

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**Caracterização petrográfica dos litotipos e da alteração hidrotermal do alvo Baru,
depósito Cu-Au de Chapada, Alto Horizonte (GO)**

Letícia Kwong

Orientador: Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior

Co-orientador: Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Rio Claro (SP)

2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

Letícia Kwong

**Caracterização petrográfica dos litotipos e da alteração hidrotermal do alvo
Baru, depósito Cu-Au de Chapada, Alto Horizonte (GO)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do
grau de Geóloga.

Rio Claro (SP)

2019

K98c

Kwong, Leticia

Caracterização petrográfica dos litotipos e da alteração hidrotermal do alvo Baru, depósito Cu-Au de Chapada, Alto Horizonte (GO) / Leticia Kwong. -- Rio Claro, 2019

71 p. : il., tabs., fotos, mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Washington Barbosa Leite Júnior

Coorientador: Rafael Rodrigues de Assis

1. Petrologia. 2. Alteração hidrotermal. 3. Pórfiro. 4. Faixa Brasília. 5. Arco Magmático de Goiás. I. Título.

LETÍCIA KWONG

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS LITOTIPOS E DA ALTERAÇÃO
HIDROTHERMAL DO ALVO BARU, DEPÓSITO Cu-Au DE CHAPADA, ALTO
HORIZONTE (GO)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus
de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geóloga.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior (orientador)

Prof. Dr. Antenor Zanardo

Eduardo Pinheiro Félix

Rio Claro, 05 de julho de 2019

Assinatura da aluna

Assinatura do orientador

*Dedico este trabalho à minha mãe,
Joelma Severiano.
Você faz parte desta conquista!*

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha mãe, Joelma Severiano, por estar ao meu lado dando apoio e carinho desde o meu primeiro segundo de vida. Ao meu pai, Kwong Chan Pedro, pelo companheirismo e por estar presente mesmo a quilômetros de distância. Ao meu avô, José Pedro, por cuidar de mim com tanto amor. Obrigada por todo o auxílio e incentivo de vocês para que eu sempre alcance meus sonhos e objetivos!

À minha madrinha (Edna), padrinho (Francisco), meus primos (Adriana, Andréia, Fernando, Cláudio, Pedro Henrique, Malú e Mateus) e ao Eduardo e Kléber, por todo o amor, preocupação e por sempre torcerem por mim.

Ao Henrique, por todo o amor, carinho, sintonia e companhia. Obrigada por me ajudar sempre e por trazer tanta alegria, paz, tranquilidade e sentimentos bons na minha vida. Você é incrível e me faz muito feliz!

À toda equipe de exploração do Projeto Chapada – Yamana Gold, pela oportunidade, paciência em me ensinarem tudo desde o primeiro dia e pelo suporte dado neste trabalho. Sem dúvidas esse ano de estágio foi uma das melhores experiências pessoais e profissionais da minha vida!

Ao meu orientador, Washington, por aceitar a orientação deste projeto e por todo o auxílio, preocupação e compreensão ao longo da graduação. Ao meu co-orientador, Rafael, por estar sempre disposto a me ajudar e tirar dúvidas, seja pessoalmente ou por mensagens, pela dedicação, por motivar os alunos e pelo imenso aprendizado proporcionado, tanto ao longo deste trabalho assim como em suas aulas.

À República Sinta a Liga (Mafer, Mari, Talles, Sucesso, Dany, Indiana, Moonlight e Dolphinha) por ser o meu lar durante esses cinco anos e pela oportunidade de morar com mulheres incríveis as quais me ensinaram muito. Obrigada por tudo, desde as festas até as responsabilidades.

À Paloma e Juan, meu trio ao longo de toda a graduação! Obrigada pela parceria não só em todos os campos, relatórios e disciplinas, mas também na vida. Também agradeço ao Otávio (Defeito), por sempre nos ajudar desde o primeiro ano.

À Verônica (Arroto) e Daniel (Painço), meus companheiros de bateria e festas universitárias que se tornaram pessoas tão importantes em todos os momentos possíveis.

Aos companheiros de estágio Unicampers (Paulinho, Henrique, Bruna, Helena e Diego), por todos os momentos e união, dentro e fora do trabalho. Foi um prazer compartilhar o meu estágio e os meus dias com vocês. Unescamp sempre!

Por fim, agradeço a todos que de maneira direta ou indireta me ajudaram nesta trajetória, a qual me fez evoluir mais a cada dia. Obrigada à UNESP (professores, funcionários e colegas) por todo o aprendizado, experiências e oportunidades. Vida longa ao ensino público de qualidade!

