



ALICE JUSTI COAN

**HIDROTHERMALISMO E MINERALIZAÇÃO DE COBRE DA MINA ANDRADE,
CAÇAPAVA DO SUL – RS.**

Porto Alegre

2022

ALICE JUSTI COAN

**HIDROTHERMALISMO E MINERALIZAÇÃO DE COBRE DA MINA ANDRADE,
CAÇAPAVA DO SUL – RS.**

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

Orientadores: Prof. Dr. José Carlos Frantz

Profa. Dra. Juliana Charão Marques

Supervisor: Dr. Daniel Triboli Vieira

Porto Alegre

2022

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado **HIDROTERMALISMO E MINERALIZAÇÃO DE COBRE DA MINA ANDRADE, CAÇAPAVA DO SUL – RS** elaborado por **Alice Justi Coan**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo

Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

Prof. Dr. Vitor Paulo Pereira

Porto Alegre

2022

Dedico este trabalho a mulheres da geologia que como eu, visam seu futuro em meio a exploração mineral neste país.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer aos meus pais, Salesio e Rosiane, que não tiveram a oportunidade de estudar quando jovens. Apesar dessas circunstâncias, meus pais sempre priorizaram meus estudos e na minha formação como pessoa verdadeira, justa e independente. Logo, deixo aqui meu carinhoso e mais sinceros agradecimentos a eles, que sempre me deram suporte e apoio nas minhas decisões no desenvolver da minha vida pessoal e acadêmica.

Agradeço meu companheiro Gabriel, por sempre me apoiar e compactuar com as minhas escolhas. Pelas noites mal dormidas me ajudando a estudar, por tolerar meus dramas acadêmicos e por respeitar meus momentos de foco no estudo.

A minha gratidão aos professores do Instituto de Geociências da UFRGS pelo conhecimento passado durante minha formação. Em especial, minha orientadora e amiga, Juliana Charão Marques, por sempre segurar a minha mão desde o início da minha caminhada dentro do curso de geologia, proporcionando diálogo, escuta e ensinamentos para minha formação pessoal e acadêmica. Meu orientador, José Carlos Frantz, agradeço a mentoria, o incentivo e a confiança em meu potencial na realização de diversos trabalhos durante minha formação. Ao meu supervisor, Daniel Triboli Vieira, agradeço o apoio no desenvolvimento deste trabalho. Ao professor Diego Marques, agradeço pelas oportunidades dentro da área de geoestatística e modelagem em recursos naturais que me proporcionou novos conhecimentos.

Aos meus colegas da turma de 2017, especialmente minhas amigas Nicole, Ana Paula e Bruna, e amigos William, Jean, Andrey e João Pedro sou grata pelo carinho e respeito que tivemos e ainda teremos durante nossas jornadas.

A SEG UFRGS *Student Chapter* e a *Society of Economic Geologists*, agradeço carinhosamente todos os conhecimentos e experiências que pude adquirir que certamente contribuíram com o meu desenvolvimento profissional e pessoal.

Agradeço a Empresa Águia Metais S.A. e ao Dr. Fernando Tallarico por disponibilizar sua atenção, material e dados para a realização deste trabalho. Aos meus colegas de empresa: Lucas, Rafael, Rodolfo, Dartanhã, Luiz e Ray, obrigada pelos ensinamentos, paciência e companheirismo.

Nada na vida deve ser temido, somente compreendido. Agora é hora de compreender mais para temer menos.

(Marie Curie)

RESUMO

O depósito de cobre da Mina Andrade está hospedado em metatufos associados a sequências metavulcano-sedimentares do Complexo Metamórfico Passo Feio, localizado no flanco oeste do Granito Caçapava, região central do Estado do Rio Grande do Sul. O corpo principal de minério está orientado segundo N-S com mergulho para oeste, com uma dimensão conhecida em torno de 1 km de comprimento e 100 m de largura. Trabalhos anteriores descrevem o depósito como hidrotermal epigenético e estruturalmente controlado. O presente trabalho permitiu identificar os principais minerais de minério, estabeleceu a ordem de formação dos minerais, definiu as paragêneses e possibilitou um melhor entendimento dos processos metalogenéticos envolvidos na formação do depósito de cobre. A identificação e caracterização do corpo de minério hospedado no metatupo foram realizadas a partir da descrição de dois testemunhos de sondagem pertencentes à empresa Águia Metais S.A., com a seleção de amostras para descrição macroscópica, descrição por microscopia ótica e por Microscopia Eletrônica de Varredura. O estudo permitiu identificar e associar a formação do depósito de cobre a duas diferentes fases: uma fase hidrotermal com formação de pirita, calcopirita e bornita associada a uma paragênese de clorita, calcita, epidoto e quartzo, e outra fase supergênica marcada pela formação de calcocita e hematita em uma zona com quartzo microcristalino. A integração entre os dados produzidos no presente trabalho, com os dados disponíveis na literatura e os da Empresa Águia Metais S.A., detentora dos direitos minerais desse prospecto, permitiu avançar no entendimento dos processos metalogenéticos que atuaram na gênese do depósito mineral de cobre da Mina Andrade.

Palavras-Chave: Mina Andrade. Metalogenia. Hidrotermalismo. Minério de cobre.

ABSTRACT

The copper deposit of Mina Andrade is hosted in metatuffs associated with metavolcano-sedimentary sequences of the Passo Feio Metamorphic Complex, located on the western flank of the Caçapava Granite, central region of the Rio Grande do Sul State. The main ore body is oriented N-S with a westward dip, with a known dimension circa 1 km-long and 100 m-wide. Previous works describe the deposit as hydrothermal epigenetic and structurally controlled. The present work allowed the identification of the main ore minerals, established the order of mineral formation, defined the paragenesis and allowed a better understanding of the metallogenetic processes involved in the formation of the copper deposit. The identification and characterization of the ore body hosted in the metatuffs were carried out by describing two drill cores from the Águia Metais S.A and selecting samples for macroscopic, optical microscopy and Scanning Electron Microscopy studies. The study allowed identifying and associating the formation of the copper deposit to two different phases: a hydrothermal phase with pyrite formation, chalcopyrite and bornite associated with a paragenesis of chlorite, calcite, epidoto and quartz, and a supergenic phase marked by the formation of chalcocite and hematite in a zone with microcrystalline quartz. The integration between the data produced in the present work, with the available data in the literature and those of the Águia Metais S.A., holder of the mineral rights of this prospect, allowed advancing in the understanding of the metallogenetic processes that acted in the genesis of the cooper mineral deposit of Mina Andrade.

Key words: Andrade Mine. Metallogeny. Hydrothermalism. Copper Ore.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo. Fonte: Imagem extraída do Google Earth e elaborada pela autora.21
- Figura 2 – Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira. Ele é subdividido em: segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; segmento central tem o Orógeno Brasília Sul, Orógeno Ribeira e Orógeno Apiaí; e segmento meridional é o Orógeno Dom Feliciano. Fonte: Adaptada de Heilbron *et al.* (2004).25
- Figura 3 – Mapa geológico simplificado ilustrando a disposição dos terrenos, principais estruturas e compartimentação tectônica do Escudo Sul-rio-grandense. A área de estudo é destacada no retângulo, próximo à região de Caçapava do Sul. Fonte: Adaptada de Dal Olmo-Barbosa *et al.* (2021); Fernandes *et al.* (1995a e 1995b); Costa (1997); Paim *et al.* (2000); Ramos *et al.* (2018); Vieira *et al.* (2020).26
- Figura 4 – Modelo evolutivo do Cinturão Dom Feliciano (DF) demonstrando em cada fase os processos tectônicos pelos quais passou até sua geração a partir da colisão dos crátons Rio de La Prata (RP) e Kalahari (K). Fonte: Adaptada de Philipp *et al.* (2016).27
- Figura 5 – Principais unidades geotectônicas e zonas de cisalhamento identificadas no Sul do Brasil e identificação do Terreno São Gabriel. Fonte: Adaptada de Philipp *et al.* (2018).28
- Figura 6 – Esboço geológico do Terreno São Gabriel, foram enumeradas no mapa as associações ultramáficas: 1- ofiolito Cerro Mantiqueiras; 2- ofiolito Ibaré; 3- Ofiolito Palma; 4- Passo do Ivo; 5- Bossoroca; 6- Cambaizinho. Retângulo vazado em verde demarca a área de estudo. Fonte: Adaptada de Bicalho *et al.* (2019).29
- Figura 7 – Mapa geológico detalhado sobre a localização do Complexo Metamórfico Passo Feio e do depósito de cobre da Mina Andrade. Fonte: Adaptada de Bicalho *et al.* (2019).31
- Figura 8 – Mapa geológico do CMPF com a localização da amostra utilizada nas datações U-Pb com geocronologia de zircão. Fonte: Adaptada de Remus *et al.* (2000).33
- Figura 9 – Mapa geológico do CMPF com a localização das amostras que foram usadas para datação de Lopes *et al.* (2015) a partir das datações de CERR-wr. Fonte: Adaptada de Lopes *et al.* (2015).35
- Figura 10 – Mapa geológico do depósito de cobre da Mina Andrade, com a localização das perfurações AND-19-001, AND-19-002 E AND-19-003, realizadas pela Empresa Aguiá Resources em 2019. Fonte: Adaptada de Aguiá (2019).37
- Figura 11 – Modelo esquemático de sistema magmático-hidrotermal demonstrando a relação de depósitos de Cu, Au e Mo Pórfiro ricos em S (lado direito da imagem) e depósitos de óxido de Fe–Cu–Au (IOCG) pobres em S (lado esquerdo da imagem). Fonte: Adaptada de Richards e Mumin (2013).42

Figura 12 – Fase de campo realizada na Mina Andrade. A) Antigo túnel de prospecção mineral da mina com aproximadamente 2 m de altura, 1,5 m de largura e 25 m de comprimento. B) Trincheira localizada na superfície do depósito com aproximadamente 0,7 m de altura, 0,5 m de largura e 30 m de comprimento. Fonte: Elaborada pela autora.....	46
Figura 13 – Mapa geológico do depósito de cobre da Mina Andrade com a localização dos furos de sondagem AND-19-001, AND-19-002 e AND-19-003. Fonte: Adaptada de Projects (2020).....	47
Figura 14 – Galpão de testemunhos de sondagem da empresa Águia Metais S.A., localizado no município de Caçapava do Sul - RS. A) Descrição dos testemunhos de sondagem selecionados para este trabalho. B) Amostra de testemunho de sondagem selecionada para a fase de laboratório. Fonte: Elaborada pela autora.....	48
Figura 15 – A) Microscópio Eletrônico de Varredura do Laboratório de Geologia Isotópica. B) Esquema simplificado de um MEV. Fonte: Extraído de http://cpmtc-igc-ufmg.org/laboratorios10.htm , em 30/09/2021.....	52
Figura 16 – Galeria, da Mina Andrade. A) Ponto branco indicando a localização da galeria dentro do depósito mineral. B) Fotografia de dois auxiliares de campo da empresa Águia Metais S.A. na entrada da galeria. Fonte: Elaborada pela autora....	56
Figura 17 – Fotografias do interior da galeria localizada na Mina Andrade. A) Azurita disseminada na rocha metavulcânica no interior da galeria. B) Malaquita disseminada na rocha metavulcânica no interior da galeria e fraturas preenchidas por óxido de ferro. C) Teto da galeria com veio de carbonato com aproximadamente 3 cm de largura, observado no retângulo vermelho. D) fraturas na rocha metavulcânica com preenchimento de argilominerais e óxidos de ferro. Fonte: Elaborada pela autora....	57
Figura 18 – Fotografias das trincheiras, e local de realização do trabalho de campo na Mina Andrade. A) Fotografia indicando a localização das trincheiras dentro do depósito mineral. B) Fotografia da trincheira descrita com o autor presente na foto. Fonte: Elaborada pela autora.....	58
Figura 19 – Fotografias da parte interna da trincheira localizado no topo do depósito da Mina Andrade. A) Veio de quartzo e carbonato com malaquita disseminada, inserida na rocha metavulcânica. B) Malaquita disseminada na rocha metavulcânica. Fonte: Elaborada pela autora.....	59
Figura 20 – Perfil esquemático dos testemunhos de sondagem AND-19-001 e AND-19-002 inseridos nas rochas hospedeiras da mineralização de cobre da Mina Andrade. Fonte: Adaptada de Projects (2020).....	60
Figura 21 – Perfil esquemático dos testemunhos de sondagem AND-19-003 inseridos nas rochas hospedeiras da mineralização de cobre da Mina Andrade. Fonte: Adaptada de Projects (2020).....	61
Figura 22 – Perfil esquemático do testemunho AND-19-001 com as litologias descritas durante realização de log na fase de campo e a coleta de amostras para a fase laboratorial. Fonte: Elaborada pela autora.....	62

- Figura 23 – Perfil esquemático do testemunho AND-19-003 com as litologias descritas durante realização de log na fase de campo e a coleta de amostras para a fase laboratorial. Fonte: Elaborada pela autora.63
- Figura 24 – Amostra ANP-001 referente ao testemunho de sondagem AND-19-001 com vênulas de carbonato e disseminações de carbonato e clorita acompanhados de calcopirita e bornita disseminadas. Fonte: Elaborada pela autora.65
- Figura 25 – Fotomicrografias da amostra ANP-001. Fotos “A” e “B” obtidas em luz natural. Fotos de “C” até “F” obtidas em luz polarizada. A) Metatufos com litoclasto irregular recristalizado com clorita hidrotermal e epidoto. B) Epidoto hidrotermal disseminado no metatufos cloritizados. C) Vênulas de carbonato sem direção preferencial. D) Vênulas de carbonato acompanhadas por epidoto hidrotermal disseminado. Fonte: Elaborada pela autora.66
- Figura 26 – Imagem por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-001. Imagem representativa da matriz do metatufos cloritizados com vênulas. Fonte: Elaborada pela autora.67
- Figura 27 – Amostra ANP-002 localizado a 92,96 m de profundidade do testemunho AND-19-001. Metatufos cloritizados com clorita hidrotermal e veios de carbonato. Grãos de calcocita anédricos com dimensões aproximadamente de 0,1 até 0,4 cm, presente nos veios e disseminada na rocha hospedeira, circundada por óxido de ferro. Fonte: Elaborada pela autora.68
- Figura 28 – Fotomicrografias da amostra ANP-002. Foto “A” obtida em luz natural. Fotos de “B” até “D” obtidas em luz polarizada. A) Veio de carbonato no metatufos cloritizados. B) Fragmento irregular do metatufos cloritizados recristalizado parcialmente por clorita, carbonato e epidoto hidrotermal. C) Veio de carbonato e metatufos cloritizados com epidoto anédrico disseminado e microcristalino. D) Vênula de carbonato com bordas de hematita. Fonte: Elaborada pela autora.69
- Figura 29 – Imagem por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-002. Imagem correspondente a vênulas e veios de quartzo, calcita e clorita de origem hidrotermal. Fonte: Elaborada pela autora.70
- Figura 30 – Amostra ANP-003 localizado a 97,22 m de profundidade do testemunho AND-19-001. A e B) metatufos cloritizados com veios e vênulas de carbonato. Calcocita presente nos veios de carbonato com predominância, circundada por óxido de ferro. Grãos de calcopirita subédricos-anédricos com dimensões aproximadas de 0,4 cm disseminados nos veios de carbonato. Calcocita substituindo parcial e/ou total a calcopirita e gerando uma borda de óxido de ferro no entorno do grão. Fonte: Elaborada pela autora.71
- Figura 31 – Fotomicrografias da amostra ANP-003. Fotos obtidas em luz polarizada. A) Clorita hidrotermal substituindo matriz do metatufos, veios e vênulas de carbonato cortando a rocha. B) Veio de carbonato acompanhado de epidoto disseminado e microcristalino de origem hidrotermal. C) Metatufos substituído por clorita hidrotermal e vênulas de carbonato. D) Veio de carbonato com disseminação e agregados de epidoto e hematita. Fonte: Elaborada pela autora.72
- Figura 32 – Imagem por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-003. Imagem correspondente a Metatufos com clorita hidrotermal,

quartzo e calcita disseminada, e cortado por veio de calcita com quartzo e calcocita. Fonte: Elaborada pela autora.73

Figura 33 – Amostra ANP-006 localizado a 69,50 m de profundidade do testemunho AND-19-003. A e B) Metatufos silicificados compostos por quartzo mineralizado por calcocita em textura que visualmente lembra tipo *mesh* e intercrescida com quartzo. Fonte: Elaborada pela autora.74

Figura 34 – Fotomicrografias da amostra ANP-006. Fotos “A” e “C” obtidas em luz natural e fotos “B” e “D” obtidas em luz polarizada. A) Quartzo microcristalino substituindo a rocha hospedeira original. B) Cristais de quartzo com hábito microcristalino anédrico de aproximadamente 0,05 - 0,01 mm e quartzo com grãos límpidos de maior cristalinidade e maior dimensão. C) Quartzo com aparência de textura *mesh*. D) Quartzo microcristalino acompanhado de hematita disseminada e restos agregados de quartzo límpido. Fonte: Elaborada pela autora.75

Figura 35 – Imagem por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-006. Metatufos silicificados compostos por matriz de quartzo com calcita. Minério de cobre é representado por calcocita circundada por hematita. Fonte: Elaborada pela autora.76

Figura 36 – Fotomicrografia de cristais de pirita, calcopirita e bornita obtidas em luz refletida. A) Pirita intercrescida parcialmente com calcopirita e bornita formada localmente nas bordas da calcopirita. B) Microcristais de pirita e bornita anédricos disseminados na matriz. C e D) cristal de bornita com pirita e calcopirita. E) Pirita euédrica com contato estável no cristal de calcopirita com bordas de bornita. F) Cristais de calcopirita com borda de bornita. Fonte: Elaborada pela autora.78

Figura 37 – Imageamento backscattering em MEV de lâmina delgada da amostra ANP-001. A) Pirita envolvida por calcopirita 1. B e C) Cristal de calcopirita 1 com zonação no núcleo em direção as bordas de calcopirita 2 e pirita. D) Cristal de pirita euédrico associado a calcopirita 1 com bordas de calcopirita 2. Fonte: Elaborada pela autora.79

Figura 38 – Imagens por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-001. A) Imageamento backscattering em MEV em cristal de calcopirita. B) Mapa composicional de elementos de enxofre, cobre e ferro. C) Mapa composicional do elemento cobre, indicando formação de Cpy 1 e Cpy 2. D) Mapa composicional do elemento ferro, indicando formação de Py e enriquecimento em ferro na Cpy 1. Fonte: Elaborada pela autora.80

Figura 39 – Fotomicrografia da amostra ANP-002 de cristais de bornita, calcocita e calcopirita obtidas em luz refletida. A) cristais de bornita com substituição parcial para calcocita. B) Cristal euédrico de aproximadamente 0,5 mm de bornita com substituição parcial para calcocita. C) Vênula de espessura 0,8 mm com cristal de bornita anédrico de aproximadamente 0,4 mm com início de substituição para calcocita. D) Cristal de calcopirita fragmentado subédrico de aproximadamente 3 mm. Fonte: Elaborada pela autora.81

Figura 40 – Imagens por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-002. A) Imageamento backscattering em MEV em cristal de Cpy 2 e calcocita. B) Mapa composicional dos elementos enxofre, cobre e ferro. C) Mapa

composicional do elemento cobre, indicando a variação entre Cpy 2 e Cc. D) Mapa composicional do elemento ferro, indicando formação de Hem. Fonte: Elaborada pela autora.82

Figura 41 – Fotomicrografia da amostra ANP-003 de cristais de pirita e bornita obtidas em luz refletida. A) Cristais de pirita euédricos a anédricos microcristalinos com aproximadamente 0,5 mm dispersos em veio. B) Cristal de pirita com fraturas preenchidas por bornita. Fonte: Elaborada pela autora.83

Figura 42 – Imagens por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-003. A) Imageamento backscattering em MEV em cristal de Py. B) Mapa composicional de elementos enxofre, cobre e ferro. C) Mapa composicional do elemento cobre, indicando formação de Cpy 2. D) Mapa composicional do elemento ferro, indicando a presença de Py e Hem. Fonte: Elaborada pela autora.84

Figura 43 – Fotomicrografia de cristais de calcocita obtidas em luz refletida. A) Cristais de calcocita em forma de mesh na rocha silicificada. B) Calcocita anédrica em mesh e fragmentada na rocha silicificada. Fonte: Elaborada pela autora.85

Figura 44 – Imagens por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-006. A) Imageamento backscattering em MEV em cristais de calcocita e hematita. B) Mapa composicional de elementos sílica, cobre e ferro. C) Mapa composicional do elemento cobre, indicando formação de calcocita em textura visualmente como do tipo *mesh*. D) Mapa composicional do elemento ferro, indicando formação de hematita circundando cristais de calcocita. Fonte: Elaborada pela autora.86

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Comparação entre os depósitos do tipo Pórfiro e IOCG. Fonte: Adaptada de Richards e Mumin (2013).	43
Tabela 2 – Amostragem do testemunho de sondagem AND-19-001 com os métodos aplicados nas amostras selecionadas. Fonte: Elaborada pela autora.....	53
Tabela 3 – Amostragem do testemunho de sondagem AND-19-003 com os métodos aplicados nas amostras selecionadas. Fonte: Elaborada pela autora.....	54
Tabela 4 – Tabela contendo os principais minerais que estão presentes na composição do depósito de cobre da Mina Andrade mostrando as paragêneses minerais associadas a alteração hidrotermal, minério de cobre e ao processo de enriquecimento supergênico. Fonte: Elaborada pela autora.	90

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Au	Ouro
Bn	Bornita
Cal	Calcita
Cb	Carbonato
Cc	Calcocita
Chl	Clorita
cm	centímetros
CMPF	Complexo Metamórfico Passo Feio
Cpy	Calcopirita
Cu	Cobre
EDS	Espectrometria por dispersão de energia
Ep	Epidoto
Fe	Ferro
Hem	Hematita
IOCG	Depósitos de óxido de ferro–cobre–ouro
m	metros
Ma	Milhões de anos
Mo	Molibdênio
mm	milímetros
Pb	Chumbo
Py	Pirita
Qz	Quartzo
S	Enxofre
U	Urânio

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	19
1.1 Localização	20
1.2 Justificativa.....	21
1.3 Objetivos e metas.....	22
2 ESTADO DA ARTE	24
2.1 Contexto geológico regional	24
2.1.1 <i>Província Mantiqueira</i>	24
2.1.2 <i>Cinturão Dom Feliciano</i>	25
2.1.3 <i>Terreno São Gabriel</i>	27
2.2 Contexto geológico local.....	30
2.2.1 <i>Complexo Metamórfico Passo Feio (CMPF)</i>	30
2.2.2 <i>Mina Andrade – Depósito mineral</i>	36
3 REVISÃO CONCEITUAL	38
3.1 Depósitos hidrotermais de cobre	38
3.1.1 <i>Depósitos hidrotermais do Tipo Pórfiro</i>	39
3.1.2 <i>Depósitos hidrotermais do tipo IOCG</i>	40
3.1.3 <i>Principais relações entre os depósitos hidrotermais do Tipo Pórfiro e IOCG</i>	41
4 MATERIAIS E MÉTODOS	44
4.1 Fase de planejamento	44
4.1.1 <i>Pesquisa bibliográfica</i>	44
4.2 Fase de campo	45
4.2.1 <i>Descrição de testemunhos e amostragem</i>	46
4.3 Fase de laboratório	49
4.3.1 <i>Macroscopia com lupa binocular</i>	49
4.3.2 <i>Laminação</i>	49
4.3.3 <i>Microscopia ótica de luz transmitida e refletida</i>	50
4.3.4 <i>Microscopia eletrônica de varredura (MEV)</i>	51

4.4 Fase de integração dos dados	53
5 RESULTADOS.....	55
5.1 Descrições de campo.....	55
5.2 Caracterização do Intervalo mineralizado.....	64
5.2.1 Metatufo cloritizado.....	64
<i>5.2.1.1 Metatufo cloritizado com vênulas</i>	<i>64</i>
<i>5.2.1.2 Metatufo cloritizado com veios</i>	<i>67</i>
5.2.3 Metatufo silicificado.....	73
5.3 Mineralogia do minério	76
<i>5.3.1 Mineralização Disseminada.....</i>	<i>77</i>
<i>5.3.2 Mineralização em Veios e Vênulas.....</i>	<i>80</i>
<i>5.3.2 Mineralização em textura do tipo Mesh.....</i>	<i>84</i>
6 INTEGRAÇÃO DE DADOS	87
7 CONCLUSÕES	91
REFERÊNCIAS.....	93

1 INTRODUÇÃO

O cobre faz parte do desenvolvimento da sociedade desde a pré-história. Ele foi um dos primeiros metais a ser minerado e transformado em ferramentas pelo homem, com o objetivo de apoiar suas necessidades de sobrevivência. No início, o cobre era moldado em temperatura ambiente; posteriormente, o fogo e fornos rudimentares passaram a ser utilizados na confecção de armas e utensílios domésticos. A partir da descoberta de que o cobre pode compor uma liga metálica com outros metais, a sua procura vem crescendo devido ao uso do metal em novas tecnologias e demandas industriais. Atualmente, o cobre é extraído para confecção de fios para a rede elétrica, motores e componentes eletroeletrônicos. É o terceiro metal mais utilizado no mundo, ficando atrás apenas do ferro e do alumínio. O Brasil está na 15ª colocação na produção mundial de cobre, divulgada no ano de 2018, com 147.836 tonelada/ano (HIGA, 2011).

O Rio Grande do Sul tem registros históricos de prospecção de cobre, com sua descoberta na metade do século XIX no distrito mineiro chamado de Minas do Camaquã, localizado no município de Caçapava do Sul. Esse distrito foi historicamente um dos principais fornecedores de cobre no Brasil, com mais de 100 anos de produção, pesquisas e atividades exploratórias (FURTADO, 1980). Essa descoberta influenciou diretamente na pesquisa mineral e no desenvolvimento dos primeiros mapas geológicos do Estado. Durante essas pesquisas, no século XIX, a Mina Andrade foi descoberta no município de Caçapava do Sul pela Companhia de Minas de Ouro e Cobre do Brasil (TEIXEIRA *et al.*, 1978; TEIXEIRA; GONZALES, 1988; HARRES, 2000).

O depósito mineral de cobre da Mina Andrade está hospedado no contexto geológico do Complexo Metamórfico Passo Feio, localizado no município de Caçapava do Sul, região situada no centro-sul do Rio Grande do Sul. O Complexo Metamórfico Passo Feio é composto por sequências vulcano-sedimentares metamorfisadas em grau médio (REMUS *et al.*, 2000; LOPES *et al.*, 2015). Autores como Remus *et al.* (2000) sugerem que o processo de formação dessa mineralização está relacionado ao hidrotermalismo de natureza epigenética, gerado possivelmente quando da intrusão do Granito Caçapava. Atualmente, a empresa Águia Metais S.A.

é responsável pela pesquisa na área da Mina Andrade e realiza levantamento de novos dados para determinar a viabilidade econômica do prospecto.

O objetivo no presente trabalho é prover novas informações e detalhes para uma melhor compreensão dos processos metalogenéticos da área de estudo. Para o desenvolvimento deste trabalho serão realizadas: (i) descrições de novos testemunhos de sondagem para caracterização dos intervalos mineralizados e seleção de amostras; (ii) descrição petrográfica e análises químicas a partir de intervalos selecionados destes testemunhos; (iii) integração dos novos dados com os dados anteriores já existentes para melhor entendimento e sugestão quanto ao tipo de depósito mineral da área de estudo. A partir da descrição e da caracterização das rochas hospedeiras e do minério de cobre, pretende-se estabelecer uma ordem de formação das paragêneses, o que permitirá uma melhor definição dos processos envolvidos e da metalogênese do depósito.

1.1 Localização

A área de estudo está localizada no município de Caçapava do Sul, região centro-sul Estado do Rio Grande do Sul, a aproximadamente 260 km da capital Porto Alegre. Para acesso ao local a partir de Caçapava do Sul, percorre-se a RS-357 por aproximadamente 6 km no sentido SW e se utiliza uma estrada municipal não pavimentada no sentido NW por cerca de mais 2 km para chegar na Mina Andrade (Fig. 1).

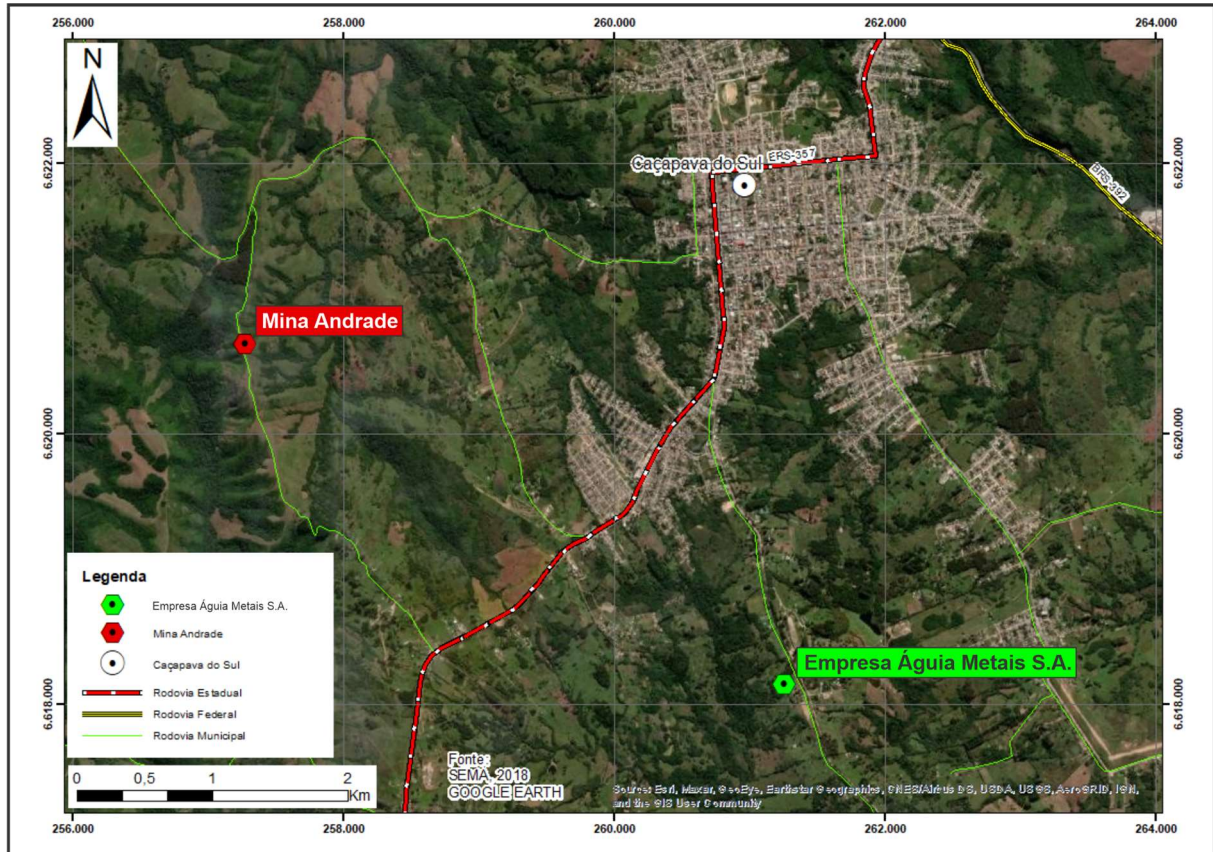


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo. Fonte: Imagem extraída do Google Earth e elaborada pela autora.

1.2 Justificativa

O cobre é um metal extremamente importante na evolução da sociedade. Surgido no período Paleolítico, o cobre foi o primeiro metal a ser descoberto pelo homem, que trocou suas ferramentas e utensílios de madeira por materiais forjados de cobre. Seu ápice ocorreu na Idade do Cobre, no Neolítico. Desde a sua descoberta até o momento, o cobre ainda é um dos metais mais minerados e utilizados na indústria, principalmente na confecção de fios elétricos (HIGA, 2011).

