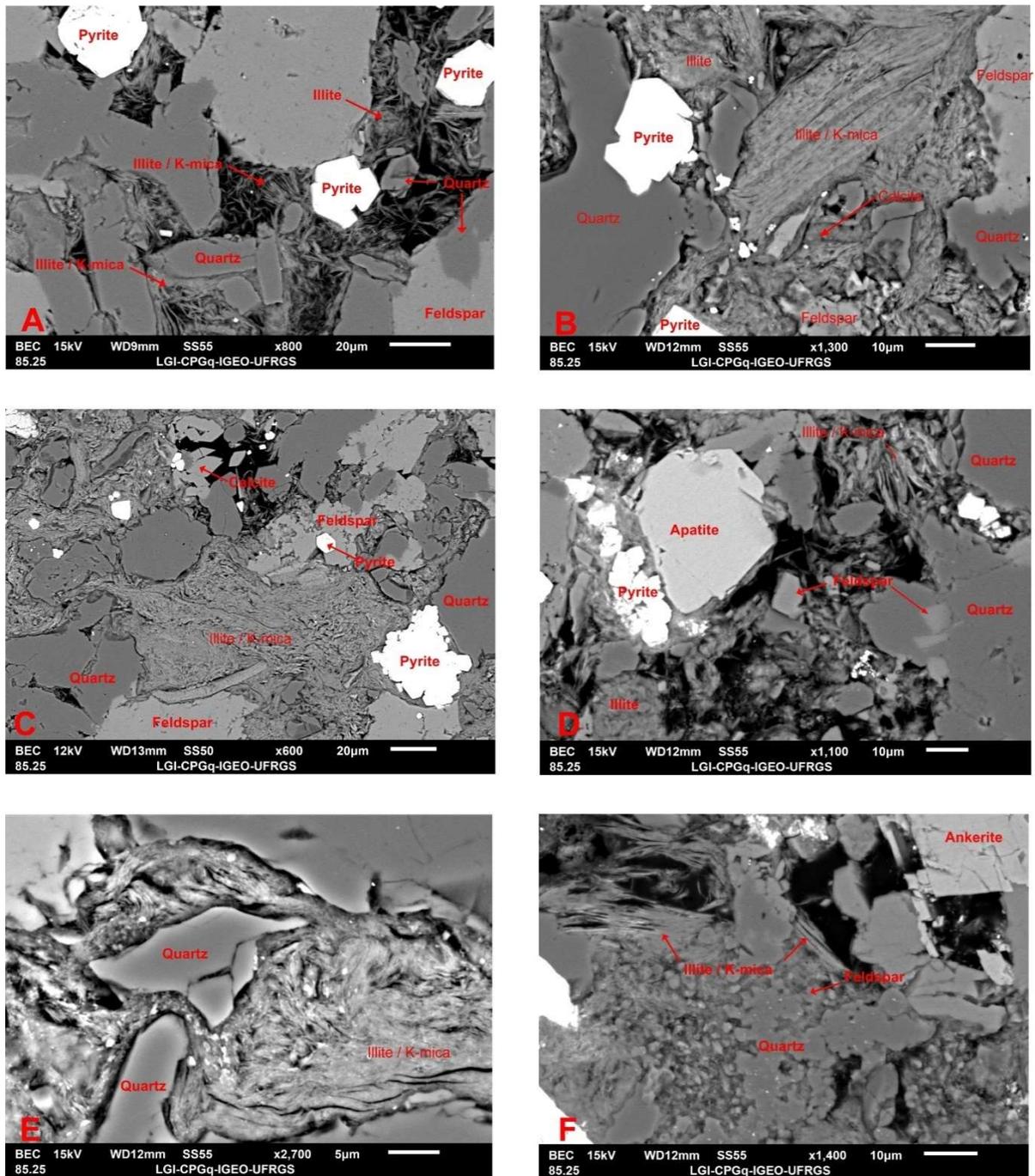
In general, hydrothermal silicates and carbonates are addressed in more detail when analyzed by SEM due to the small particle size. White micas and illite show higher birefringence than those in Intermediate argillic zone, usually plate crystals. Carbonates also occur as coarse crystals at the walls of mineralized veins (Figure 13 A and 13 B). They also occur as euhedral crystals of platy calcite in vuggy texture, indicating the importance of boiling for sulfides deposition (Figure 13 E and 13 F).

SEM Observations on illites from Santa Maria revealed the three morphological types documented in the literature: hairy, lath and platy (Meunier & Velde, 2004). The later was found associated to both illite and white micas (Figure 14 A to 14 F). Although hairy and lath illite are most common at the intermediate argillic zone, they are also present at the border of white micas or platy illite, at the phyllic zone.

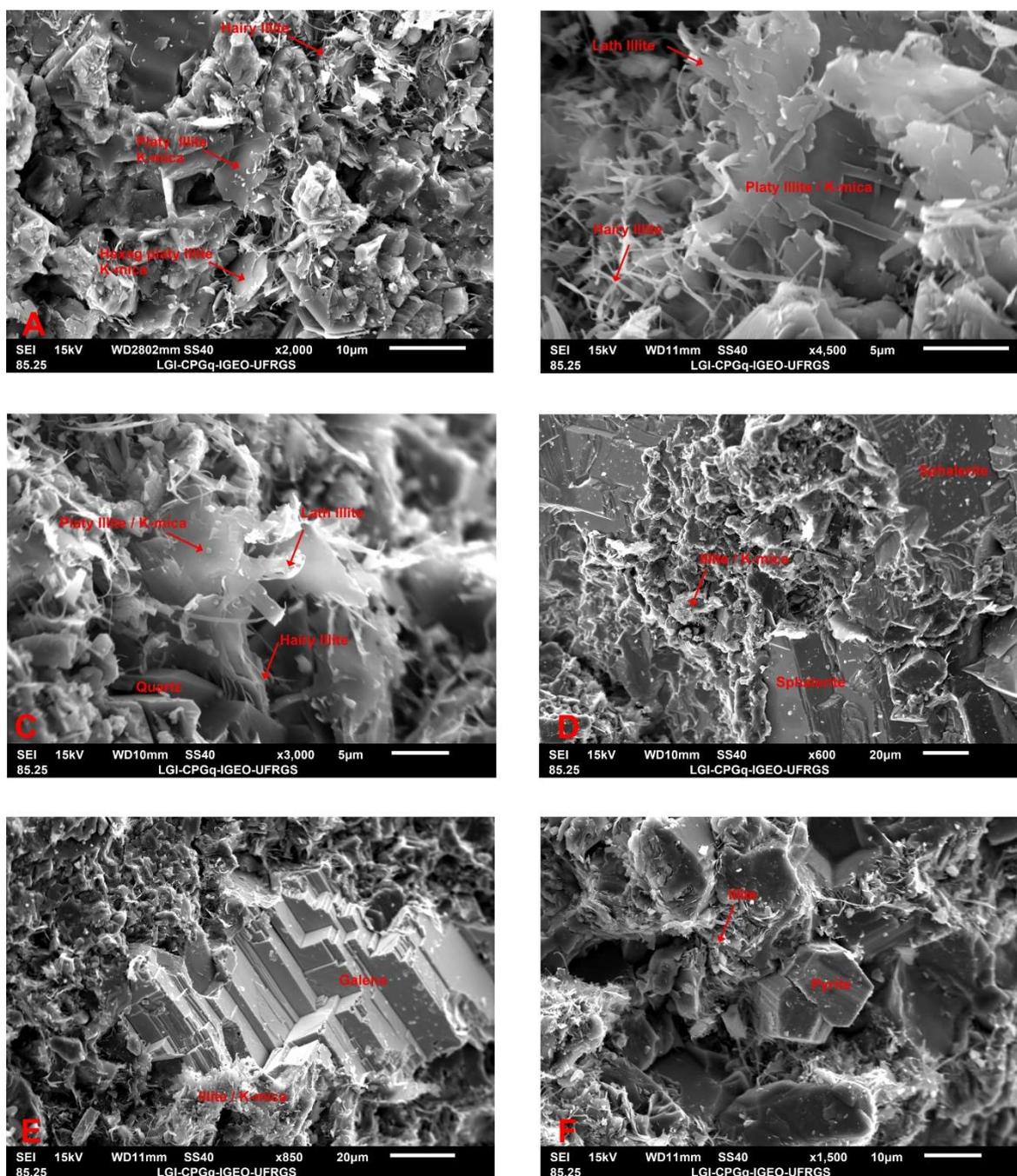
A SEM topographic study on rock fragments (Figure 15 A to 15 F), indicate platy crystals commonly forming booklet or flakes of stacked hexagonal crystals. They present an overgrowth of lath and hairy crystals towards the edges (Figure 15 A, 15 B and 15 C). Therefore, illites are product of feldspar hydrolyses in the intermediate argillic zone, but are also present in sulfide veins of the phyllic zone. Often, as a product of white micas conversion into clay minerals (Figure 15 D, 15 E and 15 F). However, it is not clear whether later illites are related to the phyllic alteration or to represent a subtle propylitic overprinting.



**Figure 13. A and B:** Sulfide vein with phyllic alteration. Cross polarized A and reflected light B. **C and D:** Phyllic alteration vein cross-cutting early intermediate argillic alteration, with sulfide deposition. Cross polarized C and reflected light D. **E and F:** Vuggy texture with deposition of galena associated with platy calcite indicating boiling. Cross polarized E and reflected light F.



**Figure 14. A and B:** Area 3 phyllic vein alteration with illite, K-micas, quartz, carbonate and pyrite. Note detritic feldspar replaced by hydrothermal minerals. **C:** Area 2 phyllic alteration, dominated by white micas and illite, associated with pyrite, calcite and quartz. **D:** Apatite in phyllic vein of Area 2. **E:** Phyllic vein with illite and white mica truncated by quartz. **F:** Area 2 clay and white micas closely associated with pyrite and ankerite. Backscattered electron image.

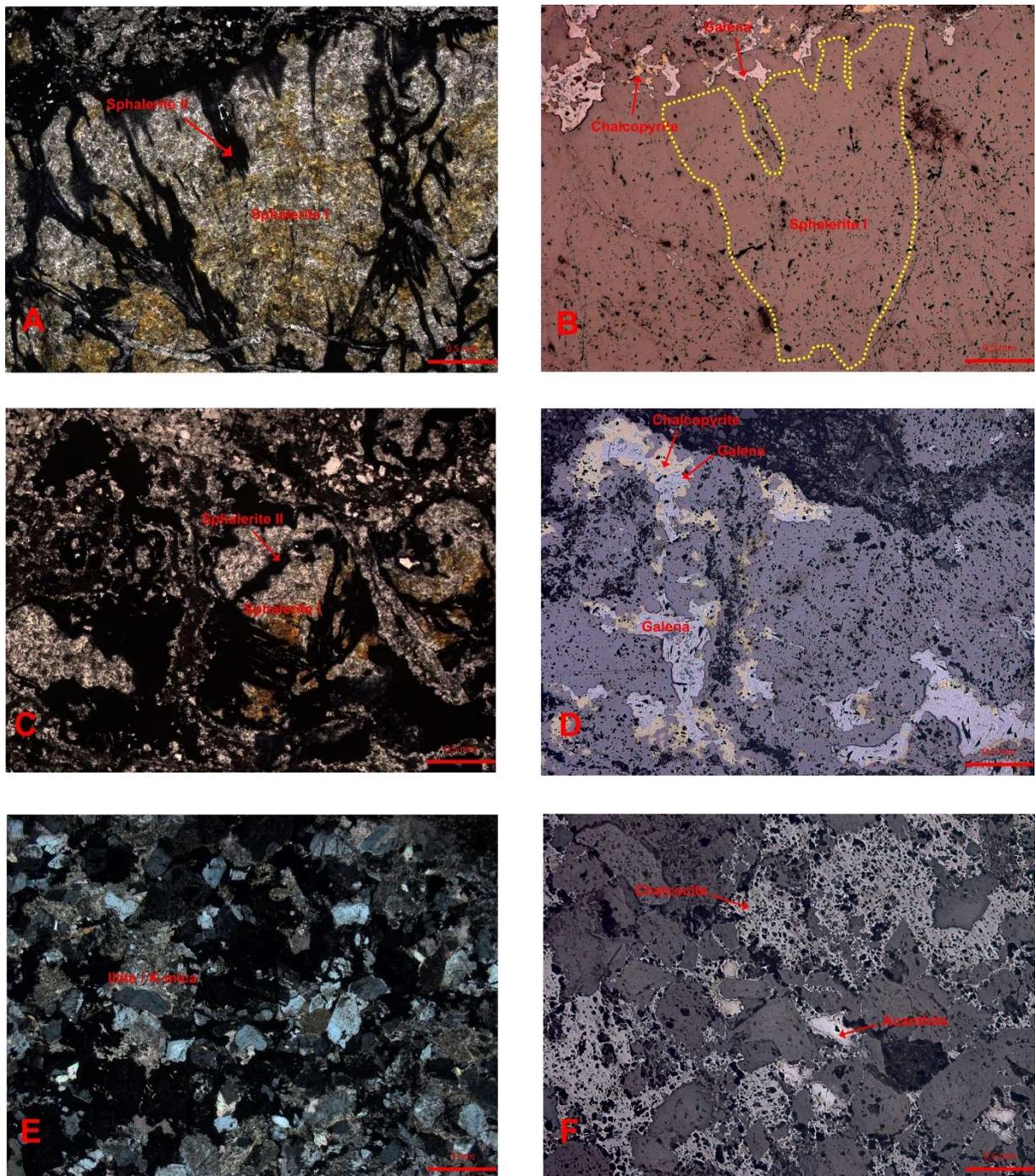


**Figure 15. A, B and C:** White micas or platy illites replacement by lath and hairy illite. Phyllic alteration, Area 3. **D:** Sphalerite associated with white mica or illite. **E:** Galena associated with white mica and illite. Area 3. **F:** Pyrite associated with white mica and illite. SEI: Secondary electron image.

Quartz occurs recrystallized at the edges of detritic feldspars, or as euhedral crystals in K-micas + illite + carbonates + sulfides veins (Figure 14 A to 14 F). The temporal relationship indicates that quartz is similar to late in respect to platy illite and white micas, disabling mineral preferential orientation (Figure 14 B and 14 E). Apatite

seems to be related to the late stage of phyllic alteration (Figure 14 D). Accessory minerals such as zircon and rutile were treated as belonging to the detritic association.

The pyrite is fine grained, and has been identified through SEM. It occurs in ore veins, possibly throughout the whole mineralization stage in small amounts. Sphalerite presents two generations, which appear to be continuous in time. Sphalerite I presents larger crystals (2 to 10 mm) growing perpendicular to the vein walls. Strong chromaticity marked by the alternation of yellow and white bands characterize this setup (Figure 16 A and 16 C). Sphalerite II is fine-grained (0.1 to 2 mm), black, and occurs both as an envelope at the edge of sphalerite I; as well as, aligned with the hydrothermal vein assemblage. The black sphalerite is replaced by galena, and both by chalcopyrite which is frequently combined with pyrite (Figure 16 A to D). Chalcocite is the last sulfide phase within the phyllic zone and lays cross-cutting a previous lead-zinc mineralization in different directions. It is fine-grained (0.5 mm to 2 mm), and occurs associated with acanthite (Figure 16 E and 16 F). Copper mineralization in chalcopyrite or chalcocite, is therefore late in relation to lead and zinc main ore stage.



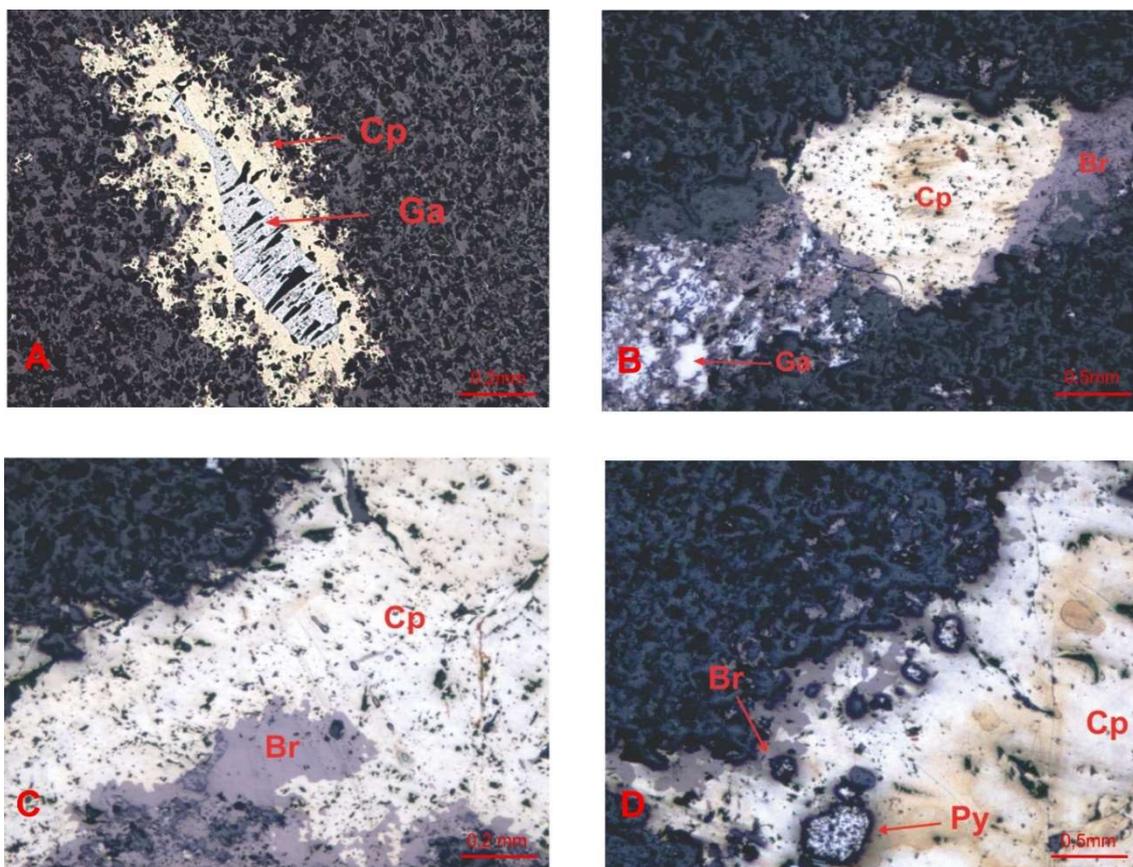
**Figure 16. A to D:** Lead and zinc mineralization at Area 3. Crystallization sequence of sphalerite I (white and yellow) to sphalerite II (black) + galena. Note replacement of early sulfides by chalcopyrite. A and C cross-polarized, B and D reflected light. **E and F:** Chalcocite and acanthite mineralization at phyllic zone. cross-polarized E and reflected light F.

## Propylitic zone

The propylitic zone is also appears to resemble the pattern proposed by Bartos (1989) and Pirajno, and defines the association of hydrothermal alteration with low hydrogen activity and high alkalis activity. Its occurrence is restricted to Santa Maria, decreasing intensity from NE to SW. The propylitic zone is more pronounced at the Area 4 Cu-Au ore body (North of Area 3). Showing moderate to low intensity at Area 3, and very low intensity at Area 2, unrecorded at Area 1.

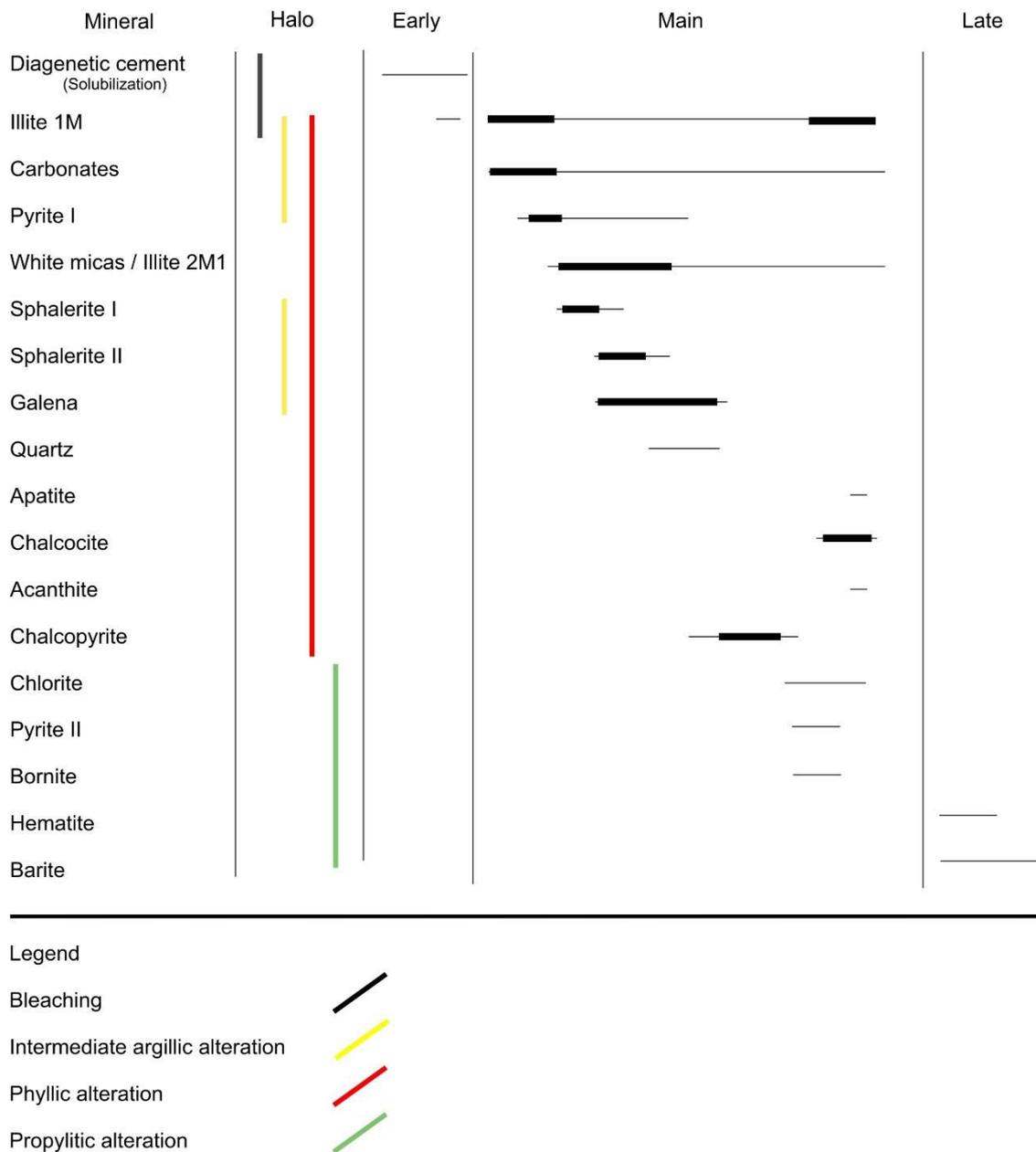
In a macroscopic description, it is evidenced by the greenish tones presumably associated to the presence of chlorite and pyrite; which are the main minerals present in the halo. Chlorite is presented in the form of microcrystalline aggregates (0.1 mm) associated to detritic association, or as veinlets. The propylitic alteration is later to the phyllic alteration.