RESUMO

O alvo Baru consiste em um contínuo corpo mineral cupro-aurífero de formato tabular adjacente ao limite norte da mina de Chapada, localizada na porção norte do estado de Goiás. Ambos estão inseridos no contexto da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, pertencente ao Arco Magmático de Mara Rosa. A caracterização petrográfica dos litotipos e da alteração hidrotermal do alvo Baru faz-se importante devido a sua proximidade com a mina de Chapada e consequente importância em questões de recursos e reservas, geometalúrgicas e infraestrutura. Em adicional, este trabalho torna-se ainda mais importante por permitir a análise de processos genéticos relacionados aos depósitos cobre-ouro pórfiro pré-cambrianos, contrastante aos de idade cenozoica, que compreendem sua maioria absoluta. A rocha hospedeira do alvo Baru consiste em biotita gnaiss e as encaixantes abrangem uma associação de xistos: biotita-quartzo xisto, muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto, hornblenda-quartzo xisto e granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto. Intrusivas tardias truncam estes litotipos e a hospedeira. Estas rochas foram metamorfizadas em fácies anfibolito com retrometamorfismo em fácies xisto verde. A evolução do sistema hidrotermal compreende quatro estágios, todos em estilo pervasivo, indicativos de zoneamento espacial-temporal: alteração potássica com (i) feldspato potássico e (ii) biotita; (iii) muscovitização; (iv) epidotização. O minério cupro-aurífero relaciona-se à alteração potássica, é dominado por calcopirita e representado por paragêneses com calcopirita $\pm$ bornita ou calcopirita $\pm$ pirita. O ouro está associado às bordas dos sulfetos. O minério relaciona-se a estágios de fluidos hidrotermais de alta temperatura, alcalinos e de sulfetização intermediária (*intermediate sulfidation*), com condições de precipitação de minério mediadas pela redução da fugacidade de oxigênio e/ou diminuição da temperatura do sistema. No conjunto, os atributos geológicos apresentados neste trabalho para a mineralização do alvo Baru permitem enquadrá-la em porções profundas a centrais de um sistema pórfiro, caracterizadas por maiores temperaturas. Possivelmente a mineralização tardia do alvo teria sido resultante de eventos metamórficos e de deformação posteriores, embora evidências concretas para a confirmação desta hipótese não tenham sido encontradas.

Palavras-chave: Arco Magmático de Goiás; depósito de Chapada; alvo Baru; pórfiro pré-cambriano; mineralização cupro-aurífera.

ABSTRACT

The Baru target consists of a copper-gold continuous tabular mineral body adjacent to the northern boundary of the Chapada mine, located in the northern portion of the state of Goiás. Both are inserted in the context of the Mara Rosa Metavolcano-sedimentary Sequence, belonging to Mara Rosa Magmatic Arc. The petrographic characterization of the lithotypes and the hydrothermal alteration of the Baru target is important due to its proximity to the Chapada mine and consequent importance in resource and reserve, geometalurgical and infrastructure issues. In addition, this work becomes even more important because it allows the analysis of genetic processes related to pre-cambrian porphyry copper-gold deposits, contrasting with those of Cenozoic age, which comprise their absolute majority. The host rock of the Baru target consists of biotite gneiss and the wall rocks comprises an association of schists: biotite-quartz schist, muscovite-kyanite-quartz-biotite schist, hornblende-quartz schist and garnet-hornblende-biotite-quartz schist. Late intrusions cut these lithotypes and host rock. These rocks were metamorphosed into amphibolite facies with retrometromorphism in greenschist facies. The evolution of the hydrothermal system comprises four stages, all in pervasive style, indicative of spatial-temporal zoning: potassium alteration with (i) potassium feldspar and (ii) biotite; (iii) muscovitization; (iv) epidotization. The copper-gold ore is related to the potassium alteration, it is dominated by chalcopyrite and represented by paragenesis with chalcopyrite $\pm$ bornite or chalcopyrite $\pm$ pyrite. Gold is associated with borders of sulphides. The ore is related to stages of hydrothermal fluids of high temperature, alkaline and intermediate sulfidation, with conditions of precipitation of ore mediated by the reduction of the fugacity of oxygen and / or decrease of the temperature of the system. On the whole, the geological attributes presented in this work for the mineralization of the Baru target allow it to associate it in deep portions to the central ones of a porphyry system, characterized by higher temperatures. Possibly late mineralization would have resulted from later metamorphic and deformation events, although concrete evidence for the confirmation of this hypothesis has not been found.