O Estado do Rio Grande do Sul possui um histórico de mineração, pesquisas e atividades exploratórias de cobre no decorrer de mais de 100 anos no município de Caçapava do Sul (FURTADO, 1980). Teixeira *et al.* (1978), Teixeira e Gonzales (1988) e Harres (2000), em seus relatos históricos compilados, descrevem Minas do Camaquã como um distrito mineiro descoberto em 1865, quando ingleses

garimpavam ouro em regiões próximas. Na época, Minas do Camaquã tornou-se o principal depósito de cobre do Brasil. Depois dessa descoberta, foram realizadas novas pesquisas geológicas em todo o Estado. Os primeiros mapas geológicos do Estado foram efetuados a partir da busca de novos depósitos minerais (TEIXEIRA *et al.*, 1978; TEIXEIRA; GONZALES, 1988; HARRES, 2000). Com essas novas buscas, a Mina Andrade foi um dos depósitos de cobre descobertos (PAIM, 2002).

Para os depósitos de cobre na Mina Andrade foram sugeridos, em trabalho anterior, processos metalogenéticos do tipo hidrotermal epigenético relacionados à intrusão granítica (REMUS *et al.*, 2000). A empresa Águia Metais S.A., atual detentora da área de pesquisa, realiza levantamento de dados para aumento de reservas e verificação de viabilidade econômica do prospecto. No entanto, nas últimas décadas, não foram realizados trabalhos na área com foco no entendimento aprofundado dos processos metalogenéticos. Com os novos dados gerados e fornecidos pela empresa, este projeto busca investigar os processos metalogenéticos referentes ao depósito mineral da Mina Andrade, o que poderá trazer novas ideias e contribuir diretamente nas atividades de exploração mineral da empresa. Um aumento de conhecimento que impacte as pesquisas exploratórias poderá trazer benefícios diretamente ao desenvolvimento socioeconômico da região.

1.3 Objetivos e metas

A proposta deste trabalho é descrever de forma detalhada a mineralização de cobre hospedada nas rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Metamórfico Passo Feio, na área da Mina Andrade, a partir de testemunhos de sondagem objetivando a compreensão dos processos metalogenéticos envolvidos na formação do minério. O acesso a novos testemunhos de sondagem e demais informações disponibilizadas pela empresa Águia Metais S.A. permitirá a descrição tanto das rochas hospedeiras quanto da mineralização, possibilitando definir paragêneses e a ordem dos processos de formação do minério. Ao final, espera-se avançar no entendimento dos processos metalogenéticos responsáveis pela geração dessa mineralização.

Para alcançar o objetivo deste trabalho busca-se realizar três metas específicas: (i) Descrição de testemunhos de sondagem para caracterização dos intervalos, em especial os mineralizados, e seleção de amostras; (ii) descrição petrográfica e análises químicas das amostras selecionadas; (iii) integração dos novos dados com dados anteriores já existentes para sugestão de um modelo metalogenético na área de estudo.

2 ESTADO DA ARTE

Este projeto é realizado no extremo sul da Província Mantiqueira, mais precisamente no Cinturão Orogênico Dom Feliciano, localizado no Terreno São Gabriel, cuja área de estudo está delimitada no Complexo Metamórfico Passo Feio, borda oeste do Granito Caçapava. O contexto geológico, geotectônico e os possíveis tipos de depósito de cobre da área deste trabalho são detalhados nos tópicos a seguir.

2.1 Contexto geológico regional

2.1.1 Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira está geograficamente localizada no sul da Bahia, estendendo-se até o Uruguai, com uma extensão aproximada de 3.000 km e uma área com cerca de 7.000 km². A Província preserva um registro muito longo e complexo, composto por um sistema orogênico, ou conjunto de orogêneses que se sobrepõem de modo diacrônico, neoproterozoico-cambriano (900– 520 Ma) subdividido em três segmentos: (i) setentrional, que é constituído pelo orógeno Araçuaí; (ii) central, é formado pelos orógenos Ribeira, Brasília Sul e Apiaí; (iii) meridional, composto pelo orógeno Dom Feliciano (HEILBRON *et al.*, 2004) (Fig. 2). A Província, na sua porção sul, foi gerada a partir da colisão dos crátons Rio de La Plata e Kalahari durante a formação do Gondwana Ocidental no Neoproterozoico-Cambriano (FERNANDES *et al.*, 1995a e 1995b).

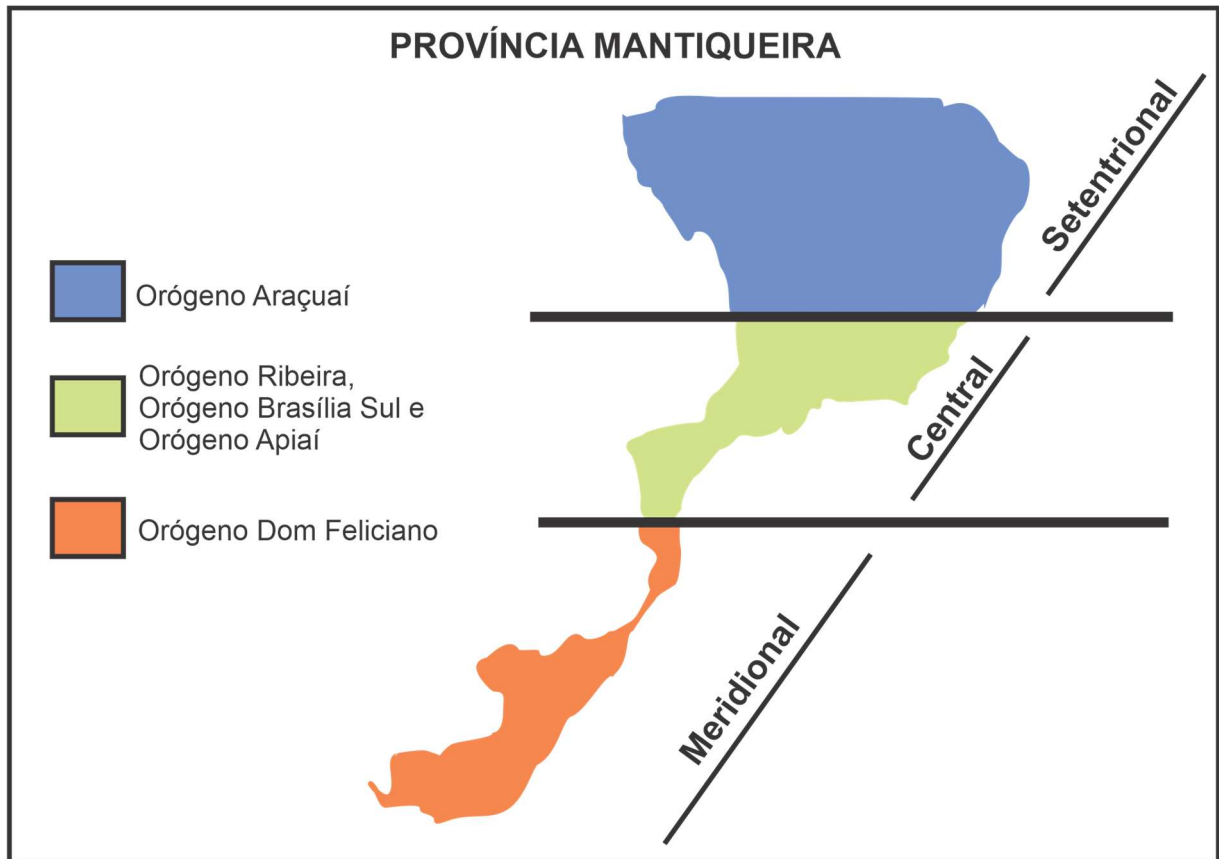


Figura 2 – Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira. Ele é subdividido em: segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; segmento central tem o Orógeno Brasília Sul, Orógeno Ribeira e Orógeno Apiaí; e segmento meridional é o Orógeno Dom Feliciano. Fonte: Adaptada de Heilbron *et al.* (2004).

2.1.2 Cinturão Dom Feliciano

A área de estudo encontra-se no contexto geológico da porção Oeste do Cinturão Dom Feliciano, faixa móvel que se estende desde o leste do Estado de Santa Catarina até o extremo sudeste do Uruguai (Fig. 2), a qual representa o setor meridional da Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.*, 1981; SILVA *et al.*, 2005). Essa Província, está relacionada à configuração do paleocontinente Gondwana Ocidental durante o ciclo orogênico Brasileiro-Pan-africano (GAUCHER *et al.*, 2009; SIEGSMUND *et al.*, 2018). No Escudo Sul-rio-grandense (Fig. 3), o Cinturão Dom Feliciano é comumente subdividido em três (FERNANDES *et al.*, 1995a e 1995b; COSTA, 1997) ou quatro domínios geofísicos principais (RAMOS *et al.*, 2014), englobando associações petrotectônicas brasileiro-panafricanas distintas: Domínio

Oeste, Terreno São Gabriel e Terreno Nico Perez (HARTMANN *et al.*, 2007), Domínio Central, Terreno Tijucas e Bacia do Camaquã (CHEMALE JÚNIOR *et al.*, 1995), Domínio Leste, Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas (FRAGOSO-CÉSAR *et al.*, 1986; PHILIPP, 1998; BOSSI; GAUCHER, 2004), e Domínio Sudeste, Terreno Punta del Este (RAMOS *et al.*, 2018).

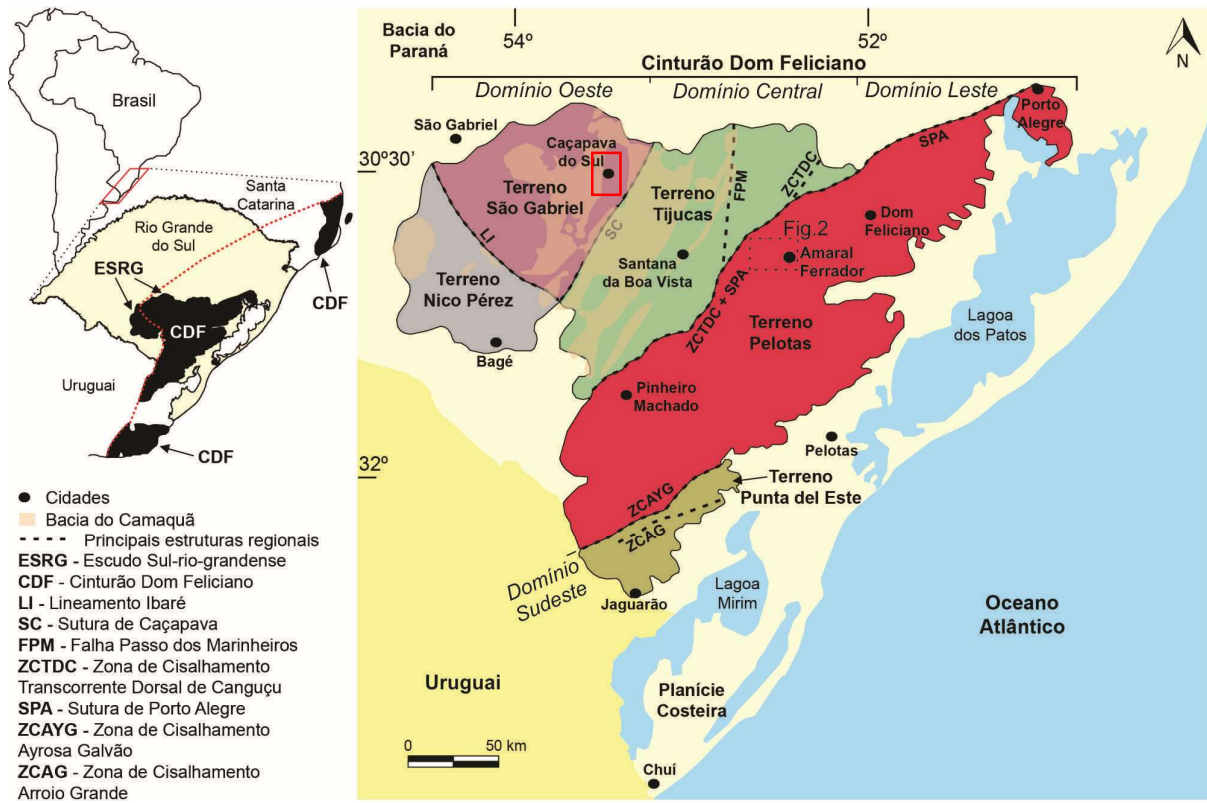


Figura 3 – Mapa geológico simplificado ilustrando a disposição dos terrenos, principais estruturas e compartimentação tectônica do Escudo Sul-rio-grandense. A área de estudo é destacada no retângulo, próximo à região de Caçapava do Sul. Fonte: Adaptada de Dal Olmo-Barbosa *et al.* (2021); Fernandes *et al.* (1995a e 1995b); Costa (1997); Paim *et al.* (2000); Ramos *et al.* (2018); Vieira *et al.* (2020).

Existem diferentes hipóteses e modelos de evolução para o Cinturão Dom Feliciano (FERNANDES *et al.*, 1995a e 1995b; CHEMALE JÚNIOR, 2000; HARTMANN *et al.*, 2007; SAALMANN *et al.*, 2010; PHILIPP *et al.*, 2016; RAMOS *et al.*, 2020). Fernandes *et al.* (1995a), sugerem que o registro do Cinturão Dom Feliciano está relacionado a uma zona mais profunda do sistema orogênico Dom Feliciano abrangendo uma grande área do Escuro Sul-Rio-Grandense. Seu modelo evolutivo parte do pressuposto que: (a) forma-se à deriva continental entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari, gerando o Oceano Adamastor [OA] e ocasionando deposição de sedimentos; (b) colisão dos crátons gerando o fechamento do Oceano Adamastor e

gerando uma margem continental ativa [AAMI]; (c) subducção do Oceano Adamastor gerando uma longa bacia marginal; (d) ocorre o impacto da margem continental ativa sobre o cráton Kalahari; (e) fechamento da bacia marginal gerando magmas orogênicos em uma nova margem continental ativa [AAMII]; (f) nova colisão entre os processos tectônicos anteriores com a nova margem continental ativa gerando zonas de cisalhamento transcorrentes. Por fim, gerando transporte tectônico paralelo ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano (Fig. 4).

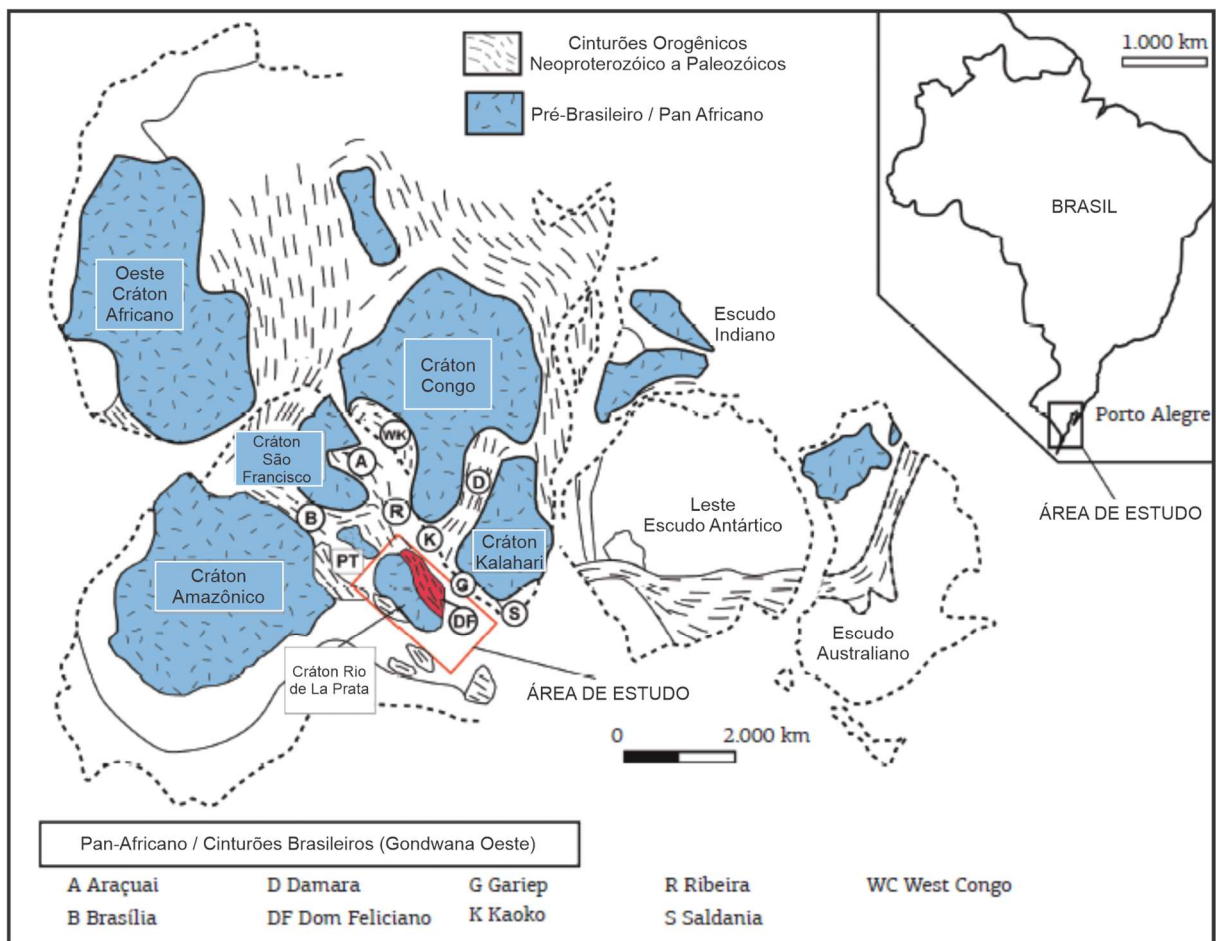


Figura 4 – Modelo evolutivo do Cinturão Dom Feliciano (DF) demonstrando em cada fase os processos tectônicos pelos quais passou até sua geração a partir da colisão dos crátons Rio de La Prata (RP) e Kalahari (K). Fonte: Adaptada de Philipp *et al.* (2016).

2.1.3 Terreno São Gabriel

O Terreno São Gabriel, localizado a oeste do Cinturão Dom Feliciano, é formado por associações metaplutônicas e metavulcano-sedimentares, com relação

a dois arcos juvenis de idade toniana que se intercalam com complexos ofiolíticos e com metassedimentos de margem passiva (PHILIPP; BASEI, 2021). O terreno possui pequena extensão exposta, compreendendo um território de aproximadamente 110 x 60km limitado pelo Lineamento Ibaré e a Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul (PHILIPP *et al.*, 2016) (Fig. 5). Esse terreno está parcialmente recoberto por unidades fanerozoicas da Bacia do Paraná e cortado por rochas ígneas geradas pelo orógeno Dom Feliciano (PHILIPP *et al.*, 2018). O Terreno São Gabriel guarda o registro mais completo da formação de uma crosta juvenil brasileira da era do Neoproterozoico (LOPES, 2012).

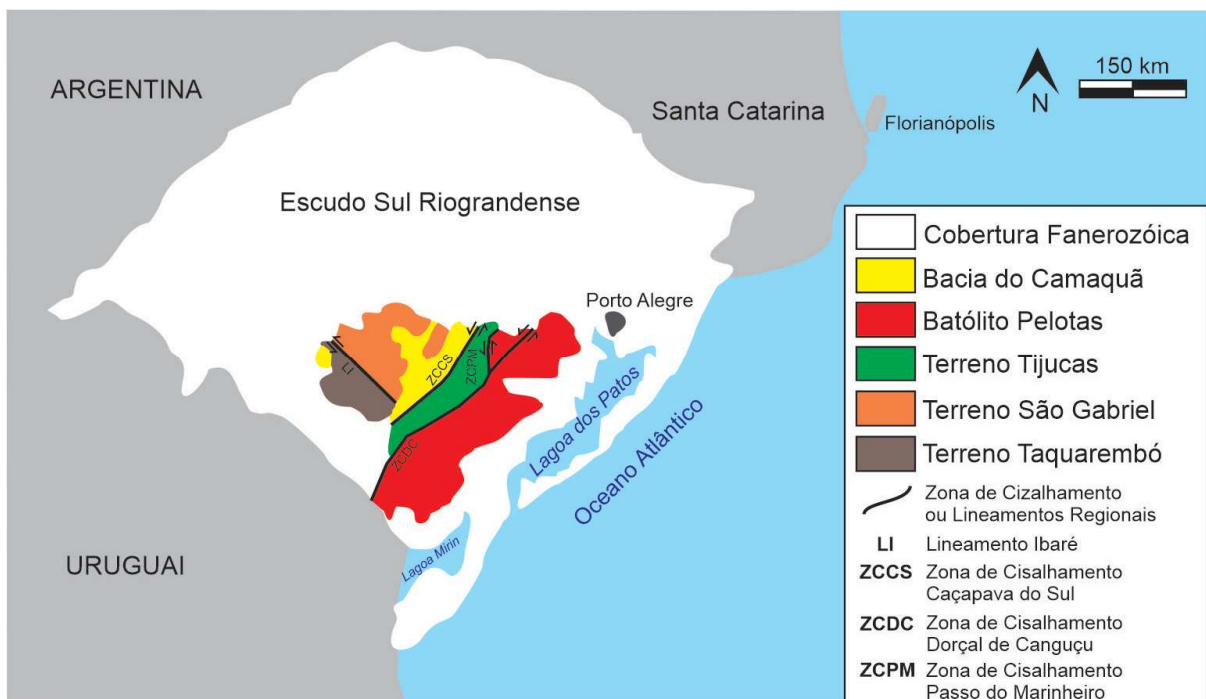


Figura 5 – Principais unidades geotectônicas e zonas de cisalhamento identificadas no Sul do Brasil e identificação do Terreno São Gabriel. Fonte: Adaptada de Philipp *et al.* (2018).

Existem diferentes unidades litológicas no Terreno São Gabriel e, segundo Philipp e Basei (2021), elas podem ser agrupadas em cinco tipos distintos, que se encontram de sudeste para noroeste: (i) complexos metassedimentares siliciclásticos de margem passiva; (ii) complexo ortognáissico de arco intraoceânico; (iii) complexos metassedimentares de bacias tardi-orogênicas; (iv) complexos metavulcano-sedimentares, de composição cálcio-alcalina, e metamáficos-ultramáficos (ofiolitos); e (v) suítes granitoides, relacionadas a um arco de margem continental. Essas unidades são delimitadas por zonas de cisalhamento dúcteis, que possuem direção aproximada de N20-40°E, cujo seus extremos ao sul são movidos pela Zona de Cisalhamento

Ibaré, com orientação N70°W e, a leste seus, limites são definidos pela Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul, com orientação N20°E. Essas estruturas são interpretadas como zonas de sutura profundas associadas a prismas de acreção e complexos relacionados a arco magmático (PHILIPP *et al.*, 2021).

A unidade litológica de complexos metassedimentares siliciclásticos de margem passiva está constituída por três diferentes complexos que representam as unidades mais antigas do Terreno São Gabriel, denominados: Complexo Metamórfico Passo Feio, Complexo Arroio Marmeleiro e Complexo Coxilha do Batovi. Esses complexos delimitam uma faixa contínua dos limites leste e sul do Terreno São Gabriel, apresentando idade máxima de deposição de 1,5 Ga, estabelecida perto dos limites de uma crosta continental antiga (PHILIPP; BASEI, 2021). O Complexo Metamórfico Passo Feio está localizado a leste do Terreno São Gabriel, que abriga os depósitos minerais da Mina Andrade, área de estudo deste projeto (Fig. 6).

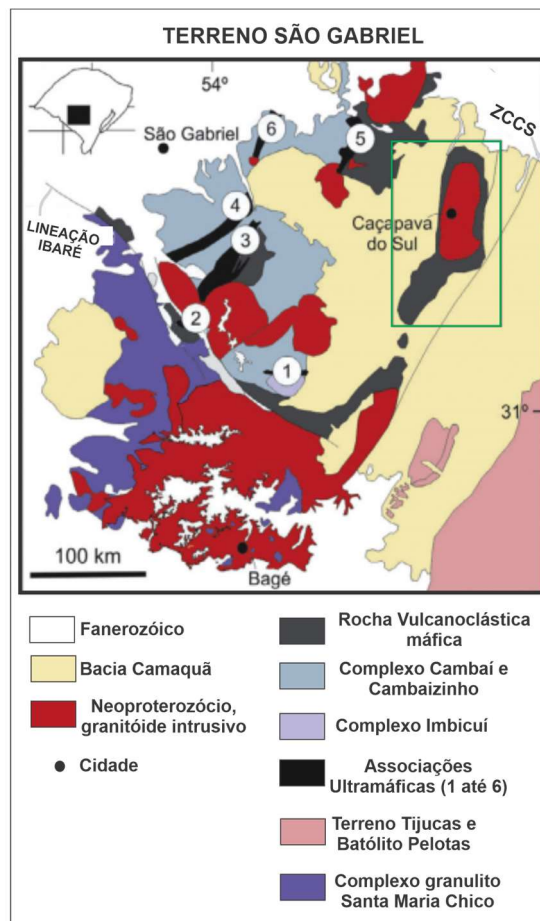


Figura 6 – Esboço geológico do Terreno São Gabriel, foram enumeradas no mapa as associações ultramáficas: 1- ofiolito Cerro Mantiqueiras; 2- ofiolito Ibaré; 3- Ofiolito Palma; 4- Passo do Ivo; 5- Bossoroca; 6- Cambaizinho. Retângulo vazado em verde demarca a área de estudo. Fonte: Adaptada de Bicalho *et al.* (2019).

2.2 Contexto geológico local

2.2.1 Complexo Metamórfico Passo Feio (CMPF)

A Mina Andrade está hospedada no Complexo Metamórfico Passo Feio (CMPF), que está situado à leste do Terreno São Gabriel. O Complexo é alongado e contínuo, com orientação N10-20°E (Fig.7), circundando o Granito Caçapava e está parcialmente coberto pelas formações sedimentares Bom Jardim e Santa Bárbara (REMUS *et al.*, 2000; PHILIPP *et al.*, 2021). O efeito térmico da intrusão do Granito Caçapava gerou uma recristalização nas rochas do CMPF que é observada ao longo dos contatos entre essas litologias (REMUS *et al.*, 2000). O CMPF é constituído por uma sequência vulcano-sedimentar metamorfisada, que varia da zona da clorita (fácies xisto verde) até a zona da estaurolita (fácies anfibolito), composta por anfibolitos, metapelitos, rochas metavulcanoclásticas, mármore, rochas calcissilicáticas, xistos ricos em plagioclásio e quartzo, quartzitos e xistos magnesianos (REMUS *et al.*, 1999; LOPES *et al.*, 2015; BICALHO *et al.*, 2019).

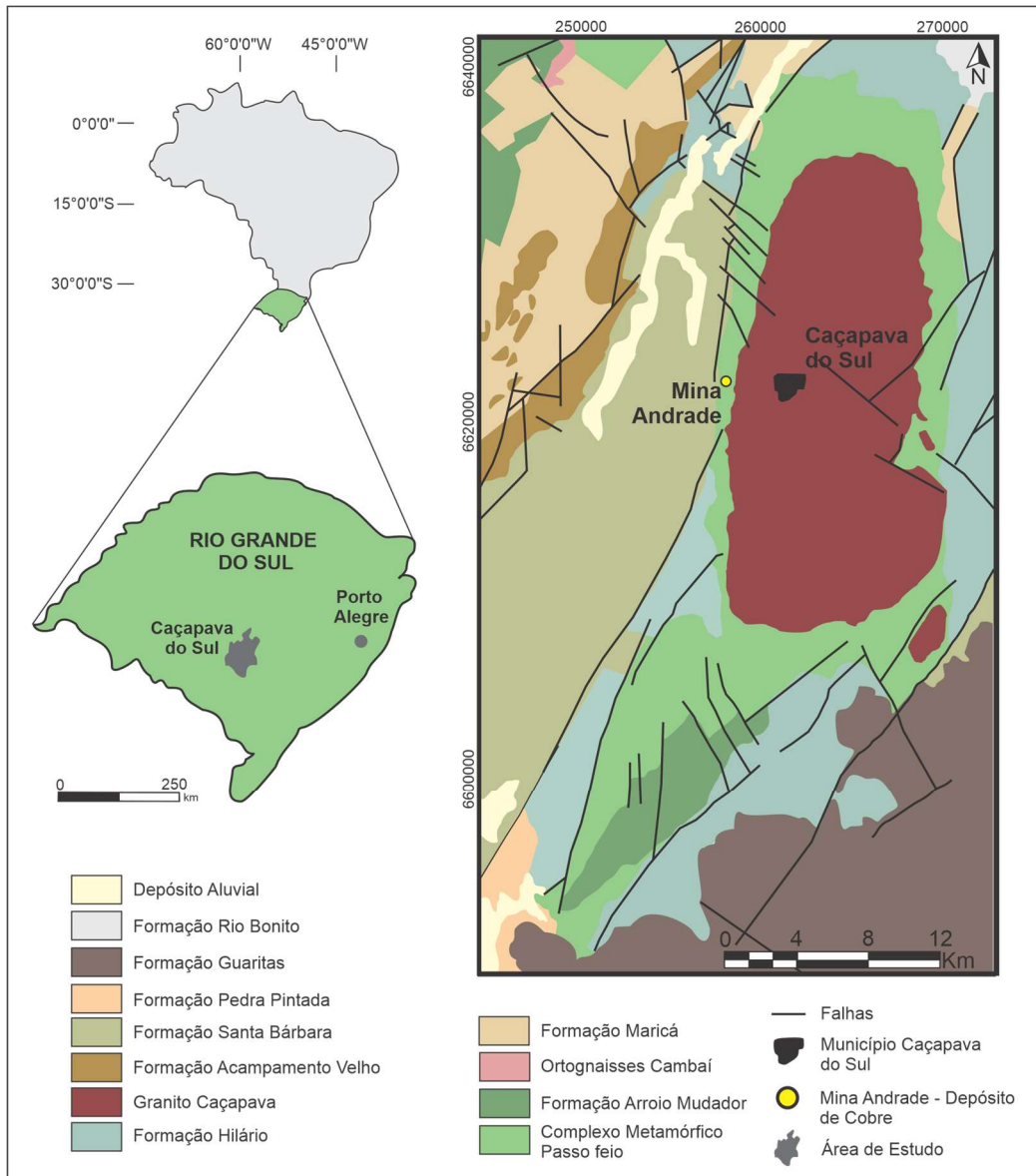


Figura 7 – Mapa geológico detalhado sobre a localização do Complexo Metamórfico Passo Feio e do depósito de cobre da Mina Andrade. Fonte: Adaptada de Bicalho *et al.* (2019).

Remus *et al.* (2000) descreve as rochas do embasamento como ortognaisses Neto Rodrigues de idade paleoproterozoica apresentando megaxenólitos na porção sudeste do Granito Caçapava, sugerindo metamorfismo regional que varia da zona da clorita (fácies xisto verde) até a zona da estauroлита (fácies anfibolito), com aumento do grau metamórfico, aproximando-se da intrusão do Granito Caçapava, com dados similares obtidos por Bitencourt (1983).

Bitencourt (1983) expõe dois eventos de metamorfismo regional, divididos entre primeiro evento (M1) e segundo evento (M2). O evento M1 é o que atinge a fácies anfibolito e ocorre em baixas pressões com acréscimo do Arco São Gabriel. O evento M2 é de caráter retrogressivo na fácies xisto verde. Os eventos M1 e M2 foram

ainda afetados por mais duas fases de deformação que geraram uma estrutura antiforme no CMPF. Nessa estrutura de dobra, encontra-se circundado o Granito Caçapava, tornando o granito seu núcleo de referência (BITENCOURT, 1983).