The observed intensity of the propylitic alteration appears to be incipient and accompanied by low amounts of sulfides and do not seem to form economic bodies. The main phases present are galena, chalcopyrite, bornite and pyrite, not necessarily in assemblage. Bornite is restricted to the propylitic halo, and replaces previous sulfide phases generated during phyllic alteration. The galena is commonly replaced by chalcopyrite (Figure 17 A), as in the phyllic zone, but also occurs as a relic replaced by bornite (Figure 17 B). Chalcopyrite converts to bornite and pyrite, the later shows a textural pattern that suggests possible exsolution (Figure 17 C and 17 D). The reaction of chalcopyrite converted into bornite and pyrite, exclusively in the propylitic halo indicates an outwards tendency at the high sulfidation stage. It is best recorded in Uruguai and São Luis mines, partially overprinting the intermediate sulfidation ore bodies located in Santa Maria.



**Figura 17. A)** Galena replaced by chalcopyrite. (Reflected light). **B)** Chalcopyrite converted to bornite, and relict galena replaced by bornite (Reflected light). **Foto C)** Chalcopyrite replaced by bornite (Reflected light). **D)** Chalcopyrite converted into bornite with pyrite exsolution (Reflected light). Abrev: Ga (galena), Py (pyrite), Cp (chalcopyrite), Br (bornite).

Observed relationships are in agreement with hydrothermal zones distribution, and they mark a phyllic inner zone strongly mineralized in Pb and Zn. It appears to be surrounded by an intermediate argillic zone that loses intensity towards the outer region to forms the bleaching halo. In general, copper sulfides occur later in relation to Zn and Pb sulfides and tend to indicate an advance of the copper zone strongly developed in the central part of the district, towards peripheral zones. The sulfidation state of fluids move from intermediate (galena + sphalerite + chalcopyrite + pyrite), to high (bornite + pyrite) and return to intermediate (chalcocite). The temporal relationship between hydrothermal minerals is illustrated in Figure 18.



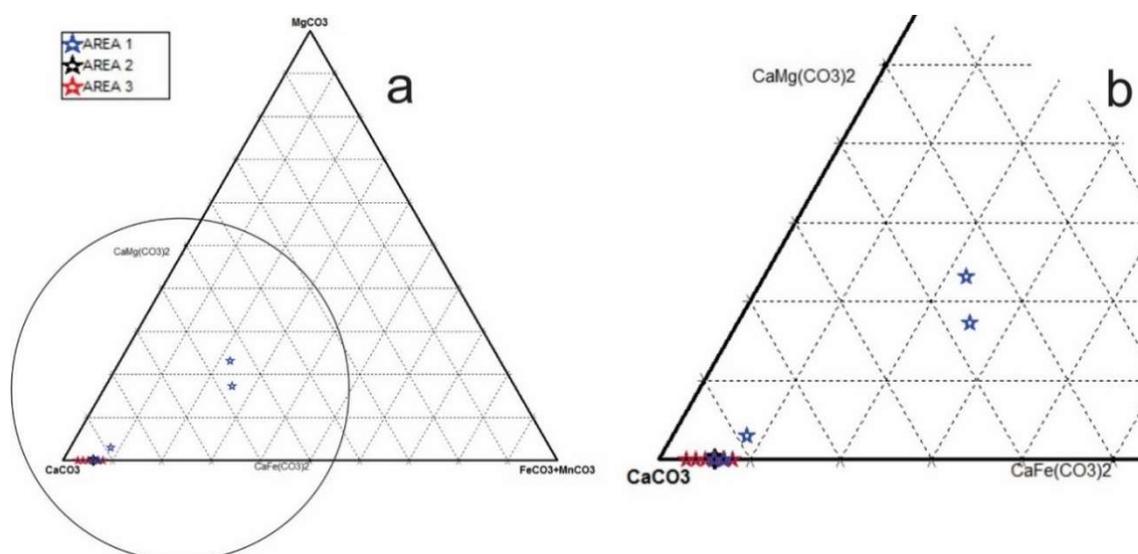
**Figure 18.** Temporal relationship between mineralogy and hydrothermal zones within Santa Maria. Thicker bar indicate volume higher than 3%. Except for the diagenetic solubilization, replacement relationships are not illustrated.

## MINERAL CHEMISTRY

Carbonates, silicates and sulfides were analyzed in order to access their chemical composition, metal partitioning and also define the physical distribution of compositional variations at deposit scale.

### *Carbonates*

Twenty-four carbonate analyses were obtained from samples distributed throughout the deposit. In Area 3, carbonates are presented as well-formed crystals, while in other areas finer grained crystals are found, hindering the analytical procedure. Five samples out of twenty-four belong to Area 1. Only one sample comes from Area 2 and the remaining eighteen from Area 3. Despite the uneven sampling grid, results from chemical analyses indicate a heterogeneous distribution along the deposit. Moreover, there is a clear trend for Fe-Mg enrichment towards Areas 1 and 2, yielding grades up to 9.4% Fe and 6.1% Mg. All samples from AREA 3 are located in the calcite field and move slightly away from the vertex when Mn is considered (Figure 18), showing levels ranging from 1.3% up to 3.3% Mn. Similar Mn content was identified in the Area 2 sample and in two samples from Area 1. Other samples from Area 1, move away from the  $\text{CaCO}_3$  vertex and reach an intermediate composition between dolomite and ankerite (Figure 19). The chemical results combined with hydrothermal zoning indicate calcite to be predominant at phyllic alteration. Whereas ankerite, dolomite and siderite are main carbonate phases at the intermediate argillic alteration. Analytical results are presented in Table 1.

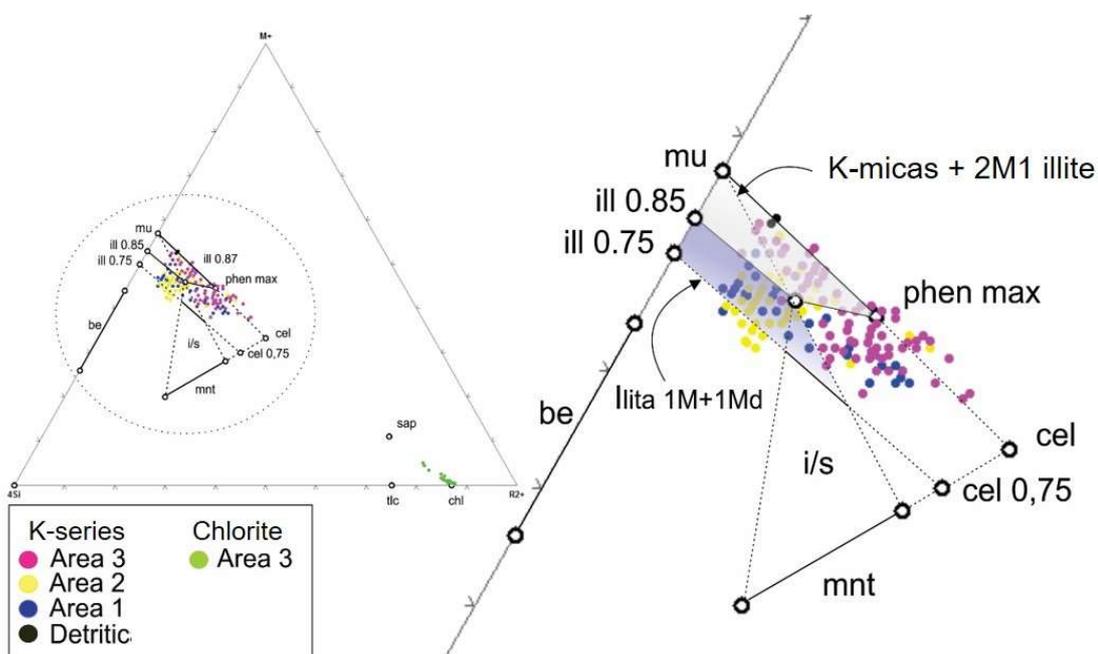


**Figure19.** Ternary plot diagram under Ca-Mg-Fe+Mn coordinates, illustrating carbonates composition.

## **Silicates**

Given that phyllosilicates are formed by successive layers of distinct composition and arrangement, their bulk chemical composition is not sufficient to determine mineralogy. Alongside, structural arrangement of 2M1 illites and white micas cannot be distinguished by means of x-ray diffractometry (Velde, 1992). The precise differentiation criteria of the "mica-like" clays and white micas of the muscovite-phengite-celadonite series should be made with integrated methods. Although setting chemical limits for clays and white micas is controversial, Meunier & Velde (1989) proposed a ternary diagram of  $M^{+}$  -  $4Si$  -  $R^{2+}$  coordinate system to represent these results. The diagram works by defining solid solution fields and associate chemical composition and polytypism.

Coordinates represent the different cations present in the distinct layers of phyllosilicates:  $M^{+}$ : cations present in the interlayer site (K, Na, Ca);  $4Si$ : cations present in the silica tetrahedron layer (Si and Al); and  $R^{2+}$  bivalent cations present at the octahedral site (Al, Fe, Mg, Mn, Zn, etc). The idea is to identify spatial behavior of clay minerals and white micas searching for information regarding chemical and mineralogical trends, thus leading to significant evidence about the dynamics of the mineralizing process.



**Figure 20.** Clay minerals and white micas chemographic plot under  $M^+ - 4Si - R^{2+}$  coordinate system. Abrev: be: beidellite; ill 0,75: low charge illite; ill 0,85: high charge illite; mu: muscovite; phen: phengite; cel: celadonite; mnt: montmorillonite; i/s: illite – smectite mixed layering.

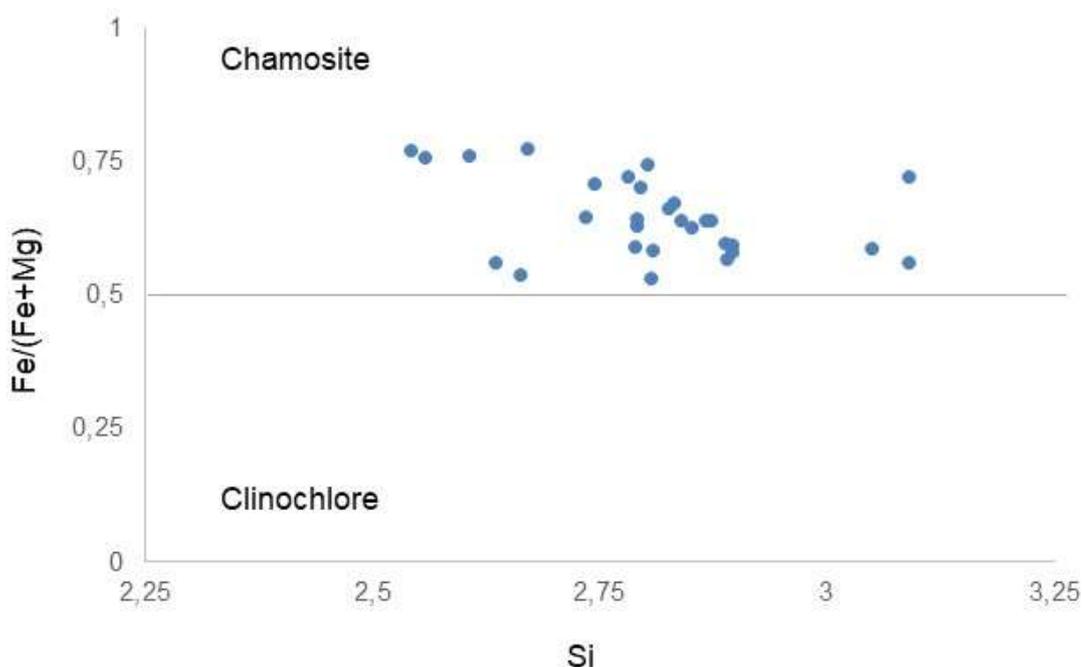
A total of 242 samples were analyzed, distributed among the three ore bodies (55 from Area 1, 67 from Area 2 and 120 from Area 3). Samples of K-series clay minerals, considered in this treatment present total  $\Sigma$  oxide % between 89% and 95%. Chlorites total  $\Sigma$  oxide % between 85% and 87%. The occupation of the octahedral site may be overestimated due to an arbitrary definition assuming that all Fe is in bivalent state. Samples with octahedral occupation above 2.09 per  $O_{10}(OH)_2$  were rejected for the K mineral series, because they diverge from the dioctahedral clay minerals domain. Theoretical compositions are taken from Meunier & Velde (1989). In association to the asymmetric nature of the hydrothermal alteration zoning, all chlorites are from Area 3. Samples of detritic micas were analyzed as control. The results are plotted in figure 19, and also in Table 2.

Detritic micas showed compositions close to ideal muscovite. Hydrothermal alteration samples present distinct patterns of cationic occupancy and outline a concise trend on a deposit scale. From south to north (Area 1 to Area 3), silicate composition shifts from low charge illite tending to beidellite, to low charge illite (1M), then to high charge illite (2M1) and white micas. The samples of Area 1 are located below ill 0.85,

even when their octahedral occupation exceeds the field of 1M illite solid solution, representing the clay composition of the intermediate argillic alteration. Samples from Area 3 are predominantly ruled by high charge illite and white micas, muscovite and phengite notably with octahedral occupations that reach 2.09. Mixed composition is expected due to fine-grained illites associated with white micas identified by SEM observations. The phyllic alteration is best developed in Area 3, with phengite and muscovite as main silicate phases. Area 2, presents a more balanced distribution between intermediate argillic and phyllic alteration, dominated by illites and white micas.

Chlorites can occur as veins or disseminated in the matrix. All analyzed samples show disseminated chlorite, preventing broader interpretation due to sampling bias. Twenty-nine chlorite samples from Area 3 were analyzed. The results are presented according to the Bayliss (1975) classification proposal, indicating the Fe-rich character of Santa Maria chlorites.

Bayliss (1975) proposes to abandon a wide variety of names, and use only the "end members" adjoined by the chemical elements in the octahedral occupation, without clear limitation between domains. The classification of the samples by the Bayliss criterion (1975), places most of the samples in the Mg-chamosite domain, with some samples reaching the chamosite domain (Figure 21).



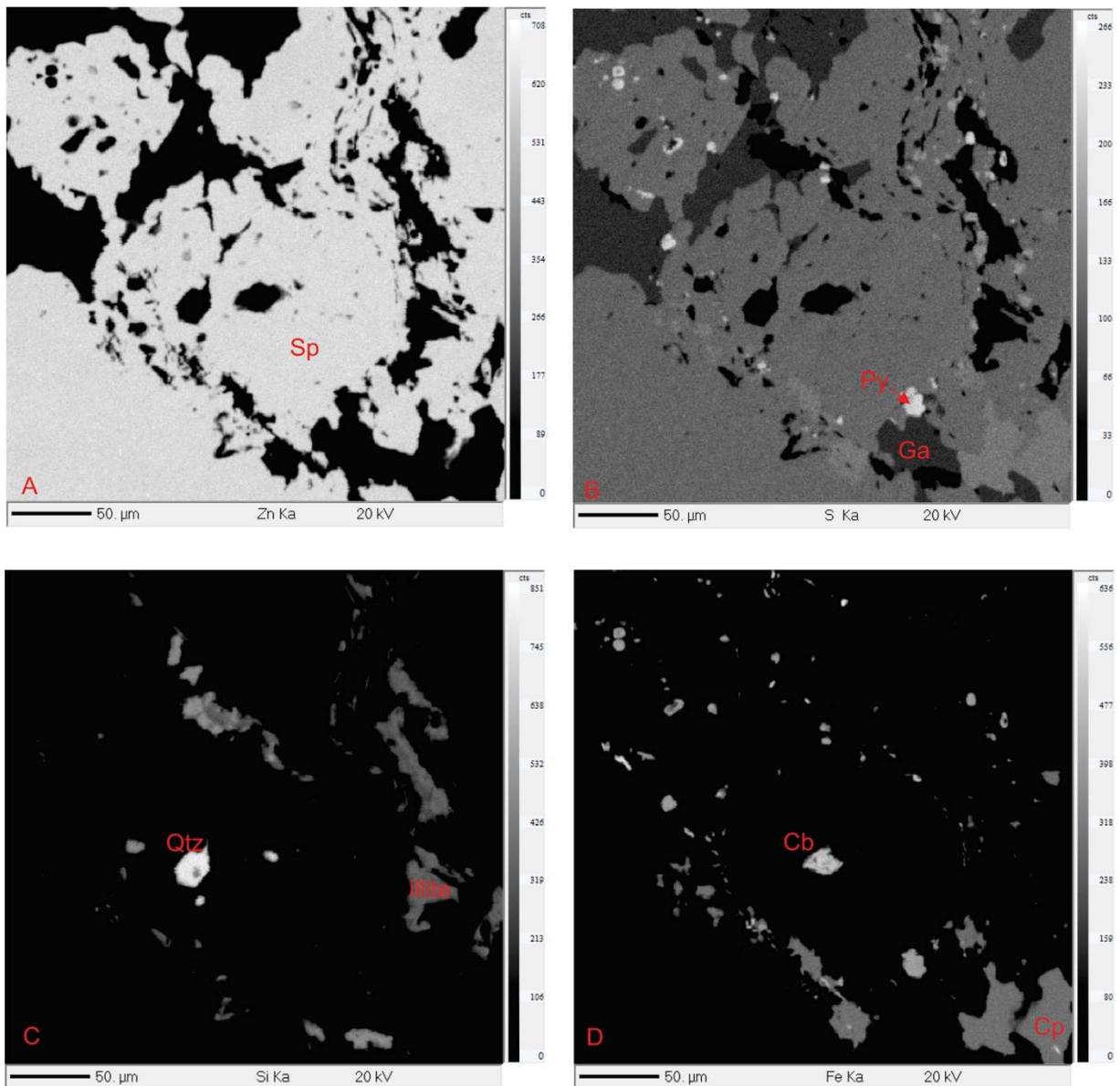
**Figure 21.** Chlorite classification according to Bayliss (1975).