Keywords: Goiás Magmatic Arc; Chapada deposit; Baru target; pre-cambrian porphyry; copper-gold mineralization.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1.** Localização do alvo Baru no contexto da Mina de Chapada, situada no município de Alto Horizonte, porção norte do estado de Goiás.....15
- Figura 3.1.** Compartimentação tectônica da Faixa Brasília. A estrela amarela destaca o alvo Baru, localizado no contexto do Arco Magmático de Goiás, porção ocidental da Faixa Brasília. (Pimentel et al., 2004)20
- Figura 3.2.** Mapa geológico do Arco Magmático de Mara Rosa com a configuração litológica, estrutural e a localização das principais mineralizações desta região (Oliveira et al., 2015). A porção leste do mapa abrange as rochas metassedimentares/metavulcânica (Faixa Leste); o domínio central compreende rochas metassedimentares e metavulcânicas básicas a intermediárias (Faixa Central), enquanto o compartimento oeste está associado às unidades da Sequência Santa Terezinha (Faixa Oeste)21
- Figura 4.1.** Mapa geológico do depósito Cu-Au de Chapada com as unidades litoestratigráficas, corpos mineralizados e principais estruturas, segundo Oliveira et al. (2015). A linha tracejada indica a cota base (345) para a seção apresentada. A estrela amarela destaca a localização do alvo Baru27
- Figura 5.1.** Mapa litológico do alvo Baru com a localização dos furos de sondagem selecionados para a coleta de amostras, além de seus litotipos e alterações hidrotermais. A seção transversal AA' é apresentada na Figura 5.2. O quartzo anfibolito e metadacito não afloram, logo, não estão representados no mapa31
- Figura 5.2.** Seção geológica característica do alvo Baru, a qual apresenta seus principais litotipos e halos de alteração hidrotermal. Devido à proximidade com a planta da mina a porção inicial dos furos intercepta a pilha de rejeitos do depósito. A localização desta seção é apresentada na Figura 5.1. Legenda: Bt: biotita; Kfs: feldspato potássico32
- Figura 5.3.** A e B) Biotita gnaiss (BA_2 e BA_7) com bandamento composicional marcante e foliação representada por cristais de biotita. A seta amarela indica o topo do furo de sondagem. | C) Fotomicrografia de biotita gnaiss com níveis de biotita e feldspato potássico anedral (BA_2) | D, E F) Fotomicrografias de biotita gnaiss (BA_7, BA_1 e BA_11) com intercalação entre bandas granoblásticas e lepidoblásticas. | D e E: polarizadores cruzados; C e F: polarizadores descruzados. | Legenda: Ap: apatita; Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Ep: epidoto; Kfs: feldspato potássico; Mc: microclínio; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo34
- Figura 5.4.** A) Biotita-quartzo xisto (BA_6). A seta amarela indica o topo do furo de sondagem. | B e C) Fotomicrografias de biotita-quartzo xisto (BA_6 e BA_14) com minerais que marcam a xistosidade (biotita, muscovita e hornblenda). | D) Biotita-quartzo xisto menos deformado; a biotita é intersticial entre os cristais granulares de quartzo e plagioclásio (BA_13). | E e F) Relações de contato entre os minerais que compõem a matriz (contatos serrilhados a sinuosos entre biotita/muscovita e quartzo/plagioclásio; pirita em contato reto com biotita e muscovita) (BA_13 e BA_6, respectivamente). | B, E, F: polarizadores cruzados; C e D: polarizadores descruzados. | Legenda: Ap: apatita; Bt: biotita; Ep: epidoto; Kfs: feldspato potássico; Mag: magnetita; Mc: microclínio; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo; Ttn: titanita36
- Figura 5.5.** A) Foliação bem marcada por biotita (cinza escuro) e cianita (esbranquiçada a azulada; destacada pelo círculo tracejado) em muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto (BA_21); alguns cristais de pirita (amarelada) também estão orientados segundo a xistosidade. A seta amarela indica o topo do furo de sondagem | B) Fotomicrografia de cristais de biotita, muscovita, cianita e pirita orientados; o lado direito da fotomicrografia exibe cristais de cianita mais fragmentados (BA_21). | C) Fotomicrografia de muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto (BA_8) com frequentes níveis de quartzo em subgrãos em contato com a biotita. | D) Fotomicrografia de cristal de cianita em contato sinuoso a serrilhado com a biotita (BA_8). | B e C: polarizadores cruzados; D: polarizadores descruzados. | Legenda: Ap: apatita; Bt: biotita; Ep: epidoto; Kfs: feldspato potássico; Ky: cianita; Ms: muscovita; Qz: quartzo; Py: pirita37
- Figura 5.6.** A) Hornblenda-quartzo xisto (BA_12) com anfibólito não-orientado na porção inferior e com fraca orientação na parte superior. A seta amarela indica o topo do furo de sondagem. | B, C, D) Fotomicrografias de hornblenda-quartzo xisto (BA_12) com cristais de hornblenda com textura poiquilítica marcante e associação da biotita em contatos retilíneos com a hornblenda. | B e C: polarizadores descruzados; D: polarizadores cruzados. | Legenda: Bt: biotita; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo38

Figura 5.7. A) Granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto (BA_5); a seta amarela indica o topo do furo de sondagem | B, C, D) Fotomicrografias de granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto (BA_5) em que se observa a foliação da rocha marcada por biotita e hornblenda e cristais radiais de muscovita que margeiam granada e pirita de granulação fina a média. | B e C: polarizadores descruzados; D: polarizadores cruzados. | Legenda: Alm: almandina; Bt: biotita; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo40