O CMPF está exposto circundando o Granito Caçapava. O Granito Caçapava, descrito como batólito, possui forma alongada segundo eixo N-S, com idade datada pelo método U-Pb em 562 ± 8 Ma (REMUS *et al.*, 2000). A idade do CMPF ainda é controversa devido a complexibilidade da sua formação, mas trabalhos anteriores sugerem idades por diferentes métodos de datação. Remus *et al.* (2000) efetua datações U-Pb em zircão para determinar as idades de proveniência das rochas hospedeiras da mineralização de cobre do CMPF. Dados de U-Pb por SHRIMP foram obtidos de amostra de albita \pm muscovita \pm clorita xisto localizada à noroeste do Granito Caçapava (Fig. 8, ponto 5). Quatro populações distintas de zircão foram identificadas a partir da seleção de 55 grãos de zircão. A população com grãos de zircão mais antiga é Arqueana (2755 ± 9 Ma). Duas populações são Paleoproterozoicas; população mais antiga Paleoproterozoica resulta de uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2468 ± 22 Ma e a população mais jovem Paleoproterozoica resulta em idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2053 ± 46 Ma. Uma população Neoproterozoica foi identificada em grãos de zircão com um intervalo de idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 908 e 774 Ma (REMUS *et al.*, 2000). A idade da população Neoproterozoica confirma a ocorrência do primeiro evento metamórfico (M1) identificado por Bitencourt (1983) em 700 Ma. Os estudos de proveniência de zircão nas rochas metassedimentares do CMPF mostram idades neoproterozoicas e as suas rochas supracrustais foram afetadas por metamorfismo regional dinamotermal a 700 Ma com populações herdadas de zircões com idades do Arqueano, Paleoproterozoico e Neoproterozoico, resultando de uma fonte continental complexa.

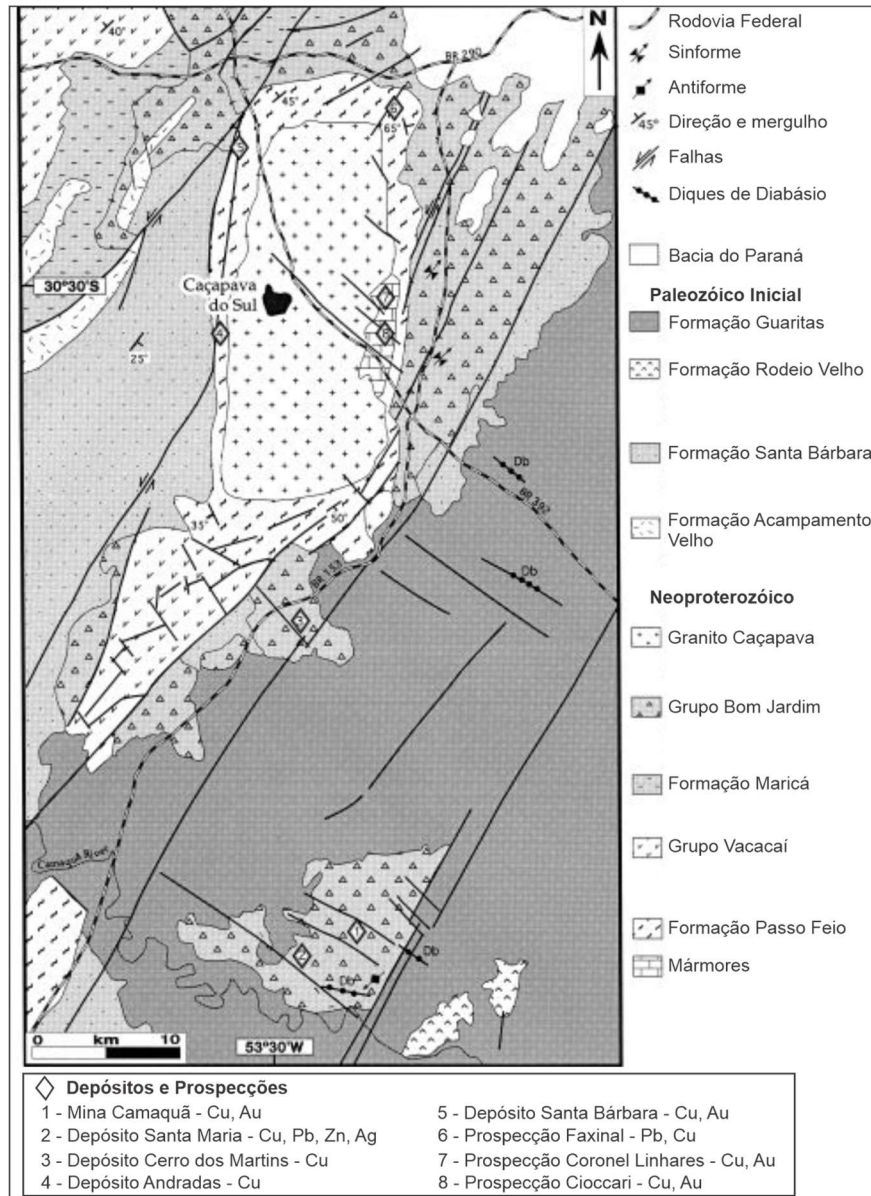


Figura 8 – Mapa geológico do CMPF com a localização da amostra utilizada nas datações U-Pb com geocronologia de zircão. Fonte: Adaptada de Remus *et al.* (2000).

Lopes *et al.* (2015) realizou datações U-Pb, por LA-ICP-MS e SHRIMP, em zircões detríticos nas rochas metassedimentares do CMPF com base nas amostras obtidas por Remus *et al.* (2000) (Fig. 9). Esses autores selecionaram três amostras coletadas ao sul (PF-01, PF-02 e PF-03) e uma amostra coletada ao norte (PF-09) (Fig. 9). A amostra PF-01 é um clorita-muscovita filito que apresentou resultados de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ com idades entre 1197 ± 13 Ma e 3633 ± 46 Ma e reconheceu duas idades principais, com picos em 1750 e 2400 Ma, e dois picos menores em 1350 e 2000 Ma. A amostra PF-02 é um clorita-muscovita filito com camadas milimétricas de areia com as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1728 ± 22 Ma e 3637 ± 10 Ma, também identificando picos em 2000 e 2400 Ma. A amostra PF-03 é um granada-estauroilita-muscovita-biotita

xisto, apresenta idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 803 ± 43 Ma e 3054 ± 10 Ma, idades neoproterozoicas variando entre 948 a 803 Ma e com pico de idade importante em 850 Ma. A amostra PF-09 é um clorita-muscovita filito, com as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ situadas em um intervalo entre 1104 ± 7 Ma e 3377 ± 8 Ma, com apenas um pico principal identificado com 2,0 Ga (LOPES *et al.*, 2015).

A ausência de grãos de zircão Neoproterozoicos nas amostras PF-01 e PF-02, sugere que, durante o tempo de deposição, não houve atividade magmática/orogênica nas vizinhanças da bacia sedimentar original (LOPES *et al.*, 2015). Também foi analisado que as amostras PF-1, PF-2 e PF-9 possuem apenas zircões com idades maiores que 1 Ga, indicando bacia de margem passiva, com um oceano situado entre o cráton do Rio de La Prata e o cráton Kalahari, e sugerindo uma idade máxima de 1104 Ma para a deposição da sequência sedimentar do CMPF (LOPES *et al.*, 2015). Dados similares são obtidos por Philipp e Basei (2021). Na amostra PF-3 a contribuição sedimentar é neoproterozóica derivada da erosão de um arco magmático neoproterozóico. Com isso, a idade máxima sugerida de deposição dessa bacia é de 774 Ma (LOPES *et al.*, 2015). Essas datações feitas por Remus *et al.* (2000) e Lopes *et al.* (2015) são importantes para melhor compreensão das idades deposicionais e dos eventos tectônicos que possam ter gerado as sequências sedimentares do CMPF.

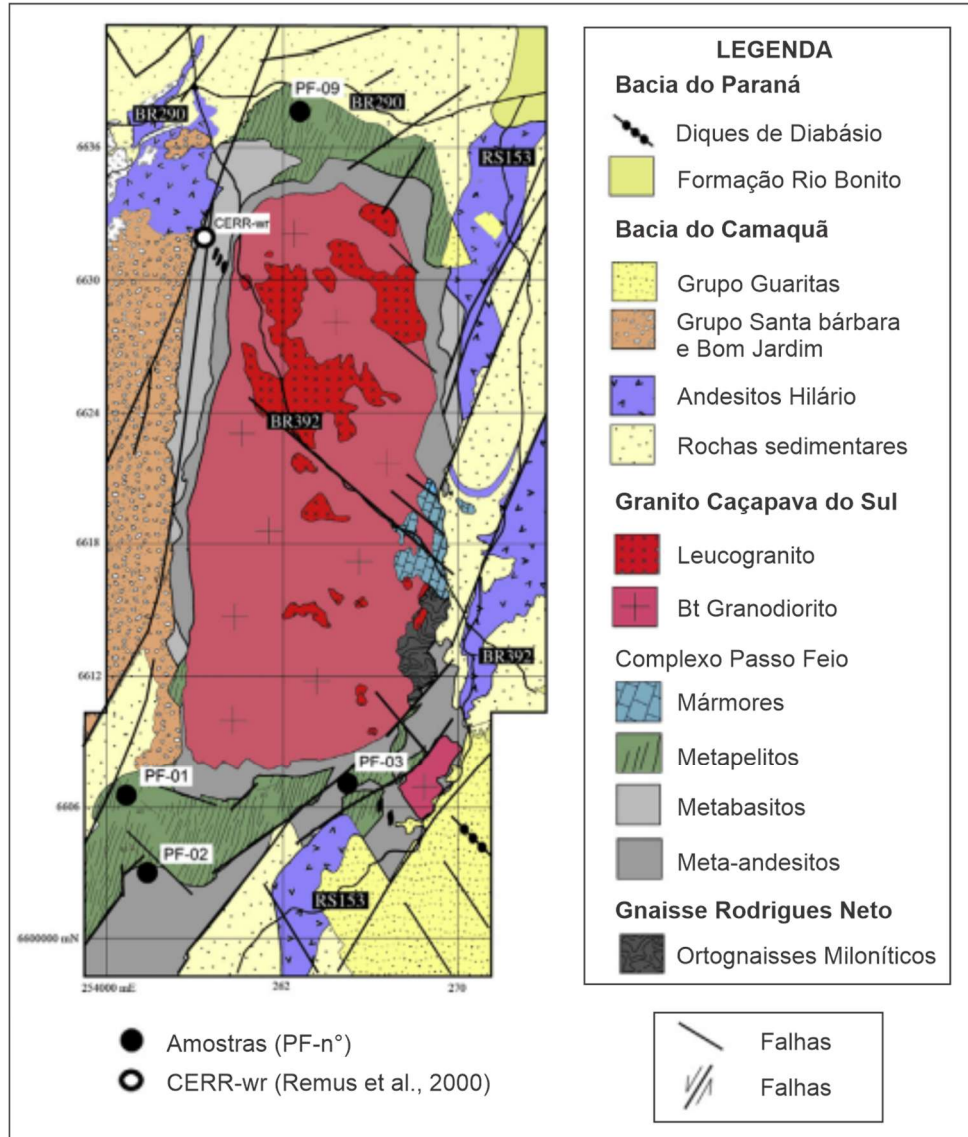


Figura 9 – Mapa geológico do CMPF com a localização das amostras que foram usadas para datação de Lopes *et al.* (2015) a partir das datações de CERR-wr. Fonte: Adaptada de Lopes *et al.* (2015).

Segundo Ribeiro *et al.* (1966) *apud* Remus *et al.* (2000), as principais falhas transcorrentes que afetaram a CMPF e a Bacia Camaquã fazem parte do Sistema de Falhas Irapuã (SFI) com orientação NE. Essas falhas foram geradas durante o Neoproterozoico na colisão do orógeno Dom Feliciano (Ribeiro *et al.*, 1966). Muitas das ocorrências de cobre do CMPF são controladas por esse SFI ou por fraturas extensionais transversais (REMUS *et al.*, 2000). A mineralização de cobre alojada no CMPF acontece associada a estruturas ao longo do contato com o Granito Caçapava (TONIOLO; KIRCHNER, 2000; REMUS *et al.*, 2000).

2.2.2 Mina Andrade – Depósito mineral

A Mina Andrade localiza-se na região oeste do Granito Caçapava, hospedada em rochas metavulcano-sedimentares do CMPF (Fig.7). Essa área é afetada por uma zona de falhas do SFI com inflexão para norte, a qual pode estar associado o minério de cobre (REMUS *et al.*, 2000).

Remus *et al.* (2000) descrevem o depósito como hidrotermal epigenético e estruturalmente controlado, gerado possivelmente quando da intrusão do Granito Caçapava formando interação de fluidos finais da cristalização do granito associado as rochas encaixantes do CMPF. O depósito principal está orientado N-S com caimento de alto ângulo para oeste, medindo 1 km de extensão e 100 m de largura aproximado (REMUS *et al.*, 2000). Esse depósito está constituído por veios e disseminações. Os minerais de minério mais abundantes identificados foram calcocita, calcopirita e bornita; e com menor relevância a covelita, cobre nativo, pirita e digenita. Na porção mais superficial do depósito, pode-se observar minerais oxidados a partir dos sulfetos com formação de malaquita, brochantita e azurita (REMUS *et al.*, 2000).

Atualmente, a Empresa Águia Metais S.A. é responsável pela pesquisa mineral da área onde está localizada a Mina Andrade. Furos de sondagem foram realizados pela empresa na área, em 2019, para confirmação do presente potencial econômico do depósito mineral de cobre da Mina Andrade. Foram realizadas três perfurações, denominadas: AND-19-001, AND-19-002 E AND-19-003 (Fig.10). De acordo com Águia (2019), que foi a detentora anterior do prospecto, o antigo depósito, já minerado em décadas passadas, ainda possui potencial para futuras prospecções de cobre e prata.

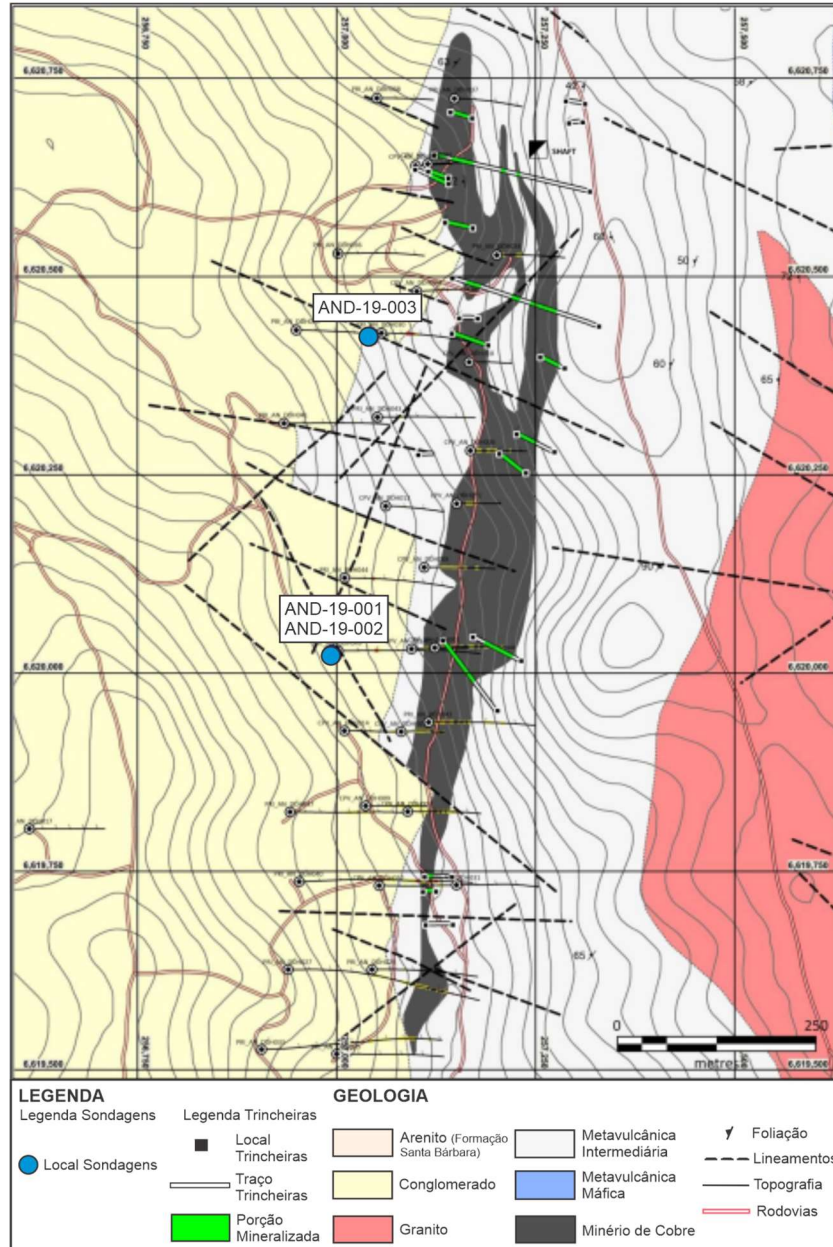


Figura 10 – Mapa geológico do depósito de cobre da Mina Andrade, com a localização das perfurações AND-19-001, AND-19-002 E AND-19-003, realizadas pela Empresa Agüia Resources em 2019. Fonte: Adaptada de Agüia (2019).

3 REVISÃO CONCEITUAL

3.1 Depósitos hidrotermais de cobre

Conforme Pirajno (2009a), as classificações e os modelos de depósitos de minério são repletas de dificuldades nas suas definições. Ainda segundo Pirajno, são muitos os fatores que determinam a classe e o modelo de um depósito mineral. Mas a definição da classificação e modelo de um depósito mineral deve partir de um ou mais processos geológicos, e esses processos podem ser magmáticos, hidrotermais, metamórficos, mecânicos e residuais.

A geração de um depósito mineral magmático-hidrotermal forma-se a partir de uma fonte de metais que sofreu transporte via fluido hidrotermal ou magma. Esses metais são depositados e acumulados em uma área através de um mecanismo de concentração, e viabilizando economicamente a extração (PIRAJNO, 2009b).

As propriedades dos fluidos variam de acordo com temperatura, pressão e composição. Os fluidos aquosos afetam e controlam os processos tectônicos, petrológicos e de formação de minério no interior da Terra (MACINNIS; MANNING, 2020). O fluido magmático-hidrotermal tem uma relação de interação espacial com o magma. Este pode ser a principal fonte de voláteis e também fornece calor para os fluidos externos. Desse modo, os processos magmático-hidrotermais envolvem fluidos derivados de magmas com altas temperaturas e fluidos externos de baixa temperatura (MACINNIS; MANNING, 2020).

Em relação a depósitos minerais de cobre associados a processos hidrotermais, dois tipos se destacam: tipo pórfiro, com relação espacial de fluidos envolvendo intrusões; e depósitos de óxido de ferro–cobre–ouro (Iron oxide–Copper–Gold depósitos ou IOCG), cuja relação com magmatismo próximo ainda é debatida (PIRAJNO, 2009a, 2009b).

3.1.1 Depósitos hidrotermais do Tipo Pórfiro

Existe uma grande variedade de depósitos hidrotermais do tipo pórfiro, entretanto esse tipo de depósito, segundo autores como Pirajno (2009b), é mundialmente conhecido por três características principais: (i) são grandes os volumes de rochas que foram afetados por alteração hidrotermal e que se tornam hospedeiras de mineralizações; (ii) a mineralização está associada a corpos intrusivos, que apresentam ao menos um desses uma textura porfírica distinta (por isso do nome pórfiro); (iii) presença de veios que possuem disseminações de sulfetos de ferro (Fe), cobre (Cu), molibdênio (Mo), chumbo (Pb) e zinco (Zn), bem como ouro (Au) nativo (Fig.2). Outra característica destes depósitos, de acordo com Pirajno (2009b), é que eles, em geral, são formados por fluidos hidrotermais magmáticos fracamente oxidados e relacionados a arcos magmáticos com magmas calcio-alcalinos até magmas alcalinos tardios. Os fluidos envolvidos nesses processos costumam conter grandes volumes de Fe e enxofre (S), gerando anomalias geoquímicas e tornando esses depósitos ricos em sulfetos e principalmente em Cu, Mo e Au (RICHARDS; MUMIN, 2013).

Os depósitos do tipo pórfiro são divididos em cinco classes conforme o tipo de metal: Cu pórfiro, Mo pórfiro, tungstênio pórfiro, estanho pórfiro e Au pórfiro (PIRAJNO, 2009b). As mineralizações estão associadas principalmente a zonas centrais de alteração potássica com temperaturas iguais ou acima de 350°C, cercada por zonas de mais baixa temperatura, inferiores a 350°C, com alterações que se tornam progressivamente mais ácidas (RICHARDS; MUMIN, 2013). Os depósitos podem variar de tamanho, podendo variar de milhões até bilhões de toneladas de minério com teores de Cu de 0,2-2,0% e Mo de 0,01-0,5% (PIRAJNO, 2009a).

Os pórfiros estão relacionados a arcos magmáticos associados a zonas de subducção e eventualmente de colisão, gerando depósitos minerais principalmente em rochas do Cenozoico e Mesozoico, mas também ocorrem em menor abundância nas rochas do Paleozoico e mais raramente no pré-cambriano (KESLER; WILKINSON, 2006). Dentre esses mais antigos, o depósito de Cu e Au de Chapada em Goiás, por exemplo, está hospedado em quartzo-feldspato-biotita xistos associados a anfibolitos, em uma sequência metavulcano-sedimentar neoproterozoica do Arco Magmático de Mara Rosa, nessa sequência sedimentar é

possível observar intrusões dioríticas (JULIANI *et al.*, 2016). Essas intrusões são a fonte de fluidos hidrotermais que formaram o depósito da Chapada considerado como do tipo Cu e Au pórfiro (KUYUMJIAN *et al.*, 2010).

3.1.2 Depósitos hidrotermais do tipo IOCG

Os principais depósitos do tipo IOCG (depósitos de óxido de Fe–Cu–Au) são mais complexos para definir, mas devido a algumas características geológicas pode-se deduzir que eles: (i) apresentam sempre um grande volume de óxidos de Fe (magnetita e/ou hematita) com presença de Cu, acompanhado ou não por Au; (ii) apresentam mineralização característica do tipo brechas e/ou mineralizações de substituição tardia com veios hidrotermais; (iii) apresentam abundância de óxidos de Fe, que, por vezes, é acompanhada de grandes volumes de apatita ou urânio ou elementos terras raras-ETR; (iv) apresentam óxidos de Fe com baixo titânio contido; (v) por vezes, apresentam uma clara associação espacial com intrusões ígneas (WILLIAMS *et al.*, 2005).

Geralmente, os depósitos hidrotermais do tipo IOCG se formam em ambientes crustais rasos (aproximadamente de 4-6 km), gerados por magmatismo máfico ou félsico, em geral alcalinos e ricos em voláteis (Fig. 11). A temperatura para formação desses depósitos de Cu e Au é indicada como variando entre 500 e 200°C. As rochas hospedeiras passam por um processo de metassomatismo alcalino generalizado (PIRAJNO, 2009a). Os principais depósitos são encontrados tanto em ambientes orogênicos quanto pós-orogênicos, do final do Arqueano (como no Distrito de Carajás no Estado do Pará), do Proterozoico (Carajás) e do Mesozoico, e se formam durante períodos de deformação extensional ou transtensional, dependendo das conformações tectônicas que variam de arco distal para intra-arco, e para domínios extensionais pós-colisões (RICHARDS; MUMIN, 2013).

Localizada no estado do Pará, a Província Mineral de Carajás é conhecida mundialmente pela ocorrência de vários depósitos do tipo IOCG, de idade arqueana e paleoproterozoica. Ocorreram muitos eventos de fluxo de fluidos hidrotermais que foram responsáveis pela lixiviação, concentração, mobilização e remobilização de metais e outros elementos químicos (JULIANI *et al.*, 2016). Esses fluidos, em geral,

originam-se a partir de subducção prévias que geram magmas formados por fusão do manto litosférico subcontinental metassomatizado (JULIANI *et al.*, 2016). Os depósitos IOCG se centralizam em importantes corredores estruturais que atuaram como zonas de cisalhamento e o minério está hospedado em diferentes rochas como: rochas metavulcano-sedimentares neoarqueanas do Supergrupo Itacaiúnas e em gnaisses e migmatitos do embasamento (JULIANI *et al.*, 2016).

3.1.3 Principais relações entre os depósitos hidrotermais do Tipo Pórfiro e IOCG

Os depósitos hidrotermais do tipo pórfiro e IOCG são conhecidos mundialmente por serem depósitos ricos em Cu, Au, urânio (U) e Fe, entre outros metais menos abundantes. Observados os seus potenciais econômicos, esses depósitos são constantemente alvos de novas procuras e pesquisas. Desse modo, ao longo de inúmeras pesquisas e estudos realizados nesses depósitos, foi possível observar que ambos apresentam diversas semelhanças, no entanto também possuem algumas diferenças relevantes (RICHARDS; MUMIN, 2013).

A geração de magmas para a formação dos depósitos do tipo pórfiro e IOCG é igualmente associada a reciclagem da água no manto litosférico a partir de limites convergentes com a subducção da placa oceânica e geração de arco magmático. A subducção da placa oceânica gera a liberação de água no manto e a formação de fluidos a altas temperaturas. Esses fluidos ocasionam a metassomatização do manto astenosférico, que gera fusão parcial e forma magmas hidratados. O contato desses magmas hidratados com a base da litosfera gera hidratação e a formação de magmas cálcico-alcálicos e, em parte, alcalinos parcialmente oxidados. Quando colocado em condições de profundidades crustais menores, automaticamente gera liberação de fluidos e rápido resfriamento. Os fluidos liberados podem remobilizar elementos metálicos formando depósitos minerais (RICHARDS, 2003).

Existem algumas diferenças extremamente importantes entre os depósitos hidrotermais do tipo Pórfiro e do tipo IOCG que são fundamentais para distingui-los. Esses depósitos estão associados de forma comum a fontes magmáticas geradas por processos de subducção, mas se diferem quanto ao conteúdo de enxofre de origem marinha oceânico e gradientes geotérmicos. Os depósitos hidrotermais do tipo pórfiro

são comuns de ocorrerem em rochas de idade fanerozoica formado por arcos magmáticos ricos em S com zonas de alteração de alta temperatura, mas suas dimensões são estreitas e apresentam, de forma comum, depósitos ricos em sulfeto de Fe (HITZMAN, 2000). Já os depósitos hidrotermais do tipo IOCG ocorrem principalmente associados a rochas de idade pré-cambriana formado em arcos magmáticos pobres em S e com zonas de alteração de alta temperatura, mas com dimensões mais extensas e apresentam depósitos ricos em óxido de Fe (HITZMAN, 2000).

Para relacionar essas comparações e diferenças entre os depósitos, Richards e Mumin (2013) entendem que, no Pré-Cambriano, os gradientes geotérmicos eram mais altos e os teores de enxofre da água do mar eram mais baixos, o que favoreceu a formação de arcos magmáticos mais pobres em S com a formação de depósitos hidrotermais do tipo IOCG durante esse período. No Fanerozóico, ocorreu o oposto com a formação de arcos magmáticos mais ricos em S, formando depósitos do tipo pórfiro (Fig. 11). Nesse sentido, Richards e Mumin (2013) conseguiram realizar essas comparações com semelhanças e distinções baseados em gradientes geotérmicos e fontes com teores de S.

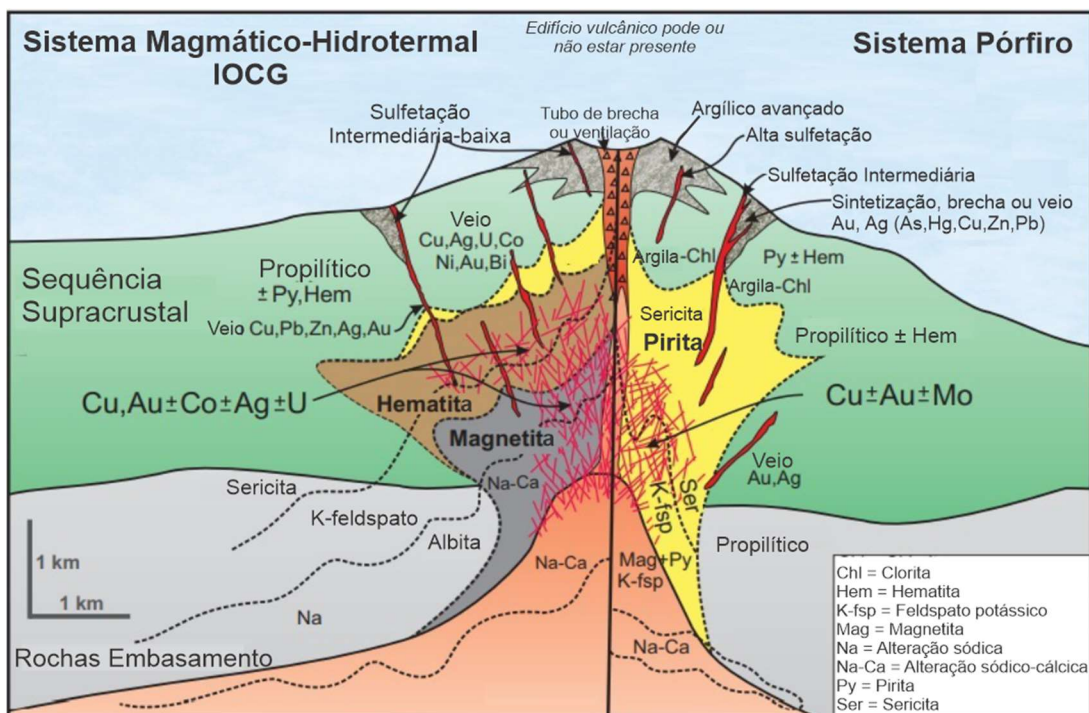


Figura 11 – Modelo esquemático de sistema magmático-hidrotermal demonstrando a relação de depósitos de Cu, Au e Mo Pórfiro ricos em S (lado direito da imagem) e depósitos de óxido de Fe–Cu–Au (IOCG) pobres em S (lado esquerdo da imagem). Fonte: Adaptada de Richards e Mumin (2013).

Tabela 1 – Comparação entre os depósitos do tipo Pórfiro e IOCG. Fonte: Adaptada de Richards e Mumin (2013).

CARACTERÍSTICAS	DEPÓSITO DO TIPO PÓRFIRO	DEPÓSITO DO TIPO IOCG
Principais metais	Cu, Mo, Au	Fe, Cu, Au
Metais associados	Prata, Estanho, Tungstênio	Urânio, Elementos Terras Raras, Cobalto, Prata
Teor de S	Alto S	Baixo S
Minerais de minério	Calcopirita, bornita, molibdenita, magnetita e pirita com sericita	Magnetita, hematita, calcopirita, bornita e calcocita
Acidez dos fluidos	Neutro - ácido	Neutro – levemente ácido
Fonte de fluido	Fluido magmático±crustal	Fluido magmático±crustal
Fonte de metais	Subducção de assoalho oceânico e astenosfera	Litosfera modificada por subducção e rocha hospedeira
Espessura máxima da alteração em alta temperatura (>350 – 400 °C)	1-2 km	1-7 km
Profundidade de formação	1-5 km	Superfície até 10 km
Metamorfismo regional	Grau muito baixo - baixo	Grau baixo – alto
Associação de magma e composição	Cálcio-alcálico (levemente alcalino) e intermediário a félsico	Cálcio-alcálico a alcalino e máfico e/ou félsico
Contexto tectônico	Associado a subducção até pós-subducção	Distal ao arco, <i>back-arc</i> ou pós-subducção
Idade predominante	Dominante no Fanerozóico e raro no Pré-Cambriano	Dominante no Pré-Cambriano e importante no Mesozóico

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste tópico são descritos os diferentes materiais e métodos utilizados para o levantamento de dados estudados em outros tópicos deste trabalho de pesquisa. Os materiais e métodos foram divididos em três fases: planejamento, campo e laboratório.