## Sulfides

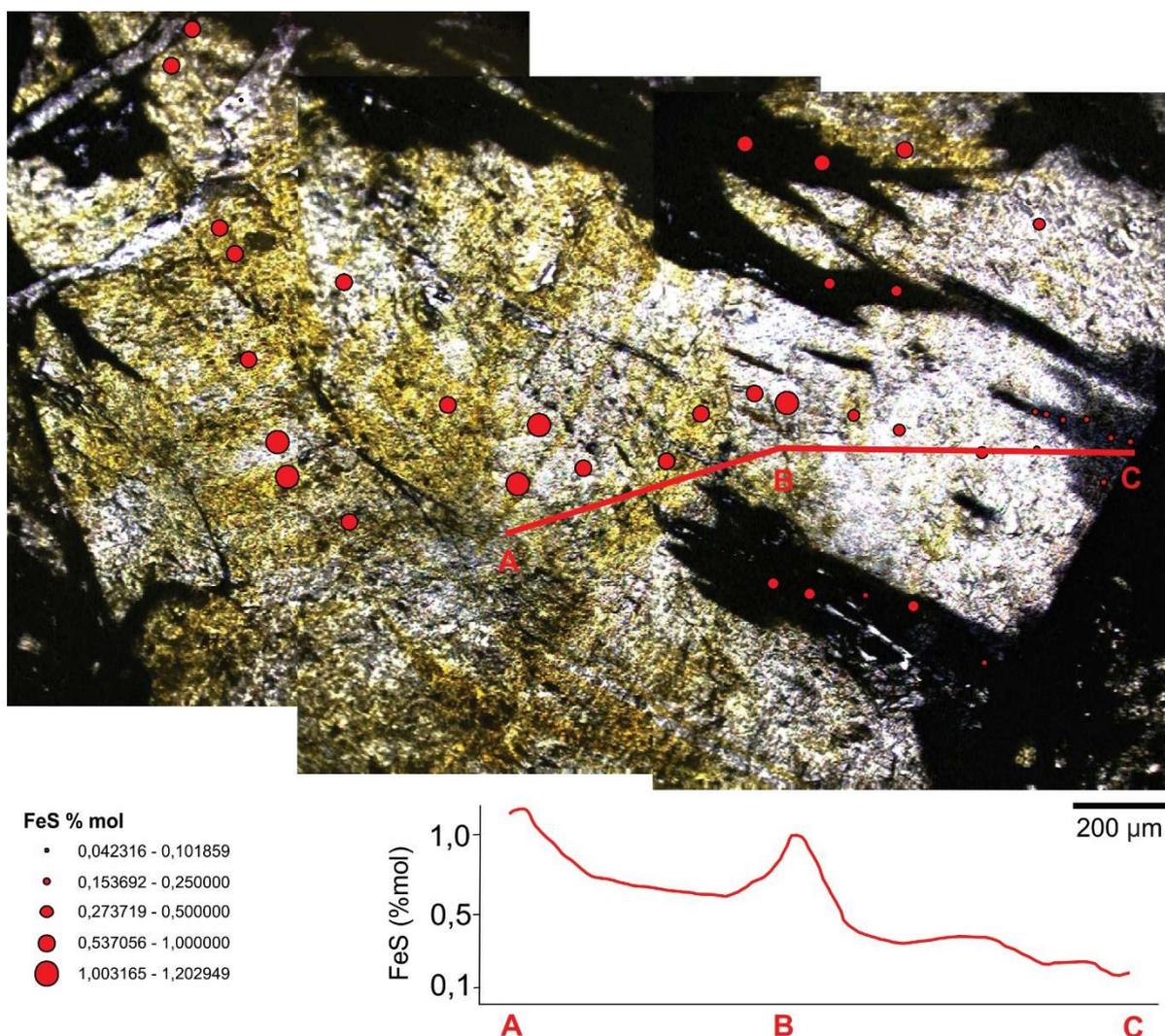
115 sulfides samples were analyzed to investigate compositional patterns, metal partitioning and most relevant, as well as compositional maps to characterize the textural relationships which are not so evident under the optical microscope. Figure 22 presents the mineral compositional mapping of sphalerite and its association with other sulfides and alteration minerals. The compositional maps indicate no metallic partition outside sulfides. Most microscopy observations corroborated information from mineral chemistry and compositional map. The composition of sphalerite associated with pyrite is useful to delineate fluid trajectory with respect to fugacity of S, using the %FeS mol content of sphalerite (Einaudi et al. 2003, BendeZú & Fontboté, 2009).

Figure 23 plots analytical points in sphalerite I phenocryst (white and yellow) being converted into sphalerite II (black). Transition occurs from the edge to the center of a mineralized vein. The profile aimed to analyze the composition of sphalerites with distinct optical properties and trace the behavior of FeS content. The analyses shows a mineral scale pattern, with a systematic decrease in the %FeS mol from the sphalerite I core, towards the edges; converted into sphalerite II. This phenocryst is illustrated in Figure 16, where the paragenetic sequence of Sp+Ga→Cp is noted.

Galena samples coming from both, phyllic and propylitic zones; appear to have similar chemical composition and close to the stoichiometric composition. Results from chalcopyrite within the phyllic zone, indicate the presence of Zn in its structure in proportions lower than 1%. While no appreciable amounts of Zn were found in chalcopyrites within the propylitic zone (Table 3). Bornite is only present within the propylitic zone. No incorporation of Au or Ag in association to the late stage of mineralization was identified, probably due to sampling bias towards sulfides of the main stage.



**Figure 22.** Compositional map of ore vein at the phyllic zone. Light tones indicate higher grades and dark tones indicate lower or absent grades. **A:** Zinc; **B:** Sulfur; **C:** Silicon; **D:** Iron. The association of sphalerite, galena, chalcopyrite and pyrite combined with iron carbonate, quartz and white-mica or illite is noted.



**Figure 23.** Three transmitted light images of sphalerite combined, illustrating punctual analyses of sphalerite I phenocryst (white and yellow) converted into sphalerite II (black). Point size according to %FeS mol composition.

## DISCUSSION

### Geological framework

Each mineralization is unique and the geological framework is fundamental to understand ore-forming processes in mineral deposits. In that sense, geological aspects of Santa Maria deposit are integrated to draw a realistic scenario for its metallogenesis. Only a few studies available in literature have reported a systematic characterization of Santa Maria geology. Among those available, Badi (1983) emphasizes descriptive aspects of the deposit, whereas Badi & Gonzales (1988), Veigel & Dardene (1990), Beckel (1990), Veigel (1992), and Remus et al. (2000) are

focused in metallogenetic discussions. Hydrothermal characterization studies include those of Bouchet (2013). Except for Remus et al (2000), all previous studies are in Portuguese with restricted dissemination.

As described earlier, the Santa Maria sulfide ore bodies are distributed along a 3km strike. Preferred orientation of the Pb-Zn host structures is NNW-SSE, dipping in both NE and SW. Consequently, there is a highly developed net fracture as can be expected from the stockwork behavior evident in these ore bodies (Figure 7). The Pb-Zn host structures are affected by dextral displacement in the N50W fault system, in agreement with the NE-SW ore bodies distribution in plan view (Figure 5). The copper ore bodies display a more complex distribution throughout deposit evolution. The earlier stage is closely associated with Pb-Zn structures. On the other hand, the later copper stage is hosted by different sets of faults displaced in a NNW-SSE orientation, resembling the pattern observed at the Uruguai and São Luis copper mines. However, from a plan view different ore bodies remain close the Pb-Zn outlie, indicating that NNW-SSE structures play a strong role channeling hydrothermal fluids.

Stratigraphic information is equally important in order to understand ore geometry and intensity. Ore bodies are present at various levels within Santa Barbara group, but better developed at the Lower Sandstone. Possibly, due to a favorable rheology and increased permeability by connected fracture network. Moreover, primary porosity is prone to lateral fluid migration and sulfide deposition. The ore bodies hosted in the Mangueirão Member fine grained rocks are poorly developed, probably due to the lack of connected primary porosity and fracture network.

By integrating stratigraphic position and fault network, implications regarding mineralization age were obtained, particularly in Area 3, which has preserved stratigraphic record from the Santa Barbara to Guaritas group. The Guaritas group is represented by its upper unit named Varzinha Formation. It lies in an angular erosive contact over the Santa Barbara group and shows no record of its lower units Pedra Pintada Formation and Rodeio Velho Member. The upper mineralization limit is the erosional unconformity, indicating partial erosion as illustrated in figures 6 and 9. The mineralization pre-date the erosive surface in which the Varzinha formation was deposited and post-date the deformation event that tilted Santa Barbara units. The Rodeio Velho volcanism is the only known thermal event in this time interval (Bicca, 2013). Despite its current definition, it comprises several volcanic episodes and indeed

requires further research. An hypothetical connection between mineralization and Rodeio Velho magmatism had been raised by Leinz & Almeida (1941), Bettencourt (1972) and Almeida (2012).

### **Hydrothermal alteration**

The pervasive and veining hydrothermal alteration is strongly zoned vertically and laterally at deposit scale, thus controlling ore bodies heterogeneity in terms of metallic content, as illustrated in figures 9 and 10. However, discontinuities between Santa Maria and the copper mines alteration halos, challenges correlations at a district scale. The interpretation regarding fluid evolution based in field relations, hydrothermal mineralogy and mineral chemistry, is integrated with literature on Uruguai and São Luis copper mines.

The first reactions occurring at the early intermediate argillic alteration zone are the solubilization of diagenetic cements, and subtle conversion of detritic feldspars and plagioclase into illite, carbonates and pyrite, mainly through pervasive interaction. Host rocks act as a buffer to the moderately acidic character of early stage fluids. The process called hydrogen metasomatism or hydrolysis is defined as a decomposition reaction that undergoes a selective consumption of  $H^+$  or  $OH^-$  of the fluid, modifying the ionic concentration of the solution (Hemley & Jones, 1964).

The  $H^+$  consumption reactions during diagenetic cement solubilization and partial conversion of detritic feldspars into illites and carbonates seem to indicate that Santa Barbara rocks composition played a central role as a chemical trap. Moreover, the tendency to neutralize fluid pH, provides favorable conditions to promote sulfides deposition (Sack & Ebel, 2006), thus releasing K, Ca and Fe, among others, for hydrothermal solution.

The extensive intermediate argillic zone outlie (>3km strike) with mixed structural and lithological control, indicates strong interaction between country rocks and hydrothermal fluids (wall-rock buffer) prior to main sulfides deposition stage. Cooling trajectory controlled by wall-rock buffer, suggests that the consumption of magmatic volatiles ( $H^+$ ,  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $CO_2$ ) exceeds its input (Meyer & Hemley, 1967; Bartos, 1989) once poorly channeled fluids are susceptible to dilution by interaction with meteoric fluids (Drummond, 1981). This observations are in agreement with studies on sulfur isotopes (Remus et al., 2000; Laux et al., 2005; Renac et al., 2014),

showing evidence that mixture of magmatic and meteoric fluids are subject to increasing dilution as a function of time and distance from the district core located at the Uruguai and São Luis copper mines.

The intermediate argillic alteration increases in intensity towards its core and gradually shifts to phyllic alteration hosting mineralization of economic interest. The phyllic zone shows evidence of an effective hydrothermal fluid insulation. Consequently, decreasing interaction with unaltered host rocks and meteoric fluids can be expected. Accordingly, unlike the intermediate argillic zone that settles in a wall-rock buffer environment the phyllic zone appears to evolve as a sulfur-gas buffer system controlled by fluid temperature and  $S_2$  gas fugacity (Einaudi et al.; 2003).

The composition and morphology of clay minerals and white micas reflect the spatial limits between the intermediate argillic and phyllic zones. Morphological analysis of illites and white micas through SEM observations (Figure 18), revealed the presence of the three illite morphology types as reported in the literature: hairy, lath and platy (Meunier & Velde, 2004). Lanson et al. (1996), concluded from analyzing diagenetic illites in Permian sandstones, that the shape and size of the crystals are more dependent on temperature than on composition. They noticed a gradual morphological transition from hairy, to lath and finally hexagonal platy with increasing paleo-depth. Regarding illite habit, platy illites predominates in AREA 3 while is hardly found in other ore bodies. This systematic morphological pattern at deposit scale indicates an increasing temperature trend from south to north. Morphological illite features are spatially distributed in straight correlation to intermediate argillic and phyllic zones. Another relevant remark is the tendency for platy illites or white micas to develop hairy habit at its edges, indicating temperature drop as a function of time within the phyllic zone (Figure 18).

The chemical composition of illites and white micas corroborate the X-ray diffraction data available for Santa Maria deposit. According to (Bouchet, 2013), predominating species are 1M and 2M1 illites plus white micas, without signs of smectites or I/S mixed layers. Figure 20 illustrates the fact that Area 1 is largely dominated by low charge illites trending to beidellite (field 1M). A few samples of high charge illite (2M1) and white micas may also be present in Area 1, whereas they predominate in Area 3. Area 2 presents an intermediate clay mineralogy context between the two opposite sides of the deposit. Ylagan et al. (2000) established that

the transition between illite polytypes 1M to 2M, is temperature dependent in hydrothermal systems.

Figure 20 also indicates Fe-Mg enrichment in both white micas and illites, especially in Area 3, possibly due to its proximity to the propylitic halo. Fe-Mg enrichment pattern coupled with Al depletion in white micas may be related to relative distance to the heat source as described by Beaufort & Meunier (1983) in porphyry hydrothermal systems, and confirmed by Maydagán et al. (2018), in the context of a porphyry-epithermal transitional systems. Mercier-Langevin et al. (2014) interpreted that the Fe-Mg enrichment and Al depletion observed in white micas could be associated with neutral acidic conditions, and low fluid/rock ratio. It is also consistent with the partial conversion of feldspars and plagioclase into illite and white micas observed at Santa Maria.

Integrating morphological observations and interlayer occupancy pattern observed in white micas and illites, suggest an increasing temperature trend from SW to NE. Octahedral sites composition, indicate a peripheral relative location for the Santa Maria deposit in relation to the hydrothermal heat source in district scale. Morphology and mineral chemistry combined are potentially useful exploratory tools to establish high temperatures trends in hydrothermal systems.

Hydrothermal carbonates show a pervasive geographical distribution throughout the Santa Maria deposit. It is often associated with clay minerals in the intermediate argillic zone and as vein filling or vug filling along with sulfides within the phyllic zone. In terms of chemical composition, there is a consistent trend for Fe-Mg enrichment towards SW (Figure 19). Simmons & Browne (2000) described a Ca and Fe carbonates zoning in active epithermal systems, tending to enrich in Fe content at the margins of the system and lower isotherms. Therefore, the inferred tendency of increasing temperature from SW to NE, is also in agreement to the compositional carbonates zoning.

In addition to pervasive carbonates, calcite crystals occur mainly in AREA 3, associated to base metals veins (Figure 13 E and F). They are commonly found in platy texture possibly recording a boiling process, as usually associated to active and fossil epithermal systems (Simmons & Browne, 2000). Hydrothermal fluids release volatiles to the vapor phase during boiling, also promoting metals deposition in mineral phases (Drummond & Ohmoto, 1985). The relatively high CO<sub>2</sub> concentrations in low

temperature epithermal fluids favors hydrolytic alteration (Simmons & Browne 2000), and originates carbonates, clay mineral and white micas in Santa Maria. Deriving from crossed-observations of silicates and carbonates alteration minerals, is possible to propose that the hydrothermal process evolved under high CO<sub>2</sub>, low fluid/rock ratio and near-neutral acidic conditions (Mercier-Langevin et al., 2014). Moreover, low temperatures seem to increase gradually towards NE, indicating that the Santa Maria deposit is placed peripherally within the alteration system.

The propylitic alteration within Santa Maria deposit is represented mainly by pervasive and subtle chloritization and also by hematite+pyrite (+/-Au) and barite veins. All trends are seemly more developed towards NE (Fig 9). They belong to the late hydrothermal stage in relation to the main ore deposition, confirmed by field and petrographic studies. This behavior reinforces a mineralogical asymmetry evidenced in carbonates and K-phyllosilicates that constitute the hydrothermal assemblage. Chamosite alone was found within the pervasive chlorite halo (Fig 22), unlike chlorite composition reported for the Uruguai Mine (Laux et al., 2005; Troian 2009; Renac et al., 2014), which indicates the presence of chamosite and clinocllore. The Santa Maria chlorites can be correlated to chlorite II and III from Uruguai Mine reported by Troian (2009); in association to the late stages of the hydrothermal alteration process of copper deposits.

According to Wilkinson et al. (2015), propylitic alteration is characterized by a heterogeneous chemical distribution. Mg concentrations tend to decrease in chlorites, while Fe and Mn increases at the peripheral zones of the alteration system. There is not enough evidence to suggest a chemical zoning for chlorites belonging to Santa Maria at deposit scale. Although, in a district scale there appears to be zoning suggesting that the copper deposits are relatively proximal to the heat source.

A hydrothermal evolution model in a district level is illustrated in Figure 24. This model integrates information from the present study along with the paragenetic sequences proposed by Bettencourt (1972) and Laux et al. (2005), regarding Uruguai and São Luís mines.

The main mineralization stage is marked by intense phyllic alteration in copper mines, through the quartz+muscovite+pyrite assemblage, with chalcopyrite as main ore stage (Bettencourt, 1972). The presence of an early argillic alteration stage is not well documented, however; Bettencourt (1972) describes pervasive kaolinite due to

intense alteration of detritic feldspars. There is no clear indication of time relationship with regards to phyllic alteration. The phyllic alteration of Santa Maria appears to be less intense without quartz veins and composed by muscovite + phengite + illite + carbonates + pyrite + quartz + apatite, with galena and low Fe sphalerite as main ore sulfides. Sphalerite %FeS mol range from 0.12 to 1.2 % (Table 3).

Chalcopyrite is replaced by bornite, and afterwards by digenite and covelite at the copper deposits (Bettencourt, 1972; Laux et al., 2015). In Santa Maria on the other hand, the main ore sulfides galena and sphalerite are replaced by chalcopyrite, and these by bornite, indicating copper zone outward partially overprinting Pb-Zn ore bodies. There is no indication of significant time gap between the main ore stage and the copper zone outwards. Chalcocite (+/-acanthite) replaces all previous sulfides, although it is unevenly distributed in Santa Maria and widespread in Uruguai and São Luís Mines (Bettencourt, 1972). The copper zone outwards is partially followed by propylitic alteration in its later stage. Represented by pervasive chloritization with pyrite, veins of hematite + pyrite (+/-Au) and barite +/-carbonate; particularly distinctive at Uruguai and São Luís Mines (Laux et al.; Troian, 2009).

Bettencourt (1972) identified covelite replacing both, bornite and chalcocite, and interpreted as a supergene enrichment stage associated with cuprite, native copper, malachite, chrysocholla and brochantite, preferentially at shallow levels. The supergene enrichment stage does not find parallels in Santa Maria, although close to the current erosional surface.

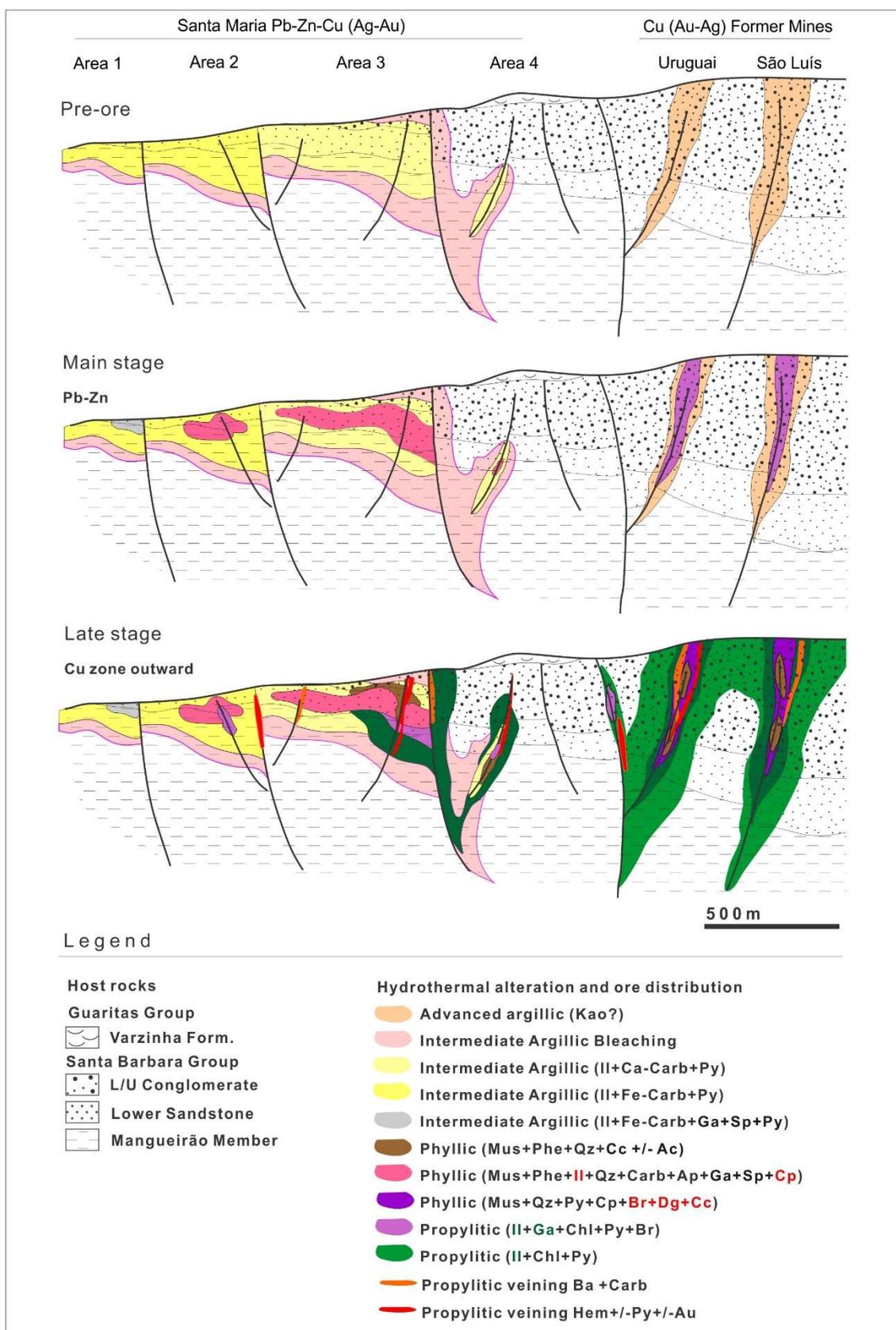
The early intermediate argillic distribution and temporal evolution show a regressive evolution pattern, in accordance to the concept of Bartos (1989). In such a system, H<sup>+</sup> activity declines as a function of time and distance to the center of the district. However, with increasing hydrothermal intensity there is a tendency to seal primary host rocks; hence reducing porosity (Araújo, 2019). Consequently, a chemical fluid insulation scenario appears to dominate the phyllic zone, favoring a progressive paragenetic sequence during the main mineralization stage (Hemley & Hunt, 1992). The propylitic stage evolved under regressive conditions.