Figura 5.8. Fotomicrografia de elétrons retroespalhados de cristal de granada proveniente do granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto (BA_5). Os dados composicionais, com maiores porcentagens de FeO e Al_2O_3 , permitem classificá-la como almandina. Legenda: Alm: almandina40

Figura 5.9. A e B) Metagranodiorito (BA_3); C e D) metadacito (BA_9); E e F) quartzo anfibolito (BA_18). B e F: polarizadores descruzados; D: polarizadores cruzados. | Legenda: Bt: biotita; Ep: epidoto; Grt: granada; Hbl: hornblenda; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo.....42

Figura 5.10. Evolução paragenética do paleossistema hidrotermal proposto para o alvo Baru.....43

Figura 5.11. A e B) Biotita gnaiss com feldspato potássico caulinitizado (cor branca) pervasivo (BA_10 e BA_17); a seta amarela indica o topo do furo de sondagem | C a F) Fotomicrografias de biotita gnaiss com cristais de caulinita (alteração do feldspato potássico) associados à biotita (C e D) e quartzo (E e F). | C a E: polarizadores descruzados; F: polarizadores cruzados. | Legenda: Bt: biotita; Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Kfs: feldspato potássico; Mc: microclínio; Ms: muscovita; Qz: quartzo44

Figura 5.12. A) Biotita gnaiss com biotita pervasiva (BA_2); a seta amarela indica o furo de sondagem. | B e C) Fotomicrografias de biotita gnaiss (BA_2 e BA_17) com biotitização marcada por cristais de biotita subedrais esverdeados a amarronzados; há feldspato potássico e sulfetos associados. | D a F) Fotomicrografias de biotita gnaiss (D e F: BA_10 / E: BA_1) com biotita, sulfetos (calcopirita e bornita), magnetita, muscovita e epidoto em contatos retos. | B a F: Polarizadores descruzados. | Legenda: Bt: biotita; Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Ep: epidoto; Kfs: feldspato potássico; Mc: microclínio; Ms: muscovita; Qz: quartzo46

Figura 5.13. A a C) Fotomicrografias de hornblenda-quartzo xisto (A e B: BA_19) e biotita-quartzo-xisto (C: BA_15) com sericita + muscovita em estilo pervasivo, paragénese característica do estágio de muscovitização. D) Fotomicrografia de muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto (BA_21) com muscovitização representada pela paragénese muscovita + quartzo. | A e C: polarizadores cruzados; B e D: polarizadores descruzados. | Legenda: Ap: apatita; Bt: biotita; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda; Ms: muscovita; Py: pirita; Qz: quartzo; Ser: sericita; Zo: zoisita47

Figura 5.14. A) Biotita-quartzo xisto (BA_15); a tonalidade esverdeada é decorrente do estágio de epidotização; a seta amarela indica o topo do furo de sondagem. | B a D) Fotomicrografias com as associações minerais que caracterizam o estágio de epidotização (B: BA_16; C e D: BA_19). | B e C: polarizadores cruzados; D: polarizadores descruzados. | Legenda: Bt: biotita; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo; Ser: sericita48

Figura 5.15. Fotomicrografias em luz transmitida (polarizadores descruzados) (Figura A) e luz refletida (Figuras B a F) com a forma de ocorrência dos minerais de minério (calcopirita e bornita). As figuras A a D ilustram a presença de sulfetos no halo com biotita hidrotermal, na rocha hospedeira (Figuras A a C) e encaixante (biotita-anfibólito-quartzo xisto – Figura D). As figuras E e F apresentam a calcopirita ± bornita e calcopirita ± pirita em níveis com maior predominância de quartzo, ambas na rocha hospedeira. | A, B e E: BA_10; C e F: BA_1; D: BA_12. | Legenda: Bt: biotita; Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Ep: epidoto; Kfs: feldspato potássico; Mag: magnetita; Ms: muscovita; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo49

Figura 5.16. Fotomicrografia de elétrons retroespalhados: cristais de esfalerita (A), galena (B), e prata ($Ag \pm Se$; $Ag \pm Cd$) (D a F) nas bordas ou inclusos na calcopirita, e localmente na bornita. A Figura C apresenta um cristal de Pd + Pt associado a um plagioclásio. | A: BA_17; B, C, D: amostra BA_2; E: BA_1; F: BA_10. | Legenda: Bn: bornita; Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Gn: galena; Mc: microclínio; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo; Sp: esfalerita51