4.1 Fase de planejamento

Durante o segundo semestre de 2020, foi realizada a fase de planejamento para melhor organização da coleta de amostras, bem como dos métodos analíticos aplicados. Nessa fase, foram avaliados os diversos processos e métodos analíticos que são condizentes com o projeto de pesquisa em elaboração e os resultados esperados.

4.1.1 Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi realizada durante todo o desenvolvimento deste projeto com o propósito de compreender a geologia regional da área de estudo e a conceituação teórica de diferentes tipos de depósitos de cobre de natureza hidrotermal por meio de artigos científicos, boletins, periódicos, relatórios técnicos de empresas, trabalhos de graduação, dissertações de mestrado, teses de doutorado, cartas topográficas, mapas geológicos, fotografias aéreas e imagens de satélite. Foi a primeira de todas as etapas a ser iniciada e uma das últimas a ser finalizada devido à constante evolução de ideias e de hipóteses referentes ao tema estudado.

As origens do levantamento bibliográfico foram: (i) o catálogo *on-line* de pesquisa da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), denominado SABI UFRGS; (ii) o portal de periódicos da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES); (iii) a plataforma *Google Scholar*; (iv) o programa *Society of Economic Geologists* (SEG); (v) o acervo de artigos e relatórios do departamento

de pesquisa geológica da empresa Águia Metais S.A. A pesquisa bibliográfica ajudou a preparar a fase de campo por meio da compilação de dados preexistentes.

4.2 Fase de campo

A fase de campo foi executada em quatro dias na cidade de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, nas dependências do projeto de pesquisa e exploração de cobre da Mina Andrade da empresa Águia Metais S.A. (ver Fig. 1). O trabalho de campo contou com a assistência do professor orientador e do geólogo responsável pelo projeto e compreendeu, inicialmente, o reconhecimento da área de estudo deste projeto por meio de mapas geológicos da região e de mapas de furos de sondagem. Durante os dois primeiros dias, foram realizados trabalhos de campo na Mina Andrade, obtendo acesso aos antigos túneis e as trincheiras da mina para visualização e descrição das rochas e do minério próximos da superfície. Também foram visitados afloramentos próximos da mina visando compreender a geologia regional e local (Fig. 12). Em ambas as áreas visitadas foram realizadas descrições de afloramentos e registros fotográficos.



Figura 12 – Fase de campo realizada na Mina Andrade. A) Antigo túnel de prospecção mineral da mina com aproximadamente 2 m de altura, 1,5 m de largura e 25 m de comprimento. B) Trincheira localizada na superfície do depósito com aproximadamente 0,7 m de altura, 0,5 m de largura e 30 m de comprimento. Fonte: Elaborada pela autora.

4.2.1 Descrição de testemunhos e amostragem

Os três últimos dias da atividade de campo foram destinados à descrição dos testemunhos de sondagem, em especial do intervalo de interesse com coleta de amostras no galpão de testemunhos de sondagem empresa Águia Metais S.A. Em fevereiro de 2019, a empresa realizou três furos de sondagem exploratórios para determinar inicialmente a provável dimensão do depósito de cobre da Mina Andrade. O depósito principal está, integralmente, situado dentro do Complexo Metamórfico Passo Feio, constituído por rochas metavulcano-sedimentares com orientação N-S e mergulho para oeste (REMUS *et al.*, 2000). As sondagens foram localizadas a partir de dados de campo gerados pela empresa e identificadas como: AND-19-001, AND-19-002 e AND-19-003 (Fig. 13).

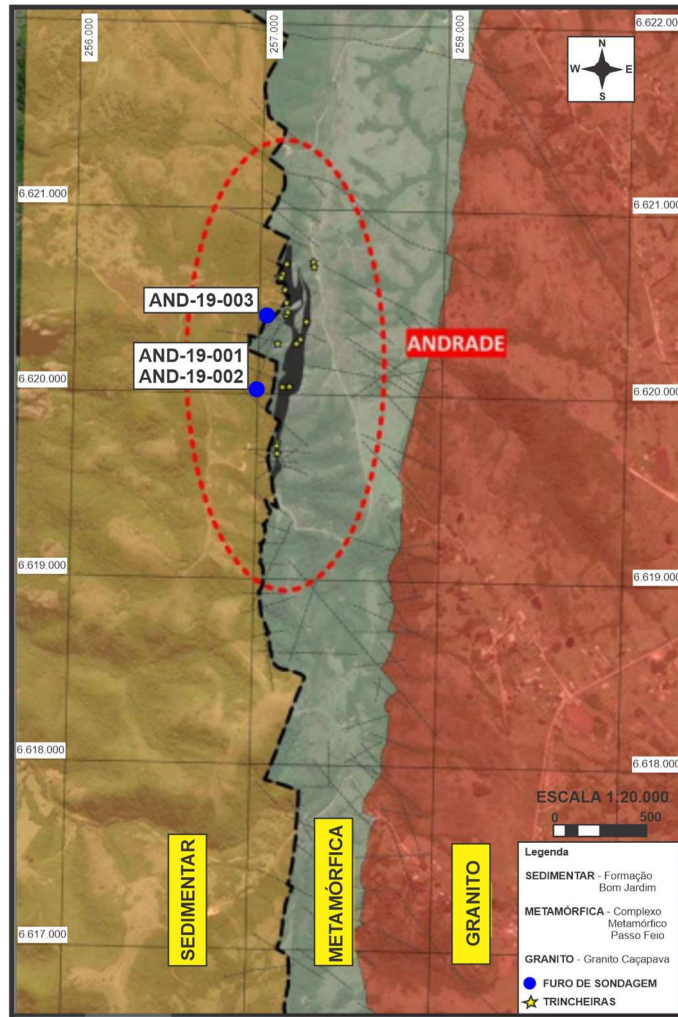


Figura 13 – Mapa geológico do Depósito de Cobre da Mina Andrade com a localização dos furos de sondagem AND-19-001, AND-19-002 e AND-19-003. Fonte: Adaptada de Projects (2020).

Com o apoio de banco de dados e *logs* fornecidos pela empresa, foram selecionados dois furos de sondagem testemunhados para serem descritos em detalhe: o AND-19-001, com profundidade de 120,3m; e o AND-19-003, com profundidade de 110,6m. Esses testemunhos foram escolhidos com a intenção de abranger a maior distribuição longitudinal disponível no depósito atualmente. Dessa forma, foi possível identificar composições gerais, texturas e estruturas da mineralização e das rochas hospedeiras.

Os testemunhos foram, inicialmente, estudados com a realização de breve descrição mesoscópica e documentação fotográfica, dando ênfase nas litologias e mineralizações associadas. Para melhor determinação e avaliação das litologias e das mineralizações associadas identificadas nessa etapa, foram coletadas amostras representativas em diferentes intervalos, objetivando as futuras análises laboratoriais

(mesoscopia, laminação, microscopia ótica de luz transmitida e refletida e microscopia eletrônica de varredura (MEV) (Fig. 14). A obtenção de registro fotográfico nessa fase foi efetuada com o apoio de câmera fotográfica digital do modelo Canon EOS-SL3.



Figura 14 – Vista geral do galpão de testemunhos de sondagem da empresa Águia Metais S.A., localizado no município de Caçapava do Sul - RS. A) Descrição dos testemunhos de sondagem selecionados para este trabalho. B) Amostra de testemunho de sondagem selecionada para a fase de laboratório. Fonte: Elaborada pela autora.

O número de amostras representativas coletadas foi de três amostras do furo AND-19-001 e uma amostra do furo AND-19-003.

As três amostras do furo AND-19-001 foram denominadas de ANP-001 (coletada a 92,56m), ANP-002 (coletada a 92,96m) e ANP-003 (coletada a 97,22m). As amostras correspondem a rochas vulcano-sedimentares de composição intermediária, metamorfizadas, com veios e vênulas de carbonato e mineralização de cobre disseminado. A amostra do furo AND-19-003 foi denominada ANP-006 (coletada a 69,50m). A amostra representa rochas vulcano-sedimentares de composição ácida, metamorfizadas, com veios e vênulas de carbonato e mineralização de cobre.

4.3 Fase de laboratório

As etapas compreendendo a fase de laboratório foram realizadas nas dependências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Essa fase objetivou a preparação e a análise das amostras coletadas na fase de campo. A fase de laboratório abrangeu as seguintes etapas: descrição macroscópica das amostras coletadas com a utilização de lupa de mesa; laminação; descrição e imageamento com microscopia ótica de luz transmitida e refletida; imageamento e microanálises de minerais por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

4.3.1 Macroscopia com lupa binocular

Descrição petrográfica das amostras coletadas, utilizando lupa binocular, com o auxílio do *log* do furo e anotações e descrições em caderneta realizadas na fase de campo, objetivando reconhecer paragêneses minerais da rocha hospedeira e do minério, alterações e estruturas, auxiliando assim na escolha e dimensionamento das amostras a serem laminadas. O modelo de lupa utilizado foi LEICA MZ125, que possui sistema de luz polarizada. Essa etapa foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências (IGEO) da UFRGS.

4.3.2 Laminação

Para a realização de estudo petrográfico, as amostras foram encaminhadas a dois laboratórios diferentes que realizam a confecção de lâminas delgadas. Para este projeto foi planejada a confecção de quatro lâminas delgadas referente as quatro amostras selecionadas dos dois testemunhos estudados. As três amostras do furo AND-19-001 e a amostra do furo AND-19-003 foram produzidas pelo Laboratório de Laminação do Instituto do Petróleo e dos Recursos Naturais da Pontifícia

Universidade Católica do Rio Grande do Sul. O laboratório seguiu os seguintes processos de produção: corte das amostras por serra abrasiva e na proporção reduzida ao referencial de dimensões da lâmina delgada para petrografia, desbaste do material rochoso atingindo a espessura de 30µm com polimento das amostras em lâmina.

4.3.3 Microscopia ótica de luz transmitida e refletida

As amostras coletadas dos testemunhos de sondagem foram utilizadas na confecção de lâminas delgadas polidas para realização de descrição petrográfica através de microscopia ótica de luz transmitida e refletida, objetivando o reconhecimento de paragênese mineral da rocha hospedeira e do minério, alteração hidrotermal, microestruturas e texturas das rochas estudadas. Com base nas amostras selecionadas segundo os dois testemunhos escolhidos, foram descritas quatro lâminas delgadas com polimento.

As descrições foram realizadas em microscópios óticos pertencentes a dois laboratórios do IGEO da UFRGS: o modelo Leica DM LM/P, do Laboratório de Modelagem de Recursos Naturais (LERN), equipado com objetivas de 5x, 10x, 20x; e 50x e o modelo Leica DM LP com câmera fotográfica acoplada modelo Leica DC300F, do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI), equipado com objetivas de 2x, 5x, 10x, 20x e 50x.

A microscopia de luz transmitida (luz natural e luz polarizada) é necessária na caracterização da rocha hospedeira, pois essa rocha é composta essencialmente de minerais translúcidos ou minerais de baixa absorção de luz. Já a microscopia de luz refletida torna-se essencial para descrição da mineralização de cobre constituída por minerais de minério em sua maior parte opacos. Ambas as técnicas foram fundamentais para a realização desse projeto.

4.3.4 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Método de microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi utilizado na caracterização das fases minerais de minério e da rocha hospedeira por meio de microanálises usualmente semiquantitativas pontuais em minerais através de espectrometria por dispersão de energia (EDS, *Energy Dispersive Spectrometry*) e mapeamento composicional por elétrons retroespalhados (Backscattered electrons-BSE) em MEV.

O MEV é um equipamento fundamental no imageamento de minerais, microestruturas e texturas dispostas nas lâminas delgadas. É muito utilizado nas investigações da forma, tamanho e ocorrência de minerais, no presente caso os que contêm cobre, por imageamento por elétrons retroespalhados (BSE). Para a realização das técnicas possíveis no MEV foi utilizado o modelo JEOL JSM-6610LV equipado com detector EDS marca Bruker, modelo Nano X Flash Detector 5030 (133ev) pertencente ao Laboratório de Geologia Isotópica do IGEO da UFRGS (Fig. 15A). As quatro lâminas delgadas polidas utilizadas na microscopia foram, também, analisadas por meio dessa técnica, sendo realizada a limpeza e a metalização das lâminas.

A operação do equipamento (Fig. 15B) compreende a emissão de um feixe de elétrons, no canhão de elétrons, por um filamento de tungstênio. Por diferença de potencial, que varia de 0,3 a 30 kV, é possível gerar variação na aceleração dos elétrons, ocasionando o aquecimento de filamento de tungstênio. O feixe eletrônico gerado é direcionado por lentes eletromagnéticas, com a intenção de produzir um feixe focado de pequeno diâmetro em uma definida região do material. Na finalização desse processo, forma-se uma imagem virtual da amostra examinada. A interatividade entre a amostra examinada e o feixe eletrônico incidente podem produzir tipos de sinais desiguais, conforme grau de interação do mesmo com a amostra (por exemplo: raios X, elétrons secundários-SE, elétrons retroespalhados-BSE).

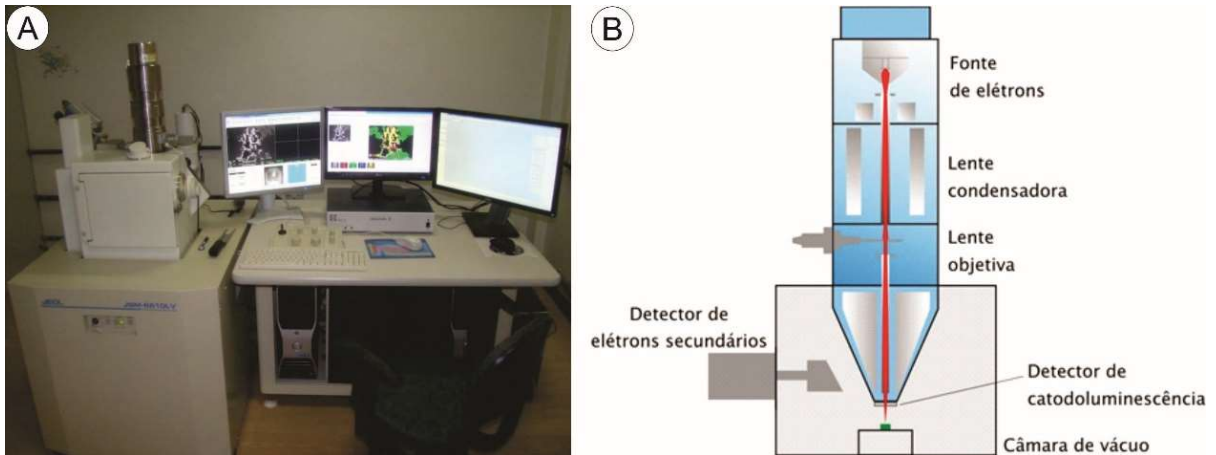


Figura 15 – A) Microscópio Eletrônico de Varredura do Laboratório de Geologia Isotópica. B) Esquema simplificado de um MEV. Fonte: Extraído de <http://cpmtc-igc-ufmg.org/laboratorios10.htm>, em 30/09/2021.

Possuindo uma energia mais alta que a dos elétrons secundários-SE, o BSE é uma técnica eficaz na identificação de contrastes na composição química entre distintos materiais, diante de diferentes escalas de cinza (reflectância) em imagem virtual. Quanto maior o número atômico do elemento em estudo, maior a porção de elétrons que será refletida tornando mais claro o tom de cinza da imagem.

A análise por EDS compreende o reconhecimento de raios X característicos emitidos pela amostra analisada, junto da interação com o feixe eletrônico produzido pelo equipamento. Ao incidir o feixe de elétrons sobre o mineral, os íons constituintes e os elétrons mais externos dos átomos são excitados, gerando mudança de níveis energéticos, e, com o retorno a sua posição inicial, liberam a energia adquirida e que acaba sendo expressa em comprimento de onda no espectro de raios X.

Posterior a aquisição dos valores de raios X característicos, eles são analisados por um detector específico instalado na câmara de vácuo do MEV, transformando a energia captada, associada a um determinado elétron específico, em elementos químicos reconhecidos e presentes na região incidida no mineral pelo feixe eletrônico. Isso ocorre em virtude de elétrons de um átomo específico possuírem energias desiguais e características dependendo de sua posição na eletrosfera.

O pequeno diâmetro do feixe permite análises pontuais em amostras de tamanhos reduzidos (<5 μm). Para análises por EDS em condições ideais de trabalho (limpeza, polimento, seleção do ponto de análise, metalização, especificações técnicas corretas e existência de um padrão de referência), consegue-se trabalhar com erros abaixo de 1%. Em análises sem padrão (*standardless*), a técnica mostra-

se confiável com erros em torno de 3 a 5%. Esta técnica é relevante para a observação das texturas e microestruturas, bem como para a realização de análises pontuais e mapeamentos composicionais.

Neste trabalho foram analisadas quatro lâminas delgadas em MEV com a realização de imageamentos *backscattering* e mapeamento composicional por EDS. As lâminas delgadas foram metalizadas com Au, pois esse mineral é inexistente nas amostras não ocasionando danos aos resultados. As análises em MEV foram feitas com o objetivo de melhor compreender as composições da rocha hospedeira e minerais de minério.

4.4 Fase de integração dos dados

Esta fase busca integrar os dados obtidos durante a execução deste projeto, a partir dos dados obtidos na fase de campo até os dados da fase laboratorial, que estão apresentados em diversas formas como: texto, figura e tabela. A interpretação e integração dos dados foram realizadas com a contribuição dos professores orientadores e do supervisor deste trabalho. Para melhor compreensão dos dados obtidos foi gerado uma tabela para cada testemunho de sondagem selecionado com a localização das amostras adquiridas e métodos e procedimentos executados (Tabela 2 e Tabela 3).

Tabela 2 – Amostragem do testemunho de sondagem AND-19-001 com os métodos aplicados nas amostras selecionadas. Fonte: Elaborada pela autora.

TESTEMUNHO DE SONDAÇÃO AND-19-001				
PROFUNDIDADE (m)		AMOSTRA	LÂMINA PETROGRÁFICA	MEV
DE	ATÉ			
0	91,62	NÃO AMOSTRADO	-	-
91,62	94,90	ANP-001 (92,56 m) e ANP-002 (92,96 m)	X	X
94,90	101,13	ANP-003 (97,22 m)	X	X
101,13	120,30	NÃO AMOSTRADO	-	-

Tabela 3 – Amostragem do testemunho de sondagem AND-19-003 com os métodos aplicados nas amostras selecionadas. Fonte: Elaborada pela autora.

TESTEMUNHO DE SONDAGEM AND-19-003				
PROFUNDIDADE (m)		AMOSTRA	LÂMINA PETROGRÁFICA	MEV
DE	ATÉ			
0	64,60	NÃO AMOSTRADO	-	-
64,60	70,15	ANP-006 (69,50 m)	X	X
70,15	110,60	NÃO AMOSTRADO	-	-

5 RESULTADOS

5.1 Descrições de campo

As atividades de campo foram desenvolvidas em detalhe em uma área referente à galeria e às trincheiras da Mina Andrade no município de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, área de atual responsabilidade da empresa Águia Metais S.A. Em trabalhos anteriores, esses locais correspondem a rochas metavulcânicas com alterações hidrotermais que hospedam minerais de minério de cobre oxidados quando em superfície.

A galeria está localizada a cerca de 40 m abaixo do topo do depósito (Fig. 16A) e possui aproximadamente 25 m de comprimento, 2 m de altura e 1,5 m de largura (Fig. 16B). Nessa área foi possível descrever a rocha hospedeira, que possui textura afanítica e cor cinza escuro que hospeda os minerais de minério e possui fraturas sem direção preferencial. Segundo Remus *et al.* (2000), essa rocha hospedeira foi caracterizada como metavulcânica e está alojado na sequência metavulcano-sedimentares do CMPF. Essa nomenclatura foi mantida neste trabalho inicialmente.

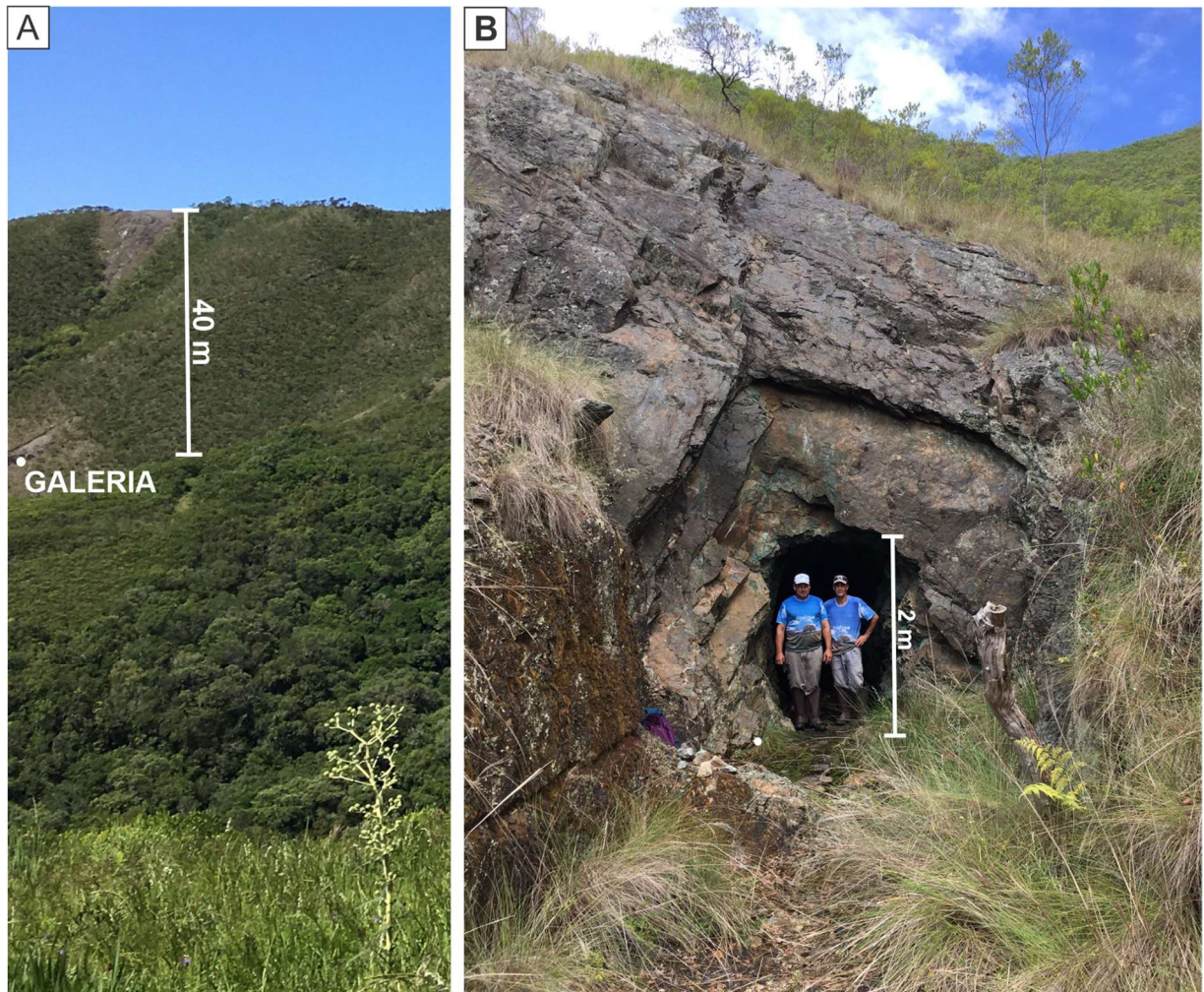


Figura 16 – Galeria, da Mina Andrade. A) Ponto branco indicando a localização da galeria dentro do depósito mineral. B) Fotografia de dois auxiliares de campo da empresa Água Metais S.A. na entrada da galeria. Fonte: Elaborada pela autora.

Em superfície é possível observar alterações hidrotermais representadas por veios de carbonato e minerais de minério de cobre atualmente oxidados. Os minerais de minério de cobre oxidados no interior da galeria foram identificados como azurita (Fig. 17A) e malaquita (Fig. 17B), ambos são carbonatos de cobre. Esses minerais, na rocha hospedeira, estão disseminados em fraturas e em veios de carbonato (Fig. 17C). As fraturas na rocha hospedeira estão preenchidas também por argilominerais e por óxidos de ferro (Fig. 17D). A formação de azurita e malaquita, no interior da galeria, indica alta taxa de alteração superficial do depósito.

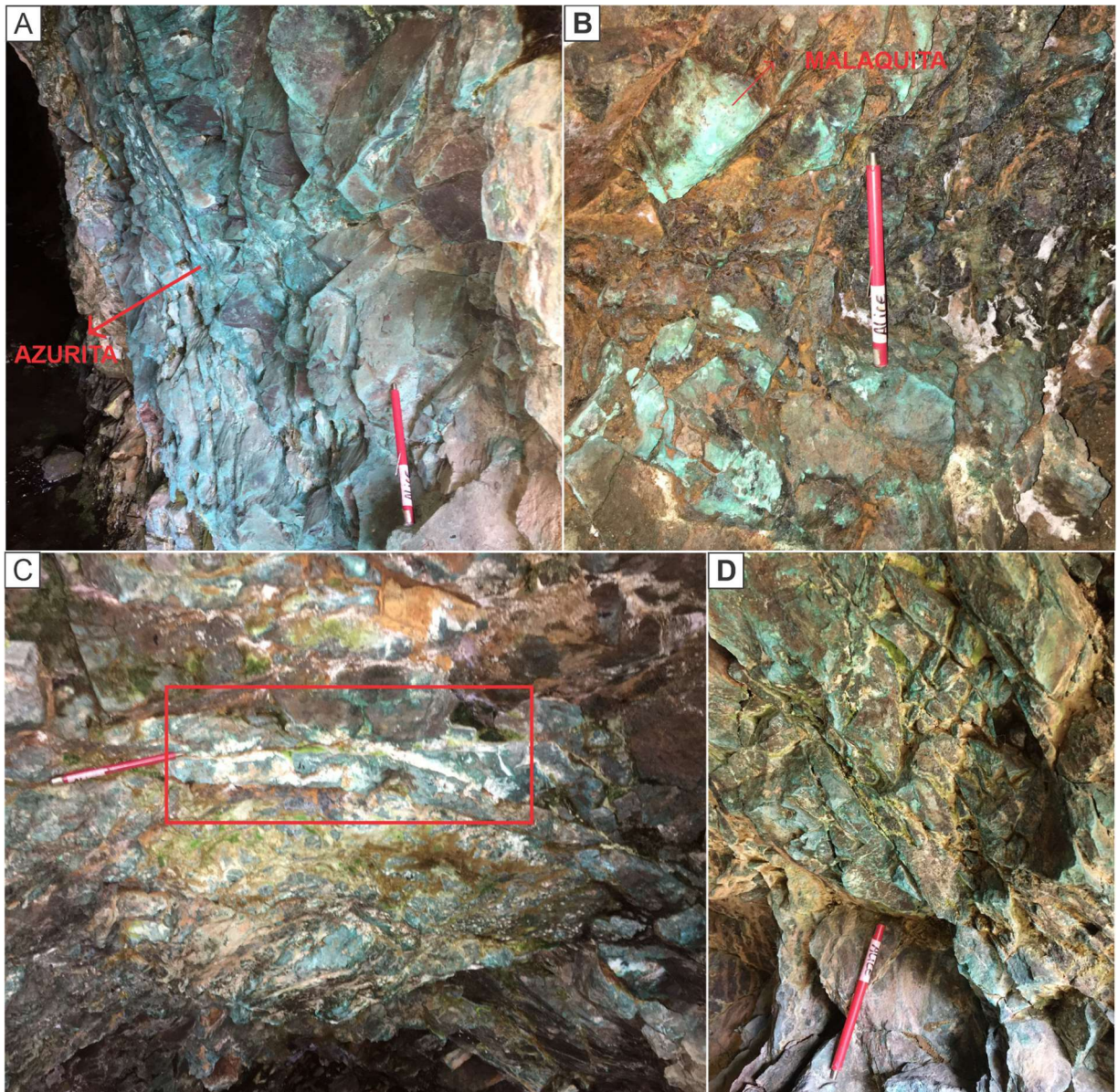


Figura 17 – Fotografias do interior da galeria localizada na Mina Andrade. A) Azurita disseminada na rocha metavulcânica no interior da galeria. B) Malaquita disseminada na rocha metavulcânica no interior da galeria e fraturas preenchidas por óxido de ferro. C) Teto da galeria com veio de carbonato com aproximadamente 3 cm de largura, observado no retângulo vermelho. D) fraturas na rocha metavulcânica com preenchimento de argilominerais e óxidos de ferro. Fonte: Elaborada pela autora.

As trincheiras estão localizadas sobre o depósito da Mina Andrade e a trincheira estudada possui aproximadamente 30 m de comprimento, 0,9 m de altura e 0,5 m de largura (Fig. 18A e B). As rochas expostas nas trincheiras possuem muita alteração superficial, com fraturas e minerais oxidados. Além disso, há a ocorrência comum de veios e minerais de minério de cobre oxidados.



Figura 18 – Fotografias das trincheiras, e local de realização do trabalho de campo na Mina Andrade. A) Fotografia indicando a localização das trincheiras dentro do depósito mineral. B) Fotografia da trincheira descrita com o autor presente na foto. Fonte: Elaborada pela autora.

A trincheira estudada apresenta rocha metavulcânica com veios de quartzo e carbonato, acompanhados por disseminações de malaquita. Essas feições foram geradas, inicialmente, por alterações hidrotermais com a formação de veios e remobilização de sulfetos (Fig. 19A) e, posteriormente, por alterações de superfície com a oxidação dos sulfetos e a geração de malaquita (Fig. 19B).

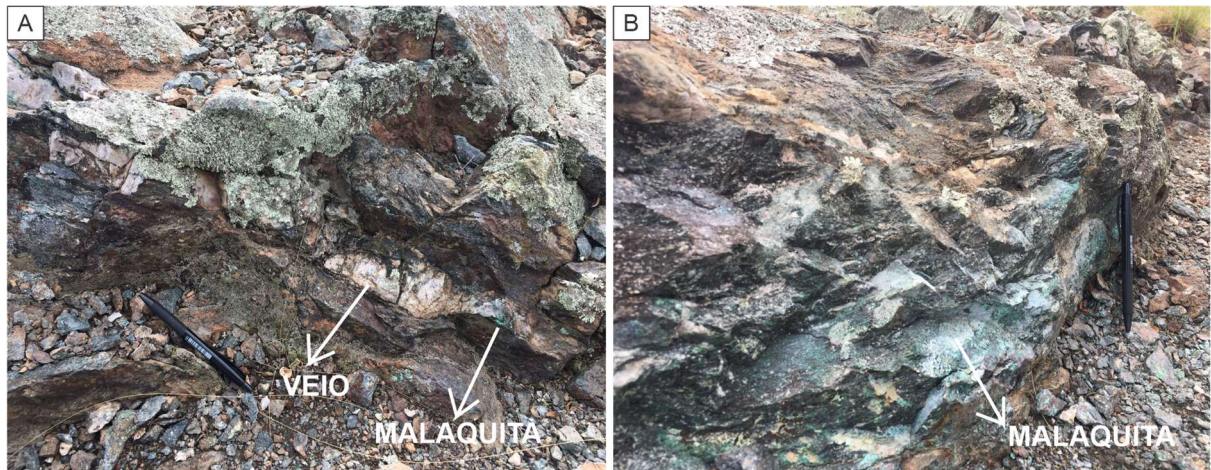


Figura 19 – Fotografias da parte interna da trincheira localizado no topo do depósito da Mina Andrade. A) Veio de quartzo e carbonato com malaquita disseminada, inserida na rocha metavulcânica. B) Malaquita disseminada na rocha metavulcânica. Fonte: Elaborada pela autora.