Due to the insulation of the mineralizing fluid during ore stage, the evolutionary analysis will be made as a function of temperature and fugacity of S<sub>2</sub> gas (sulfur-gas buffer); as proposed by Einaudi et al. (2003) and illustrated in figure 25 ( $\log f_{S_2} - 1000/T$ ). Temperature variations and sulfidation states from the core to the periphery

of the hydrothermal system, responded for different mineral assemblages probably formed simultaneously. Pyrite I is the first sulfide and followed by both, intermediate argillic and phyllic alteration, predominantly pre to sin ore stage. According to Bettencourt (1972) pyrite also has pre to sin main ore stage behavior in the copper mines. The main ore stage shows intermediate sulfidation state throughout the district, evidenced by the stability of chalcopyrite in the core (Bettencourt, 1972) and by galena + low Fe sphalerite (0.12 to 1.2 % mol FeS) followed by chalcopyrite at outer zones.

The intermediate sulfidation assemblage of copper mines is replaced by bornite, digenite and covelite (Bettencourt, 1972; Laux et al., 2005), indicating an increasing sulfidation state up to high and very high; as function of time. Concomitant replacement of Santa Maria intermediate assemblage by bornite also indicate an increase up to high sulfidation state with time at peripheral locations.

Chalcocite veins (+/- acanthite) and their disseminations, replaces previous sulfides in the whole district, marking a set back to the trajectory towards intermediate sulfidation state, close to the boundaries of low sulfidation field (Einaudi et al., 2003). At the end of the deposition of chalcocite+/-acanthite, fluids remain on a regressive trajectory during deposition of late stage barite +/-carbonate and hematite+/-pyrite +/- Au veins. The trajectory proposed for the mineralization at the Minas do Camaquã district is illustrated in Figure 24.



**Figure 24.** Proposed hydrothermal evolution for Minas do Camaquã district. Abr: Kao: kaolinite; II: illite; Carb: carbonate; Py: pyrite; Ga: galena; Sp: sphalerite; Mus: muscovite; Phe: phengite; Qz: quartz; Ap: apatite; Cp: Chalcopyrite; Br: bornite; Dg:

digenite; Cc: chalcocite; Ac: acanthite; Chl: chlorite; Ba: barite; Hem: hematite. Green color: pre hydrothermal dominant stage. Red colors: sin to post hydrothermal dominant stage.

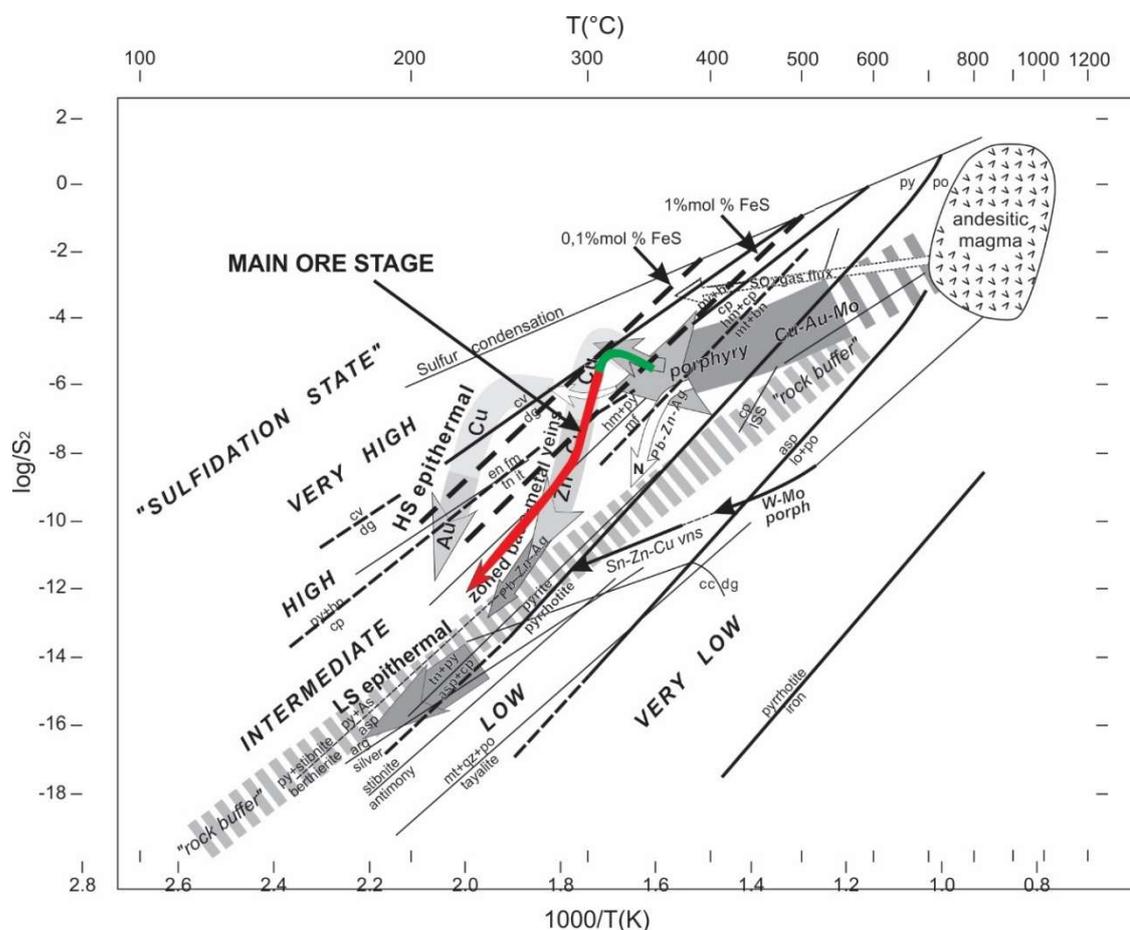
The Santa Maria paragenetic sequence lies mostly within the intermediate sulfidation limits (Figure 25), in accordance with the epithermal intermediate sulfidation definition (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Wang et al., 2019). Hedenquist et al. (2000) epithermal intermediate sulfidation term (IS), has an advantage by offering direct comparison to the high and low sulfidation types (HS and LS). Therefore it will be used as equivalent to terms as zoned base metal veins and cordilleran polymetallic, existing in the literature (Bendezú & Fontboté, 2009; Wang et al., 2019).

In addition to the sulfidation state, metallic content and hydrothermal mineral associations; other characteristics of IS deposits are present in Minas do Camaquã district. The absence of a clear relationship to magmatism (Bettencourt, 1972; Remus et al., 2000; Laux et al., 2000; Renac et al., 2014), crystallization temperatures below 350°C and isotopic signature; are consistent with a mixture of magmatic and meteoric fluids (Remus et al., 2000; Renac et al., 2014). A wide variation in salinities 2.7 to 14 wt.% eq. NaCl (Laux. et al., 2015), high Ag/Au ratio (Greater than 60), and post-collisional geological context; form a set of characteristics of intermediate sulfidation deposits of extensional type as proposed by Wang et al. (2019).

Noteworthy, the district paragenetic sequence in  $\log fS_2 - 1000/T$  (figure 25), resembling the Lazy-L pattern for IS deposits genetically associated with calc-alkaline Cu-Au-Mo porphyry mineralization proposed by Einaudi et al. (2003). In this configuration, the proximal phases of intermediate predominance evolve to high and very high sulfidation states. Likewise, peripheral phases remain mostly within the intermediate sulfidation field.

Although the paragenetic sequence mimics the evolutionary trajectory of calc-alkaline IS connected to Cu-porphyry mineralization (Figure 24), the fact that the studied area evolved in a post-collisional environment; challenges such interpretation. Richards (2009), suggests that collisional porphyries and associated epithermal deposits are derived from remelting magmatic arc metasomatized lithospheric, thus

being able to carry their chemical signature while generating similar mineralization to those of arc environment, but enriched in gold.

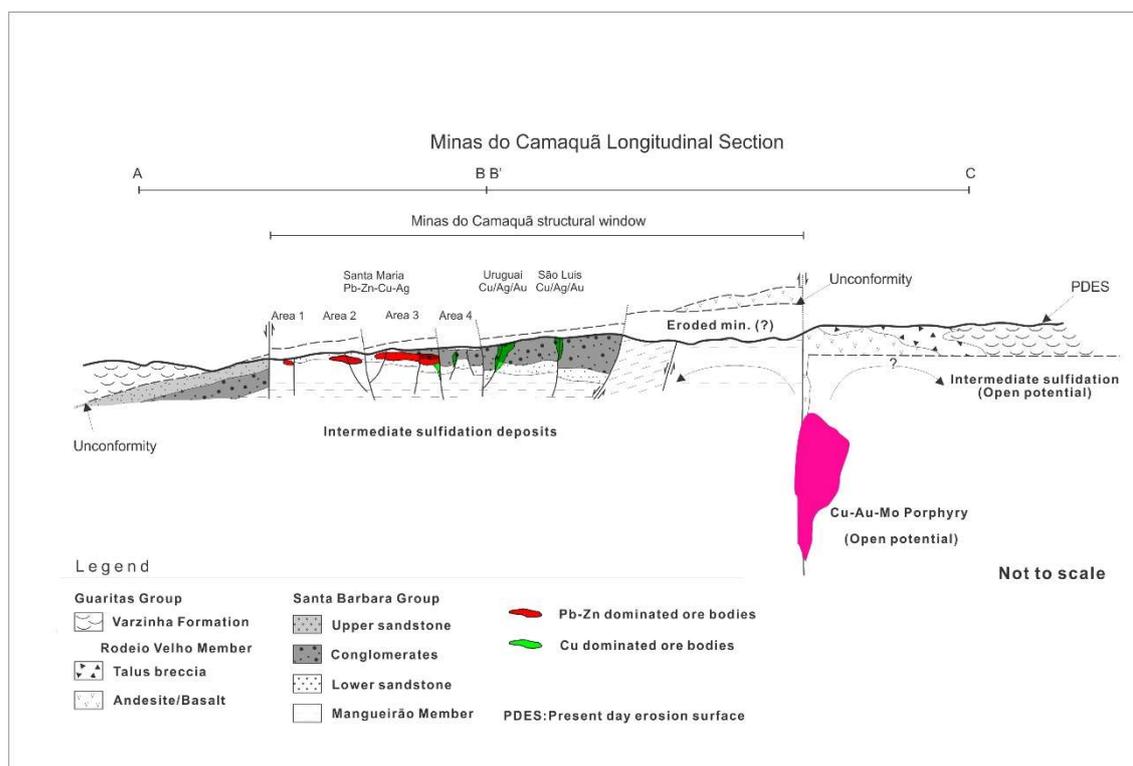


**Figure 25.** Diagram  $\log fS_2 - 1000/T$ , modified from Einaudi et al. (2003) illustrating fluid environment in arc related porphyry copper, base metal veins (intermediate sulfidation) and epithermal (Au-Ag e high sulfidation Au-Cu), in terms of possible cooling paths. FeS %mol limits from Bendezú & Fontboté (2009). The green line inferred to the copper mines cooling path using Bettencourt (1972) and Laux et al. (2005) paragenetic sequences. The red line is the proposed cooling path for Santa Maria intermediate sulfidation deposit. Upper temperatures of 350°C for the copper mines from Renac et al. (2014), and between 210°C and 300°C for Santa Maria deposit as obtained from Remus et al. (2000).

The geological context of Minas do Camaquã IS deposits, is exotic when compared to epithermal and porphyritic deposits of calc-alkaline environment, extensively reported in literature. Wang et al. (2019), carried an extensive review and classification of IS deposits, and released data about forty-three deposits worldwide. None of before mentioned deposits are prior to the Ordovician, which makes the study area a scientific frontier to understanding these deposits.

In addition to the temporal relationship with andesitic and basaltic rocks grouped as Rodeio Velho member, the ore bodies lie approximately 4 km laterally in relation to the main volcanic feeder. Lateral spatial relationship among IS deposits and the causative intrusive is commonly reported in the literature (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Wang et al., 2019). However, for an effective correlation between the mineralizations of the Minas do Camaquã and the volcanic episodes present in the region, additional studies are needed, mainly isotopic and geochemical.

It is also important to highlight that the Minas do Camaquã district is a structural window, causing the partial erosion of copper mines and potentially other deposits, as illustrated in figures 24 and 26. This can lead to misinterpretation of the paragenetic sequence and fluid cooling path. The structural window also denotes the potential for new IS discoveries blinded by the Guaritas group. The fluid evolution also indicate a possible link between known epithermal deposits and a Cu-porphyry deposit.



**Figure 26.** Schematic long section of Minas do Camaquã district, ore bodies distribution, structural setting and erosional history. Conceptual exploration targets are also indicated. The section is referenced at figure 04.

## CONCLUSION

The Santa Maria deposit is part of a highly zoned polymetallic epithermal district evolved in a post-collisional setting of Ediacaran to Lower Cambrian age. It is hosted in siliciclastic rocks and has no clear link to magmatic or volcanic rocks.

An asymmetric hydrothermal distribution first mapped through extensive drill core logging, has identified an early intermediate argillic zone migrating inwards to a phyllic zone, the later closely associated to ore grades. They both appear to be partially overprinted by subtle propylitic alteration. Detailed petrography, SEM morphological studies and mineral chemistry confirmed observations from drill core mapping. As a result, relevant information regarding clay mineral morphology, compositional zoning in clay minerals, white micas and carbonates; constituted fundamental tools to comprehend physical distribution of ore grades at deposit scale.

Combined data from Santa Maria and the copper mines in a  $\log fS_2 - 1000 / T$ , indicate that ore fluids share evolutionary trajectory although distinct paragenetic sequences were formed along the district. Expressed in terms of temperature,  $H^+$  and  $S_2$  gas fugacity; the epithermal system inner zone is likely to be represented by Uruguai and São Luís mines, while the outer zone of the epithermal system is represented by Santa Maria deposit. The fluid's trajectory evaluated in  $\log fS_2 - 1000/T$  diagram (Einaudi, 2003), places the mineralization in the intermediate sulfidation field (Figure 26), in agreement with the associations of the intermediate sulfidation epithermal deposits (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Wang et al., 2019). Therefore, we suggest to adopt this nomenclature for the mineralization of the whole district in order to enable correlations with other deposits alike, still in an embryonic stage of systematization (Wang et al., 2019).

The potential for new IS discoveries in the area remains largely opened, as the district outcrops in a structural window of Guaritas Group barren sequence. The former covers a wide region that has not been systematically explored for blind deposits. Meanwhile, the possibility of a collisional Cu-porphyry linked to the IS deposits remains unanswered

## **ACKNOWLEDGMENTS**

The authors gratefully acknowledge data access and logistical support from Nexa Resources exploration division.

## REFERENCES

- Almeida, F. F. M.; Amaral, G.; Cordani, U. G.; and Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazon River. In Nairn, A. E., and Stehli, F. G., eds. The ocean basins and margins (vol. 1). New York, Plenum, p.411–446.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an Introduction. *Earth Sciences Review*. 17, 1-29.
- Almeida, R.P. 2001. Evolução tectono-sedimentar da Formação Santa Barbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental. Universidade de São Paulo, São Paulo – Brazil. M.S thesis, 150pp. <https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44134/tde-16082013-140926/pt-br.php>
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of southeastern South America: tectonic implications. *The Journal of Geology*. 118, 154-161.
- Almeida, R.P. 2005. Tectônica e Sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental). Universidade de São Paulo, São Paulo – Brazil. Ph.D. thesis, 203 pp. <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44136/tde-29072013-132609/pt-br.php>
- Almeida, R.P. 2012. Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro - Brazil, v. 84, n 2, p. 347-376.
- Almeida, D.P.M. 2012 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.
- Araújo, M.C. 2019. Caracterização de dados Petrofísicos e Mineralógicos do Depósito Epitermal de Pb-Zn (Cu-Ag) de Santa Maria, RS. Universidade de Brasília – Brazil. M.S thesis, 132pp. <https://repositorio.unb.br/handle/10482/37245>

Babinski, M., Chemale Jr, F., Hartmann, L.A, Van Schumus, W.R., Silva L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24: 439-442.

Badi, W.S.R. 1983. Mineralização de chumbo e zinco em arenitos do distrito de Camaquã, RS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre – Brazil. M.S thesis, 154pp.

Badi, W.S.R. & Gonzalez, AP. 1988. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, RGS. In: Principais depósitos minerais do Brasil, vol. 111- Metais básicos não Ferrosos e Alumínio. DNPM, p.157-170

Basei, M. A. S., Siga, O., Jr., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M., and Preciozzi, F. P. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brasil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; and Campos, D. A., eds. Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st Int. Geol. Cong., p. 311–334.

Bartos, P.J. 1989. Prograde and retrograde base metal lode deposits and their relationship to underlying porphyry copper deposits. *Economic Geology*, vol 84 (1989), pp 1671-1683.

Beaufort, D. & Meunier, A. 1983. A petrographic study of phyllic alteration superimposed on potassic alteration: the Sibert porphyry deposit. *Economic Geology*, 78 (1983), pp. 1514-1527

Beckel, J. 1990. Metalogénia del Cu, Pb y Zn em la Cuenca de Camaquã durante el ciclo orogénico Brasiliano, RS (Brasil). Universidad de Salamanca, Spain. Ph.D. Thesis, 275 pp.

Bendezú, R. & Fontboté, L. 2009. Cordilleran Epithermal Cu-Zn-Pb-(Au-Ag) Mineralization in the Colquijirca District, Central Peru: Deposit-Scale Mineralogical Patterns. *Economic Geology*, 104 (2009), pp 904-944.

Bettencourt, J.S. 1972. Geologia da Mina de Camaquã, RS. Universidade de São Paulo, São Paulo - Brazil. Ph.D thesis, 175pp.  
<https://repositorio.usp.br/item/000711777>

Bicca, M.M. (2013). Tectônica e Proveniência do Grupo Santa Bárbara, Região de Minas do Camaquã – RS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre – Brazil. M.S. thesis, 130pp.  
<https://www.lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/72085/000881874.pdf?sequence=1>

Borba, A. W., Vignol-Lelarge, M. L. M., Mizusaki, A. M. P. 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South America Earth Sciences*, 15: 683–692pp.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P. 2003. Santa Barbara Formation (Cacapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. *Journal of South American Earth Sciences* 16(5), 365-380.

Borba, A.W. 2006. Evolução geológica da "Bacia do Camaqua" (Neoproterozoico e Paleozoico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre – Brazil. Ph.D. thesis, 110pp.  
<https://www.lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/7906/000560150.pdf?sequence=1>

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Silva, D.R.A., Koester, E., Noronha, F.L., Casagrande, J. 2006. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, Southern Brazil): Petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research*, 9:464–474.

Bouchet, V. 2013. Le dépôt sulfuré (Pb, Zn) de Santa Maria du district des Mines de Camaqua, RS, Brésil. Apport de datations K/Ar sur illites hydrothermales et U/Pb sur zircons dans l'élaboration d'un modèle métallogénique. Université d'Orléans. M.S. thesis

Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil 66, 1-72.

Chemale JR, F., Hartmann, L. A., and Silva, L. C. 1995, Stratigraphy and tectonism of Precambrian to early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay: Acta Geologica Leopoldensia, v. 44, p. 1–111.

Chemale JR, F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense, in: Holz, M., De Roz, L.F. (Eds), Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 13-52.

De Ros, L.F., Morad, S., Paim, P.S.G. 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas sequence, southern Brazil. Sedimentary Geology, 92:197–228.

Drummond, S.E.; Ohmoto, H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. Economic Geology (1985) 80 (1): 126–147.

Fambrini, G. L. 2003. O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. Universidade de São Paulo, São Paulo – Brazil. Ph.D thesis, 243pp. <https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44134/tde-26092014-160734/pt-br.php>

Fambrini, G.L., Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S. 2005. O Grupo Santa Barbara (Ediacarano) na Sub-bacia Camaquã Central, RS: estratigrafia e sistemas deposicionais. Brazilian Journal of Geology 35, 227-238 pp.

Folk, R.L. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co., Austin, 170 p.

Fragoso-Cesar, A. R. S. 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Universidade de São Paulo, São Paulo – Brazil. Ph.D. thesis, 333 pp. <https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44134/tde-23042013-162133/pt-br.php>

Fragoso-Cesar, A. R. S., Fambrini, G. L., Almeida, R. P., Pelosi, A. P. M. R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A. C. R., Saes, G. S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. 30:438–441.

Fragoso-Cesar, A. R. S., Almeida, R. P., Fambrini, G. L., Pelosi, A. P. M. R., Janikian, L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozoico III. Eopaleozoico no Rio Grande do Sul. In I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul, Boletim de Resumos. Porto Alegre, SBG, p. 139–144.