Figura 5.17. A e B) Fotomicrografia em luz refletida e de elétrons retroespalhados com cristal de Ag + Au ± Pd na borda de cristal de bornita. C e D) Fotomicrografias de elétrons retroespalhados com Au *electrum* na borda de um cristal de bornita associado à calcopirita; o gráfico representa o espectro mineral gerado no EDS (espectroscopia por dispersão de energia de raios-X). E e F) Fotomicrografia em luz refletida e de elétrons retroespalhados, com cristais Au *electrum* na intersecção entre calcopirita-pirita e na borda da pirita. G e H) Fotomicrografias de elétrons retroespalhados com Au-Ag e Au-Ag-Cd nas intersecções calcopirita-pirita e calcopirita-bornita, respectivamente. | Legenda: Bn: bornita; Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Kfs: feldspato potássico; Ms: muscovita; Py: pirita; Qz: quartzo52

Figura 5.18. Evolução paragenética proposta para o alvo Baru, com destaque para o estágio da mineralização, ao qual calcopirita, bornita e ouro estão associados53

Figura 6.1 Fotomicrografias com evidências de retrometamorfismo nos litotipos do alvo Baru. A) Geração de clorita nas bordas nos cristais de biotita (BA_11 – biotita gnaiss); B) Biotita + epídoto formados a partir do retrometamorfismo da hornblenda, no metagranodiorito (BA_3); C e D) Sericita nas bordas dos cristais de cianita no muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto (BA_20). | A e B: polarizadores descruzados; C e D: polarizadores cruzados. | Legenda: Bt: biotita; Chl: clorita; Ep: epídoto; Ky: cianita; Hbl: hornblenda; Ser: sericita56

Figura 6.2. Diagrama pressão x temperatura com os limites graduais das fácies metamórficas. A seta vermelha indica a evolução do metamorfismo no alvo Baru: 1) progressivo, em fácies anfibolito; 2) regressivo, em fácies xisto verde. Modificado de Yardley (1989)57

Figura 6.3. Diagrama de estabilidade mineral (Burnham & Ohmoto, 1980; Beane & Titley, 1981). Nota-se redução das razões (aK^+/aH^+) e (aNa^+/aH^+) na passagem da alteração potássica (A) para a alteração sericitica (B)58

Figura 6.4. Diagrama de fase para o sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-KCl-HCl$ (para $PH_2O = 1$ kbar; Seedorff et al., 2005), do $\log (mKCl+K^+)/(mHCl+H^+)$ em função da temperatura, em que se observa a trajetória evolutiva e simplificada do sistema hidrotermal do alvo Baru (seta azul)59

Figura 6.5. Diagrama com os diferentes “estados de sulfetização” do fluido hidrotermal em relação à f_{S_2} (fugacidade de enxofre) e temperatura, com base na estabilidade de assembleias minerais de sulfetos. Os retângulos vermelhos indicam a assembleia observada no alvo Baru (calcopirita + pirita); logo, é possível concluir que o alvo em questão está relacionado a passagem de fluidos hidrotemais do tipo *intermediate sulfidation*. Legenda: asp (arsenopirita), bn (bornita), cp (calcopirita), cv (covellita), dg (digenita), lo (loellingita), po (pirrotita), py (pirita). Modificado de Fontboté et al. (2017)60

Figura 6.6. Diagrama de pH x fO_2 (fugacidade de oxigênio) (Skirrow, 2004). Considerando a paragenese calcopirita ± pirita ± magnetita ± ouro (*electrum*) ± esfalerita ± galena, a seta vermelha indica a possível variação de condições físico químicas (evolução do fluido) responsáveis pela precipitação do ouro, a qual envolve condições alcalinas e redução da fugacidade de oxigênio61

Figura 6.7 Zoneamento hidrotermal do alvo Baru, o qual condiciona as associações de sulfetos presentes. Legenda: Py (pirita); Ccp (calcopirita); Bn (bornita)62

Figura 6.8. Modelo esquemático do zoneamento da alteração hidrotermal em um sistema pórfiro. A estrela amarela indica a posição relativa da mineralização do alvo Baru, nos níveis mais profundos do sistema e com maior proximidade da rocha intrusiva porfírica. Modificado de Sillitoe (2010)64

LISTA DE TABELAS

Quadro 1. Quadro com informações das amostras selecionadas, abrangendo os furos de sondagem, profundidade, litologia e teores de Cu (%) e Au (ppm). Observa-se que os altos teores Cu-Au estão relacionados predominantemente ao domínio do biotita gnaiss. A definição qualitativa de baixo e alto teor tem como base o teor de corte de 0,3ppm (Au) e 0,3% (Cu)33