Uma descrição de mais detalhada foi realizada nos locais onde estão locados os primeiros furos com testemunhos de sondagens realizados pela empresa Águia Metais S.A., na Mina Andrade, e que foram alvo principal neste trabalho. Foi feita uma análise do mapa de localização dos furos com testemunhos de sondagem, que constituem a área atual do depósito de cobre nas rochas metavulcânicas (Fig. 20 e Fig. 21). Com isso, foi possível a seleção dos testemunhos utilizando os critérios de posição dos mesmos ao longo do corpo de minério e abrangência nas unidades litológicas do depósito e, consecutivamente, a descrição dos *logs*. Dessa forma, os testemunhos selecionados e descritos em campo foram: AND-19-001 e AND-19-003.

O testemunho AND-19-001 está em uma seção leste-oeste, que se inicia cortando conglomerados e brechas, que são rochas interpretadas pela empresa Águia Metais S.A. como pertencentes à Formação Santa Bárbara, e possuem contato irregular com as rochas metavulcânicas do CMPF, que estão hospedando a mineralização de cobre da Mina Andrade (Fig. 20). O intervalo de interesse deste trabalho está localizado entre 92 e 98 m, intervalo onde os teores de cobre estão acima de 0,1% (Fig. 20).

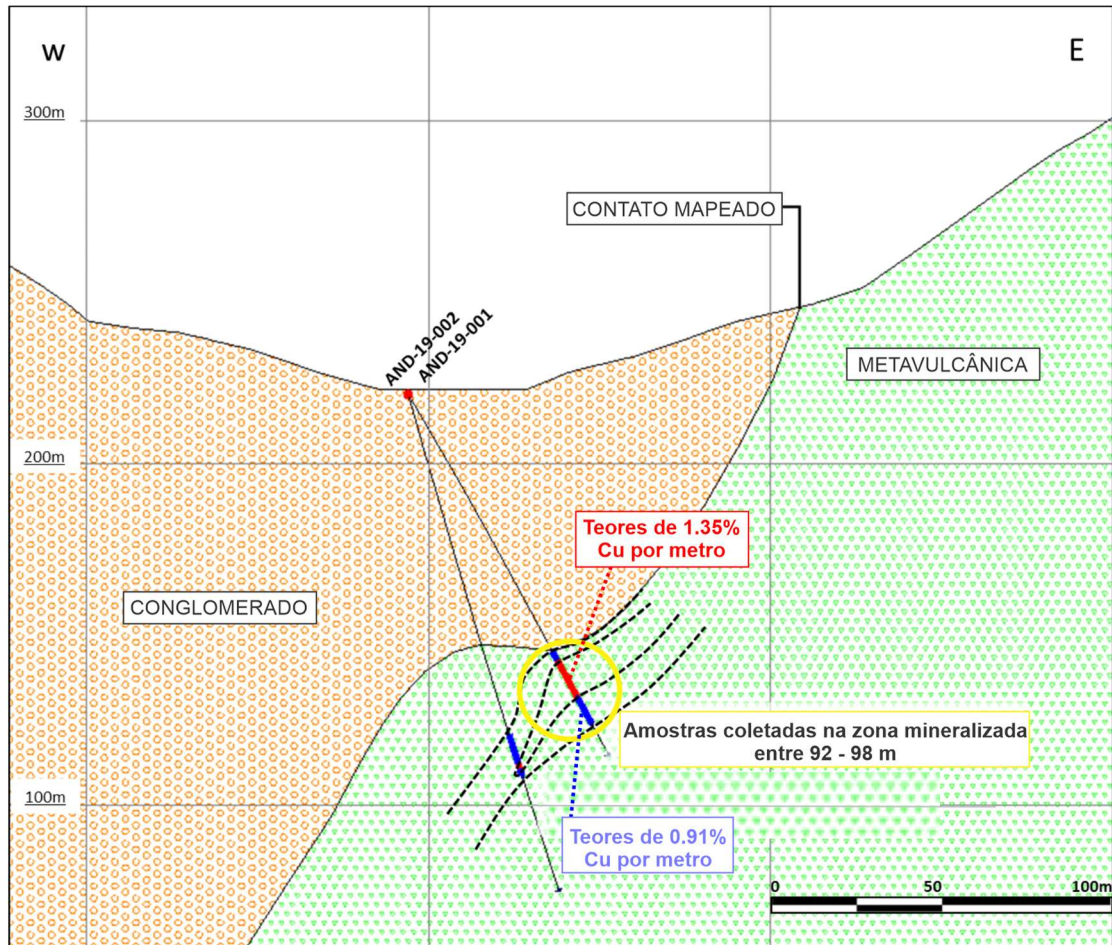


Figura 20 – Perfil esquemático dos testemunhos de sondagem AND-19-001 e AND-19-002 inseridos nas rochas hospedeiras da mineralização de cobre da Mina Andrade. Fonte: Adaptada de Projects (2020).

O testemunho AND-19-003 está em uma seção leste-oeste, que se inicia cortando conglomerados e brechas, que são rochas classificadas pela empresa Águia Metais S.A. como da Formação Santa Bárbara, e possuem contato curvo com as rochas metavulcânicas do CMPF, e que hospedam a mineralização de cobre da Mina Andrade (Fig. 21). O intervalo de interesse deste trabalho está localizado entre 64 e 89 m, intervalo cujos teores de cobre estão acima de 0,1% (Fig. 21).

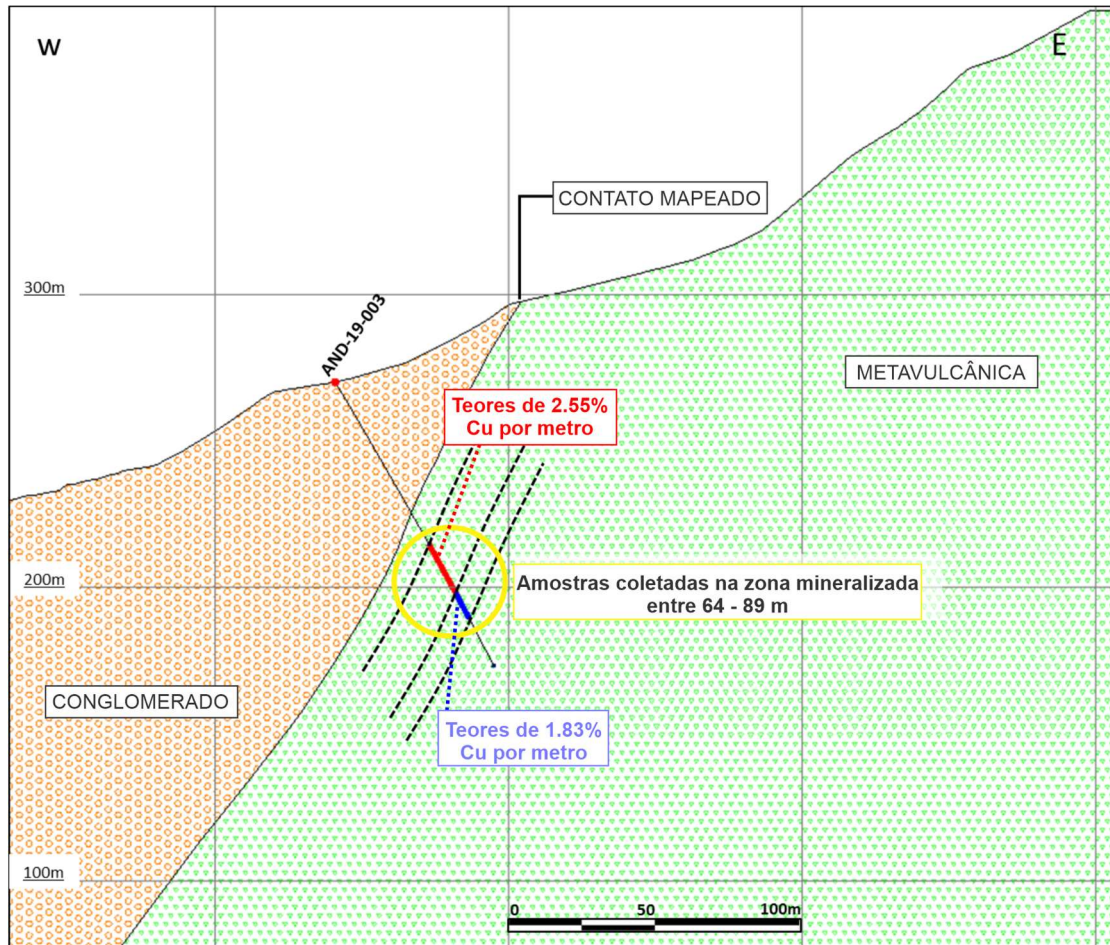


Figura 21 – Perfil esquemático dos testemunhos de sondagem AND-19-003 inseridos nas rochas hospedeiras da mineralização de cobre da Mina Andrade. Fonte: Adaptada de Projects (2020).

Com as observações feitas no trabalho de campo e as descrições realizadas nos testemunhos AND-19-001 (Fig. 22) e AND-19-003 (Fig. 23), foram identificados, pela autora deste trabalho, quatro grupos litológicos diferentes: conglomerados e brechas, vulcânicas ácidas, metatufos e clorita talco xistos. Veios de quartzo estão presentes cortando os metatufos acompanhados de mineralização de cobre.

Na descrição do *log* do testemunho AND-19-001, a parte inicial do testemunho foi interpretada como constituída por uma brecha com níveis locais de conglomerado. A brecha está constituída por fragmentos de metatufos, angulosos a subangulosos de 5 até 10 cm, suportado por clastos e cimentado predominantemente por óxido de ferro (Fig. 22A).

A mineralização de cobre está hospedada no metatufos. Para melhor detalhe das mineralizações e rochas hospedeiras, o intervalo de interesse foi dividido em: metatufos cloritizados com vênulas (zona de alteração hidrotermal mais incipiente) e metatufos cloritizados com veios (zona de alteração hidrotermal mais intensa) (Fig. 22B).

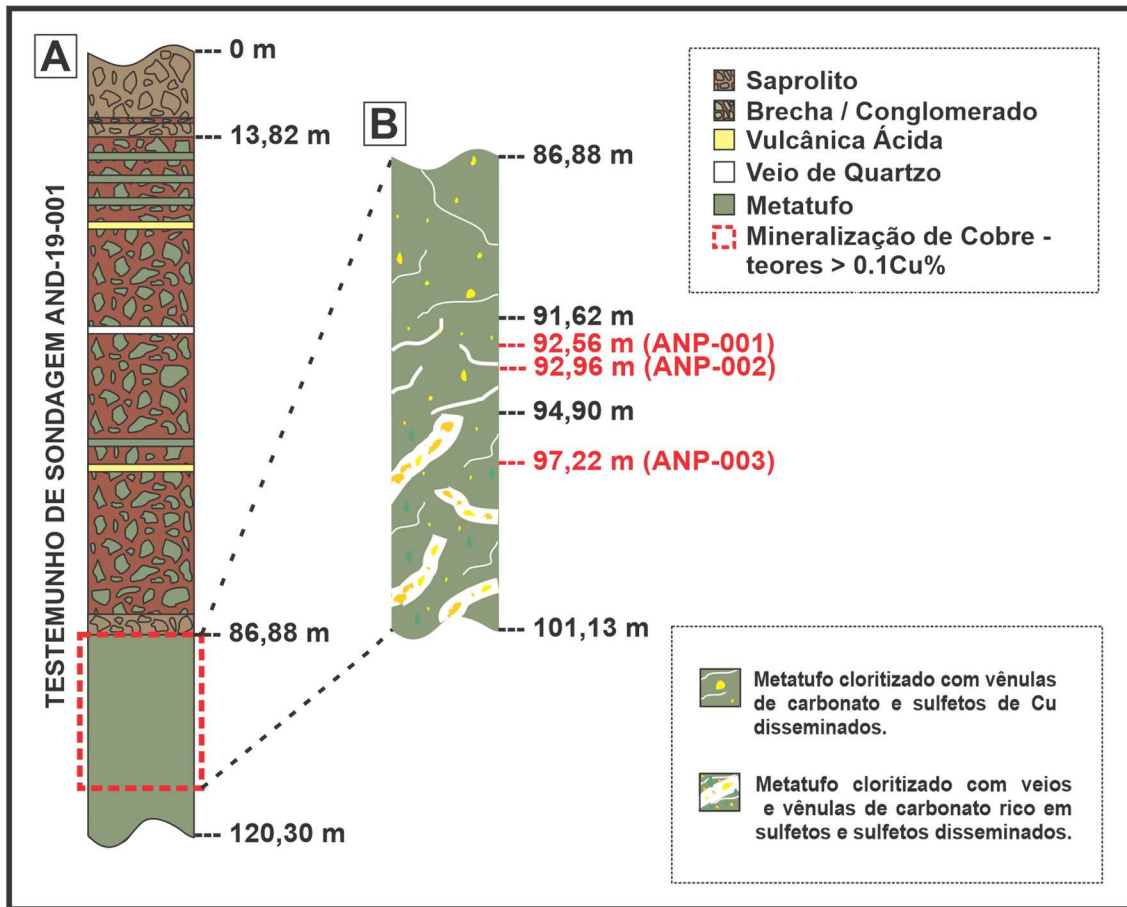


Figura 22 – Perfil esquemático do testemunho AND-19-001 com as litologias descritas durante realização de log na fase de campo e a coleta de amostras para a fase laboratorial. Fonte: Elaborada pela autora.

Na descrição do *log* do testemunho AND-19-003, foi identificado também brecha nas metragens iniciais do furo, constituída por fragmentos angulosos à subangulosos de metatufo com 5 a 15 cm, suportados por clastos e cimentado predominantemente por óxido de ferro. O clorita talco xisto foi descrito como uma rocha rica em talco e clorita com textura porfiroblástica marcada pela presença abundante de cristais de magnetita disseminados com 0,3 a 0,5 cm (Fig. 23A). A porção do testemunho que hospeda a mineralização é descrita como sendo um metatufo. Para melhor detalhamento da mineralização e das rochas hospedeiras, o intervalo de interesse que contém o minério foi subdivido em metatufo com presença de clorita hidrotermal, acompanhada por carbonato e epidoto (zona de alteração hidrotermal incipiente) e metatufo silicificado (zona de alteração hidrotermal intensa) (Fig. 23B).

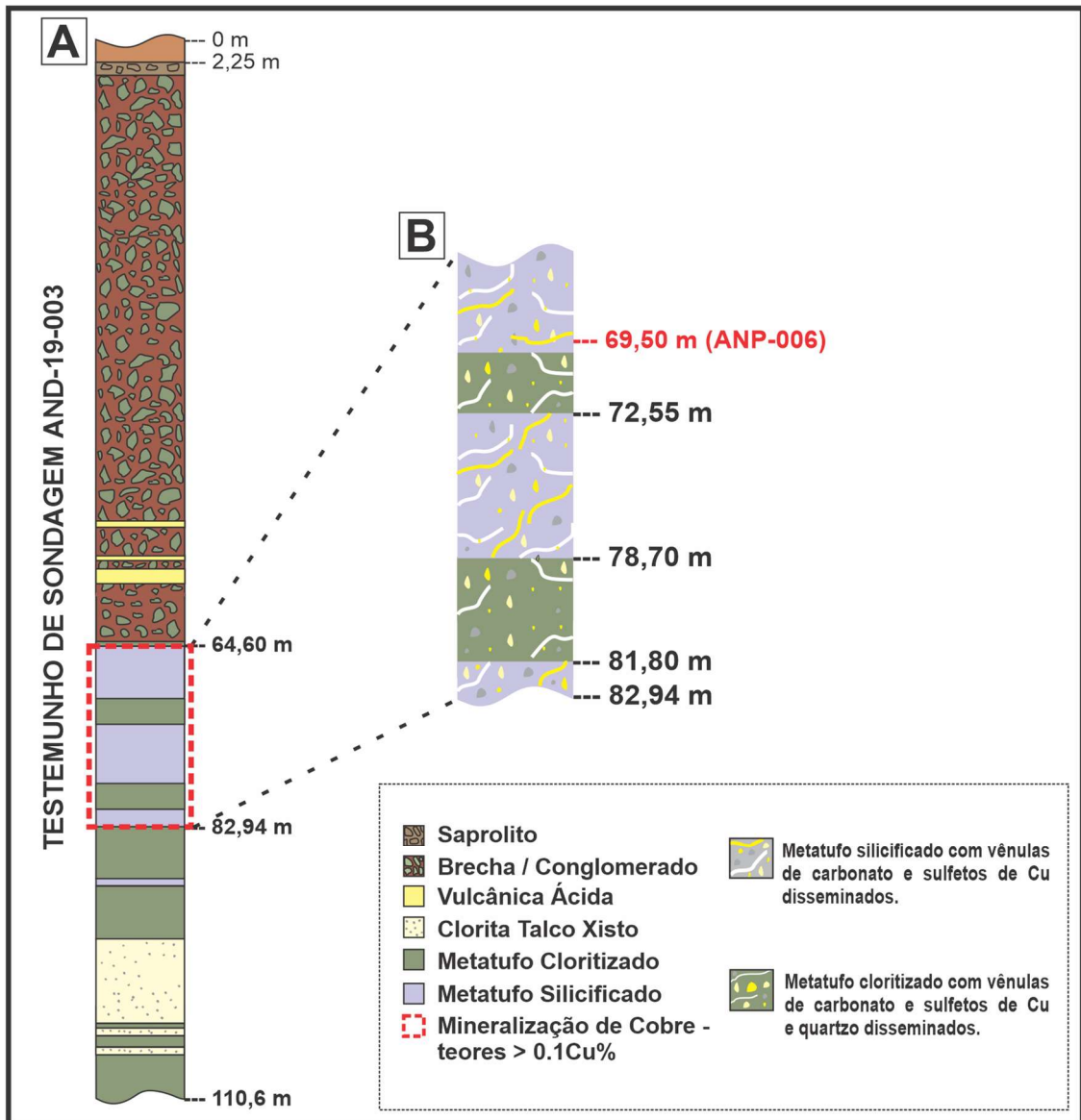


Figura 23 – Perfil esquemático do testemunho AND-19-003 com as litologias descritas durante realização de log na fase de campo e a coleta de amostras para a fase laboratorial. Fonte: Elaborada pela autora.

Neste estudo será dado ênfase a descrição das rochas hospedeiras que contêm a mineralização de cobre; no caso, trata-se do metatufos, que foi dividido de forma preliminar e mais ampla para fins descritivos em duas composições distintas: metatufos cloritizados e metatufos silicificados.

5.2 Caracterização do Intervalo mineralizado

No intervalo mineralizado, foi possível identificar duas zonas de diferentes composições: metatufo cloritizado e metatufo silicificado.

5.2.1 Metatufo cloritizado

O metatufo cloritizado é interpretado e classificado no presente trabalho como uma rocha cuja composição inicial dominante foi proveniente de cinzas vulcânicas, mais precisamente um tufo com a granulometria de seus componentes sendo inferior a 2 mm. Essa rocha passou por um processo de metamorfismo que gerou a recristalização/substituição das cinzas vulcânicas com formação de clorita fina orientada de origem metamórfica. Posteriormente, um evento com entrada de fluidos no sistema gerou, no metatufo, intervalos afetados por hidrotermalismo, incipiente marcado por formação de vênulas de carbonato, clorita hidrotermal em lamelas de maior dimensão e não orientadas, eventualmente epidoto, com presença de sulfetos disseminados e intervalos com hidrotermalismo mais intenso caracterizado pela formação de veios de carbonato, sílica e epidoto, com presença eventual de clorita hidrotermal, e a simultânea precipitação de sulfetos. Uma remobilização tardia com modificação de alguns dos sulfetos de cobre e ferro pode ser observada. Para melhor detalhe na descrição do metatufo cloritizado, essa rocha foi subdividida em metatufo cloritizado com vênulas e metatufo cloritizado com veios.

5.2.1.1 Metatufo cloritizado com vênulas

O metatufo cloritizado com vênulas foi identificado nos testemunhos AND-19-001 (a partir de 86,88 m até 94,90 m de profundidade) e AND-19-003 (a partir de dois intervalos: o primeiro de 70 m até 72,55 m e o segundo de 78,70 m até 81,80 m de profundidade). Para as análises laboratoriais, com o objetivo de detalhar a descrição

desse metatufos cloritizados com vênulas, foi coletada uma amostra no testemunho AND-19-001. A amostra denominada de ANP-001 está localizada a 92,56 m de profundidade nesse testemunho.

A amostra ANP-001 tem composição e textura de um tufo fino com metamorfismo indicado por recristalização e formação de clorita (Chl) fina orientada gerando foliação marcando a textura metamórfica do metatufos. A presença de carbonato (Cb) disseminado é descrita, bem como a sua presença mais abundante em vênulas de carbonato cortando a rocha hospedeira, sem evidências de orientação preferencial. Já com relação aos minerais que integram o minério, a calcopirita (Cpy) é predominante principalmente disseminada e nas vênulas de carbonato. Por vezes, a calcopirita aparece sendo substituída, parcialmente e totalmente, por bornita (Bn). Os cristais são euédricos à subédricos com dimensões inferiores a 0,2 mm. As vênulas de carbonato contêm grãos de calcopirita (Fig. 24).

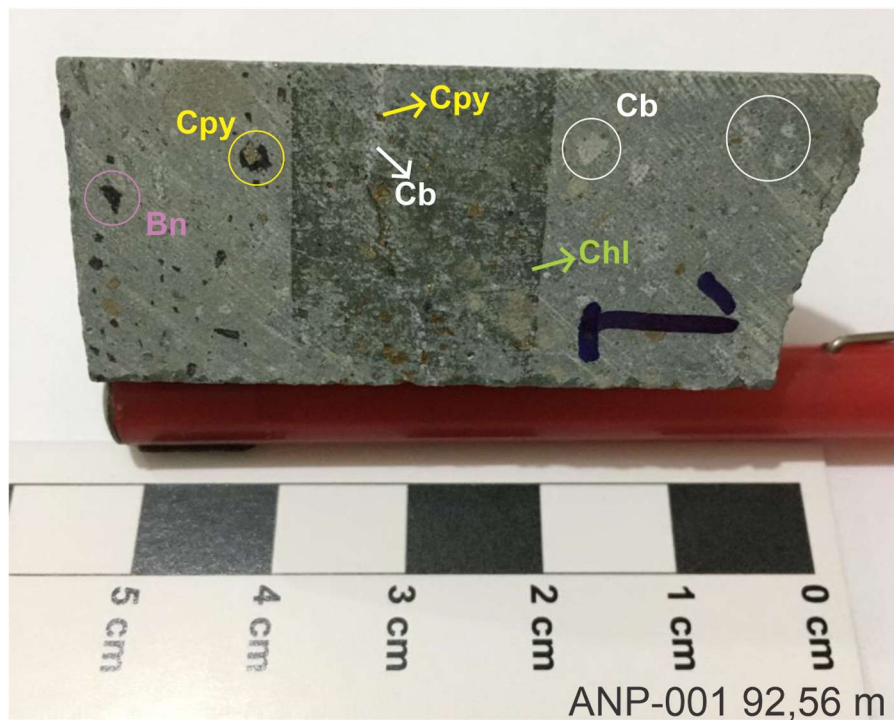


Figura 24 – Amostra ANP-001 referente ao testemunho de sondagem AND-19-001 com vênulas de carbonato e disseminações de carbonato e clorita acompanhados de calcopirita e bornita disseminadas. Fonte: Elaborada pela autora.

O detalhamento da petrografia permitiu classificar o protólito da rocha hospedeira como sendo um tufo mal selecionado composto predominantemente por cristais e localmente por litoclastos. Os litoclastos são provenientes de rochas

vulcânicas com aproximadamente 1,75 mm apresentam clorita e localmente por epidoto, com possível origem hidrotermal (Fig. 25A). Os litoclastos que compõem o tufo podem ser originados de área fonte mais distal, dado o grau de arredondamento dos fragmentos (Fig. 25A), ou representar efeitos de absorção de brechas do próprio sistema vulcânico que gerou o metatufo, pois apresentam feições de reação/absorção nos contatos com a matriz (Fig. 25B). Esses fragmentos possuem grãos de pirita euédrico, indicando que ao menos parte do sulfeto é aportado no tufo através dos clastos (Fig. 25B). As vênulas possuem em torno de 0,3 mm de espessura e são formadas principalmente por carbonato e sílica, não apresentando uma direção preferencial (Fig. 25C). Por vezes, o epidoto aparece disseminado junto ao carbonato e sílica nas vênulas e ocorre como mineral disseminado na matriz da rocha e próximos das vênulas de carbonato e sílica (Fig. 25.D).

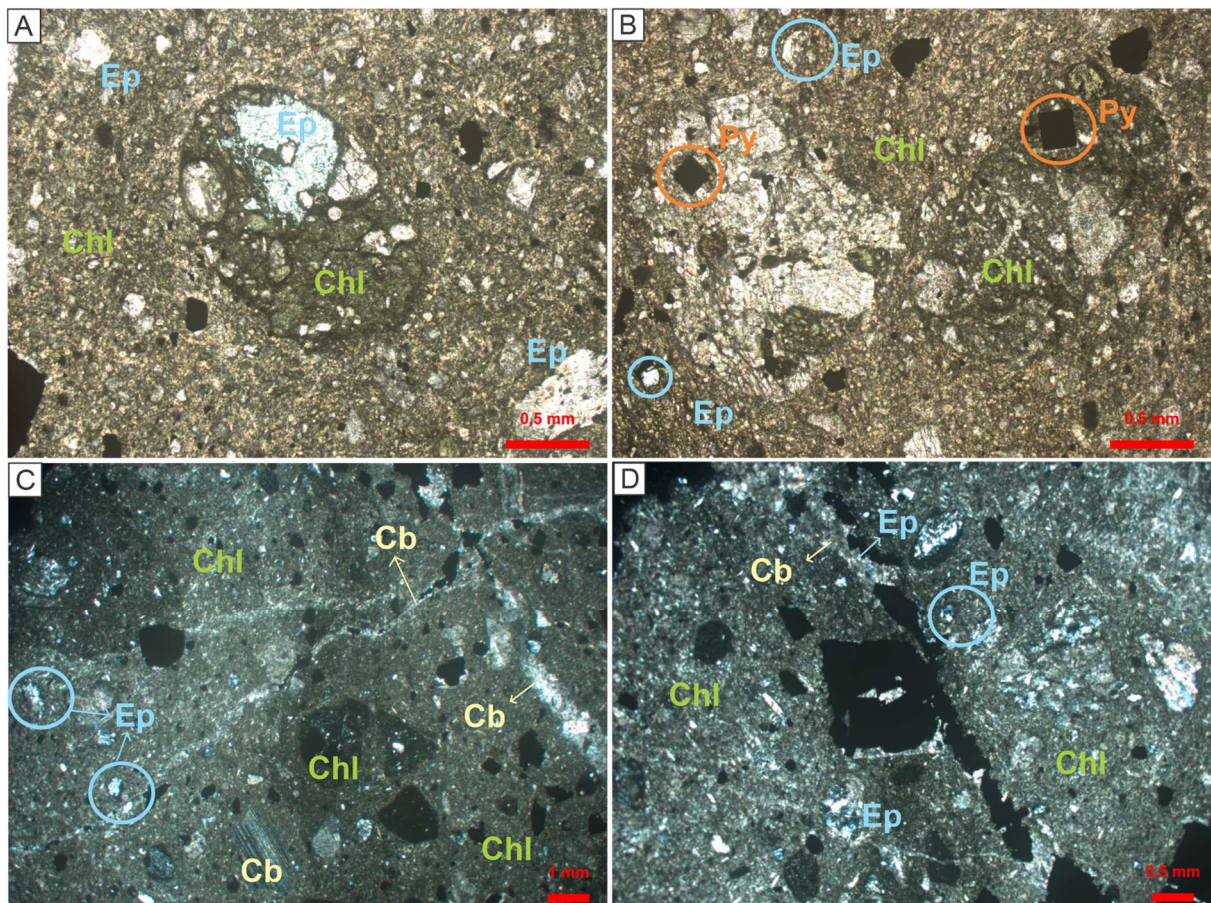


Figura 25 – Fotomicrografias da amostra ANP-001. Fotos “A” e “B” obtidas em luz natural. Fotos de “C” até “F” obtidas em luz polarizada. A) Metatufo com litoclasto irregular recrystalizado com clorita hidrotermal e epidoto. B) Epidoto hidrotermal disseminado no metatufo cloritizado. C) Vênulas de carbonato sem direção preferencial. D) Vênulas de carbonato acompanhadas por epidoto hidrotermal disseminado. Fonte: Elaborada pela autora.

No MEV, foi realizado mapeamento composicional por EDS com o objetivo de identificar a composição predominante da matriz do metatufo cloritizado com vênulas. Observou-se que a matriz e vênulas são compostas predominantemente por quartzo (Qz), calcita (Cal) e clorita (Chl). Os cristais de calcita e clorita apresentam-se sob o ponto de vista unicamente descritivo em textura do tipo *mesh*, já o quartzo predomina na matriz da rocha (Fig. 26).

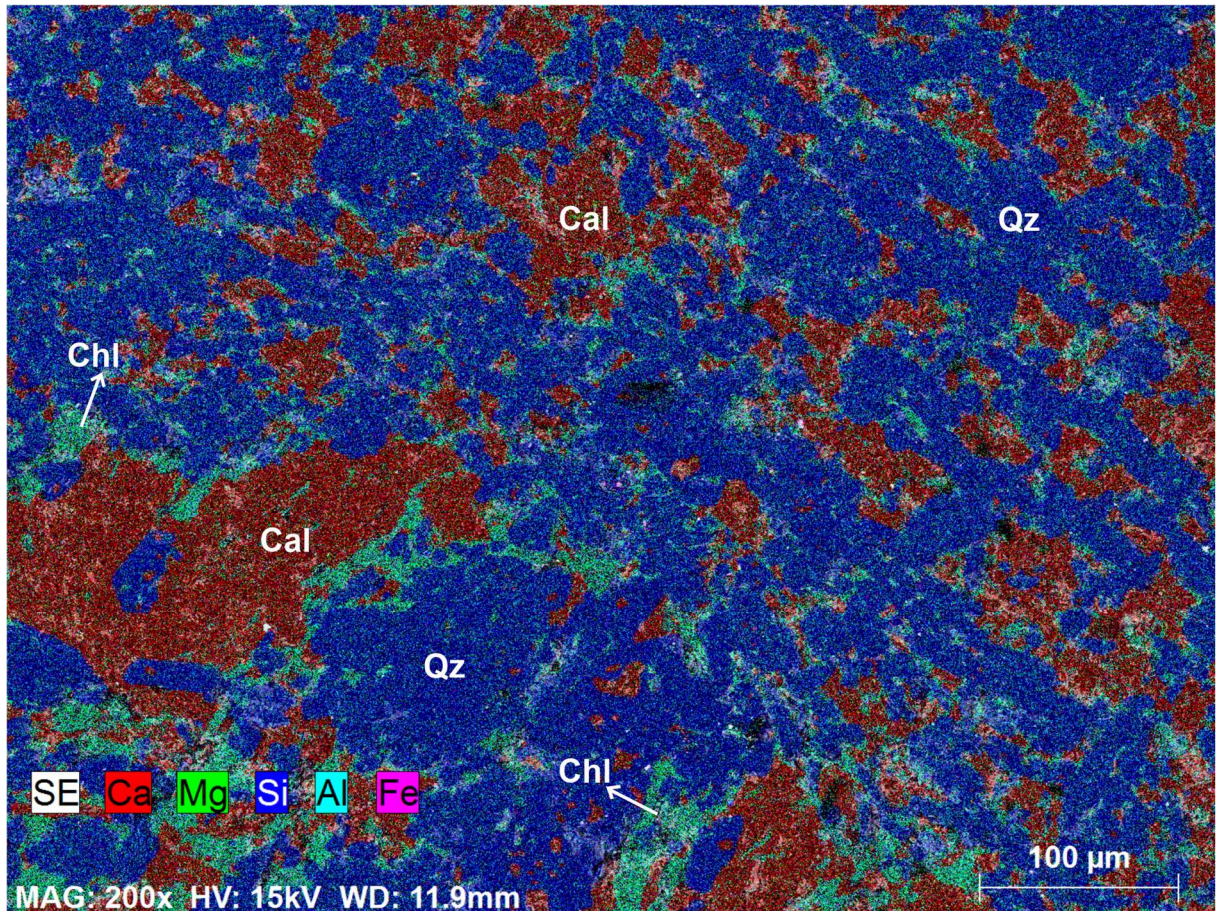


Figura 26 – Imagem por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-001. Imagem representativa da matriz do metatufo cloritizado com vênulas. Fonte: Elaborada pela autora.