Gonzales, M. A. & Teixeira, N. 1980. Considerações sobre a estratigrafia e ambientes de sedimentação da Região das Minas do Camaquã. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camboriú, SC. Anais. Camboriú, Sociedade Brasileira de Geociências. V.1, p. 1513-1524

Gresse, P. G., Chemale Jr, F., Silva, L. C., Walraven, F., Hartmann, L. A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Res.* 8:157–171.

Hartmann, L.A., Chemale Jr, F., Phillip, RP. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: FRANTZ JC ET AL. (Eds), 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul, Porto Alegre: Comunicação e Identidade, Porto Alegre, RS, Brasil, 97-123 pp.

Hartmann, L., Santos, J.,McNaughton, N. 2008. Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, 50:364–374.

Hedenquist, J. W., Arribas, A., Jr., and Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 245–277.

Hemley, J.J. & Jones, W.R. 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, 59, 538-569

Hemley, J.J. & Hunt, J.P. 1992. Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: II. Some General Geologic Applications. *Economic Geology*, 87, 23-43.

Janikian, L., Almeida, R. P., Trindade, R. I. F., Fragoso-Cesar, A. R. S., D'agrella-Filho, M. S., Dantas, E. L. and Tohver, E. (2008), The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*, 20: 259–266.

Janikian, L., Almeida, R.P, Fragoso-Cesar, A.R., Martins, U.T.S., Dantas, E., Thover, E., McReath, I., D'agrella-Filho, M.S. 2012. 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* 21, 466-482.

Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Baradat, J., Lacharpagne, J.C. 1996. Late-stage diagenesis of clay minerals in porous rocks: Lower Permian Rotliegendes reservoir offshore of The Netherlands. *Journal of Sedimentary Research*, 66:501–518.

Laux, J. H., & Lindenmayer, Z. G. (2000). As Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas. In L. H. Ronchi & A. O. C. Lobato (Eds.), *Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar* (pp. 133–164). São Leopoldo: Editora Unisinos.

Laux, J.H., Lindenmayer, Z.G., Teixeira, J.B.G. Neto, A.B.; 2005. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. *Ore geology reviews*, vol 26. Issues 1-2, pag 71-89.

Leinz, V. & Almeida, S. C. 1941. Gênese da jazida de cobre “Camaquam”, município de Caçapava – Rio Grande do Sul. Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, DPM, Boletim nº 88, 56 p.

Licht, O.B., 1980. A descoberta da Jazida Santa Maria (Zn, Pb, Cu), Rio Grande do Sul – Brasil. Um caso histórico da prospecção geoquímica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, 1980. Balneário Camburiú, SC. Anais do Congresso, 1980.

Lima, E.F., & NARDI, L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:67-77

Maydagán, L., Franchini, M., Impiccini, A, Lentz, D., Patrier, P., Beaufort, D. 2018. Chlorite, white mica and clay minerals as proximity indicators to ore in the shallow porphyry environment of Quebrada de la Mina deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews*, Volume 92, January 2018, Pages 297-31

Mercier-Langevin, P., Lafrance, B., Bécu, V., Dubé, B., Kjarsgaard, I., Guha, J. 2014. The Lemoine auriferous volcanogenic massive sulfide deposit, Chibougamau camp, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: geology and genesis. *Economic Geology*, 109 (2014), pp. 231-269

Meunier, A. & Velde, B. 2004. Illite: Origins, evolution and metamorphism. Springer, Berlin.

Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 2000. Magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã. In: HOLZ, M & DE ROS, L.F. (eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 119-5131.

Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal no sul do Brasil. In: IANUZZU, R. & FRANTZ, J.C. (eds). *50 anos de geologia, Instituto de Geociências – contribuições*. Porto Alegre. P 125 – 141.

Nexa. 2019. Nexa Resources announces its 2018 year end mineral reserves and mineral resources. <https://ri.nexaresources.com/Download.aspx>

Oliveira, C. H. E. 2012. Evolução tectono-estratigráfica das bacias Santa Bárbara e Guaritas, Rio Grande do Sul. Universidade de Brasília – Brazil. M.S. thesis, 99pp. [https://repositorio.unb.br/bitstream/10482/12293/1/2012\\_ChristieHelouiseEngelmannOliveira.pdf](https://repositorio.unb.br/bitstream/10482/12293/1/2012_ChristieHelouiseEngelmannOliveira.pdf)

Oliveira, C. H. E., Chemale Jr, F., Jelinek, A., Bicca, M.M. 2014. U-Pb and Lu-Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 246: 240–255

Paim, P. S. G., Chemale Jr, F., Lopes, R. C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: M. Holz & L. F. De Ros (Eds) Geologia do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 231-274.

Paim, P.S.G., Scherer, C.M.S. 2007. High-resolution stratigraphy and depositional model of wind- and water-laid deposits in the Ordovician Guaritas rift Southernmost Brazil). *Sedimentary Geology* 202, 776–795.

Paim, P.S.G., Chemale Jr, F., Wildner, W. 2014. Estágios Evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, v. 36 Ed. Especial, 2014, p. 183–193

Pirajno, F. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer. 1243pp.

Pereira, D.R., 2018. Estudo Geoquímico e Isotópico dos Processos Metalogenéticos Associados ao Depósito de Pb-Zn (Cu-Ag) Santa Maria, Região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. Universidade Federal do Pará, Belém – Brazil. M.S thesis.122 pp. [http://repositorio.ufpa.br/jspui/bitstream/2011/11635/1/Dissertacao\\_EstudoGeoquimicoIsotopico.pdf](http://repositorio.ufpa.br/jspui/bitstream/2011/11635/1/Dissertacao_EstudoGeoquimicoIsotopico.pdf)

Pelosi, A.P.M.R. 2005. Evolução paleogeográfica do Grupo Maricá, Neoproterozóico pré-600 Ma do Rio Grande do Sul. São Paulo. 2005. 146p. Universidade de São Paulo, São Paulo – Brazil. Ph.D. thesis. 165 pp. [https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44136/tde-12022016-090724/publico/Pelosi\\_Doutorado.pdf](https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44136/tde-12022016-090724/publico/Pelosi_Doutorado.pdf)

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Reischl, J.L. 2000 [Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaqua Cu \(Au-Ag\) and Santa Maria Pb, Zn \(Cu-Ag\) Deposits, Southern Brazil](#). *Gondwana Research*, 3 (2), pp. 155-174.

Renac, C., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., Ronchi, L.H., Nardi, L.V.S., Laux, J.H. 2014. Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry–epithermal system: The Uruguay mine, southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, Vol. 60, pag 146-160.

Richards, J.P.; 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37. 247 – 250..

Sack, R.O. & Ebel, D.S. 2006. Thermochemistry of sulfide mineral solutions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61, 265–364.

Santos, M.G.M., Almeida, R.P. Fragoso-Cesar, A.R.S. 2012. Paleostress Analysis in Brittle Structures of the Camaquã Copper Mines. *Brazilian Journal of Geology*, 42(3):573-584.

Sillitoe, R.H & Hedenquist, J.W. 2003. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. *Society of Economic Geologists*, Special publication 10, 2003.

Simmons, S.F., & Browne, P.R.L. 2000. Hydrothermal Minerals and Precious Metals in the Broadlands-Ohaaki Geothermal System: Implications for Understanding Low-Sulfidation Epithermal Environments. *Economic Geology* (2000) 95 (5): 971–999.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., Pierosan, R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18:237–254.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Liz, J. D., Waichel, B. L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais Academia Brasileira de Ciências*. 78:573–589.

Teixeira, G., Gonzalez, A. P., Gonzalez, M. A., Licht, O. A. B. 1978. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no distrito das minas do Camaquã. In. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, 1978, Recife. *Anais. Recife, SBG*. v. 4, p. 1644-1654.

Toniolo, J. A., Gil, A. A., Sander, A. 2007. Metalogenia das Bacias Neoproterozóico Eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã. Porto Alegre: CPRM, 2007. 154p.

Toniolo, J.A., Remus, M.V.D., Reischl, J.L. 2010. Depósito de cobre das Minas do Camaquã – Rio Grande do Sul. Pp 163-188. In *Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo*, CPRM.

Troian, G.C. 2009. A cloritização na Mina Uruguai, Minas do Camaquã/RS-Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre – Brazil. M.S thesis, 87 pp. <https://www.lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/26990/000751902.pdf?sequence=1>

Veigel, R. 1992. Diagênese de rochas siliciclásticas: o exemplo do membro Vargas, Eo-Paleozoico da Bacia do Camaquã-RS. *Acta Geologica Leopoldensia*,35:27-154.

Veigel, R., Dardenne, M. A. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização de Cu-Pb-Zn do distrito de Camaquã, RS. *Brazilian Journal of Geology* ,20 (1-4):55-67.

Velde, B. 1992. Introduction to clay minerals. Ed. Chapman & Hall. 198p.

Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.X., Li, G.M. 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107, 434-456.

Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristic of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanic and Geothermal Research*, Vol.118, pp. 261-283.

Wilkinson, J.J., Chang, Z., Cooke, D.R., Baker, M.J., Wilkinson, C.C., Inglis. S., Gemmell, J.B. 2015. The chlorite proximator: a new tool for detecting porphyry ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 152, pp. 10-26.

Ylagan, R.F., Altaner, S.P., Pozzuoli, A. 2000. Reaction mechanisms of smectite illitization associated with hydrothermal alteration from Ponza Island, Italy. *Clays and Clay Minerals*, 48, pp. 610-631

## APÊNDICE A – Resultados Analíticos de Carbonatos

Table 1 – Resultados analíticos de química mineral - Carbonatos

| ID | Mg (%) | Ca (%) | Mn (%) | Fe (%) | Cu (%) | Pb (%) | Zn (%) | C (%) | O (%) | Total  |
|----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|
| 1  | 0,10   | 35,76  | 2,56   | 0,59   | 0,08   | -0,17  | 0,00   | 12,41 | 48,31 | 99,64  |
| 2  | 0,08   | 35,71  | 2,87   | 0,20   | 0,09   | 0,08   | -0,05  | 12,46 | 48,42 | 99,87  |
| 3  | 0,08   | 36,80  | 1,85   | 0,39   | 0,03   | -0,03  | 0,05   | 12,38 | 48,39 | 99,93  |
| 4  | 0,07   | 36,29  | 2,30   | 0,48   | -0,06  | 0,02   | -0,03  | 12,39 | 48,32 | 99,79  |
| 5  | 0,11   | 36,32  | 2,07   | 0,31   | 0,00   | -0,26  | -0,01  | 12,45 | 48,42 | 99,42  |
| 6  | 0,07   | 36,93  | 1,94   | 0,44   | -0,08  | 0,11   | 0,08   | 12,23 | 48,08 | 99,81  |
| 7  | 0,09   | 36,57  | 1,92   | 0,44   | -0,07  | -0,13  | 0,10   | 12,36 | 48,26 | 99,54  |
| 8  | 0,08   | 36,86  | 1,49   | 0,20   | 0,02   | 0,19   | -0,09  | 12,49 | 48,53 | 99,77  |
| 9  | 0,09   | 37,06  | 1,39   | 0,19   | 0,11   | -0,31  | -0,02  | 12,40 | 48,36 | 99,28  |
| 10 | 0,18   | 35,18  | 3,14   | 0,68   | 0,07   | 0,12   | -0,05  | 12,36 | 48,21 | 99,87  |
| 11 | 0,14   | 35,72  | 2,76   | 0,44   | 0,02   | 0,07   | 0,08   | 12,41 | 48,37 | 100,00 |
| 12 | 0,15   | 35,92  | 2,59   | 0,42   | -0,05  | -0,03  | 0,07   | 12,40 | 48,34 | 99,81  |
| 13 | 0,12   | 36,00  | 1,92   | 0,42   | -0,04  | 0,22   | -0,05  | 12,57 | 48,61 | 99,78  |
| 14 | 0,06   | 35,21  | 3,36   | 0,53   | -0,07  | 0,08   | 0,09   | 12,37 | 48,19 | 99,83  |
| 15 | 0,06   | 35,81  | 3,23   | 0,37   | -0,05  | 0,06   | 0,11   | 12,25 | 48,04 | 99,89  |
| 16 | 0,07   | 36,76  | 1,93   | 0,20   | 0,02   | -0,06  | 0,05   | 12,43 | 48,47 | 99,87  |
| 17 | 0,02   | 35,37  | 2,19   | 0,54   | 0,01   | 0,00   | -0,05  | 12,79 | 49,00 | 99,88  |
| 18 | 0,02   | 36,56  | 1,86   | 0,26   | -0,04  | 0,29   | 0,06   | 12,46 | 48,44 | 99,91  |
| 19 | 0,04   | 37,10  | 1,39   | 0,09   | 0,00   | 0,14   | 0,02   | 12,54 | 48,69 | 100,00 |
| 20 | 0,23   | 33,63  | 2,77   | 0,53   | -0,02  | 0,03   | 0,13   | 13,12 | 49,52 | 99,94  |
| 21 | 0,15   | 32,55  | 2,07   | 0,51   | -0,02  | 0,19   | 0,08   | 13,80 | 50,62 | 99,95  |
| 22 | 0,78   | 31,64  | 2,56   | 1,05   | 0,02   | -0,15  | -0,04  | 13,52 | 50,19 | 99,56  |
| 23 | 6,14   | 19,52  | 4,26   | 5,41   | 0,04   | 0,33   | 0,27   | 13,45 | 50,57 | 100,00 |
| 24 | 4,83   | 21,51  | 2,16   | 9,47   | -0,05  | 0,24   | 0,06   | 12,70 | 48,96 | 99,88  |

## APÊNDICE B – Resultados Analíticos dos Silicatos

Table 2 – Resultados analíticos de química mineral - silicatos

|       | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MgO  | TiO  | MnO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Total | Halo |
|-------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------|------|
| A1-1  | 46,28            | 32,09                          | 0,42 | 0,72 | 0,05 | 0,01 | 0,13 | 0,03              | 8,97             | 89,19 | Arg  |
| A1-2  | 44,68            | 32,68                          | 0,96 | 0,55 | 0,67 | 0,00 | 0,02 | 0,93              | 8,68             | 89,24 | Detr |
| A1-3  | 50,19            | 23,93                          | 3,45 | 2,21 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,03              | 9,27             | 89,45 | Arg  |
| A1-4  | 46,34            | 24,64                          | 1,59 | 1,01 | 5,11 | 0,00 | 0,10 | 0,14              | 10,25            | 89,52 | Arg  |
| A1-5  | 45,91            | 28,22                          | 2,59 | 1,74 | 0,92 | 0,00 | 0,05 | 0,16              | 9,87             | 89,58 | Arg  |
| A1-6  | 47,37            | 27,81                          | 2,63 | 1,77 | 0,06 | 0,03 | 0,01 | 0,03              | 9,48             | 89,81 | Arg  |
| A1-7  | 48,87            | 30,10                          | 1,01 | 0,86 | 0,05 | 0,01 | 0,12 | 0,75              | 7,97             | 89,82 | Arg  |
| A1-8  | 52,30            | 22,53                          | 2,99 | 2,56 | 0,03 | 0,00 | 0,05 | 0,04              | 9,53             | 90,07 | Arg  |
| A1-9  | 50,00            | 26,90                          | 1,63 | 1,54 | 0,31 | 0,01 | 0,11 | 0,20              | 9,44             | 90,25 | Arg  |
| A1-10 | 49,90            | 23,97                          | 4,43 | 2,10 | 0,19 | 0,05 | 0,05 | 0,02              | 9,54             | 90,33 | Arg  |
| A1-11 | 46,28            | 30,02                          | 1,87 | 1,55 | 0,21 | 0,04 | 0,02 | 0,13              | 10,14            | 90,37 | Arg  |
| A1-12 | 44,54            | 28,66                          | 1,74 | 1,43 | 4,36 | 0,00 | 0,07 | 0,18              | 9,33             | 90,46 | Arg  |
| A1-13 | 50,78            | 27,18                          | 1,39 | 1,34 | 0,07 | 0,00 | 0,12 | 0,08              | 9,38             | 90,47 | Arg  |
| A1-14 | 47,29            | 28,75                          | 1,68 | 1,37 | 1,31 | 0,00 | 0,06 | 0,12              | 9,87             | 90,52 | Arg  |
| A1-15 | 50,32            | 29,75                          | 0,44 | 0,83 | 0,03 | 0,00 | 0,15 | 0,20              | 8,53             | 90,55 | Arg  |
| A1-16 | 46,47            | 30,53                          | 1,79 | 1,43 | 0,29 | 0,04 | 0,03 | 0,12              | 9,79             | 90,58 | Arg  |
| A1-17 | 47,08            | 31,76                          | 1,18 | 1,08 | 0,03 | 0,00 | 0,06 | 0,04              | 9,18             | 90,62 | Arg  |
| A1-18 | 45,93            | 32,68                          | 0,65 | 0,84 | 0,12 | 0,01 | 0,16 | 0,26              | 9,68             | 90,69 | Arg  |
| A1-19 | 48,18            | 28,98                          | 1,97 | 1,01 | 0,22 | 0,00 | 0,07 | 0,31              | 9,95             | 90,69 | Arg  |
| A1-20 | 42,16            | 33,05                          | 0,93 | 0,75 | 4,67 | 0,01 | 0,09 | 0,78              | 8,26             | 90,74 | Arg  |
| A1-21 | 46,02            | 33,58                          | 0,39 | 0,83 | 0,05 | 0,00 | 0,09 | 0,04              | 9,43             | 90,86 | Arg  |
| A1-22 | 49,14            | 29,71                          | 1,09 | 1,22 | 0,01 | 0,05 | 0,18 | 0,08              | 9,28             | 90,88 | Arg  |
| A1-23 | 50,38            | 27,47                          | 1,82 | 1,67 | 0,04 | 0,01 | 0,09 | 0,04              | 9,26             | 90,96 | Arg  |
| A1-24 | 48,72            | 24,76                          | 4,86 | 2,15 | 0,22 | 0,04 | 0,06 | 0,06              | 9,98             | 91,00 | Arg  |
| A1-25 | 47,77            | 32,71                          | 0,37 | 0,69 | 0,07 | 0,02 | 0,09 | 0,02              | 9,06             | 91,00 | Arg  |
| A1-26 | 48,83            | 24,92                          | 4,96 | 2,09 | 0,24 | 0,04 | 0,05 | 0,05              | 9,77             | 91,06 | Arg  |
| A1-27 | 46,89            | 27,59                          | 1,02 | 1,03 | 5,58 | 0,02 | 0,11 | 0,24              | 8,37             | 91,07 | Arg  |
| A1-28 | 48,87            | 31,26                          | 0,50 | 0,91 | 0,02 | 0,00 | 0,12 | 0,05              | 9,26             | 91,18 | Arg  |
| A1-29 | 53,34            | 24,51                          | 0,72 | 0,73 | 0,07 | 0,02 | 0,07 | 0,12              | 11,62            | 91,23 | Arg  |
| A1-30 | 48,92            | 25,06                          | 4,85 | 2,23 | 0,20 | 0,02 | 0,03 | 0,04              | 9,89             | 91,33 | Arg  |
| A1-31 | 49,16            | 25,15                          | 4,59 | 1,99 | 0,20 | 0,03 | 0,07 | 0,05              | 9,90             | 91,38 | Arg  |
| A1-32 | 65,58            | 17,03                          | 1,11 | 0,97 | 0,74 | 0,04 | 0,07 | 0,12              | 5,52             | 91,42 | Arg  |
| A1-33 | 51,16            | 25,27                          | 2,69 | 2,10 | 0,05 | 0,02 | 0,06 | 0,05              | 9,89             | 91,43 | Arg  |
| A1-34 | 46,92            | 31,40                          | 2,45 | 0,81 | 0,21 | 0,00 | 0,09 | 1,13              | 8,31             | 91,61 | Arg  |
| A1-35 | 49,03            | 25,07                          | 5,07 | 2,07 | 0,23 | 0,05 | 0,04 | 0,05              | 9,80             | 91,64 | Arg  |
| A1-36 | 50,70            | 23,37                          | 4,96 | 2,36 | 0,22 | 0,00 | 0,06 | 0,03              | 9,93             | 91,69 | Arg  |
| A1-37 | 45,37            | 34,18                          | 1,01 | 0,58 | 0,67 | 0,01 | 0,07 | 0,86              | 8,86             | 91,84 | Detr |
| A1-38 | 45,05            | 29,61                          | 1,61 | 1,45 | 4,19 | 0,01 | 0,08 | 0,06              | 9,59             | 91,88 | Arg  |
| A1-39 | 48,84            | 26,14                          | 4,56 | 2,06 | 0,19 | 0,01 | 0,06 | 0,04              | 9,81             | 91,91 | Arg  |
| A1-40 | 48,49            | 32,26                          | 0,63 | 0,83 | 0,04 | 0,01 | 0,08 | 0,06              | 9,38             | 92,00 | Arg  |
| A1-41 | 47,60            | 32,12                          | 1,39 | 1,06 | 0,31 | 0,05 | 0,04 | 0,63              | 8,68             | 92,02 | Arg  |
| A1-42 | 49,30            | 25,71                          | 4,56 | 2,14 | 0,18 | 0,00 | 0,05 | 0,03              | 9,93             | 92,12 | Arg  |
| A1-43 | 50,86            | 27,12                          | 1,51 | 1,53 | 1,55 | 0,00 | 0,10 | 0,12              | 9,25             | 92,13 | Arg  |
| A1-44 | 56,83            | 19,70                          | 0,14 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,11              | 15,22            | 92,15 | Arg  |
| A1-45 | 49,28            | 25,70                          | 4,77 | 2,11 | 0,20 | 0,06 | 0,02 | 0,03              | 9,85             | 92,17 | Arg  |
| A1-46 | 50,14            | 26,06                          | 3,96 | 2,07 | 0,15 | 0,04 | 0,05 | 0,02              | 9,76             | 92,35 | Arg  |
| A1-47 | 49,76            | 24,84                          | 5,26 | 2,19 | 0,23 | 0,03 | 0,06 | 0,05              | 9,88             | 92,39 | Arg  |
| A1-48 | 44,68            | 34,93                          | 0,97 | 0,50 | 0,75 | 0,00 | 0,01 | 1,05              | 9,51             | 92,41 | Detr |
| A1-49 | 47,73            | 33,25                          | 1,23 | 0,93 | 0,12 | 0,03 | 0,05 | 0,89              | 8,51             | 92,78 | Arg  |