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	14
1.1. Justificativa e problemática	15
1.2. Objetivos	16
2. MATERIAIS E MÉTODOS	17
2.1. Revisão Bibliográfica	17
2.2. Petrografia de luz transmitida e refletida	17
2.3. Microscópio eletrônico de varredura com espectroscopia por dispersão de energia de raios-X (MEV-EDS)	17
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	19
3.1. Arco Magmático de Mara Rosa	21
3.1.1. Unidades litoestratigráfica	22
3.1.1.1. Rochas supracrustais	22
3.1.1.2. Ortognaisses dioríticos a tonalíticos	23
3.1.1.3. Intrusões tardi a pós orogênicas	24
3.1.2. Contexto estrutural	24
3.1.3. Evolução geológica	25
4. GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE CHAPADA	26
4.1. Rochas hospedeiras e encaixantes	26
4.2. Deformação e metamorfismo	27
4.3. Mineralização	28
4.4. Modelo genético	29
5. ALVO BARU	30
5.1. Caracterização litológica	33
5.1.1. Rocha hospedeira	33
5.1.2. Rochas encaixantes	35
5.1.2.1. Biotita-quartzo xisto	35
5.1.2.2. Muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto	36
5.1.2.3. Hornblenda-quartzo xisto	38
5.1.2.4. Granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto	39
5.1.3. Intrusivas tardias	41
5.2. Alteração hidrotermal	43
5.2.1. Alteração potássica com feldspato potássico	43
5.2.2. Alteração potássica com biotita (biotitização)	45
5.2.3. Muscovitização	46

5.2.4. Epidotização.....	47
5.3. Mineralização	48
6. DISCUSSÃO	54
6.1. Litotipos e ambiente geológico	54
6.2. Metamorfismo.....	55
6.3. Alteração hidrotermal.....	57
6.4. Mineralização e condições físico-químicas.....	59
6.5. Modelo genético	61
7. CONCLUSÃO	66
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	68

1. INTRODUÇÃO

Os sistemas tipo pórfiro constituem a principal fonte mundial de Cu e Mo, além de representarem importantes concentrações de Au e de outros metais (e.g. Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn e Pb), porém, em menores quantidades (Sillitoe, 2010). São usualmente caracterizados por elevadas tonelagens (e.g. milhões a bilhões de toneladas) e baixos a moderados teores (0,2% a 2,0% Cu); (0,2 a 2,0 g/t Au), a exemplo dos depósitos do tipo Cu-Au pórfiro (Sinclair, 2007). Tais atributos inserem esses sistemas cupro-auríferos como alvos de expressivo interesse econômico para pesquisa científica e exploração mineral. Geralmente estes sistemas ocorrem em cinturões orogênicos pós-Paleozoicos. Contudo, nas últimas décadas, apesar das dificuldades e complexidades ocasionadas em decorrência de eventos metamórficos e de deformação, tem ocorrido a identificação de depósitos do Pré-Cambriano (Fraser, 1993).

Enquadrado no âmbito de sistemas pórfiros pré-cambrianos, o depósito Cu-Au de Chapada localiza-se a 3 km a sudoeste do município de Alto Horizonte (Figura 1.1), na porção noroeste do estado de Goiás. O depósito consiste no principal registro de cobre e ouro inserido na região do Arco Magmático de Goiás. A descoberta do depósito de Chapada ocorreu em 1973, por meio de projetos de exploração da Mineração Serras do Sul (Minerasul), empresa subsidiária da Inco Ltda. Em 2000, tornou-se propriedade da Mineração Maracá Indústria e Comércio (MMIC), pertencente ao grupo Yamana Gold Inc., a qual iniciou a produção do concentrado de minério em 2007, com operação a céu aberto (Oliveira, 2009).

Atualmente, o modelo genético mais aceito para o depósito de Chapada é o proposto por Oliveira et al. (2015), os quais discutem uma mineralização primária do tipo Cu-Au pórfiro neoproterozoica, com posterior re-mineralização associada a um sistema do tipo ouro orogênico ou *Intrusion Related*.

O alvo Baru (Figura 1.1), descoberta recente feita pela equipe de exploração da empresa, consiste em um contínuo corpo mineral de formato tabular, orientação aproximadamente NE-SW, sub-horizontal, pouco profundo (zona mineralizada entre 60 a 160m de profundidade) e adjacente ao limite norte da mina de Chapada. Este alvo possui baixos a moderados teores de cobre e ouro ($< 0,3\%$ Cu; $< 0,3$ g/t Au), contudo, destaca-se a existência de um núcleo de mais alto teor ($> 0,3\%$ Cu; $> 0,3$ g/t Au), responsável pela extrema importância exploratória deste corpo. A descoberta deste alvo fornece evidências de que o depósito de Chapada está localizado em um cinturão altamente mineralizado, o que estimula o desenvolvimento de estudos contínuos na área (Yamana Gold, 2017).