5.2.1.2 Metatufo cloritizado com veios

O metatufo cloritizado com veios ocorre apenas no testemunho AND-19-001 (a partir de 92,96 m até 101,13 m de profundidade). Para as análises laboratoriais, com o objetivo de detalhar a descrição, foram coletadas duas amostras no testemunho

AND-19-001. As amostras selecionadas foram denominadas de ANP-002 (localizada a 92,96 m de profundidade) e ANP-003 (localizada a 97,22 m de profundidade).

A amostra ANP-002 é um tufo metamorfoisado, que está composto predominantemente por minerais de origem hidrotermal como clorita e carbonato, tanto disseminado quanto em veios. Observa-se apenas calcocita (Cc) como mineral de minério nesta amostra. A calcocita apresenta-se disseminada anédrica com cristais de aproximadamente 0,1 até 0,4 cm em geral inclusos em clorita hidrotermal e nos veios de carbonato. Observa-se óxidos de ferro circundando os cristais de calcocita (Fig. 27).

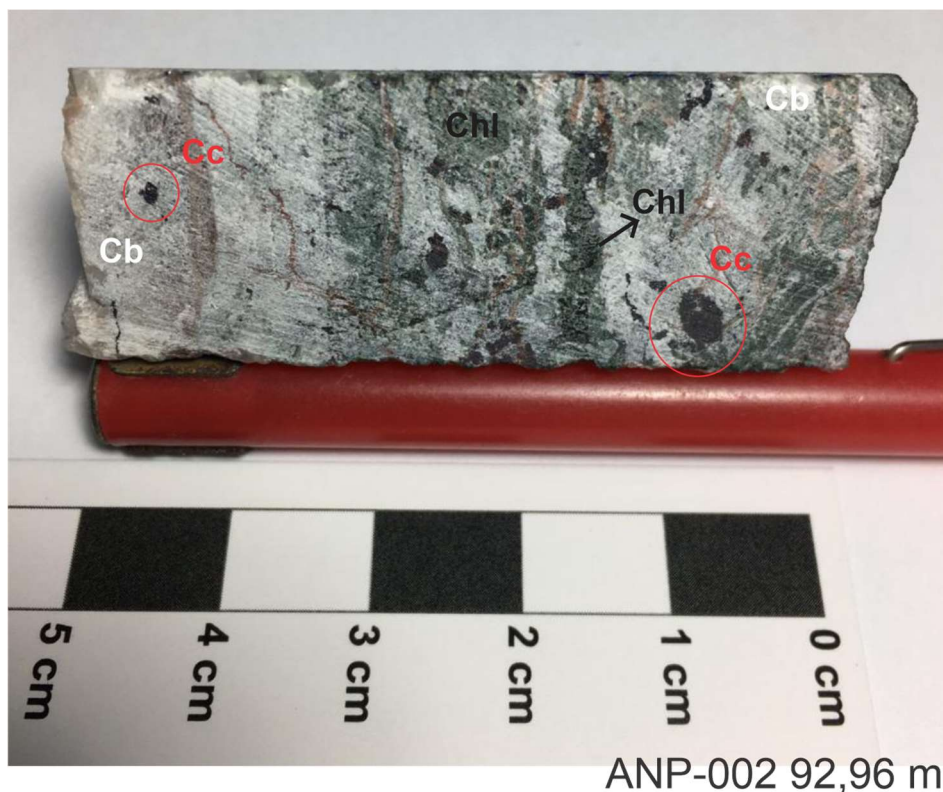


Figura 27 – Amostra ANP-002 localizado a 92,96 m de profundidade do testemunho AND-19-001. Metatufo cloritizado com clorita hidrotermal e veios de carbonato. Grãos de calcocita anédricos com dimensões aproximadamente de 0,1 até 0,4 cm, presente nos veios e disseminada na rocha hospedeira, circundada por óxido de ferro. Fonte: Elaborada pela autora.

Ao microscópio óptico, nota-se que a amostra ainda possui resquícios do metatufo original com clorita metamórfica e que passa por recristalização de origem hidrotermal, gerando clorita e cristais de epidoto com carbonato entre os veios (Fig. 28A). Fragmentos do metatufo apresentam-se substituídos parcialmente por clorita hidrotermal, carbonato e epidoto microcristalino (Fig. 28.B). Evidenciam-se cristais de

epidoto anédrico com aproximadamente 0,1 mm nos veios de carbonato (Fig. 28C). Em detalhe, observa-se vênulas de carbonato com presença de hematita (Fig. 28D).

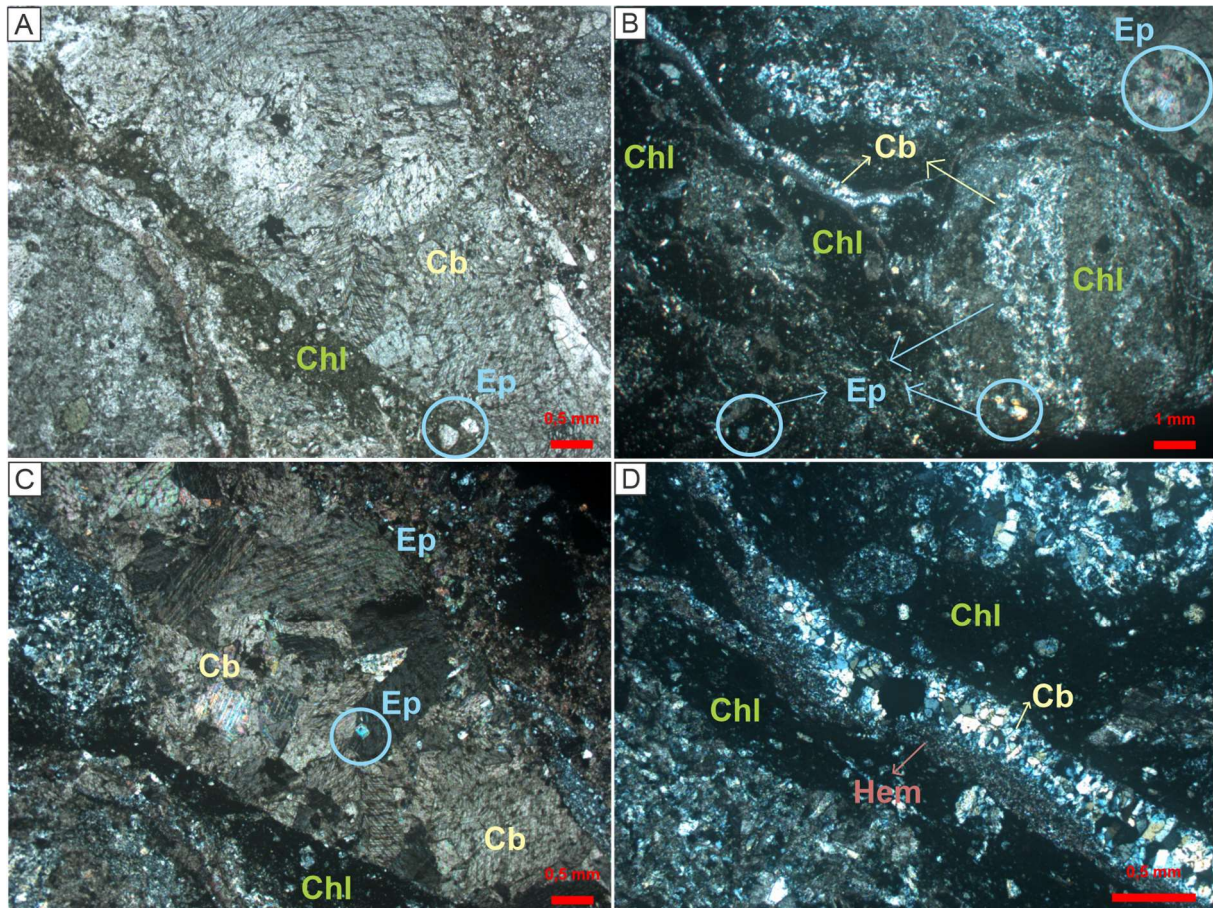


Figura 28 – Fotomicrografias da amostra ANP-002. Foto “A” obtida em luz natural. Fotos de “B” até “D” obtidas em luz polarizada. A) Veio de carbonato no metatufu cloritizado. B) Fragmento irregular do metatufu cloritizado recristalizado parcialmente por clorita, carbonato e epidoto hidrotermal. C) Veio de carbonato e metatufu cloritizado com epidoto anédrico disseminado e microcristalino. D) Vênula de carbonato com bordas de hematita. Fonte: Elaborada pela autora.

As análises realizadas, no MEV em mapeamento composicional por EDS, tiveram como objetivo identificar a composição predominante da matriz, das vênulas e dos veios no metatufu cloritizado com veios. No detalhamento por MEV, observou-se que os veios são compostos predominantemente por quartzo, calcita e clorita hidrotermal. Nota-se que as vênulas mais límpidas e tardias são, também, compostas predominantemente por quartzo e por calcita e calcocita. (Fig. 29).

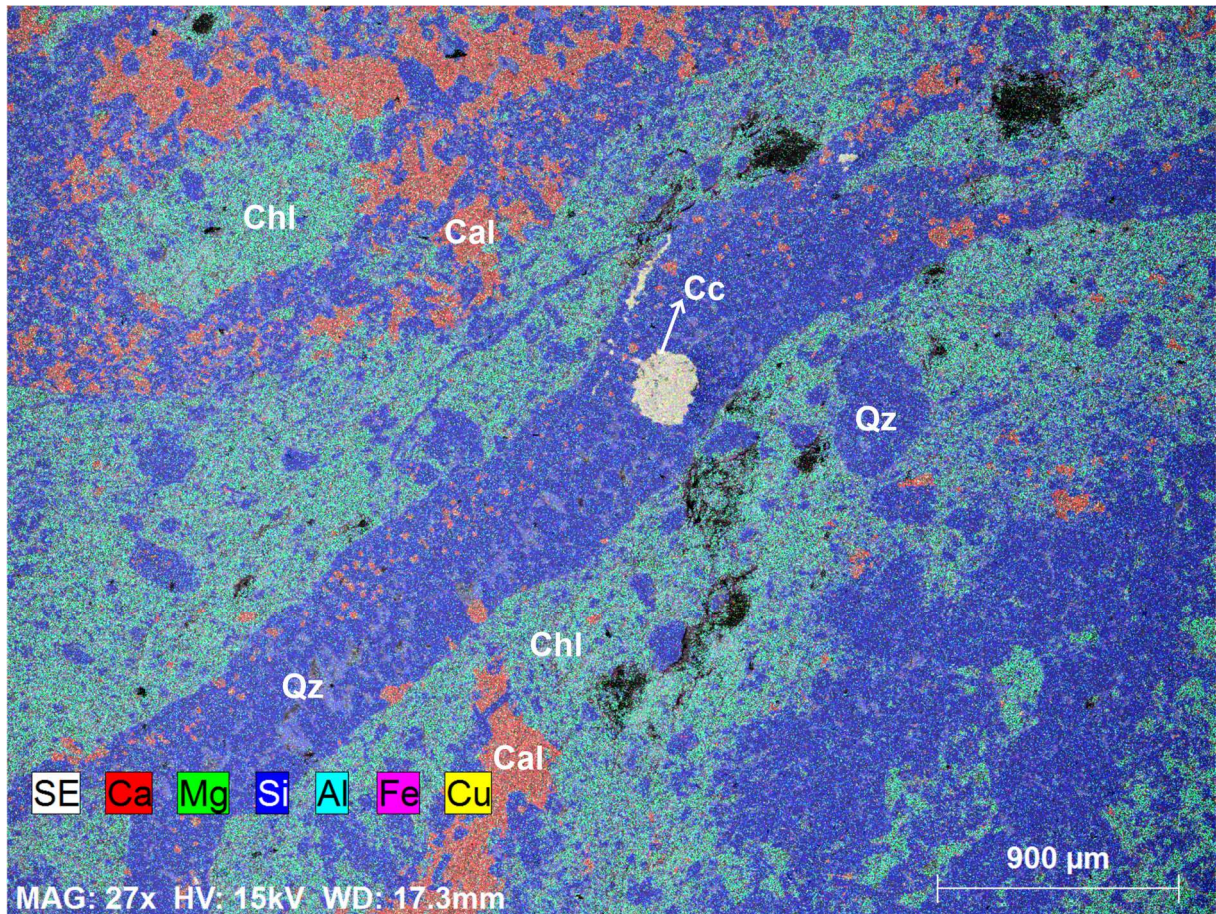


Figura 29 – Imagem por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-002. Imagem correspondente a vênulas e veios de quartzo, calcita e clorita de origem hidrotermal. Fonte: Elaborada pela autora.

A amostra ANP-003 tem composição e textura de um tufo fino metamorfoisado e foliado pela presença de clorita fina metamórfica e por clorita em lamelas grandes sem orientação de origem hidrotermal e acompanhada por carbonato disseminado também hidrotermal. Com maior predominância, aparecem veios de carbonato cortando o metatufo com presença de clorita hidrotermal acompanhando em maior concentração a margem dos veios, eventualmente acompanhada de carbonato e epidoto disseminados, sem evidências de orientação preferencial. Já com relação aos minerais que integram o minério, a calcocita (Cc) é predominante principalmente nos veios de carbonato, onde geralmente ocorre com textura em forma de malha e circundada por óxido de ferro sugerindo que se trata de um processo de enriquecimento do sulfeto de cobre com oxidação do ferro. A calcopirita (Cpy) é frequente como grãos subédricos isolados nos veios de carbonato com presença de substituição parcial para calcocita (Fig. 30A). Calcocita também ocorre como

substituição total da calcopirita quando é acompanhada por bordas de óxido de ferro presentes (Fig. 30B).



Figura 30 – Amostra ANP-003 localizado a 97,22 m de profundidade do testemunho AND-19-001. A e B) metatufos cloritizados com veios e vênulas de carbonato. Calcocita presente nos veios de carbonato com predominância, circundada por óxido de ferro. Grãos de calcopirita subédricos-anédricos com dimensões aproximadas de 0,4 cm disseminados nos veios de carbonato. Calcocita substituindo parcial e/ou total a calcopirita e gerando uma borda de óxido de ferro no entorno do grão. Fonte: Elaborada pela autora.

Ao microscópio óptico, observa-se que a clorita hidrotermal ocorre como concentrações em percentuais elevados junto dos veios e vênulas de carbonato, sem orientação preferencial (Fig. 31A). As vênulas mais límpidas de carbonato possuem aproximadamente 0,2 mm e apresentam-se cortando todos os registros anteriores presentes na rocha, o que sugere tratar-se de uma fase mais tardia, possivelmente de temperaturas mais baixas (Fig. 31A). Veios de aproximadamente 1 cm de espessura são formados predominantemente por carbonato e epidoto de origem hidrotermal na forma disseminada e microcristalina (Fig. 31B). Na matriz da rocha, o metatufos apresenta intensa cloritização hidrotermal e vênulas de carbonato cortando o mesmo (Fig. 31C). Veio de carbonato com epidoto disseminado e microcristalino de origem hidrotermal ocorrem juntamente em borda de hematita (Fig. 31D).

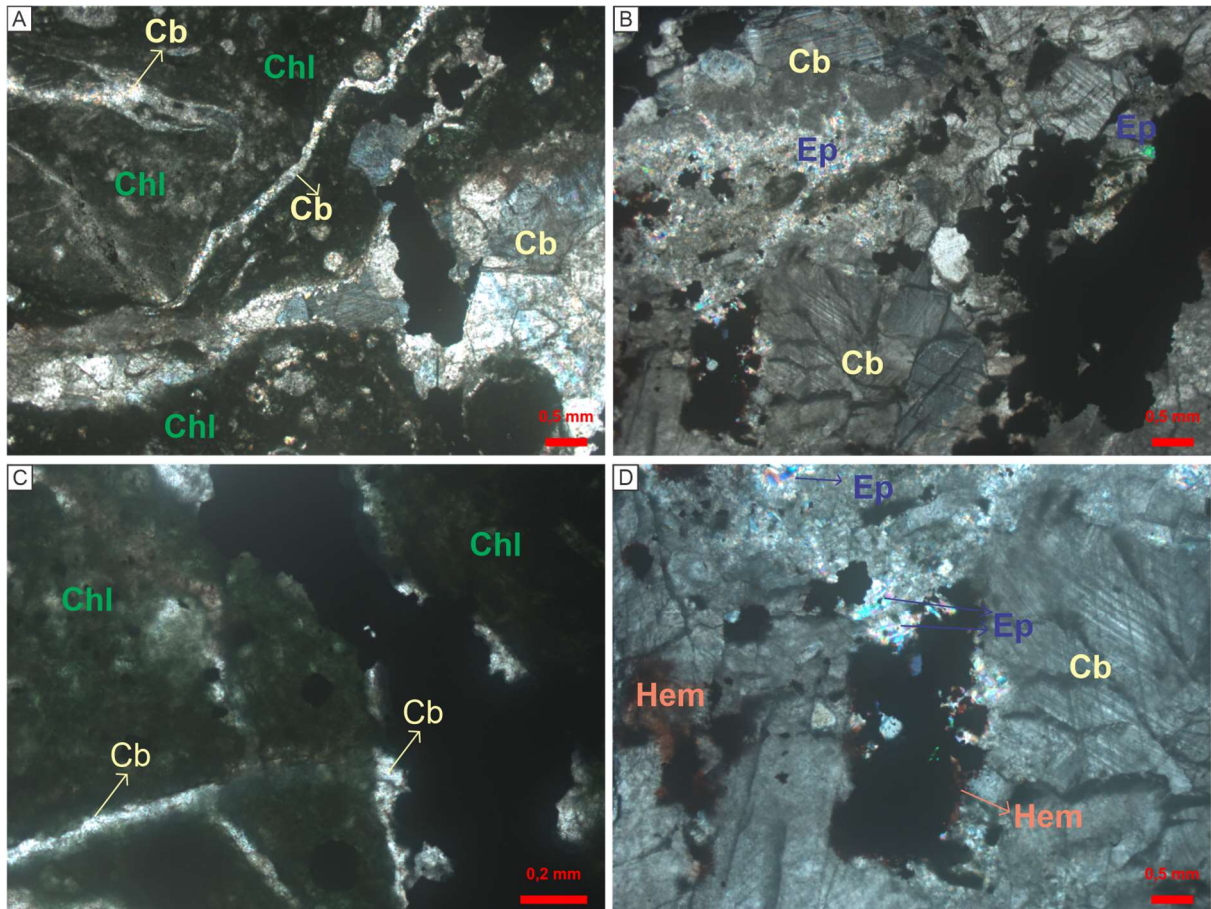


Figura 31 – Fotomicrografias da amostra ANP-003. Fotos obtidas em luz polarizada. A) Clorita hidrotermal substituindo matriz do metatufo, veios e vênulas de carbonato cortando a rocha. B) Veio de carbonato acompanhado de epidoto disseminado e microcristalino de origem hidrotermal. C) Metatufo substituído por clorita hidrotermal e vênulas de carbonato. D) Veio de carbonato com disseminação e agregados de epidoto e hematita. Fonte: Elaborada pela autora

As análises realizadas, no MEV em mapeamento composicional por EDS, tiveram como objetivo identificar a composição dominante dos veios e do metatufo com clorita hidrotermal. O metatufo inicialmente marcado por clorita fina orientada de origem metamórfica foi afetado por hidrotermalismo, gerando predominantemente clorita em lamelas grandes e sem orientação, quartzo e por calcita que foi o carbonato identificado ao MEV. Os veios são compostos principalmente por calcita com quartzo e calcocita (Fig. 32).

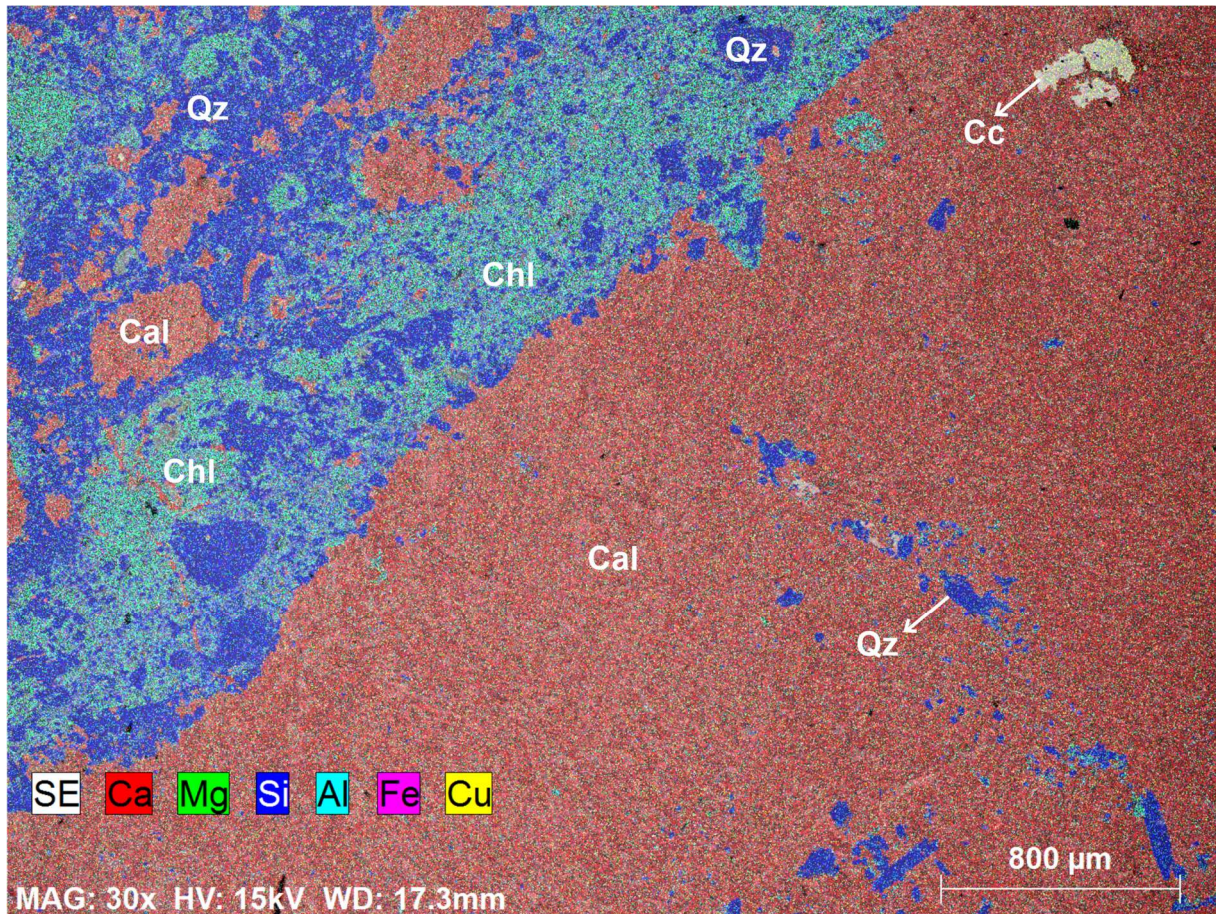


Figura 32 – Imagem por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-003. Imagem correspondente a Metatufo com clorita hidrotermal, quartzo e calcita disseminada, e cortado por veio de calcita com quartzo e calcocita. Fonte: Elaborada pela autora.

5.2.3 Metatufo silicificado

O metatufo silicificado é interpretado e classificado, no presente trabalho, como uma rocha cuja composição original foi proveniente de cinzas vulcânicas, mais precisamente um tufo com a granulometria de seus componentes sendo inferior a 2 mm, submetido a um metamorfismo da fácies xistos-verdes com formação de clorita fina e orientada marcando a foliação da rocha. A entrada posterior de fluidos no sistema gerou um hidrotermalismo marcado pela intensa silicificação do metatufo. Esse processo hidrotermal foi acompanhado da precipitação de minerais de minério de cobre.

O metatufo silicificado ocorre e foi descrito apenas no testemunho AND-19-003 em três intervalos: o primeiro de 64,60 m até 70 m de profundidade, o segundo de

72,55 m até 78,70 m de profundidade e o terceiro de 81,80 m até 82,94 m de profundidade. Para as análises laboratoriais, com o objetivo de detalhar a descrição desse metatufos silicificado, foi coletado uma amostra no testemunho AND-19-003. A amostra selecionada nesse testemunho foi denominada de ANP-006 e está localizada a 69,50 m de profundidade.

A amostra ANP-006 possui textura e composição de uma rocha que foi totalmente recristalizada e parcialmente substituída por sílica através de um processo hidrotermal. A rocha hospedeira do minério nesse intervalo é definida como metatufos silicificado com o quartzo representando o principal mineral da rocha. A calcocita é o mineral de minério exclusivo dessa rocha hospedeira, sendo que esse mineral apresenta-se em textura, que apenas sob o ponto de vista descritivo, do tipo *mesh* devido a calcocita formar agregados alongados e se entrecortando na matriz silicificada (Fig. 33A). Localmente, a calcocita apresenta textura de intercrescimento com o quartzo tardio que aparentemente pode ter origem supergênica. (Fig. 33B).

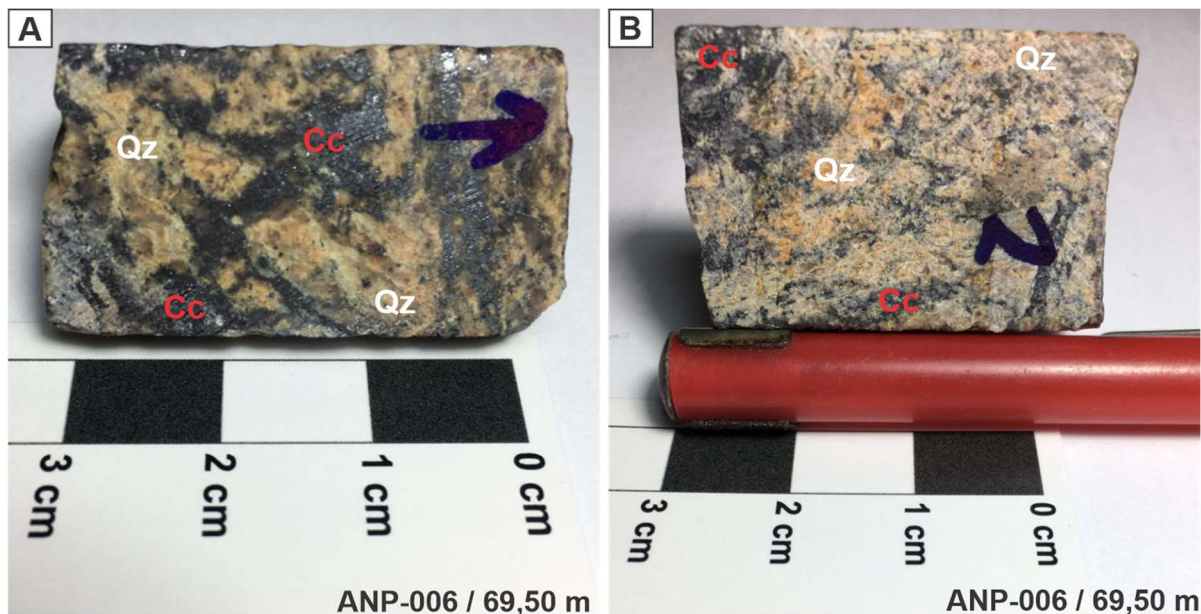


Figura 33 – Amostra ANP-006 localizado a 69,50 m de profundidade do testemunho AND-19-003. A e B) Metatufos silicificado composto por quartzo mineralizado por calcocita em textura que visualmente lembra tipo *mesh* e intercrescida com quartzo. Fonte: Elaborada pela autora.

Na petrografia, identificou-se que a rocha silicificada é composta por quartzo, que, na rocha hospedeira, substitui os minerais originais por hidrotermalismo e por um possível efeito supergênico superposto (Fig. 34A). O quartzo mais comum apresenta-se predominantemente em hábito microcristalino e localmente circundado por hematita que pode representar supergênese e está acompanhado por um quartzo

mais límpido e de maior cristalinidade e tamanho de grão que ocorre como registros do processo hidrotermal (Fig. 34B). Por vezes, observa-se o quartzo com intercrescimentos que apenas sob o ponto de vista descritivo em textura *mesh* (Fig. 34.C). Nota-se que a hematita também está disseminada acompanhando o quartzo microcristalino que aparenta ser supergênico (Fig. 34D).

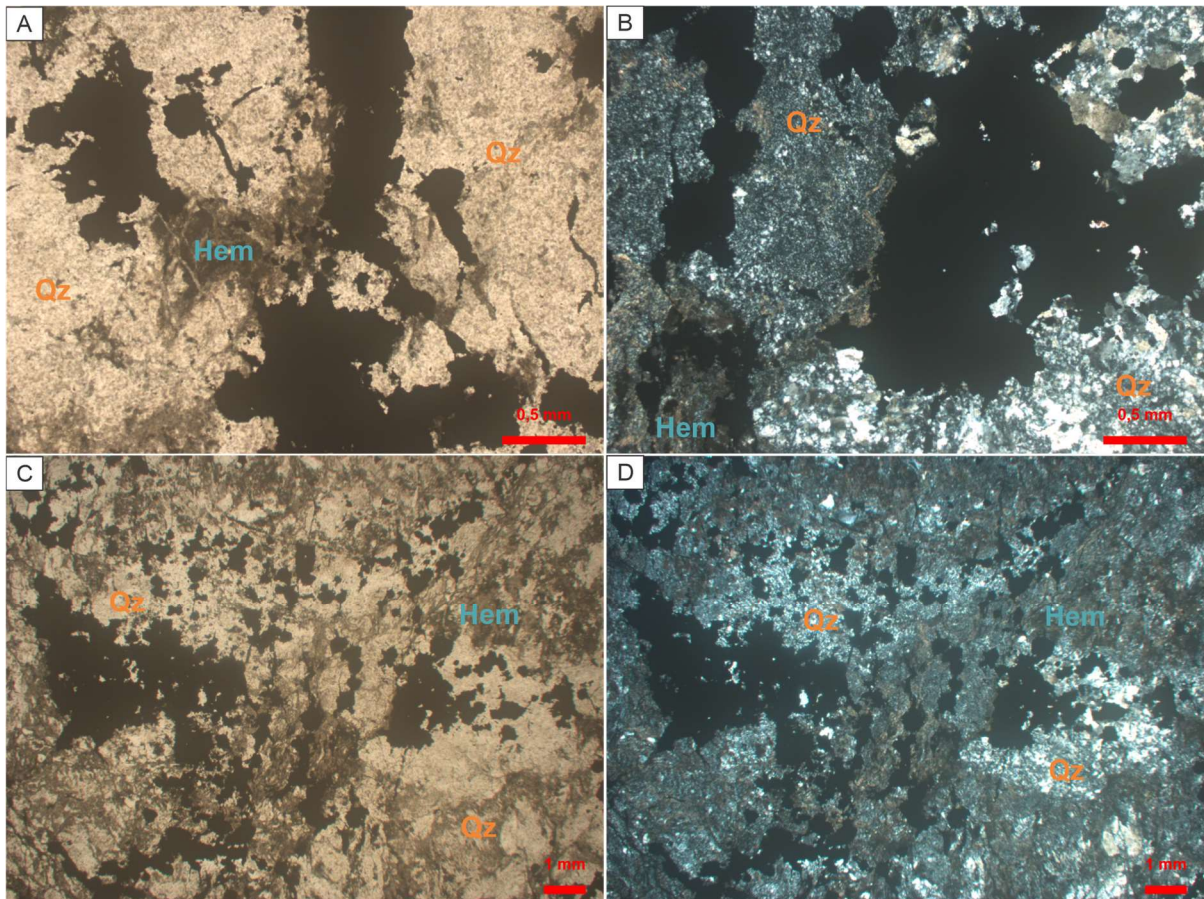


Figura 34 – Fotomicrografias da amostra ANP-006. Fotos “A” e “C” obtidas em luz natural e fotos “B” e “D” obtidas em luz polarizada. A) Quartzo microcristalino substituindo a rocha hospedeira original. B) Cristais de quartzo com hábito microcristalino anédrico de aproximadamente 0,05 - 0,01 mm e quartzo com grãos límpidos de maior cristalinidade e maior dimensão. C) Quartzo com aparência de textura *mesh*. D) Quartzo microcristalino acompanhado de hematita disseminada e restos agregados de quartzo límpido. Fonte: Elaborada pela autora.