|       | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MgO  | TiO  | MnO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Total | Halo |
|-------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------|------|
| A1-50 | 44,75            | 35,16                          | 0,95 | 0,49 | 0,74 | 0,01 | 0,00  | 1,22              | 9,34             | 92,78 | Detr |
| A1-51 | 46,71            | 33,76                          | 1,03 | 0,64 | 0,95 | 0,00 | 0,03  | 0,50              | 9,09             | 92,79 | Arg  |
| A1-52 | 49,46            | 32,29                          | 0,51 | 0,90 | 0,04 | 0,04 | 0,14  | 0,07              | 9,12             | 92,89 | Arg  |
| A1-53 | 49,32            | 31,28                          | 0,93 | 1,21 | 0,07 | 0,01 | 0,10  | 0,05              | 9,81             | 92,95 | Arg  |
| A1-54 | 46,24            | 34,85                          | 0,88 | 0,43 | 0,40 | 0,00 | 0,09  | 1,23              | 8,87             | 93,03 | Arg  |
| A1-55 | 50,20            | 26,24                          | 4,21 | 1,98 | 0,15 | 0,00 | 0,03  | 0,01              | 9,99             | 93,07 | Arg  |
| A1-56 | 49,45            | 29,17                          | 2,28 | 1,58 | 0,17 | 0,01 | 0,07  | 0,14              | 10,02            | 93,08 | Arg  |
| A1-57 | 50,26            | 29,35                          | 1,68 | 1,42 | 0,01 | 0,00 | 0,06  | 0,08              | 9,98             | 93,08 | Arg  |
| A1-58 | 49,31            | 33,33                          | 0,49 | 0,75 | 0,03 | 0,00 | 0,11  | 0,06              | 9,17             | 93,33 | Arg  |
| A1-59 | 49,45            | 32,59                          | 0,67 | 0,90 | 0,04 | 0,00 | 0,07  | 0,05              | 9,50             | 93,42 | Arg  |
| A1-60 | 49,85            | 29,26                          | 2,21 | 1,58 | 0,17 | 0,02 | 0,06  | 0,11              | 10,15            | 93,48 | Arg  |
| A1-61 | 50,97            | 30,23                          | 1,27 | 1,24 | 0,05 | 0,00 | 0,09  | 0,08              | 9,68             | 93,81 | Arg  |
| A1-62 | 50,54            | 29,11                          | 2,82 | 1,44 | 0,07 | 0,00 | 0,05  | 0,03              | 9,64             | 93,84 | Arg  |
| A1-63 | 49,31            | 33,52                          | 0,64 | 0,76 | 0,02 | 0,02 | 0,10  | 0,06              | 9,45             | 93,99 | Arg  |
| A2-1  | 45,73            | 31,25                          | 2,07 | 0,95 | 0,04 | 0,02 | 0,01  | 0,01              | 9,16             | 89,52 | Arg  |
| A2-2  | 48,29            | 27,39                          | 3,00 | 1,74 | 0,11 | 0,08 | 0,15  | 0,02              | 8,99             | 89,96 | Detr |
| A2-3  | 65,37            | 15,70                          | 2,55 | 0,34 | 0,11 | 0,03 | 0,00  | 0,11              | 5,86             | 90,28 | Arg  |
| A2-4  | 45,84            | 33,25                          | 1,47 | 0,71 | 0,06 | 0,00 | 0,03  | 0,05              | 9,19             | 90,68 | Arg  |
| A2-5  | 70,36            | 13,49                          | 2,16 | 0,68 | 0,05 | 0,09 | 0,02  | 0,00              | 3,96             | 90,96 | Arg  |
| A2-6  | 47,33            | 31,81                          | 1,45 | 0,93 | 0,06 | 0,03 | 0,01  | 0,01              | 9,65             | 91,45 | Arg  |
| A2-7  | 53,00            | 25,03                          | 0,80 | 0,50 | 0,04 | 0,01 | 0,00  | 0,03              | 12,37            | 91,76 | Arg  |
| A2-8  | 47,36            | 32,13                          | 1,75 | 0,93 | 0,13 | 0,00 | 0,01  | 0,04              | 9,40             | 91,88 | Arg  |
| A2-9  | 46,59            | 32,48                          | 1,88 | 0,90 | 0,08 | 0,06 | 0,01  | 0,27              | 10,31            | 92,57 | Arg  |
| A2-10 | 71,87            | 15,15                          | 0,58 | 0,36 | 0,03 | 0,02 | 0,02  | 0,03              | 4,53             | 92,60 | Arg  |
| A2-11 | 47,34            | 32,51                          | 1,87 | 1,09 | 0,04 | 0,03 | 0,06  | 0,02              | 9,68             | 92,75 | Arg  |
| A2-12 | 47,69            | 33,14                          | 1,39 | 0,97 | 0,11 | 0,00 | 0,03  | 0,03              | 10,02            | 93,53 | Arg  |
| A2-13 | 46,98            | 33,35                          | 2,71 | 0,82 | 0,21 | 0,05 | 0,00  | 0,64              | 9,04             | 93,89 | Arg  |
| A2-14 | 48,69            | 32,85                          | 1,73 | 0,85 | 0,06 | 0,01 | 0,02  | 0,05              | 9,91             | 94,32 | Arg  |
| A2-15 | 50,43            | 28,51                          | 3,63 | 1,71 | 0,18 | 0,05 | 0,00  | 0,09              | 9,62             | 94,33 | Arg  |
| A2-16 | 47,07            | 32,80                          | 1,81 | 1,21 | 0,99 | 0,05 | 0,01  | 0,47              | 10,10            | 94,47 | Arg  |
| A2-17 | 46,57            | 34,02                          | 2,67 | 0,78 | 0,29 | 0,03 | -0,01 | 0,57              | 9,82             | 94,77 | Arg  |
| A2-18 | 47,16            | 31,65                          | 0,88 | 0,84 | 0,03 | 0,01 | 0,13  | 0,04              | 8,60             | 89,37 | Arg  |
| A2-19 | 47,90            | 31,17                          | 0,98 | 1,06 | 0,03 | 0,00 | 0,06  | 0,03              | 8,15             | 89,43 | Arg  |
| A2-20 | 46,22            | 31,72                          | 1,31 | 1,22 | 0,05 | 0,01 | 0,16  | 0,06              | 8,66             | 89,80 | Arg  |
| A2-21 | 45,09            | 34,08                          | 1,14 | 0,71 | 0,29 | 0,01 | -0,01 | 0,43              | 8,55             | 90,69 | Arg  |
| A2-22 | 48,88            | 31,69                          | 1,03 | 1,06 | 0,06 | 0,03 | 0,10  | 0,03              | 8,57             | 91,50 | Arg  |
| A2-23 | 45,91            | 33,42                          | 1,15 | 0,77 | 0,18 | 0,00 | 0,01  | 0,51              | 9,00             | 91,57 | Arg  |
| A2-24 | 49,07            | 31,32                          | 1,09 | 1,02 | 0,05 | 0,01 | 0,06  | 0,01              | 8,64             | 91,75 | Arg  |
| A2-25 | 47,96            | 31,82                          | 1,46 | 1,18 | 0,06 | 0,03 | 0,08  | 0,08              | 8,99             | 91,79 | Arg  |
| A2-26 | 49,35            | 31,11                          | 1,13 | 1,15 | 0,10 | 0,01 | 0,06  | 0,07              | 8,96             | 92,03 | Arg  |
| A2-27 | 46,95            | 33,21                          | 1,18 | 0,91 | 0,13 | 0,00 | 0,02  | 0,24              | 9,59             | 92,28 | Arg  |
| A2-28 | 49,46            | 31,79                          | 1,01 | 1,00 | 0,05 | 0,00 | 0,07  | 0,03              | 8,71             | 92,29 | Arg  |
| A2-29 | 50,01            | 31,61                          | 0,66 | 0,69 | 0,01 | 0,05 | 0,06  | 0,05              | 8,97             | 92,34 | Arg  |
| A2-30 | 48,63            | 33,00                          | 0,92 | 0,85 | 0,03 | 0,08 | 0,11  | 0,01              | 8,81             | 92,39 | Arg  |
| A2-31 | 49,16            | 32,81                          | 0,83 | 0,91 | 0,04 | 0,03 | 0,11  | 0,04              | 8,64             | 92,71 | Arg  |
| A2-32 | 48,85            | 32,99                          | 0,85 | 0,84 | 0,00 | 0,00 | 0,10  | 0,03              | 9,05             | 92,95 | Arg  |
| A2-33 | 49,16            | 32,94                          | 0,93 | 0,88 | 0,06 | 0,02 | 0,13  | 0,06              | 8,84             | 93,20 | Arg  |
| A2-34 | 47,06            | 34,30                          | 0,74 | 0,64 | 0,04 | 0,01 | 0,11  | 0,05              | 9,37             | 93,34 | Arg  |
| A2-35 | 47,61            | 32,71                          | 1,63 | 1,17 | 0,10 | 0,01 | 0,02  | 0,18              | 9,18             | 93,38 | Arg  |
| A2-36 | 50,24            | 31,31                          | 1,28 | 1,04 | 0,06 | 0,01 | 0,05  | 0,05              | 9,28             | 93,62 | Arg  |

APÊNDICE B - Continuação

|       | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MgO  | TiO  | MnO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Total | Halo |
|-------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------|------|
| A2-37 | 48,62            | 32,68                          | 1,27 | 0,94 | 0,02 | 0,05 | 0,10  | 0,01              | 9,64             | 93,69 | Arg  |
| A2-38 | 50,50            | 32,52                          | 0,78 | 0,95 | 0,04 | 0,03 | 0,07  | 0,04              | 8,81             | 93,75 | Arg  |
| A2-39 | 50,00            | 32,63                          | 0,95 | 0,93 | 0,01 | 0,02 | 0,10  | 0,04              | 9,08             | 93,75 | Arg  |
| A2-40 | 49,82            | 32,86                          | 0,80 | 0,98 | 0,06 | 0,05 | 0,12  | 0,06              | 8,94             | 93,79 | Arg  |
| A2-41 | 45,92            | 29,00                          | 5,55 | 1,87 | 0,43 | 0,02 | -0,03 | 0,22              | 10,58            | 93,80 | Arg  |
| A2-42 | 50,36            | 32,05                          | 1,17 | 1,07 | 0,05 | 0,05 | 0,09  | 0,14              | 8,81             | 93,83 | Arg  |
| A2-43 | 49,36            | 33,68                          | 0,71 | 0,82 | 0,03 | 0,03 | 0,10  | 0,04              | 9,01             | 93,87 | Arg  |
| A2-44 | 49,03            | 33,63                          | 0,83 | 0,75 | 0,05 | 0,05 | 0,04  | 0,04              | 9,62             | 94,02 | Arg  |
| A2-45 | 47,68            | 29,48                          | 4,11 | 1,67 | 0,36 | 0,02 | 0,00  | 0,11              | 10,49            | 94,03 | Arg  |
| A2-46 | 50,19            | 32,88                          | 1,10 | 0,99 | 0,01 | 0,01 | 0,09  | 0,04              | 8,35             | 94,08 | Arg  |
| A2-47 | 47,16            | 31,14                          | 2,99 | 1,62 | 0,24 | 0,01 | 0,02  | 0,08              | 10,72            | 94,09 | Arg  |
| A2-48 | 50,07            | 33,06                          | 0,90 | 0,90 | 0,04 | 0,01 | 0,13  | 0,01              | 8,85             | 94,09 | Arg  |
| A2-49 | 47,92            | 31,14                          | 2,69 | 1,51 | 0,17 | 0,02 | 0,03  | 0,07              | 10,57            | 94,10 | Arg  |
| A2-50 | 48,53            | 33,80                          | 1,11 | 0,88 | 0,02 | 0,01 | 0,14  | 0,06              | 9,37             | 94,13 | Arg  |
| A2-51 | 46,33            | 33,12                          | 3,26 | 0,76 | 0,36 | 0,02 | 0,00  | 0,22              | 10,05            | 94,17 | Arg  |
| A2-52 | 49,91            | 32,63                          | 1,01 | 0,96 | 0,03 | 0,00 | 0,10  | 0,04              | 9,41             | 94,28 | Arg  |
| A2-53 | 49,07            | 33,40                          | 1,01 | 0,91 | 0,02 | 0,03 | 0,13  | 0,05              | 9,46             | 94,33 | Arg  |
| A2-54 | 49,61            | 33,46                          | 1,00 | 0,85 | 0,03 | 0,04 | 0,08  | 0,03              | 9,22             | 94,33 | Arg  |
| A2-55 | 48,42            | 30,01                          | 3,15 | 1,95 | 0,26 | 0,01 | 0,01  | 0,10              | 10,30            | 94,35 | Arg  |
| A2-56 | 46,28            | 34,96                          | 1,15 | 0,75 | 0,07 | 0,01 | -0,01 | 0,26              | 10,81            | 94,37 | Arg  |
| A2-57 | 49,16            | 32,32                          | 1,82 | 1,00 | 0,04 | 0,01 | 0,08  | 0,18              | 9,42             | 94,38 | Arg  |
| A2-58 | 50,81            | 32,56                          | 0,92 | 0,94 | 0,02 | 0,09 | 0,10  | 0,05              | 8,56             | 94,46 | Arg  |
| A2-59 | 47,78            | 32,36                          | 2,42 | 1,21 | 0,32 | 0,01 | -0,01 | 0,42              | 9,94             | 94,49 | Arg  |
| A2-60 | 47,63            | 33,40                          | 2,51 | 0,97 | 0,07 | 0,02 | 0,07  | 0,59              | 9,13             | 94,55 | Arg  |
| A2-61 | 49,98            | 31,30                          | 1,91 | 1,20 | 0,15 | 0,01 | 0,06  | 0,09              | 9,77             | 94,57 | Arg  |
| A2-62 | 47,49            | 34,04                          | 1,93 | 0,66 | 0,01 | 0,02 | 0,02  | 0,11              | 10,32            | 94,64 | Arg  |
| A2-63 | 50,31            | 32,88                          | 1,01 | 0,88 | 0,05 | 0,02 | 0,09  | 0,05              | 9,33             | 94,65 | Arg  |
| A2-64 | 48,98            | 33,64                          | 1,21 | 0,97 | 0,06 | 0,00 | 0,09  | 0,08              | 9,50             | 94,67 | Arg  |
| A2-65 | 49,04            | 34,08                          | 0,75 | 0,58 | 0,04 | 0,01 | 0,11  | 0,04              | 9,81             | 94,78 | Arg  |
| A2-66 | 47,66            | 33,74                          | 2,40 | 0,88 | 0,11 | 0,04 | -0,02 | 0,60              | 9,40             | 94,81 | Arg  |
| A2-67 | 47,15            | 29,19                          | 4,96 | 1,80 | 0,45 | 0,01 | -0,01 | 0,15              | 10,81            | 94,83 | Arg  |
| A2-68 | 49,98            | 33,13                          | 0,93 | 0,83 | 0,05 | 0,03 | 0,11  | 0,02              | 9,43             | 94,87 | Arg  |
| A2-69 | 49,49            | 29,22                          | 3,00 | 2,40 | 0,05 | 0,02 | -0,01 | 0,10              | 10,50            | 94,88 | Arg  |
| A2-70 | 50,80            | 32,51                          | 0,87 | 0,86 | 0,04 | 0,02 | 0,11  | 0,05              | 9,32             | 94,97 | Arg  |
| A2-71 | 48,78            | 34,36                          | 0,89 | 0,82 | 0,04 | 0,00 | 0,18  | 0,07              | 9,39             | 94,98 | Arg  |
| A3-1  | 47,74            | 27,04                          | 2,26 | 2,32 | 0,05 | 0,02 | 0,08  | 0,07              | 9,29             | 89,03 | Fil  |
| A3-2  | 46,71            | 28,93                          | 2,63 | 1,68 | 0,03 | 0,01 | 0,08  | 0,08              | 8,92             | 89,11 | Fil  |
| A3-3  | 45,74            | 31,76                          | 1,20 | 0,96 | 0,06 | 0,02 | 0,00  | 0,09              | 9,20             | 89,24 | Fil  |
| A3-4  | 46,40            | 27,61                          | 3,23 | 2,17 | 0,33 | 0,01 | 0,03  | 0,09              | 9,69             | 89,70 | Fil  |
| A3-5  | 47,98            | 27,73                          | 2,27 | 2,27 | 0,40 | 0,00 | 0,00  | 0,09              | 9,12             | 89,99 | Fil  |
| A3-6  | 48,02            | 28,21                          | 1,97 | 1,97 | 0,47 | 0,00 | 0,11  | 0,06              | 8,59             | 90,00 | Fil  |
| A3-7  | 43,03            | 35,39                          | 1,16 | 0,78 | 0,24 | 0,00 | 0,07  | 1,00              | 8,39             | 90,08 | Fil  |
| A3-8  | 47,86            | 27,72                          | 3,08 | 1,87 | 0,14 | 0,00 | 0,06  | 0,06              | 9,28             | 90,27 | Fil  |
| A3-9  | 45,94            | 28,30                          | 3,28 | 2,20 | 0,39 | 0,01 | 0,02  | 0,08              | 9,89             | 90,30 | Fil  |
| A3-10 | 47,66            | 28,97                          | 2,03 | 2,37 | 0,03 | 0,06 | 0,06  | 0,08              | 9,06             | 90,51 | Fil  |
| A3-11 | 48,54            | 29,84                          | 0,70 | 0,48 | 0,01 | 0,04 | 0,03  | 0,04              | 10,64            | 90,60 | Fil  |
| A3-12 | 47,43            | 28,46                          | 2,91 | 2,08 | 0,08 | 0,01 | 0,09  | 0,08              | 9,13             | 90,67 | Fil  |
| A3-13 | 47,55            | 28,38                          | 2,50 | 2,49 | 0,14 | 0,08 | 0,04  | 0,13              | 9,11             | 90,73 | Fil  |
| A3-14 | 43,01            | 33,96                          | 1,55 | 1,11 | 0,69 | 0,07 | -0,01 | 0,68              | 9,48             | 90,78 | Fil  |
| A3-15 | 44,62            | 30,93                          | 2,91 | 1,79 | 0,33 | 0,00 | 0,02  | 0,41              | 9,30             | 90,79 | Fil  |