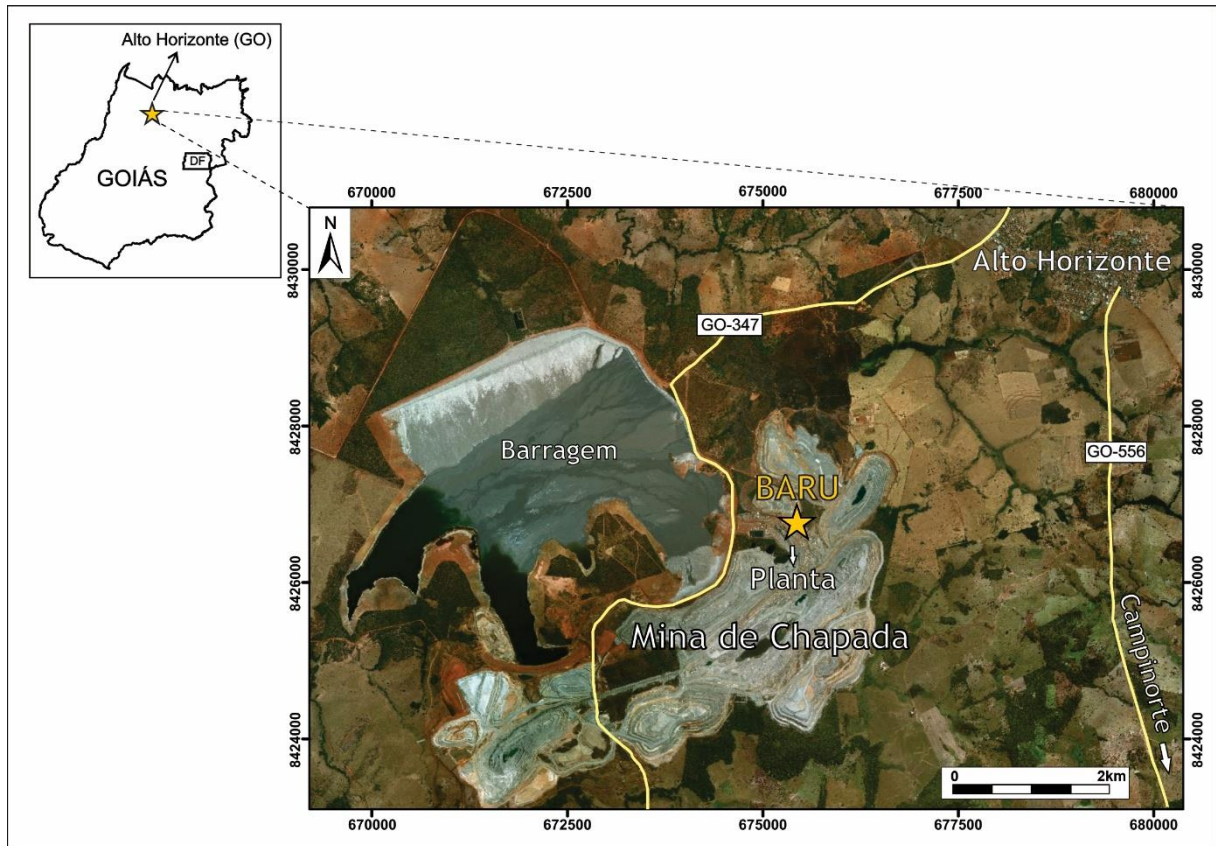


Figura 1.1. Localização do alvo Baru no contexto da Mina de Chapada, situada no município de Alto Horizonte, porção norte do estado de Goiás.

1.1. Justificativa e problemática

Os depósitos pórfiro são indiscutivelmente uma das tipologias de depósitos minerais com maior potencial econômico. Apesar dos inúmeros estudos realizados no contexto de sistemas magmático-hidrotermais, as variações nos fatores que controlam a gênese e mineralização de cada depósito e consequentemente suas diferentes características, acarretam algumas dúvidas nesta temática (Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010).

A ação dos fluidos hidrotermais nas rochas de um sistema pórfiro afeta amplos volumes rochosos e desenvolve alterações tipicamente zonadas no espaço e no tempo. Deste modo, a composição dos litotipos circundantes, juntamente com outros inúmeros aspectos (e.g. temperatura, pressão, composição dos fluidos), possui considerável influência nas assembleias minerais geradas e, por conseguinte, na mineralização (Seedorff et al., 2005; Pirajno, 2009). Portanto, estudos relacionados à caracterização das rochas hospedeiras e encaixantes e suas alterações associadas são relevantes para o entendimento do controle do minério.

Considerando o panorama acima apresentado, a caracterização petrográfica dos litotipos que constituem o alvo Baru, bem como de seus halos hidrotermais, representam peças fundamentais na compreensão quanto a gênese do referido sistema hidrotermal e na maneira como estes elementos influenciam a precipitação do minério cupro-aurífero. Em adicional, este trabalho torna-se ainda mais importante por permitir a análise de processos genéticos relacionados a depósitos do tipo Cu-Au pórfiro pré-cambrianos, contrastante, portanto, aos de idade cenozoica, que compreendem a maioria absoluta desta tipologia (Sillitoe, 2010).