A realização de mapeamento composicional por EDS no MEV teve como objetivo identificar a composição predominante da matriz do metatufos silicificado. A matriz é composta predominantemente por quartzo e localmente por carbonato, identificado como sendo calcita, de origem hidrotermal. O mineral de minério predominante é a calcocita circundada por hematita (Fig. 35).

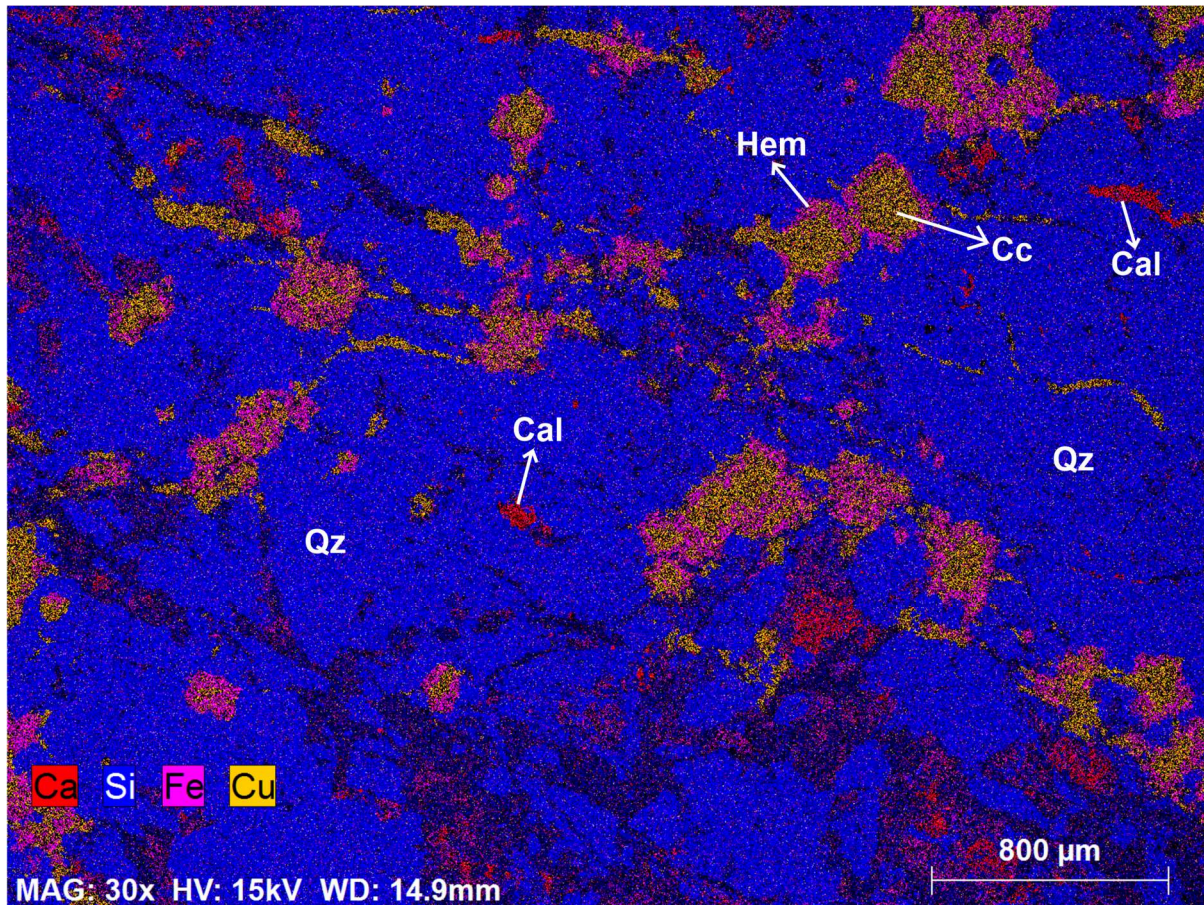


Figura 35 – Imagem por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-006. Metatufo silicificado composto por matriz de quartzo com calcita. Minério de cobre é representado por calcocita circundada por hematita. Fonte: Elaborada pela autora.

5.3 Mineralogia do minério

Os minerais de minério da Mina Andrade apresentam variação composicional e percentual nas litologias em que estão presentes, definidos pela variação de intensidade do hidrotermalismo registrado nas litologias estudadas e por um possível efeito de enriquecimento supergênico: metatufo cloritizado e metatufo silicificado. A mineralização é composta predominantemente por sulfetos de cobre e ferro. Os sulfetos que compõe o depósito da Mina Andrade são: pirita (Py), calcopirita (Cpy), bornita (Bn) e calcocita (Cc). Esses minerais de minério foram identificados na rocha hospedeira de duas formas principais: como mineralização disseminada e como mineralização em veios e vênulas.

5.3.1 Mineralização Disseminada

A mineralização disseminada foi observada predominantemente no testemunho de sondagem AND-19-001 e localmente no testemunho de sondagem AND-19-003 presentes ao longo de toda a litologia do metatufo cloritizado. A amostra ANP-001 do testemunho AND-19-001 foi selecionada para caracterizar os minerais de minério disseminados na rocha hospedeira. Os minerais de minério identificados na petrografia de luz refletida foram: pirita, calcopirita e bornita.

A pirita é descrita como mineral de minério gerado junto com a calcopirita pela entrada de fluido hidrotermal. A pirita apresenta-se intercrescida parcialmente ou total com cristais de calcopirita (Fig. 36.A). Localmente observam-se cristais de pirita anédricos livres na matriz com aproximadamente 0,1 a 0,4 mm. (Fig. 36B). Cristais de pirita euédrica são observadas de forma localizada em contato estável com calcopirita (Fig. 36.E).

A calcopirita é o principal mineral de minério presente na amostra ANP-001, intervalo de metatufo cloritizado, e é um mineral de minério gerado pelo sistema hidrotermal do depósito da Mina Andrade. A presença de calcopirita está relacionada com a entrada de fluidos no sistema. Os cristais de calcopirita apresentam-se em média entre 0,3 e 1 mm e estão disseminados ao acaso no metatufo cloritizado (Fig. 36C). Os cristais de calcopirita são anédricos e possuem contatos estáveis com pirita e localmente com bornita (Fig. 36C e D), embora com essa última também possam localmente ocorrer texturas de substituição. Ocasionalmente observa-se a calcopirita como cristais dispersos na matriz da rocha (Fig. 36E e F). São comuns as inclusões ou envolvimento parcial de pirita por calcopirita e de calcopirita por bornita (Fig. 36A e F) indicando a ordem de formação desses sulfetos no sistema hidrotermal.

A bornita é descrita também como mineral de minério formado a partir do enriquecimento em cobre do fluido hidrotermal do sistema. Por vezes, observa-se bornita anédrica dispersa na matriz do metatufo com aproximadamente 0,05 e 0,1 mm (Fig. 36B). Os cristais de bornita estão em alguns casos substituindo parcialmente calcopirita. Essa substituição da calcopirita por bornita ocorre das bordas em direção ao centro do cristal e define como ordem de formação a calcopirita seguida da bornita (Fig. 36F).

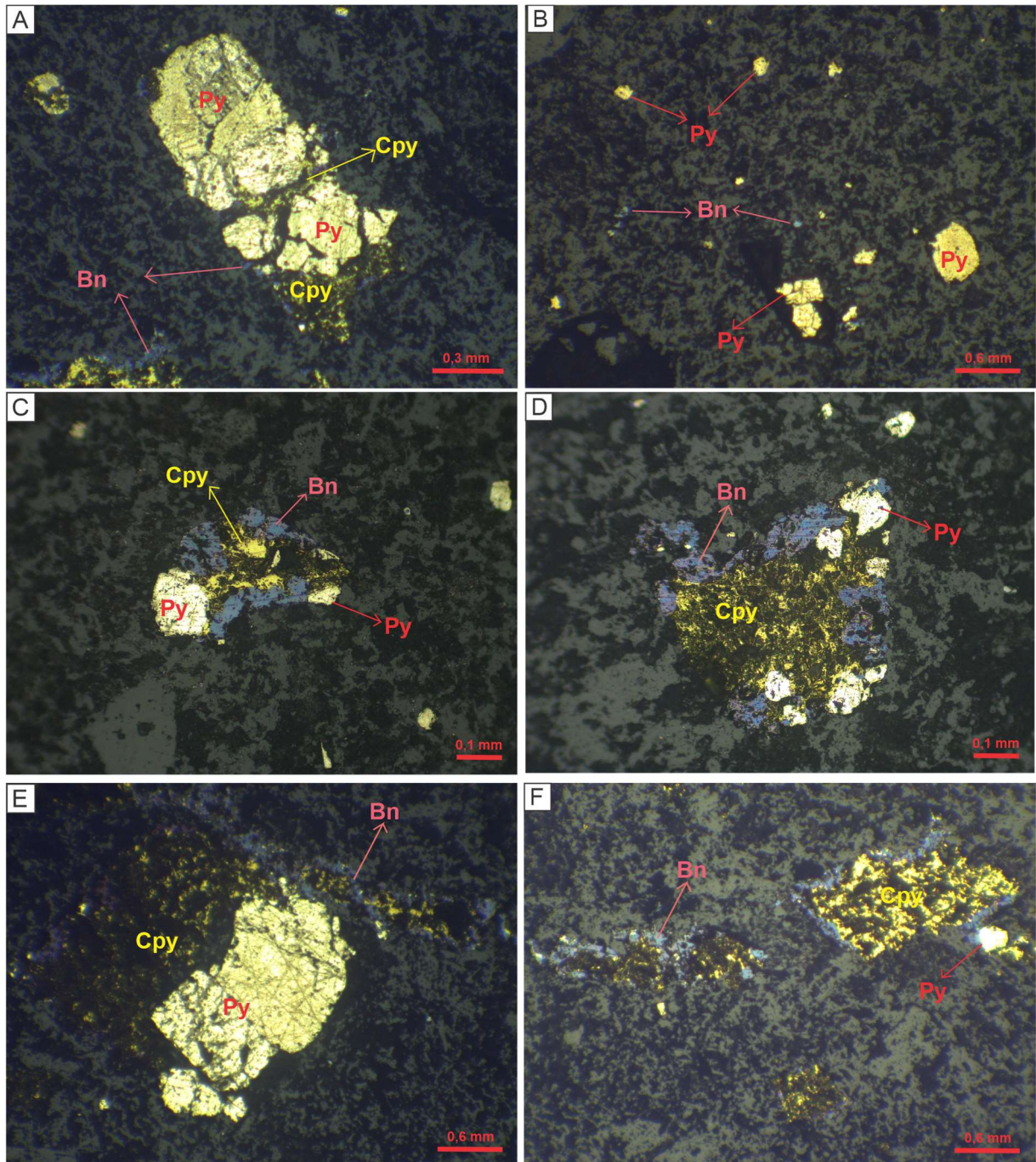


Figura 36 – Fotomicrografia de cristais de pirita, calcopirita e bornita obtidas em luz refletida. A) Pirita intercrescida parcialmente com calcopirita e bornita formada localmente nas bordas da calcopirita. B) Microcristais de pirita e bornita anédricos disseminados na matriz. C e D) cristal de bornita com pirita e calcopirita. E) Pirita euédrica com contato estável no cristal de calcopirita com bordas de bornita. F) Cristais de calcopirita com borda de bornita. Fonte: Elaborada pela autora.

A amostra ANP-001 foi analisada em MEV com a realização de imageamentos *backscattering* e mapeamento composicional por EDS. Nessa amostra, foram identificadas duas texturas distintas nos cristais de Cpy, indicando uma fase mais escura, denominada de Cpy 1 e outra fase mais clara denominada de Cpy 2 (Fig. 37).

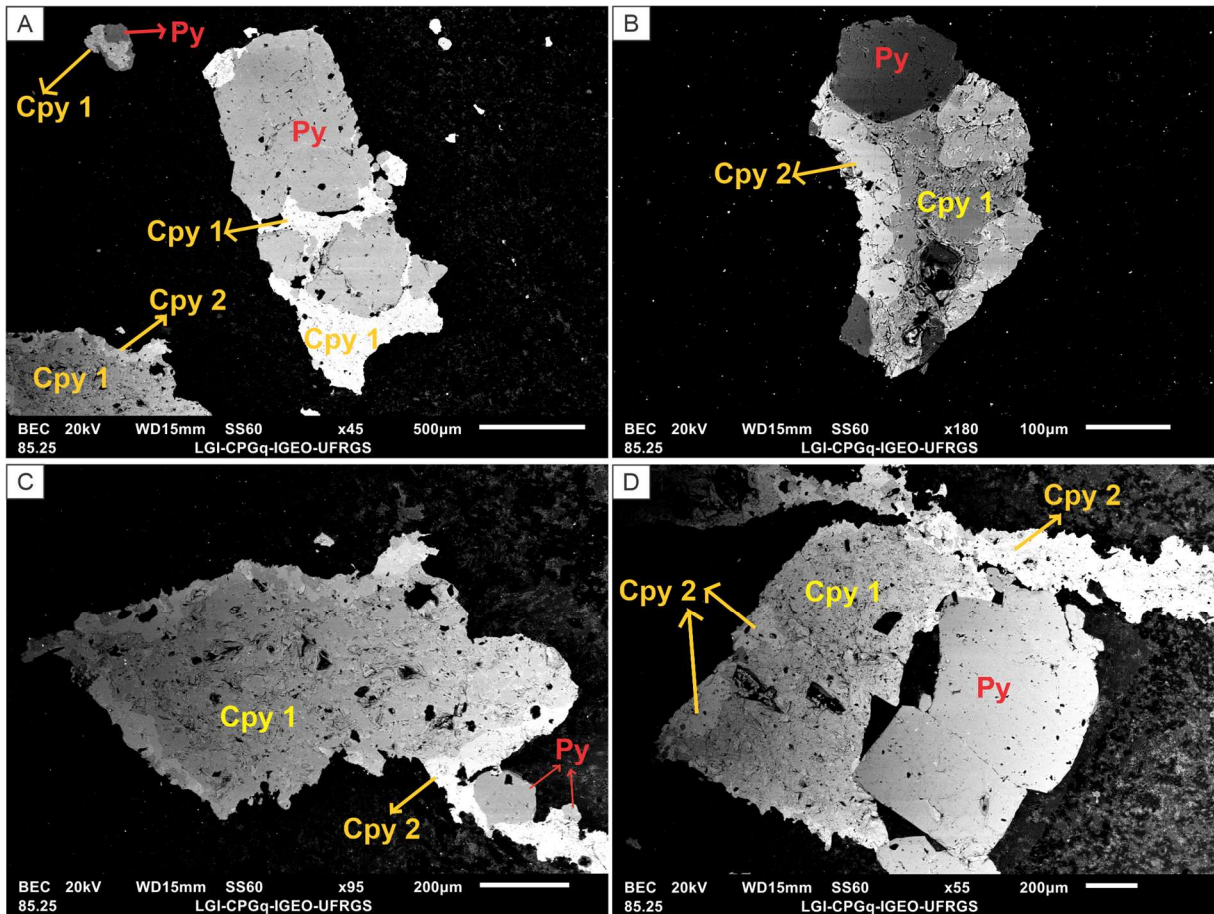


Figura 37 – Imageamento backscattering em MEV de lâmina delgada da amostra ANP-001. A) Pirita envolvida por calcopirita 1. B e C) Cristal de calcopirita 1 com zonação no núcleo em direção as bordas de calcopirita 2 e pirita. D) Cristal de pirita euédrico associado a calcopirita 1 com bordas de calcopirita 2. Fonte: Elaborada pela autora.

Com as análises de EDS foi atestado composições diferentes entre essas duas fases de calcopirita (Fig. 38). A fase mais escura, designada de Cpy 1, contém mais ferro em sua composição (Fig. 38D). Em contrapartida, a fase mais clara, designada de Cpy 2, apresenta mais cobre em sua composição (Fig. 38C). Observou-se ocorrência de Py nessa fase rica em ferro, associada com Cpy 1 (Fig. 38D).

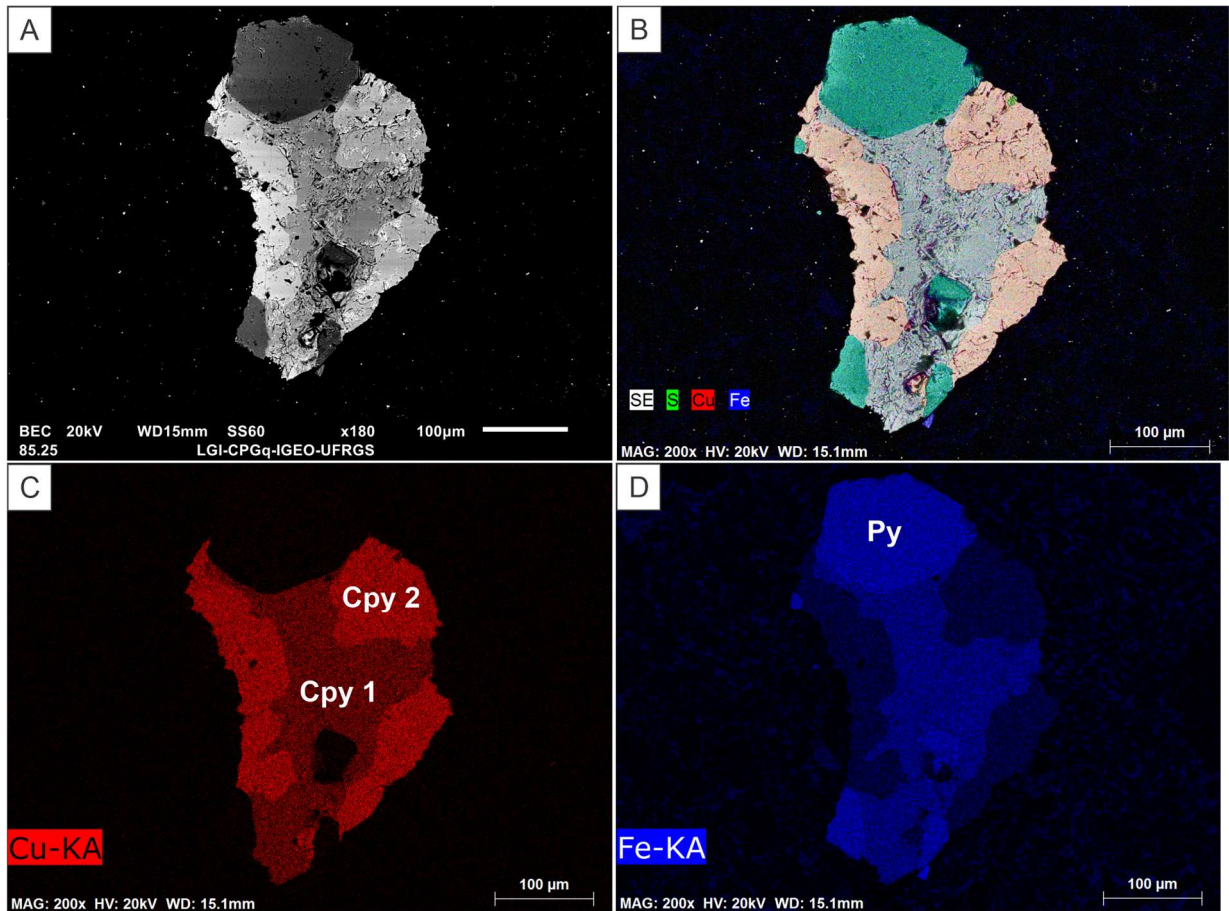


Figura 38 – Imagens por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-001. A) Imageamento backscattering em MEV em cristal de calcopirita. B) Mapa composicional de elementos de enxofre, cobre e ferro. C) Mapa composicional do elemento cobre, indicando formação de Cpy 1 e Cpy 2. D) Mapa composicional do elemento ferro, indicando formação de Py e enriquecimento em ferro na Cpy 1. Fonte: Elaborada pela autora.

5.3.2 Mineralização em Veios e Vênulas

A mineralização em veios e vênulas foi observada predominantemente no testemunho de sondagem AND-19-001 e localmente no testemunho de sondagem AND-19-003 e presentes no metatufo cloritizado. As amostras ANP-002 e ANP-003, do testemunho AND-19-001, foram selecionadas para caracterizar os minerais de minério em veios e vênulas na rocha hospedeira. Os minerais de minério identificados na petrografia de luz refletida foram pirita, calcopirita, bornita e calcocita.

A bornita ocorre como cristais em veios e vênulas, seguindo a orientação dessas estruturas sem uma direção preferencial (Fig. 39A). A bornita é formada pela entrada de fluidos hidrotermais. Observa-se nos cristais de bornita

predominantemente forma anédrica com tamanho médio de 0,2 a 0,4 mm. Nos cristais de bornita, observa-se substituição por calcocita com contatos irregulares entre os minerais (Fig. 39B e C).

A calcocita é formada possivelmente a partir do enriquecimento supergênico de cobre pela ação de fluidos possivelmente meteóricos. Os cristais de calcocita ocorrem principalmente substituindo parcialmente os cristais de bornita. Essa substituição de bornita por calcocita ocorre em contato instável, irregular, com feições de corrosão sem direção preferencial nos cristais (Fig. 39A e B).

A calcopirita apresenta-se como cristais subédricos e fragmentados com tamanho médio entre 1 e 3 mm (Fig. 39C).

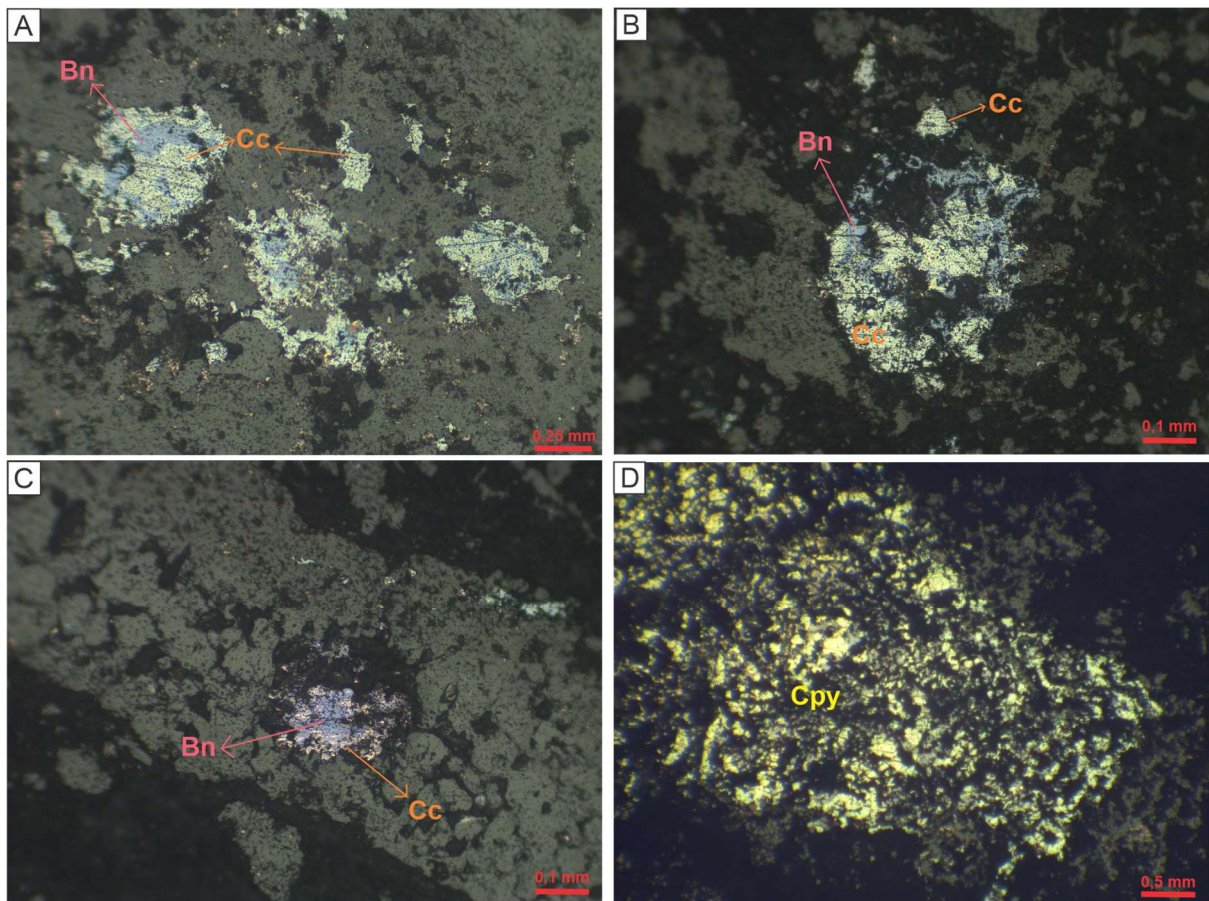


Figura 39 – Fotomicrografia da amostra ANP-002 de cristais de bornita, calcocita e calcopirita obtidas em luz refletida. A) cristais de bornita com substituição parcial para calcocita. B) Cristal euédrico de aproximadamente 0,5 mm de bornita com substituição parcial para calcocita. C) Vênula de espessura 0,8 mm com cristal de bornita anédrico de aproximadamente 0,4 mm com início de substituição para calcocita. D) Cristal de calcopirita fragmentado subédrico de aproximadamente 3 mm. Fonte: Elaborada pela autora.

Na amostra ANP-002, foram realizadas análises de EDS para verificação composicional dos minerais de minério (Fig. 40A e B). Observou-se que os cristais de

calcopirita são de Cpy 2, mais rica em cobre (Fig. 40C). Esses cristais de Cpy 2 estão envolvidos por calcocita, indicando processo supergênico na formação desse último (Fig. 40B). Outra evidência deste processo é a presença de hematita (Hem) na borda dos cristais que possuem essa relação entre Cpy 2 e Cc (Fig. 40D).

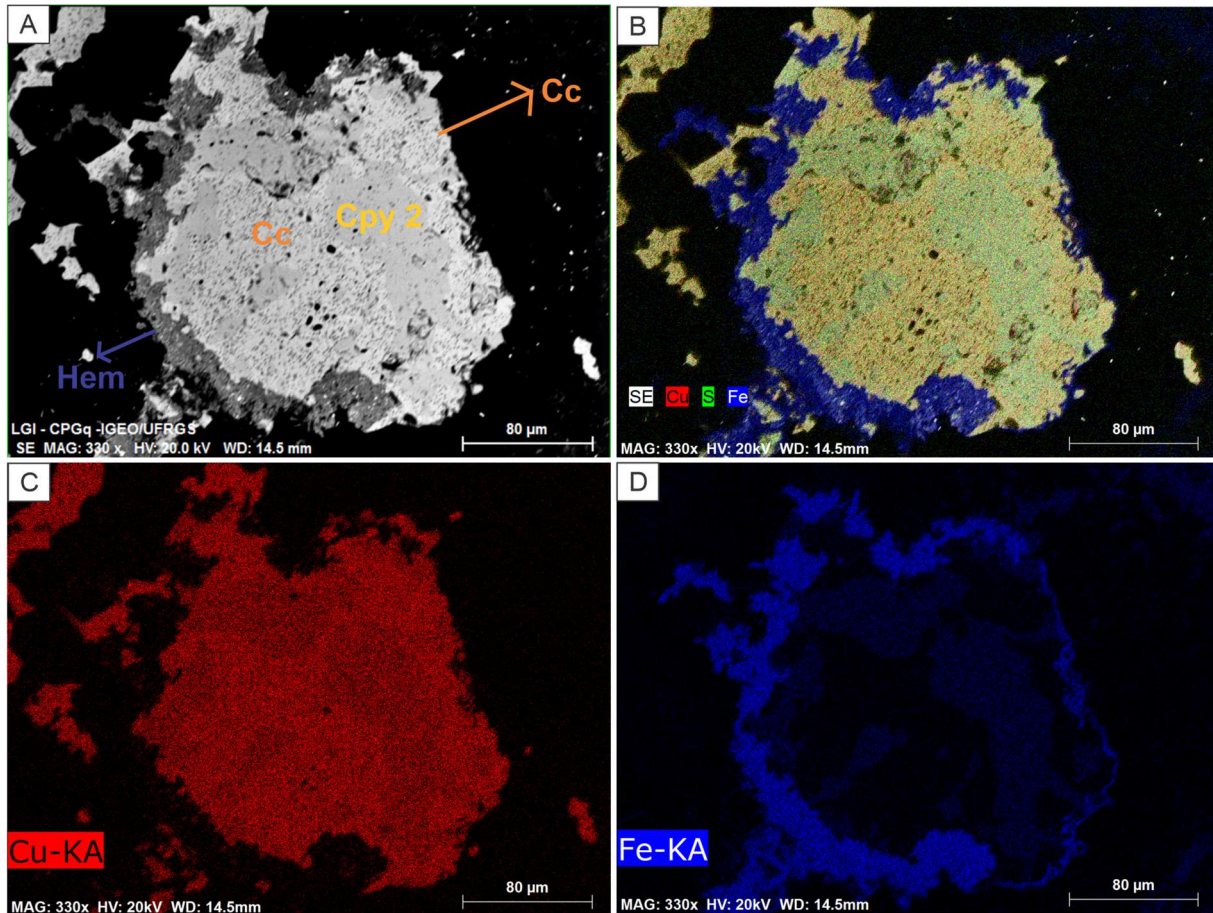


Figura 40 – Imagens por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-002. A) Imageamento backscattering em MEV em cristal de Cpy 2 e calcocita. B) Mapa composicional dos elementos enxofre, cobre e ferro. C) Mapa composicional do elemento cobre, indicando a variação entre Cpy 2 e Cc. D) Mapa composicional do elemento ferro, indicando formação de Hem. Fonte: Elaborada pela autora.

A pirita é parte da constituição do minério gerado a partir da entrada do fluido hidrotermal. Os cristais de pirita apresentam-se de forma euédrica a anédrica microcristalina de aproximadamente 0,2 a 0,5 mm e dispersos nos veios e vênulas (Fig. 41.A). Observa-se localmente cristais de pirita fraturados. Essas fraturas são preenchidas por bornita, indicativo de provável ordem de formação com a pirita sendo o mineral mais precoce da paragênese (Fig. 41B).