APÊNDICE B - Continuação

|       | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MgO  | TiO  | MnO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Total | Halo |
|-------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------|------|
| A3-16 | 47,22            | 27,78                          | 3,23 | 2,37 | 0,09 | 0,06 | 0,14  | 0,08              | 9,75             | 91,05 | Fil  |
| A3-17 | 44,81            | 35,36                          | 0,95 | 0,57 | 0,29 | 0,01 | 0,01  | 1,03              | 8,82             | 91,84 | Fil  |
| A3-18 | 45,71            | 32,62                          | 1,52 | 1,27 | 0,62 | 0,00 | -0,01 | 0,69              | 9,48             | 92,06 | Fil  |
| A3-19 | 48,94            | 27,05                          | 3,37 | 2,28 | 0,09 | 0,01 | 0,11  | 0,07              | 9,72             | 92,11 | Fil  |
| A3-20 | 45,47            | 33,40                          | 1,57 | 1,23 | 0,71 | 0,02 | 0,00  | 0,64              | 9,27             | 92,46 | Fil  |
| A3-21 | 49,37            | 28,70                          | 2,23 | 1,93 | 0,76 | 0,07 | 0,07  | 0,21              | 8,96             | 92,49 | Fil  |
| A3-22 | 47,09            | 30,09                          | 2,91 | 2,08 | 0,36 | 0,02 | 0,02  | 0,37              | 9,41             | 92,71 | Fil  |
| A3-23 | 48,56            | 30,66                          | 1,92 | 1,66 | 0,03 | 0,06 | 0,10  | 0,06              | 9,03             | 92,88 | Fil  |
| A3-24 | 48,93            | 28,64                          | 2,89 | 2,22 | 0,04 | 0,06 | 0,09  | 0,05              | 9,77             | 92,91 | Fil  |
| A3-25 | 46,38            | 30,87                          | 1,49 | 2,90 | 0,59 | 0,01 | 0,05  | 0,25              | 10,37            | 93,02 | Fil  |
| A3-26 | 49,02            | 27,29                          | 4,04 | 2,44 | 0,21 | 0,04 | 0,08  | 0,06              | 9,88             | 93,21 | Fil  |
| A3-27 | 51,34            | 27,27                          | 2,97 | 2,53 | 0,05 | 0,04 | 0,07  | 0,11              | 8,78             | 93,35 | Fil  |
| A3-28 | 49,00            | 30,09                          | 2,58 | 1,99 | 0,03 | 0,01 | 0,07  | 0,06              | 9,88             | 93,67 | Fil  |
| A3-29 | 45,27            | 36,39                          | 1,61 | 0,40 | 0,02 | 0,06 | 0,02  | 0,24              | 10,27            | 94,42 | Fil  |
| A3-30 | 44,58            | 27,43                          | 4,11 | 2,22 | 0,28 | 0,03 | -0,01 | 0,23              | 10,12            | 89,01 | Fil  |
| A3-31 | 46,53            | 27,42                          | 3,20 | 2,05 | 0,09 | 0,00 | 0,03  | 0,08              | 9,68             | 89,16 | Fil  |
| A3-32 | 44,65            | 30,62                          | 2,75 | 1,29 | 0,05 | 0,05 | 0,05  | 0,15              | 9,39             | 89,20 | Fil  |
| A3-33 | 43,79            | 33,11                          | 2,30 | 0,72 | 0,09 | 0,01 | 0,02  | 1,07              | 7,98             | 89,25 | Fil  |
| A3-34 | 46,67            | 24,92                          | 5,24 | 2,40 | 0,14 | 0,04 | 0,03  | 0,03              | 9,65             | 89,27 | Fil  |
| A3-35 | 44,92            | 27,43                          | 4,00 | 2,36 | 0,17 | 0,00 | 0,00  | 0,07              | 10,30            | 89,33 | Fil  |
| A3-36 | 44,39            | 33,20                          | 1,61 | 0,84 | 0,28 | 0,04 | 0,03  | 0,63              | 8,26             | 89,35 | Fil  |
| A3-37 | 47,97            | 21,27                          | 5,08 | 3,58 | 0,99 | 0,10 | -0,02 | 0,03              | 10,28            | 89,36 | Fil  |
| A3-38 | 43,20            | 33,39                          | 0,96 | 1,64 | 0,39 | 0,01 | 0,00  | 0,61              | 9,31             | 89,52 | Fil  |
| A3-39 | 44,99            | 30,19                          | 2,86 | 1,35 | 0,39 | 0,02 | -0,02 | 0,30              | 9,37             | 89,60 | Fil  |
| A3-40 | 44,09            | 32,10                          | 1,81 | 1,25 | 0,35 | 0,03 | -0,01 | 0,85              | 9,20             | 89,63 | Fil  |
| A3-41 | 43,22            | 34,78                          | 1,14 | 0,68 | 0,27 | 0,04 | 0,02  | 1,07              | 8,70             | 90,02 | Fil  |
| A3-42 | 42,88            | 33,56                          | 2,28 | 0,60 | 0,38 | 0,04 | 0,00  | 0,61              | 9,79             | 90,09 | Fil  |
| A3-43 | 44,48            | 31,61                          | 1,78 | 1,55 | 0,64 | 0,01 | 0,05  | 0,77              | 9,05             | 90,19 | Fil  |
| A3-44 | 45,16            | 31,62                          | 1,83 | 1,16 | 0,33 | 0,00 | 0,02  | 0,67              | 9,36             | 90,20 | Fil  |
| A3-45 | 45,40            | 29,28                          | 3,77 | 1,58 | 0,03 | 0,06 | 0,03  | 0,10              | 9,92             | 90,26 | Fil  |
| A3-46 | 46,40            | 29,69                          | 2,89 | 1,68 | 0,19 | 0,03 | 0,01  | 0,26              | 9,08             | 90,40 | Fil  |
| A3-47 | 45,75            | 31,39                          | 2,56 | 1,40 | 0,07 | 0,00 | 0,05  | 0,23              | 8,87             | 90,41 | Fil  |
| A3-48 | 44,35            | 34,05                          | 1,40 | 0,87 | 0,20 | 0,02 | 0,01  | 0,64              | 8,86             | 90,43 | Fil  |
| A3-49 | 42,61            | 34,31                          | 2,18 | 0,57 | 0,51 | 0,02 | -0,03 | 0,54              | 9,85             | 90,61 | Fil  |
| A3-50 | 43,26            | 33,91                          | 2,16 | 0,59 | 0,42 | 0,01 | 0,00  | 0,58              | 9,69             | 90,61 | Fil  |
| A3-51 | 47,98            | 26,79                          | 4,00 | 1,68 | 0,12 | 0,04 | 0,05  | 0,05              | 9,63             | 90,64 | Fil  |
| A3-52 | 46,85            | 29,55                          | 1,94 | 2,11 | 0,69 | 0,00 | 0,02  | 0,73              | 8,76             | 90,70 | Fil  |
| A3-53 | 46,58            | 28,82                          | 2,43 | 2,70 | 0,20 | 0,02 | 0,04  | 0,05              | 9,87             | 90,76 | Fil  |
| A3-54 | 43,78            | 34,42                          | 1,75 | 0,82 | 0,16 | 0,01 | 0,01  | 0,59              | 9,15             | 90,77 | Fil  |
| A3-55 | 44,89            | 30,66                          | 3,33 | 1,65 | 0,05 | 0,01 | 0,11  | 0,07              | 9,67             | 90,87 | Fil  |
| A3-56 | 44,16            | 28,40                          | 2,58 | 1,13 | 5,65 | 0,02 | 0,14  | 0,29              | 8,41             | 90,99 | Fil  |
| A3-57 | 44,82            | 32,70                          | 1,49 | 0,97 | 0,63 | 0,05 | 0,02  | 1,05              | 9,24             | 91,02 | Fil  |
| A3-58 | 43,58            | 35,77                          | 1,27 | 0,52 | 0,22 | 0,01 | 0,00  | 0,78              | 8,91             | 91,25 | Fil  |
| A3-59 | 45,94            | 30,42                          | 2,37 | 1,38 | 1,81 | 0,01 | 0,05  | 0,25              | 8,87             | 91,28 | Fil  |
| A3-60 | 46,44            | 27,28                          | 4,51 | 2,02 | 0,75 | 0,01 | -0,01 | 0,20              | 10,33            | 91,56 | Fil  |
| A3-61 | 44,54            | 34,61                          | 1,65 | 0,76 | 0,19 | 0,03 | 0,00  | 0,71              | 8,99             | 91,60 | Fil  |
| A3-62 | 46,63            | 28,89                          | 3,77 | 1,60 | 0,25 | 0,05 | -0,01 | 0,55              | 9,80             | 91,83 | Fil  |
| A3-63 | 44,62            | 31,90                          | 2,95 | 1,70 | 0,36 | 0,02 | 0,02  | 0,24              | 10,21            | 92,01 | Fil  |
| A3-64 | 44,15            | 30,91                          | 3,89 | 1,78 | 0,60 | 0,04 | -0,01 | 0,51              | 10,20            | 92,03 | Fil  |
| A3-65 | 45,03            | 32,45                          | 1,25 | 1,49 | 1,06 | 0,01 | -0,01 | 0,12              | 10,71            | 92,04 | Fil  |

APÊNDICE B - Continuação

|       | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MgO  | TiO  | MnO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Total | Halo |
|-------|------------------|--------------------------------|-------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------|------|
| A3-66 | 48,77            | 27,26                          | 4,57  | 1,80 | 0,06 | 0,00 | 0,11  | 0,06              | 9,36             | 92,34 | Fil  |
| A3-67 | 47,38            | 28,95                          | 3,73  | 2,11 | 0,12 | 0,04 | 0,03  | 0,04              | 9,86             | 92,55 | Fil  |
| A3-68 | 48,33            | 28,18                          | 3,18  | 2,42 | 0,04 | 0,04 | 0,04  | 0,03              | 10,22            | 92,56 | Fil  |
| A3-69 | 46,87            | 30,61                          | 3,26  | 1,69 | 0,04 | 0,01 | 0,07  | 0,07              | 9,94             | 92,68 | Fil  |
| A3-70 | 45,16            | 31,22                          | 4,02  | 1,81 | 0,53 | 0,06 | 0,03  | 0,43              | 10,05            | 93,30 | Fil  |
| A3-71 | 48,04            | 29,25                          | 3,46  | 1,86 | 0,49 | 0,04 | 0,03  | 0,08              | 9,72             | 93,30 | Fil  |
| A3-72 | 46,42            | 27,42                          | 6,16  | 2,24 | 0,13 | 0,03 | -0,01 | 0,15              | 10,76            | 93,45 | Fil  |
| A3-73 | 45,67            | 34,84                          | 1,56  | 0,94 | 0,43 | 0,00 | -0,01 | 1,05              | 9,25             | 93,86 | Fil  |
| A3-74 | 46,54            | 32,92                          | 1,27  | 1,47 | 1,03 | 0,05 | 0,00  | 0,11              | 10,65            | 94,08 | Fil  |
| A3-75 | 47,95            | 28,15                          | 3,59  | 2,01 | 0,22 | 0,06 | -0,01 | 0,11              | 10,40            | 92,51 | Prop |
| A3-76 | 45,71            | 31,65                          | 2,44  | 1,90 | 0,75 | 0,02 | -0,02 | 0,83              | 9,39             | 92,70 | Prop |
| A3-77 | 44,45            | 35,31                          | 2,27  | 0,49 | 0,03 | 0,03 | -0,01 | 0,21              | 9,92             | 92,72 | Prop |
| A3-78 | 48,33            | 30,67                          | 2,50  | 1,67 | 0,15 | 0,01 | 0,03  | 0,30              | 8,98             | 92,74 | Prop |
| A3-79 | 46,78            | 30,75                          | 3,28  | 1,44 | 0,04 | 0,02 | -0,01 | 0,18              | 10,29            | 92,86 | Prop |
| A3-80 | 44,73            | 35,65                          | 1,59  | 0,07 | 0,04 | 0,02 | -0,02 | 0,19              | 10,60            | 92,93 | Prop |
| A3-81 | 45,38            | 35,65                          | 1,54  | 0,09 | 0,06 | 0,05 | -0,01 | 0,20              | 10,29            | 93,16 | Prop |
| A3-82 | 46,73            | 32,84                          | 2,87  | 0,86 | 0,14 | 0,01 | -0,01 | 0,60              | 9,43             | 93,53 | Prop |
| A3-83 | 44,99            | 37,15                          | 0,87  | 0,34 | 0,11 | 0,01 | 0,03  | 1,13              | 8,81             | 93,54 | Prop |
| A3-84 | 45,27            | 36,61                          | 1,01  | 0,49 | 0,11 | 0,01 | 0,02  | 1,16              | 8,92             | 93,59 | Prop |
| A3-85 | 44,10            | 20,65                          | 14,14 | 2,91 | 0,04 | 0,17 | 0,03  | 0,09              | 8,37             | 90,69 | Prop |
| A3-86 | 43,34            | 28,18                          | 8,44  | 2,26 | 0,13 | 0,05 | 0,00  | 0,14              | 8,40             | 91,16 | Prop |
| A3-87 | 44,39            | 30,82                          | 4,82  | 1,33 | 0,18 | 0,04 | 0,02  | 0,47              | 9,12             | 91,29 | Prop |
| A3-88 | 40,79            | 26,86                          | 10,02 | 5,44 | 0,29 | 0,17 | 0,03  | 0,17              | 7,81             | 91,70 | Prop |
| A3-89 | 51,90            | 31,55                          | 2,69  | 1,72 | 0,14 | 0,00 | 0,02  | 0,11              | 3,76             | 91,93 | Prop |
| A3-90 | 45,93            | 28,05                          | 5,70  | 2,20 | 0,37 | 0,05 | 0,00  | 0,22              | 10,04            | 92,83 | Prop |
| A3-91 | 46,78            | 30,75                          | 3,28  | 1,44 | 0,04 | 0,02 | -0,01 | 0,18              | 10,29            | 92,86 | Prop |
| A3-92 | 45,82            | 30,19                          | 5,16  | 1,40 | 0,42 | 0,00 | 0,00  | 0,10              | 10,12            | 93,21 | Prop |
| A3-93 | 46,04            | 30,71                          | 4,51  | 1,72 | 0,27 | 0,03 | 0,02  | 0,08              | 10,18            | 93,52 | Prop |
| A3-94 | 45,93            | 29,08                          | 5,71  | 2,07 | 0,40 | 0,03 | -0,01 | 0,16              | 10,32            | 93,73 | Prop |
| A3-95 | 43,17            | 27,69                          | 10,92 | 2,83 | 0,44 | 0,11 | 0,01  | 0,09              | 8,37             | 93,73 | Prop |

APÊNDICE B - Continuação

## APÊNDICE C – Resultados Analíticos em Esfaleritas

Table 3 – Resultados de química mineral - esfalerita

| ID | Fe (%) | Cu (%) | Zn (%) | Ag (%) | Au (%) | Pb (%) | S (%) | Total  | %Mol FeS | Color   |
|----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|----------|---------|
| 1  | 0,24   | 0,39   | 66,67  | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 34,11 | 101,44 | 0,38     | Preta   |
| 2  | 0,45   | 0,50   | 66,47  | 0,05   | 0,00   | 0,00   | 33,79 | 100,94 | 0,70     | Preta   |
| 3  | 0,40   | 0,53   | 66,36  | 0,03   | 0,05   | 0,00   | 33,83 | 101,21 | 0,63     | Preta   |
| 4  | 0,45   | 0,47   | 66,48  | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 33,99 | 101,44 | 0,71     | Preta   |
| 5  | 0,50   | 0,31   | 66,38  | 0,06   | 0,00   | 0,00   | 34,04 | 101,29 | 0,79     | Amarela |
| 6  | 0,42   | 0,35   | 66,43  | 0,11   | 0,00   | 0,00   | 33,64 | 100,95 | 0,66     | Amarela |
| 7  | 0,43   | 0,49   | 66,16  | 0,10   | 0,04   | 0,00   | 33,81 | 101,03 | 0,68     | Branca  |
| 8  | 0,61   | 0,05   | 66,55  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 34,16 | 101,37 | 0,96     | Branca  |
| 15 | 0,57   | 0,11   | 66,88  | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 33,77 | 101,37 | 0,90     | Amarela |
| 16 | 0,52   | 0,10   | 66,92  | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 33,92 | 101,51 | 0,81     | Amarela |
| 17 | 0,03   | 0,03   | 67,45  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 33,90 | 101,41 | 0,04     | Branca  |
| 18 | 0,49   | 0,27   | 66,58  | 0,12   | 0,00   | 0,00   | 33,88 | 101,35 | 0,77     | Amarela |
| 19 | 0,48   | 0,31   | 66,53  | 0,11   | 0,00   | 0,00   | 33,77 | 101,20 | 0,75     | Amarela |
| 20 | 0,45   | 0,05   | 66,79  | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 33,87 | 101,19 | 0,70     | Amarela |
| 21 | 0,70   | 0,03   | 66,78  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 34,01 | 101,53 | 1,11     | Branca  |
| 22 | 0,67   | 0,10   | 66,40  | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 33,81 | 101,01 | 1,06     | Amarela |
| 23 | 0,45   | 0,37   | 66,39  | 0,12   | 0,00   | 0,00   | 34,02 | 101,35 | 0,70     | Amarela |
| 24 | 0,47   | 0,05   | 66,98  | 0,02   | 0,02   | 0,00   | 34,01 | 101,55 | 0,75     | Branca  |
| 25 | 0,34   | 0,26   | 66,80  | 0,11   | 0,01   | 0,00   | 33,75 | 101,26 | 0,54     | Amarela |
| 26 | 0,68   | 0,06   | 66,76  | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 34,06 | 101,60 | 1,07     | Branca  |
| 27 | 0,76   | 0,17   | 66,44  | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 33,94 | 101,36 | 1,20     | Amarela |
| 28 | 0,49   | 0,05   | 67,04  | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 33,81 | 101,39 | 0,77     | Branca  |
| 29 | 0,42   | 0,33   | 66,60  | 0,13   | 0,00   | 0,00   | 33,99 | 101,47 | 0,66     | Amarela |
| 30 | 0,06   | 0,08   | 67,48  | 0,02   | 0,00   | 0,00   | 34,09 | 101,73 | 0,09     | Preta   |
| 31 | 0,26   | 0,46   | 66,54  | 0,11   | 0,00   | 0,00   | 34,26 | 101,62 | 0,41     | Preta   |
| 32 | 0,17   | 0,23   | 67,05  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 34,02 | 101,48 | 0,27     | Preta   |
| 33 | 0,15   | 0,19   | 67,32  | 0,02   | 0,00   | 0,00   | 34,09 | 101,77 | 0,23     | Preta   |
| 34 | 0,22   | 0,22   | 67,26  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 34,13 | 101,83 | 0,34     | Preta   |
| 35 | 0,10   | 0,13   | 67,30  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 34,07 | 101,60 | 0,15     | Preta   |
| 36 | 0,42   | 0,28   | 66,57  | 0,09   | 0,02   | 0,00   | 34,07 | 101,44 | 0,66     | Amarela |
| 37 | 0,46   | 0,04   | 66,97  | 0,00   | 0,06   | 0,00   | 34,00 | 101,53 | 0,73     | Branca  |
| 38 | 0,64   | 0,03   | 66,72  | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 33,94 | 101,33 | 1,00     | Branca  |
| 39 | 0,25   | 0,14   | 67,23  | 0,07   | 0,00   | 0,00   | 33,97 | 101,66 | 0,40     | Amarela |
| 40 | 0,19   | 0,13   | 67,18  | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 33,92 | 101,46 | 0,30     | Branca  |
| 41 | 0,21   | 0,03   | 67,25  | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 34,07 | 101,60 | 0,34     | Branca  |
| 42 | 0,15   | 0,04   | 67,41  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 34,18 | 101,77 | 0,23     | Branca  |
| 43 | 0,15   | 0,17   | 67,18  | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 33,85 | 101,36 | 0,23     | Preta   |
| 44 | 0,12   | 0,15   | 67,23  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 34,21 | 101,71 | 0,18     | Preta   |
| 45 | 0,13   | 0,12   | 67,38  | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 34,13 | 101,77 | 0,21     | Preta   |
| 46 | 0,11   | 0,13   | 67,31  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 34,18 | 101,73 | 0,17     | Preta   |
| 47 | 0,12   | 0,14   | 67,37  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 34,11 | 101,75 | 0,19     | Preta   |
| 48 | 0,12   | 0,16   | 67,14  | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 34,17 | 101,63 | 0,19     | Preta   |
| 49 | 0,10   | 0,14   | 67,48  | 0,00   | 0,02   | 0,00   | 33,88 | 101,63 | 0,16     | Preta   |
| 50 | 0,29   | 0,50   | 66,81  | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 33,95 | 101,56 | 0,46     | Preta   |
| 51 | 0,26   | 0,36   | 66,90  | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 34,09 | 101,62 | 0,41     | Preta   |
| 52 | 0,37   | 0,68   | 66,29  | 0,14   | 0,02   | 0,00   | 33,96 | 101,46 | 0,59     | Preta   |
| 53 | 0,39   | 0,68   | 66,33  | 0,08   | 0,00   | 0,00   | 34,06 | 101,53 | 0,62     | Preta   |
| 54 | 0,47   | 0,12   | 66,77  | 0,08   | 0,00   | 0,00   | 34,27 | 101,71 | 0,74     | Amarela |
| 55 | 0,18   | 0,05   | 67,26  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 33,82 | 101,31 | 0,29     | Branca  |

| ID | Fe (%) | Cu (%) | Zn (%) | Ag (%) | Au (%) | Pb (%) | S (%) | Total  | %Mol FeS | Cor     |
|----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|----------|---------|
| 61 | 0,35   | 0,03   | 67,05  | 0,00   | 0,02   | 0,00   | 33,80 | 101,25 | 0,55     | Branca  |
| 62 | 0,19   | 0,02   | 67,12  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 33,78 | 101,11 | 0,30     | Branca  |
| 63 | 0,27   | 0,11   | 67,16  | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 33,95 | 101,52 | 0,42     | Amarela |
| 64 | 0,32   | 0,08   | 67,21  | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 33,94 | 101,56 | 0,50     | Branca  |
| 65 | 0,34   | 0,34   | 66,69  | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 33,83 | 101,21 | 0,54     | Preta   |
| 66 | 0,08   | 0,04   | 67,48  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 34,16 | 101,76 | 0,12     | Preta   |
| 67 | 0,39   | 0,05   | 66,84  | 0,00   | 0,01   | 0,00   | 34,04 | 101,32 | 0,61     | Amarela |
| 68 | 0,63   | 0,86   | 65,88  | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 34,05 | 101,44 | 0,99     | Preta   |
| 69 | 0,74   | 0,27   | 66,12  | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 33,87 | 101,03 | 1,16     | Amarela |
| 70 | 0,65   | 0,95   | 65,81  | 0,02   | 0,00   | 0,00   | 33,98 | 101,40 | 1,03     | Preta   |
| 71 | 0,61   | 0,09   | 66,37  | 0,00   | 0,01   | 0,00   | 34,02 | 101,10 | 0,96     | Branca  |
| 72 | 0,14   | 0,15   | 67,34  | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 33,96 | 101,60 | 0,22     | Preta   |
| 73 | 0,08   | 0,06   | 66,87  | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 33,64 | 100,65 | 0,13     | Branca  |