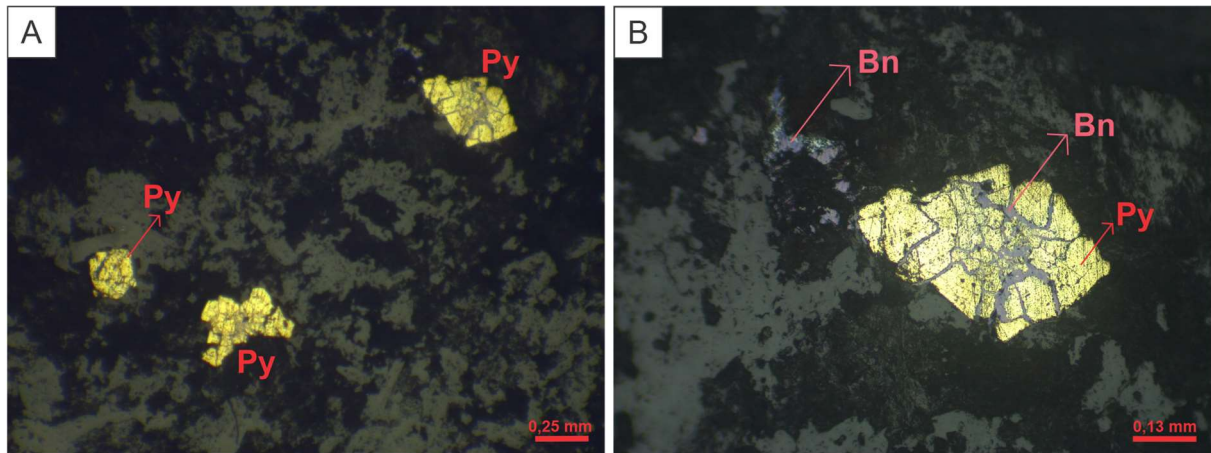


Figura 41 – Fotomicrografia da amostra ANP-003 de cristais de pirita e bornita obtidas em luz refletida. A) Cristais de pirita euédricos a anédricos microcristalinos com aproximadamente 0,5 mm dispersos em veio. B) Cristal de pirita com fraturas preenchidas por bornita. Fonte: Elaborada pela autora.

Na amostra ANP-003 foram realizadas análises de EDS para verificação composicional dos minerais de minério. Essa amostra apresenta predominância de cristais de pirita fraturados e localmente com intercrescimentos (Fig. 42). Essas fraturas e intercrescimentos são representados por calcopirita 2, mineral mais enriquecido em cobre (Fig. 42C), localmente com presença de hematita (Hem) nas bordas da calcopirita 2 (Fig. 42D).

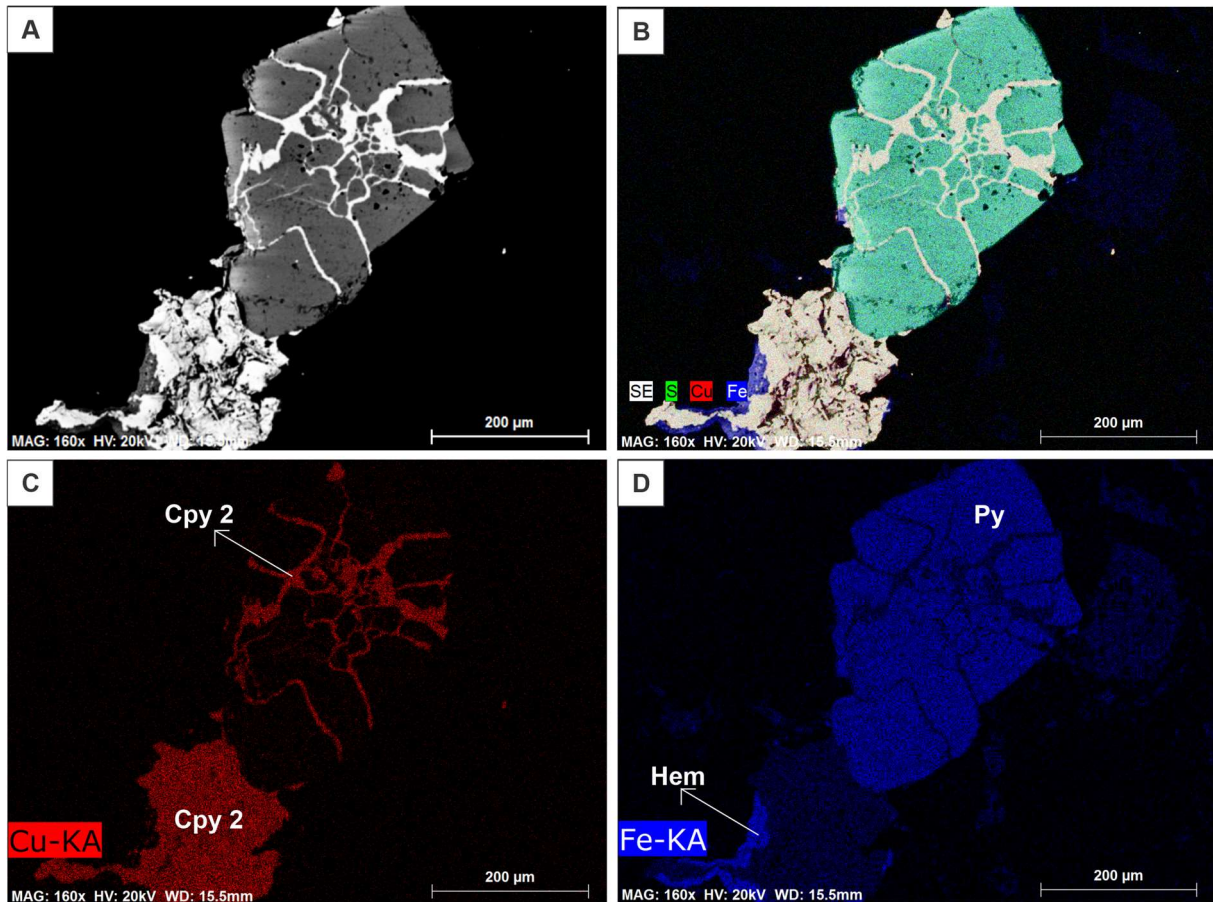


Figura 42 – Imagens por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-003. A) Imageamento backscattering em MEV em cristal de Py. B) Mapa composicional de elementos enxofre, cobre e ferro. C) Mapa composicional do elemento cobre, indicando formação de Cpy 2. D) Mapa composicional do elemento ferro, indicando a presença de Py e Hem. Fonte: Elaborada pela autora.

5.3.2 Mineralização em textura do tipo Mesh

A mineralização que sob o aspecto apenas descritivo é chamada de *mesh* foi observada, exclusivamente, no testemunho de sondagem AND-19-003, presente ao longo de toda a litologia classificada como um metatufos silicificado. A amostra ANP-006, do testemunho AND-19-003, foi selecionada para representar os minerais de minério que apresentam textura de crescimento que se assemelha por suas orientações de cristais a uma textura do tipo *mesh*, termo que é utilizado em caráter exclusivamente descritivo. O mineral de minério reconhecido na petrografia de luz refletida foi apenas calcocita.

A calcocita é descrita como o mineral de minério formado em textura do tipo *mesh* na matriz silicificada. Os cristais estão sem orientação preferencial (Fig. 43A). Por vezes, nota-se que os cristais de calcocita estão fragmentados e dispersos na matriz silicificada, formando cristais anédricos isolados de aproximadamente 0,5 mm e 1,25 mm e contatos instáveis irregulares com hematita (Fig. 43B).

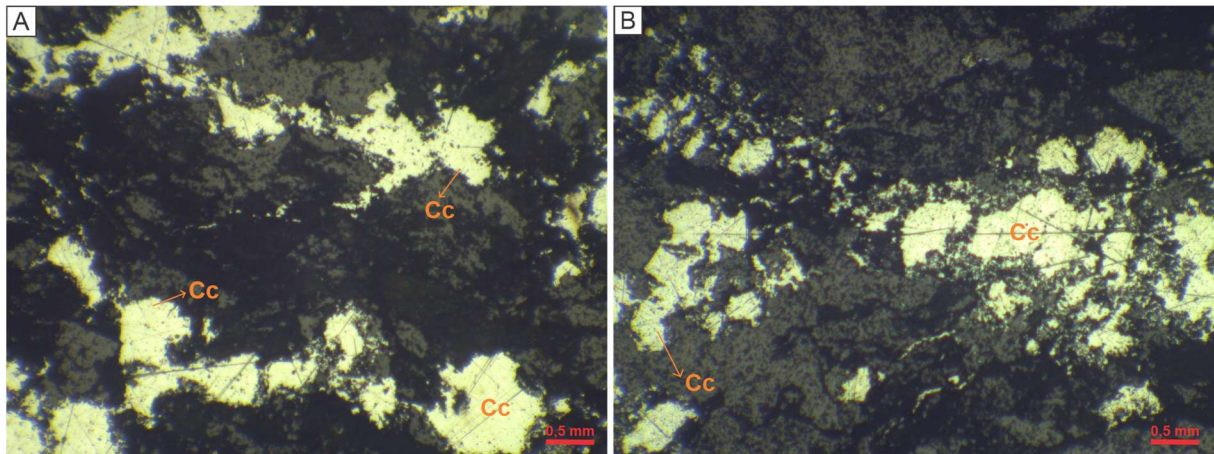


Figura 43 – Fotomicrografia de cristais de calcocita obtidas em luz refletida. A) Cristais de calcocita em forma de *mesh* na rocha silicificada. B) Calcocita anédrica em *mesh* e fragmentada na rocha silicificada. Fonte: Elaborada pela autora.

Na amostra ANP-006, foram realizadas análises de EDS para verificação composicional dos minerais de minério. Identifica-se apenas calcocita com textura do tipo *mesh* (Fig. 44C). Os cristais de calcocita apresentam-se predominantemente circundados por hematita, indicativo de um processo supergênico neste sistema (Fig. 44B e D).

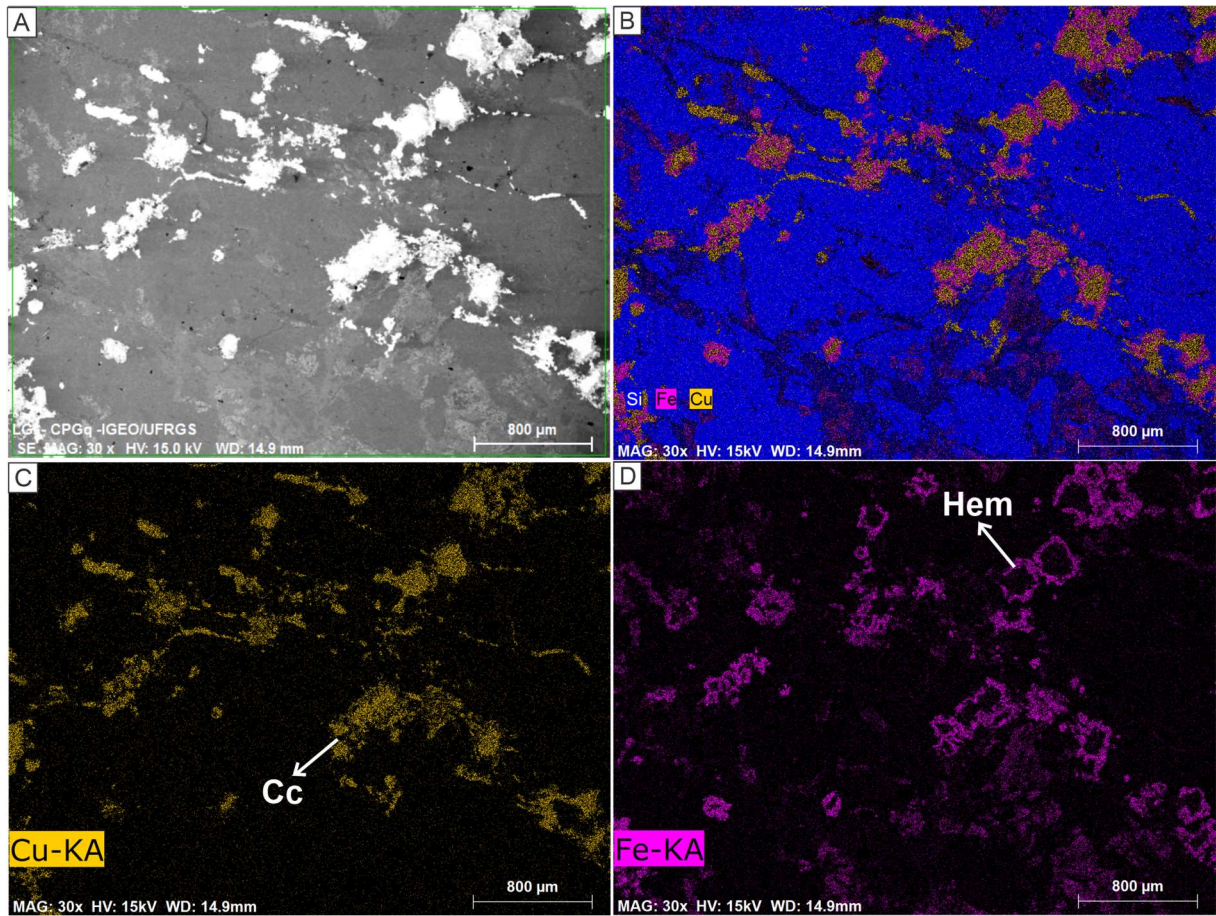


Figura 44 – Imagens por MEV de mapa composicional por EDS de lâmina delgada da amostra ANP-006. A) Imageamento backscattering em MEV em cristais de calcocita e hematita. B) Mapa composicional de elementos sílica, cobre e ferro. C) Mapa composicional do elemento cobre, indicando formação de calcocita em textura visualmente como do tipo *mesh*. D) Mapa composicional do elemento ferro, indicando formação de hematita circundando cristais de calcocita. Fonte: Elaborada pela autora.

6 INTEGRAÇÃO DE DADOS

A rocha descrita inicialmente em campo como metavulcânica sendo a rocha hospedeira do depósito da Mina Andrade apresenta, mesmo em superfície alteração hidrotermal marcada por veios preenchendo, fraturas sem direções preferenciais e localizadas em todos os afloramentos. A presença de carbonatos de cobre (malaquita e azurita) no interior da galeria e de trincheiras demonstra também a existência de alteração ocasionada pela exposição do depósito a oxidação próxima da superfície.

A descrição de testemunhos de sondagem permitiu identificar que a área que compreende o depósito de cobre da Mina Andrade apresenta quatro unidades litológicas diferentes: (1) conglomerados e brechas, (2) rochas vulcânicas ácidas, (3) metatufo e (4) clorita talco xisto. Veios de quartzo e de quartzo-carbonato estão presentes na área e cortam o metatufo.

As brechas e conglomerados localizados foram identificados como sendo constituídos por seixos de composição de metatufo (rocha de área fonte proximal) com predominância de clastos subangulosos suportados e cimentados principalmente por óxido de ferro. A característica desse material é que se trata em sua maior parte de uma brecha e conglomerados localizados. Aparentemente, essas rochas não correspondem as que são usualmente descritas como pertencentes a Formação Santa Bárbara e sua relação estratigráfica ainda necessita ser melhor entendida e eventualmente ser sugerida uma nova unidade.

As intrusões de rochas vulcânicas ácidas são mais jovens e posteriores a formação do metatufo e da brecha por cortarem essas litologias na forma de diques localizados.

O clorita talco xisto com sua textura porfiroblástica tem ocorrência localizada, pelo que é observado na sondagem, topograficamente abaixo do metatufo e sua relação com os metatufos não está clara, podendo representar uma parte mais máfica do vulcanismo que deu origem aos tufos ou representar um sill máfico-ultramáfico. Posteriormente, sofreu o mesmo metamorfismo que afetou os tufos.

O metatufo identificado nos testemunhos de sondagem foi gerado por um evento metamórfico marcado por substituição da composição inicial do tufo e recristalização dos componentes originais, cinza e litoclastos, com ampla formação de clorita fina e orientada de origem metamórfica. Posteriormente, o metatufo passou por

processo hidrotermal cujo resultado permite identificar predominantemente a formação de dois tipos de metatufos hidrotermalizados: metatufos cloritizados e metatufos silicificados.

No testemunho AND-19-001, o metatufos cloritizado apresenta clorita em lamelas grandes e não orientadas de origem hidrotermal e acompanhada por vênulas e veios composto predominantemente por calcita, quartzo e epidoto. Essa passagem de um metatufos com disseminações e com vênulas transicionando para uma zona com a formação de veios evidencia, no metatufos cloritizado do testemunho AND-19-001, passou de uma zona de alteração hidrotermal mais incipiente transicionando para uma zona de alteração hidrotermal mais intensa.

No testemunho AND-19-003, foram identificadas intercalações locais entre o metatufos cloritizado com vênulas e o metatufos silicificado. O metatufos com vênulas contém clorita hidrotermal, carbonato e epidoto subordinados, marcando uma zona de alteração hidrotermal com características de alteração do tipo propilítica. A presença localizada de metatufos silicificado, formado por quartzo e calcita subordinada sugere que uma zona de alteração hidrotermal com precipitação de sílica ocorreu lateralmente e parcialmente interdigitada, de forma transicional, com a zona de possível alteração propilítica. A formação dessa zona propilítica com interdigitação de silicificação subordinada sugere que essa porção contendo vênulas no testemunho de sondagem seja representativa de alterações mais distais ou mais laterais no depósito.

A mineralização de cobre do depósito da Mina Andrade foi identificada apenas no metatufos cloritizado e no metatufos silicificado. Os minerais de minérios foram identificados em três diferentes tipos de formação e denominados como: minério disseminado (no metatufos cloritizado), minério em veios e vênulas (no metatufos cloritizado) e minério descrito como textura do tipo mesh (no metatufos silicificado). Na forma disseminada, os minerais de minério predominantes são pirita, calcopirita e bornita.

O minério disseminado mostra os cristais de calcopirita com zonas de núcleo e de borda indicando duas fases de cristalização formando no sistema inicialmente uma calcopirita mais rica em ferro (calcopirita 1) e a formação de uma calcopirita mais rica em cobre (calcopirita 2). A presença menor de ferro na estrutura dessa calcopirita 2 pode ter facilitado a formação de bornita que é observada em equilíbrio com calcopirita em alguns locais e pode indicar a presença de bornita primária no sistema hidrotermal juntamente com pirita e calcopirita.

O minério com veios e vênulas no sistema apresenta minerais de minério em níveis mais concentrados por fluidos hidrotermais e são formados predominantemente por bornita, calcocita, calcopirita, pirita e hematita. Cristais de calcopirita e bornita apresentam-se localmente instáveis formando calcocita e hematita. A entrada de fluidos possivelmente meteóricos no sistema parece ter agido sobre o minério resultando na formação destes minerais de origem secundária, calcocita e hematita, com características de um processo supergênico.

O minério que foi caracterizado como textura do tipo *mesh*, usada de forma apenas descritiva dada as orientações de cristais e de agregados, foi identificado apenas no metatufos silicificado. O mineral de minério identificado foi a calcocita acompanhado da formação de hematita. Os cristais de calcocita apresentam-se em textura do tipo *mesh* em matriz rica em quartzo microcristalino e localmente calcita, e de forma os cristais de calcocita apresentam borda de hematita. A presença de quartzo microcristalino e cristais de calcocita com borda de hematita parecem evidenciar que essa parte do corpo de minério representa uma zona afetada por alteração supergênica, posterior a alteração hidrotermal que gerou o depósito original de cobre.

Para melhor compreensão das paragêneses minerais associadas a alteração hidrotermal, minério de cobre e ao processo de enriquecimento supergênico, foi gerado uma tabela com os principais minerais presentes na composição do depósito da Mina Andrade (Tabela 4).

Tabela 4 – Tabela contendo os principais minerais que estão presentes na composição do depósito de cobre da Mina Andrade mostrando as paragêneses minerais associadas a alteração hidrotermal, minério de cobre e ao processo de enriquecimento supergênico. Fonte: Elaborada pela autora.

MINERAIS	HIDROTERMAIS	SUPERGÊNICOS
CLORITA	—————	
EPIDOTO	—————	
CALCITA	—————	- - - - -
QUARTZO	—————	—————
PIRITA	—————	
CALCOPIRITA 1	—————	
CALCOPIRITA 2	- - - - -	
BORNITA	- - - - -	- - - - -
CALCOCITA		—————
HEMATITA		—————

Um melhor detalhamento do depósito da Mina Andrade deverá ocorrer em estudos futuros que envolvam um mapeamento de detalhe na área mineralizada, novas sondagens no corpo mineralizado, geoquímica isotópica para obter informações quanto as possíveis fontes do minério, em especial Pb-Pb bem como de isótopos estáveis com análises de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{34}\text{S}$. Tais informações poderão auxiliar na validação de interpretações sugeridas no presente trabalho.

7 CONCLUSÕES

No presente trabalho, a rocha hospedeira do minério de cobre da Mina Andrade foi classificada como sendo um metatufo, submetido a um metamorfismo onde a rocha original foi substituída por clorita fina orientada.

Esse metatufo foi posteriormente afetado por hidrotermalismo, podendo ser detalhado como metatufo cloritizado, com formação de clorita em lamelas grande e não orientadas e com formação de vênulas que transiciona para zona de hidrotermalismo mais intenso com a formação de veios, acompanhado pela formação lateral ou por interdigitação local de metatufo silicificado.

O processo de silicificação localizada presente no metatufo associado a zona com veios pode ser parte do sistema hidrotermal. No entanto, uma zona com silicificação mais ampla e com formação de quartzo microcristalino de baixa cristalinidade (aspecto turvo) parece estar associada a um processo posterior com formação de uma zona de alteração supergênica.

Os minerais de minério na forma disseminada, representados por calcopirita e pirita, são aparentemente formados em uma zona mais distal daquela que apresenta os veios.

A principal fase de formação hidrotermal de minerais de minério ocorre na forma de veios e de vênulas. Os minerais predominantes nessa fase são bornita, calcopirita, pirita.

Uma fase de formação do minério que descritivamente foi apresentada como textura *mesh* em zona de intensa silicificação com quartzo microcristalino compreende minerais de origem secundária com formação de calcocita e de hematita possivelmente como resultado de alteração supergênica.

Em trabalhos anteriores, o depósito da Mina Andrade foi classificado de forma genérica como depósito do tipo epigenético, referindo-se à formação da mineralização posterior à constituição da rocha hospedeira do minério.

Para determinar mais especificamente o tipo de depósito na Mina Andrade, foram levantadas as principais características do depósito: presença de minerais de minério de cobre e ferro, como calcocita, bornita, calcopirita, pirita e hematita; presença de processos hidrotermais formando disseminações, veios e vênulas; por formação de minerais de minério indicativos de zonas de alteração supergênica; pela

presença de silicificação e de cloritização acompanhada por carbonato e epidoto sugerindo alteração propilítica; e pela entrada de fluidos hidrotermais gerando zonas com diferentes composições e intensidades de alteração. Todas essas características parecem confirmar que o depósito de cobre da Mina Andrade é epigenético formado por um sistema hidrotermal responsável pela geração de disseminações e de veios e vênulas contendo sulfetos de ferro e de cobre e que posteriormente foi afetado por enriquecimento supergênico.

As características identificadas, até o momento, não são conclusivas e ainda não permitem sugerir um modelo ou tipo de depósito mineral para a Mina Andrade. Os dados obtidos até o momento não permitem ainda associar o depósito a um sistema do tipo pórfiro ou IOCG, considerando que o corpo de minério identificado pode representar uma porção mais superior de qualquer um desses dois modelos.

Os novos dados apresentados neste projeto auxiliaram na descrição, caracterização e ordenamento dos processos metalogenéticos do depósito de cobre da Mina Andrade, que vem a contribuir diretamente nas atividades de exploração mineral da empresa Águia Metais S.A. Os processos a saber são: metamorfismo da sequência de rochas, hidrotermalismo com geração de disseminação, veios e vênulas, enriquecimento supergênico do depósito.

Estudos futuros contribuirão no desenvolvimento e na obtenção de novos dados e no aprimoramento dos dados já gerados no presente trabalho, impactando diretamente nas pesquisas exploratórias e podendo trazer benefícios ao desenvolvimento socio-econômico da região. De forma adicional poderão permitir a identificação de um modelo de depósito.

REFERÊNCIAS

AGUIA Resources Limited Operational Update. *Globo Newswire*, Sydney, 27 de junho 2019. Disponível em: <<https://www.globenewswire.com/news-release/2019/06/28/1875728/0/en/Aguaia-Resources-Limited-operational-Update.html>>. Acesso em: 24 ago. 2021.

Almeida, F.F.M. *et al.* 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17(1/2): 1-29.

Bicalho, V. *et al.* 2019. Geochemistry, metamorphic evolution and tectonic significance of metabasites from Caçapava do Sul, southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 49(2): 1-16.

Bitencourt, M.F. 1983. *Geologia, Petrologia e Estrutura dos metamorfismos da região de Caçapava do Sul, RS*. Porto Alegre, 161p. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bossi, J. & Gaucher, C. 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7(3): 661-674.

Chemale Júnior, F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *In*: Holz, M. & De Ros, L. F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Ed. UFRGS, p. 13-52.

Chemale Júnior, F. *et al.* 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 10: 153-168.

Costa, A.F.U. 1997. *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense*. Porto Alegre, 291p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Dal Olmo-Barbosa, L. *et al.* 2021. Crystallization ages of the basic intrusive Ediacaran magmatism in the southeastern Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: implications in the belt geodynamic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 108: 1-16.

Fernandes, L.A.D. *et al.* 1995a. Evolução Tectônica do Cinturião Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I – Uma Contribuição a partir do Registro Geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351–374.

Fernandes, L.A.D. *et al.* 1995b. Evolução Tectônica do Cinturião Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte II – Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.

Fragoso-César, A.R.S. *et al.* 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34., 1986, Goiânia, *Anais...* Goiânia, v. 3, p. 1322-1343.

Furtado, S.M.A. 1980. *Contribuição aos estudos petrológico, geoquímico e metalogenético da ocorrência cuprífera de Cerro dos Andradas, Caçapava do Sul-RS*. Porto Alegre, 163p. Tese do Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Gaucher, C. *et al.* 2009. Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on South Western Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 16(1): 73-87.

Harres, M.M. 2000. Minas do Camaquã (Caçapava do Sul – RS): a exploração do cobre no Rio Grande do Sul. *In: Ronchi, L.H. & Lobato, A.O.C. (Ed.). As Minas do Camaquã*. São Leopoldo, Editora UNISINOS, p. 21-53.

Hartmann, L.A. *et al.* 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *In: Ianuzzi R. & Frantz J.C. (Org.). 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências*. Porto Alegre, UFRGS, p. 97-123.

Heilbron, M. *et al.* 2004. Geotectônica do Escudo Atlântic. *In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. & Gonçalves J.H. (Ed.). GEOLOGIA, TECTÔNICA E RECURSOS MINERAIS DO BRASIL Texto, Mapas & SIG*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, p. 203-234.

Higa, C.C. 2011. Idade dos Metais. *Brasil Escola*. Disponível em: <<https://brasilecola.uol.com.br/historiag/idade-metais.htm>>. Acesso em: 20 mar. 2021.

Hitzman, H.D. 2000. Iron oxide Cu-Au deposits: What, where, when, and why?. *In: Porter, T.M. (Ed.). Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Adelaide, Australian Mineral Foundation, p. 201-218.

Juliani, C. *et al.* 2016. Potencial Mineral do Brasil. *In: Melfi, A.J., Misi, A., Campos, D.A. & Cordani, U.G. (Org.). Recursos Minerais no Brasil: problemas e desafios.* Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, p. 135-154.

Kesler, S. E. & Wilkinson, B.H. 2006. The role of exhumation in the temporal distribution of ore deposits. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 101: 919-922.

Lopes, C.G. 2012. *Proveniência das rochas metassedimentares detríticas do complexo Passo Feio terreno São Gabriel, Caçapava do Sul-RS.* Porto Alegre, 26p. Trabalho de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Lopes, C.G. *et al.* 2015. Provenance of the Passo Feio complex, Dom Feliciano Belt: Implications for the age of supracrustal rocks of the São Gabriel Arc, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 58: 9-17.

Macinnis, M.S. & Manning, C.E. 2020. Hydrothermal Fluids. In *Elements an International Magazine of Mineralogy. Geothermistry, and Petrology*, 16(6): 375-432.

Paim, P. S. G. 2002. História da Geologia. *In: SIGEP. Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil.* DNP, CRPM, Brasília, p. 501-510.

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

Philipp, R.P. 1998. *A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul.* São Paulo, 255p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Philipp, R.P. *et al.* 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 83-104.

Philipp, R.P. *et al.* 2018. Neoproterozoic Fold Belts related to Western Gondwana Formation. *In: Siegesmund, S. et al. (Ed.). Geology of Southwest Gondwana.* Springer, Cham, p. 243-265.

Philipp, R.P. *et al.* 2021. U–Pb detrital zircon dating applied to metavolcano-sedimentary complexes of the São Gabriel Terrane: New constraints on the evolution of the Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 110: 103-409.

Philipp, R.P. & Basei, M.A.S. 2021. O Magmatismo Toniano do Terreno São Gabriel e da evolução do Cinturão Dom Feliciano. *In: Jelinek, A.R. & Sommer, C.A. Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina*. Porto Alegre, Compasso Lugar Cultura, p. 43-59.

Pirajno, F. 2009a. Intrusion-Related Hydrothermal Mineral Systems. *In: Pirajno, F. Hydrothermal processes and Mineral Systems*. Australia, Springer Science + Business Media B.V., p. 205-354.

Pirajno, F. 2009b. Porphyry Systems; Fossil and Active Epithermal Systems. *In: Pirajno, F. Hydrothermal processes and Mineral Systems*. Australia, Springer Science + Business Media B.V., p. 355-533.

PROJECTS Andrade Copper Project. 2020. *Agua*. Disponível em: <<https://aguiaresources.com.au/projects/andrade-copper-project/>>. Acesso em: 20 mar. 2021.

Ramos, R.C., *et al.* 2014. Zona de cisalhamento (sutura) de Arroio Grande e o novo Domínio Geofísico Sudeste (Escudo Sul-Rio-Grandense): discussões baseadas em dados geofísicos e de campo. *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 6., 2014, Porto Alegre. Resumos Expandidos*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geofísica, p. 1-6.

Ramos, R.C., *et al.* 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 86: 38-53.

Ramos, R.C. *et al.* 2020. Sm–Nd systematics of metaultramafic-mafic rocks from the Arroio Grande Ophiolite (Brazil): Insights on the evolution of the South Adamastor paleo-ocean. *Geoscience Frontiers*, 11(6): 2287-2296.

Remus, M.V.D. *et al.* 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(4): 349-366.

Remus, M.V.D. *et al.* 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Cacapava Granite of the Brasiliano cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(3): 191–216.

Richards, J.P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 98(8): 1515–1533.

Richards, J.P. & Mumin, A.H. 2013. Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth: Iron oxide-copper-gold and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. *Geology*, 41(7): 767-770.

Saalmann, K. *et al.* 2010. Multiple accretions at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2/3): 355-378.

Siegesmund, S. *et al.* 2018. *Geology of Southwest Gondwana*. Springer, Regional Geology Reviews, 688p.

Silva, L.C. *et al.* 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136(3/4): 203-240.

Teixeira, G. *et al.* 1978. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no Distrito das Minas do Camaquã. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30., 1978, Recife. *Anais...* Recife, SGB, v. 4, p. 1644-1654.

Teixeira, G. & Gonzales, M. 1988. Minas do Camaquã, Município de Caçapava do Sul, RS. *In: Shobbenhaus, C. (Ed.). Principais depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, p. 34-40. v. 3.

Vieira, D. T. *et al.* 2020. New zircon SHRIMP U-Pb ages for the synkinematic magmatism in the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, Dom Feliciano Belt (Brazil): tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 100: 1-16.

Williams, P.J. *et al.* 2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origin. *In: SEG. Society of Economic Geologists. Economic Geology: One Hundredth Anniversary Volume*. [S. I.].