APÊNDICE C - Continuação

## APÊNDICE D – Resultados Analíticos dos Sulfetos

Table 4 – Resultados analíticos de química mineral - sulfetos

| ID | Fe (%) | Cu (%) | Zn (%) | Ag (%) | Au (%) | Pb (%) | S (%) | Total  | Sulfeto     | Halo        |
|----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------------|-------------|
| 1  | 0,01   | 0,40   | 0,00   | 0,02   | 0,00   | 86,56  | 13,70 | 100,70 | Galena      | Propilitico |
| 2  | 47,79  | 0,08   | 0,02   | 0,05   | 0,00   | 0,00   | 54,09 | 102,02 | Pirita      | Propilitico |
| 3  | 30,94  | 35,09  | 0,00   | 0,02   | 0,00   | 0,00   | 35,20 | 101,24 | Calcopirita | Propilitico |
| 4  | 31,06  | 34,82  | 0,00   | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 35,50 | 101,40 | Calcopirita | Propilitico |
| 5  | 30,92  | 35,00  | 0,00   | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 35,60 | 101,57 | Calcopirita | Propilitico |
| 6  | 30,92  | 35,03  | 0,00   | 0,05   | 0,00   | 0,00   | 35,90 | 101,89 | Calcopirita | Propilitico |
| 7  | 11,36  | 63,66  | 0,00   | 0,06   | 0,00   | 0,00   | 26,03 | 101,12 | Bornita     | Propilitico |
| 8  | 11,47  | 62,14  | 0,00   | 0,12   | 0,00   | 0,00   | 26,15 | 99,87  | Bornita     | Propilitico |
| 9  | 31,08  | 35,05  | 0,00   | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 35,82 | 101,98 | Calcopirita | Propilitico |
| 10 | 11,57  | 61,82  | 0,00   | 0,09   | 0,00   | 0,00   | 27,31 | 100,78 | Bornita     | Propilitico |
| 11 | 31,10  | 34,82  | 0,00   | 0,05   | 0,00   | 0,00   | 35,38 | 101,35 | Calcopirita | Propilitico |
| 12 | 31,00  | 34,95  | 0,00   | 0,05   | 0,00   | 0,00   | 35,68 | 101,68 | Calcopirita | Propilitico |
| 13 | 30,75  | 34,72  | 0,00   | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 35,31 | 100,82 | Calcopirita | Propilitico |
| 14 | 11,40  | 62,35  | 0,00   | 0,12   | 0,00   | 0,00   | 26,33 | 100,22 | Bornita     | Propilitico |
| 15 | 11,42  | 63,38  | 0,00   | 0,06   | 0,02   | 0,00   | 26,35 | 101,24 | Bornita     | Propilitico |
| 16 | 30,94  | 34,86  | 0,00   | 0,02   | 0,00   | 0,00   | 35,33 | 101,16 | Calcopirita | Propilitico |
| 17 | 30,90  | 34,86  | 0,00   | 0,04   | 0,04   | 0,00   | 35,35 | 101,19 | Calcopirita | Propilitico |
| 18 | 31,04  | 34,91  | 0,00   | 0,07   | 0,00   | 0,00   | 35,36 | 101,38 | Calcopirita | Propilitico |
| 19 | 11,53  | 62,88  | 0,00   | 0,11   | 0,08   | 0,00   | 26,43 | 101,03 | Bornita     | Propilitico |
| 20 | 31,02  | 34,83  | 0,00   | 0,02   | 0,00   | 0,00   | 35,69 | 101,56 | Calcopirita | Propilitico |
| 21 | 11,73  | 63,28  | 0,00   | 0,08   | 0,00   | 0,00   | 26,07 | 101,16 | Bornita     | Propilitico |
| 22 | 11,54  | 62,26  | 0,00   | 0,06   | 0,00   | 0,00   | 26,28 | 100,14 | Calcopirita | Propilitico |
| 23 | 30,96  | 34,77  | 0,00   | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 35,51 | 101,28 | Calcopirita | Propilitico |
| 24 | 30,87  | 34,79  | 0,00   | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 35,34 | 101,02 | Calcopirita | Propilitico |
| 25 | 11,27  | 63,49  | 0,00   | 0,09   | 0,00   | 0,00   | 26,20 | 101,06 | Bornita     | Propilitico |
| 26 | 11,33  | 62,45  | 0,00   | 0,11   | 0,05   | 0,00   | 26,34 | 100,28 | Bornita     | Propilitico |
| 27 | 11,32  | 63,40  | 0,00   | 0,09   | 0,00   | 0,00   | 26,54 | 101,35 | Bornita     | Propilitico |
| 34 | 0,00   | 0,01   | 0,29   | 0,00   | 0,00   | 85,66  | 13,74 | 99,69  | Galena      | Fílico      |
| 35 | 0,00   | 0,04   | 0,13   | 0,00   | 0,03   | 86,37  | 13,96 | 100,52 | Galena      | Fílico      |
| 36 | 0,00   | 0,03   | 0,10   | 0,00   | 0,01   | 86,78  | 14,12 | 101,04 | Galena      | Fílico      |
| 37 | 0,24   | 0,57   | 0,75   | 0,00   | 0,00   | 86,68  | 13,52 | 101,76 | Galena      | Fílico      |
| 38 | 29,97  | 34,01  | 0,26   | 0,04   | 0,00   | 0,00   | 35,10 | 99,37  | Calcopirita | Fílico      |
| 39 | 30,74  | 35,19  | 0,67   | 0,05   | 0,01   | 0,00   | 35,37 | 102,02 | Calcopirita | Fílico      |
| 40 | 31,07  | 35,18  | 0,67   | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 35,88 | 102,83 | Calcopirita | Fílico      |
| 41 | 31,29  | 35,22  | 0,41   | 0,06   | 0,00   | 0,00   | 35,89 | 102,87 | Calcopirita | Fílico      |
| 42 | 31,12  | 35,26  | 0,11   | 0,07   | 0,00   | 0,00   | 35,60 | 102,16 | Calcopirita | Fílico      |
| 43 | 0,02   | 0,21   | 0,43   | 0,00   | 0,00   | 86,00  | 13,94 | 100,61 | Galena      | Fílico      |
| 44 | 0,16   | 0,47   | 0,32   | 0,00   | 0,00   | 86,50  | 14,25 | 101,69 | Galena      | Fílico      |
| 45 | 0,00   | 0,01   | 0,10   | 0,02   | 0,02   | 85,05  | 13,69 | 98,89  | Galena      | Fílico      |
| 46 | 0,00   | 0,01   | 0,17   | 0,00   | 0,00   | 86,69  | 13,98 | 100,85 | Galena      | Fílico      |
| 47 | 31,10  | 35,44  | 0,05   | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 35,80 | 102,42 | Calcopirita | Fílico      |
| 48 | 31,43  | 35,43  | 0,26   | 0,08   | 0,00   | 0,00   | 35,15 | 102,36 | Calcopirita | Fílico      |
| 49 | 0,00   | 0,02   | 0,09   | 0,00   | 0,00   | 86,33  | 13,80 | 100,24 | Galena      | Fílico      |

|   |
|---|
| <b>ANEXO I</b>  |
| Título da Dissertação/Tese:   |
| <b>“GEOLOGIA, MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DO<br/>DEPÓSITO INTERMEDIATE SULFIDATION SANTA MARIA,<br/>MINAS DO CAMAQUÃ - RS”</b>  |
| Área de Concentração: Geoquímica  |
| Autor: <b>Julio Cezar Souza Santos</b>  |
| Orientadora: Prof <sup>a</sup> . Dr <sup>a</sup> . Marcia Elisa Boscato Gomes   |
| Examinador: Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo  |
| Data: 12/10/2020  |
| Conceito: A   |
| <b>PARECER:</b>   |
| <p>A dissertação de Julio Cezar Souza Santos é um trabalho importante, que apresenta novos dados inéditos e relevantes para o entendimento das mineralizações das Minas do Camaquã.</p> <p>O capítulo 1 (Introdução) faz uma apresentação do tema, localização, objetivos e estrutura/organização do volume. Os métodos de trabalho foram descritos no capítulo 2 (Materiais e Métodos) de forma detalhada, completa e compreensível. É apresentado um ótimo apanhado das características da área de estudo e dos trabalhos anteriores no capítulo 3 (Revisão Bibliográfica). O texto deste capítulo fornece uma base importante (tanto regional quanto local) para os conteúdos que são abordados nos capítulos posteriores. Nele são apresentadas diferentes propostas estratigráficas, deformacionais e da metalogênese para a Bacia do Camaquã e a área investigada. O capítulo 8 contém um artigo científico submetido para publicação (inclui comprovação da submissão) ao periódico Journal of Geochemical Exploration. Correções serão certamente feitas pelos revisores, e nossas considerações e sugestões para o artigo seguem abaixo junto com as identificadas no corpo principal da dissertação (capítulos 4 a 7).</p> <p>O trabalho tem nível compatível para obtenção do título de mestre. Comentários, discussões e sugestões ao mestrando, tanto em relação ao volume de mestrado quanto para a continuação de sua pesquisa, são apresentados a seguir. Esperamos que estes pontos sejam úteis na elaboração de trabalhos futuros.</p> <p>Finalmente, parabênizo o mestrando e seus orientadores pelo projeto de pesquisa.</p> <p>Atenciosamente,</p> <p>Everton Bongioiolo</p> |

## Considerações gerais

### Texto

Ocorreram problemas de formatação (indicativos de erro do word no texto) e de grafia/gramaticais, além do uso frequente de alguns termos em inglês que têm correspondente em Português. Apesar disso, esses pontos não prejudicam a compreensão do texto. Sugiro tomar cuidado com o uso indiscriminado de siglas, que podem confundir o leitor.

### Figuras

Por outro lado, a numeração incorreta das figuras é um aspecto que influenciou na leitura sequencial e compreensão do texto. Tomar cuidado ainda com a versão final das fotos, prevendo futuras publicações. As indicações da mineralogia e escala em imagens de petrografia/MEV, por exemplo, estão em baixa resolução.

### Considerações específicas

(os números de página se referem a versão impressa, e não aos do arquivo pdf)

## 1. INTRODUÇÃO

p.14, 2º parágrafo: Forma da citação. Laux & Lindenmayer (2000) é mais antigo, e portanto não pode ter sintetizado os artigos de Laux et al. (2005) e Renac et al. (2014)

p.14, último parágrafo: usar trend (e outras palavras em idioma estrangeiro) em itálico. O que representam Cp+Br e Cc?

p.15, 1º parágrafo: é uma conclusão? Poderia ter sido inserida na introdução a motivação para desenvolver a pesquisa de dissertação, além de apresentação do “problema” o qual o trabalho se propõe a resolver

p.16: a figura 15 é na verdade a figura 1. Os números das figuras posteriores estão todos trocados.

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.2 Petrografia: não foram avaliadas variações temporais via relações de corte?

## 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

p.22: a figura deveria ter sido redesenhada pois tem elementos dentro dela que não tem relação com o trabalho, e sim com a publicação original da qual a figura foi extraída

P.23: caiu o acento das palavras finalizadas por “zoico”. O prefixo “meta” não leva hífen

p.24: figura 17 (3) não contém legenda das abreviações no desenho nem na legenda... seria importante principalmente para a bacia do Camaquã (foco do estudo)

p.26: “vulcanoclastos” é listado junto com rochas, e na verdade significa um fragmento

p.27/28: sedimentos grossos, não grosseiros

p.30: item do membro mangueirão= como é a “associação” entre os sedimentos e derrames andesíticos? É importante o leitor entender se isso ocorre na forma de

intercalação como sills, recobrimento ou apenas a mesma localização espacial sem observação das relações temporais

p.31 e 33: argilas=argilominerais

p.32: conglomerados de espessura métrica

p.34 e seguintes: sobrescrito para valores isotópicos

#### 4. RESULTADOS

##### 4.1 Geologia da mineralização

p. 37: o padrão escalonado-destal se refere a sistema de falhas de que tipo?

p. 39: em geral deve-se evitar interpretações, citação de referências e comparações com visões similares ou contrárias às da literatura neste item. Tais textos deveriam ser preferencialmente movidos para a discussão

p. 42: os dados estruturais foram plotados em qual projeção e hemisfério?

p. 43: qual método de trabalho?

p. 45: não é indicada a orientação da seção geológica

p. 47: poderia ser indicado o movimento relativo das falhas. A Fm. Varzinha ocorre intercalada com o conglomerado? As assembleias minerais aparentemente não estão em paragênese e, portanto, como foram determinadas as fácies de alteração? Por exemplo, a alteração argílica intermediária ocorre com 3 cores diferentes com a mesma associação mineralógica, e apenas uma delas contém mineralizações. Como identificou os filossilicatos dioctaédricos para atribuição de fácies de alteração? Poderia ter sido especificado nos métodos

##### 4.2 Caracterização petrográfica e mineralógica

p. 49: a descrição dos andesitos deveria seguir como para rochas não alteradas, segundo o título do item (4.2.1 Encaixantes). Seria interessante descrever quais novas fases minerais são cristalizadas no início do item 4.2.2.1 (bleaching). Final da p. 49: (a) essas reações são incipientes, mas por que são consideradas como da 1ª etapa? (b) a ausência de cimentos diagenéticos quer dizer que o fluido solubilizou o cimento (de que composição? P-T-X do fluido podem ser inferidas a partir do que solubilizou), e migrou (para onde?)

p. 51: a "intensidade" descrita na verdade tem relação apenas às condições físico-químicas do meio, e conseqüentemente a mineralogia estável vai conter minerais diferentes. Apesar de amplamente difundido de forma contrária na literatura, as recomendações da IMA são de escrever nomes de minerais no singular, mantendo no plural apenas se há evidências ou dados da ocorrência de diferentes composições químicas dentro de um mesmo grupo. Final do segundo parágrafo: as variações no grau de cristalinidade foram verificadas? Como?

p.53: a diferenciação entre ilita da ZAI e da ZF foi obtida apenas por petrografia óptica (cf. birrefringência)? O melhor seria separar interpretação de descrição dos resultados em relação ao boiling. Fica evidente pelas descrições e pelas imagens de MEV que há mais de uma geração de ilita em uma mesma fácies de alteração

p.57: sin- a tardi- ... em relação a?

p. 59: se o contato entre fílica e propilítica é gradacional, como identificou que essa última é tardia em relação à primeira? Essa relação é interessante pois é aparentemente contrária à descrita na literatura em sistemas geotérmicos. Isso abre uma linha de investigação para detalhamento da relação temporal entre fácies de alteração

### 4.3 Química mineral

p.62: não é indicado a forma de ocorrência dos cristais de carbonato analisados. Além de espacial, a distribuição química heterogênea ao longo do depósito tem relação temporal? A forma de ocorrência deveria ter sido descrita como foi feito para a clorita (p.65)

p. 63: legenda (b), e não (c). Filossilicatos. Não é indicado de qual fácies de alteração cada amostra pertence. Foram feitas análises de DRX para verificação dos politipos? Isso não é mencionado no texto principal nem nos métodos

p.65: por que não escolheu uma das duas classificações para clorita? Ótima ponderação quanto a limitação das interpretações devido a amostragem apenas em disseminações

p.66: não foi individualizado o campo da Mg-chamosita no diagrama de Bayliss, conforme referenciado no texto

p.67: por que a esfalerita é descrita usando o termo “fenocristal”? Esse termo deve ser utilizado para rochas ígneas e em minerais que dão o nome a rochas deste tipo (minerais formadores de rocha)

## 5. DISCUSSÃO

p.70-71: Como sugestão para trabalhos futuros, uma adição importante ao entendimento do depósito seria desenvolver o controle estrutural das mineralizações

p.72: a acidificação moderada do meio não teria relação com zonas supergênicas? Elas são ausentes?

p.73: será que a mesma ilita modifica sua forma do centro para borda dos cristais devido a modificação de temperatura vs. tempo? Ou será que são eventos distintos?

p.74: Fico em dúvida se a calcita mostrada na petrografia é do tipo platy/bladed? Há outras evidências de boiling?

p.75: em muitos depósitos a relação observada é inversa, onde o conteúdo de Fe aumenta em direção e na zona mineralizada

p.80: não usar indiscriminadamente o termo pós-colisional para intrusões (ver revisão em Liégeois, 1998).

## 6. CONCLUSÃO

p.83 e 84: Importantes ressaltos de que (i) são necessários estudos das paragens de alteração e mineralização e (ii) necessidades metodológicas para trabalhos futuros

Assinatura:

Data: 12/10/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

| <b>ANEXO I</b>  |
|---|
| Título da Dissertação/Tese:   |
| <b>“GEOLOGIA, MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DO DEPÓSITO INTERMEDIATE SULFIDATION SANTA MARIA, MINAS DO CAMAQUÃ - RS”</b>  |
| Área de Concentração: Geoquímica  |
| Autor: <b>Julio Cezar Souza Santos</b>  |
| Orientadora: Prof <sup>a</sup> . Dr <sup>a</sup> . Marcia Elisa Boscato Gomes   |
| Examinador: Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus  |
| Data: 03/11/2020  |
| Conceito: A (EXCELENTE)   |
| <b>PARECER:</b>   |
| <p>A dissertação de Mestrado é apresentada na forma de artigo científico e focaliza o estudo dos minérios (Pb-Zn-Ag-Cu) e ganga associada da Jazida Santa Maria, Distrito Minas do Camaquã, RS. O manuscrito possui estrutura bem organizada, ilustrações, fotografias macroscópicas de testemunhos de sondagem e fotomicrografias de lâminas delgadas e seções polidas informativas e adequadas à proposta de apresentação do problema e discussão do assunto. Os dados apresentados possuem alta qualidade e a discussão científica é muito bem qualificada. O tema abordado possui grande relevância científica e resulta numa contribuição importante para o avanço no conhecimento científico das mineralizações metálicas do Distrito da Minas do Camaquã, RS.</p> <p>O manuscrito está bem redigido, é de fácil compreensão e possui pequenos erros de ortografia e digitação que seriam facilmente identificáveis numa revisão pelo autor (ver inclusive correção do TÍTULO). Considero um pequeno lapso a ausência de consulta e citação de uma tese de Doutorado de autoria do Dr. Marcelo Ribeiro que focaliza as mineralizações de Cu, mas deveria ser considerada nos estudos prévios e na discussão. Notadamente uma das referências importantes, considerada no manuscrito e utilizada para argumentação central do artigo não está listada no rol das referências bibliográficas (ex. Einaudi et al. 2003). A possível ligação entre as mineralizações metálicas e o vulcanismo na Jazida Santa Maria foram propostos e discutidos por Pereira, 2018 (Dissertação de Mestrado) e deveriam ser levados em consideração na discussão e conclusões do trabalho. Mesmo que o autor não concorde integralmente com esta proposta, tais hipóteses deveriam ser citadas e discutidas com maior profundidade, pois isto representaria a ligação das mineralizações com o magmatismo na área. De qualquer modo, estes pequenos erros não retiram o grande mérito do trabalho. O ponto alto da obra consiste na identificação, mapeamento, distribuição espacial e classificação dos halos de alteração hidrotermal do depósito Pb-Zn Santa Maria. A configuração apresentada e demonstrada, representa um grande avanço no entendimento da petrologia da ganga e dos corpos de minério. A cronologia das diferentes fases de alteração hidrotermal estão elegantemente apresentadas. Pequeno reparo merece</p> |

a Figura 18 (pags 61 e 140) pois a calcopirita está presente também na fase propilítica mas não está demonstrado nestas duas figuras. Creio adicionalmente, que a possibilidade de recorrência de uma ou mais fases de alteração hidrotermal poderia ser levada em consideração, especialmente no caso da alteração propilítica. A alteração clorítica (propilítica) associada a fase do Cu poderia ser recorrente e possivelmente representar o estágio inicial (Cu no Camaquã - Uruguai e São Luiz) e retornar num estágio final na Jazida Santa Maria, conforme está bem demonstrado pelo autor nas texturas de substituição da galena pelos sulfetos de Cu (calcopirita, bornita. etc). Avaliando todos os aspectos da obra, considero que o autor atingiu plenamente os objetivos de uma Dissertação de Mestrado e atribuo o grau A (Excelente) para o trabalho.

Assinatura: 

Data: 03/11/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

|  |       |
|--|-------|
| <b>ANEXO I</b>   |       |
| Título da Dissertação/Tese:  |       |
| <b>“GEOLOGIA, MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DO<br/>DEPÓSITO INTERMEDIATE SULFIDATION SANTA MARIA,<br/>MINAS DO CAMAQUÃ - RS”</b>   |       |
| Área de Concentração: Geoquímica   |       |
| Autor: <b>Julio Cezar Souza Santos</b>   |       |
| Orientadora: Prof <sup>a</sup> . Dr <sup>a</sup> . Marcia Elisa Boscato Gomes  |       |
| Examinadora: Prof <sup>a</sup> . Dr <sup>a</sup> . Lydia Maria Lobato  |       |
| Data: 2 novembro de 2020   |       |
| Conceito: nota 90, A   |       |
| PARECER:   |       |
| Trabalho muito bom, realmente interessante. O artigo precisa de muita revisão, inclusive do inglês. Com base nas edições indicadas no artigo, e nos comentários encaminhados em arquivo anexo, o autor tem condições de fazer correções na parte em português. |       |
| Assinatura: Lydia Maria Lobato   | Data: |
| Ciente do Orientador:  |       |
| Ciente do Aluno:   |       |