Devido a sua proximidade com a mina de Chapada (Figura 1.1), o alvo Baru influencia diretamente o planejamento da mesma, no que se refere ao aumento das reservas minerais, assim como nos impactos na infraestrutura da planta e futuros projetos de engenharia. Ademais, a caracterização das formas de ocorrência do minério aurífero apresenta notável relevância no âmbito geometalúrgico do depósito. A planta de beneficiamento da mina de Chapada baseia-se no processo de flotação da calcopirita, com a produção de um concentrado ouro-cobre, logo, a ocorrência do ouro associado a minerais não-cupríferos implica em diminuição da recuperação do minério.

Cabe destacar que não há trabalhos referentes a esta temática no alvo Baru. Deste modo, os resultados inéditos deste estudo permitirão o detalhamento dos dados existentes, além do entendimento da compartimentação genética do corpo mineralizado, informações de extrema importância para o setor de exploração da empresa.

1.2. Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo:

- (i) caracterizar as rochas encaixantes, hospedeiras e os halos de alteração hidrotermal que compõem o alvo Baru;
- (ii) identificar os atributos mineralógicos e químicos que condicionam o minério de cobre e ouro e controlam seu modo de ocorrência, bem como definir o estilo da mineralização e suas relações com os litotipos e com o sequenciamento da alteração hidrotermal.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada para a realização dos objetivos compreende três etapas principais que envolvem procedimentos teóricos e práticos, os quais estão descritos abaixo.

2.1. Revisão Bibliográfica

Consistiu no levantamento bibliográfico referente ao contexto geológico do Depósito Cu-Au de Chapada e do Arco Magmático de Mara Rosa, com enfoque para tópicos relacionados a conceitos litoestratigráficos, estruturais, metalogenéticos, tectônicos e evolutivos. Além disso, a pesquisa abrangeu a análise de referências concernentes à gênese e caracterização de sistemas pórfiro.

2.2. Petrografia de luz transmitida e refletida

A descrição petrográfica teve como objetivo a caracterização, em escala microscópica, dos diferentes litotipos e halos hidrotermais que compõem o alvo Baru, bem como suas relações com a mineralização. A fim de permitir uma análise completa da área de estudo, foram confeccionadas 21 lâminas delgadas-polidas a partir de amostras de testemunhos de sondagem de oito furos distintos realizados no alvo Baru, dispostos em três seções transversais diferentes. O código de identificação das amostras é composto pelas iniciais do alvo (BA), seguida pela numeração.

A confecção das lâminas ocorreu em um laboratório contratado pela empresa Yamana Gold. A descrição petrográfica em luz transmitida e refletida e as respectivas fotomicrografias apresentadas neste trabalho foram realizadas no Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – Câmpus Rio Claro, utilizando o microscópio binocular Zeiss Axioskop 40 com câmera digital Canon EOS 5D Mark II acoplada, juntamente com computador equipado com o *software* EOS Utility Live View Shoot.

2.3. Microscópio eletrônico de varredura com espectroscopia por dispersão de energia de raios-X (MEV-EDS)

A utilização do microscópio eletrônico de varredura (MEV) com espectroscopia por dispersão de energia de raios-X (EDS) teve por intuito a observação das formas de ocorrência do ouro, bem como suas relações composicionais e associações com sulfetos e outros metais (e.g. Ag, Pd, Pt, Cd), de modo a complementar os dados obtidos na petrografia convencional.

Foram selecionadas, para essa etapa, cinco seções delgadas-polidas (BA_1; BA_2; BA_5 BA_10; BA_17), previamente metalizadas com carbono. A seleção das amostras levou em conta os maiores teores de ouro tendo em vista o objetivo desta etapa. Cabe ressaltar que a

escolha da amostra BA_5 teve como propósito a determinação da composição da granada descrita no granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto.

As análises ocorreram no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – Câmpus Rio Claro, utilizando o equipamento JSM-6010LA InTouchScope™, da marca JEOL.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O alvo Baru está inserido no contexto geológico do Arco Magmático de Goiás, na porção ocidental da Faixa Brasília, pertencente à Província Tocantins, região central do Brasil. Esta província, definida por Almeida et al. (1977, 1981), abrange um amplo sistema orogênico de idade neoproterozoica desenvolvido durante a fase inicial da amalgamação do supercontinente Gondwana e resultante dos eventos colisionais entre os crátons Amazônico, São Francisco e Paraná, este atualmente encoberto pela Bacia do Paraná (Valeriano et al., 2004). A Província Tocantins possui direção norte-sul e é composta pela Faixa Brasília, a leste, e pelas Faixas Paraguai e Araguaia, localizadas na porção oeste.

A Faixa Brasília consiste em um cinturão orogênico que ocorre na borda ocidental do Cráton São Francisco e que apresenta, de leste para oeste, a seguinte compartimentação: i) Embasamento arqueano-paleoproterozoico do Cráton São Francisco coberto por metassedimentos neoproterozoicos do Grupo Bambuí; ii) Domínio Externo – espessas sucessões metassedimentares de plataforma proximal (Grupos Canastra, Ibiá, Paranoá, Natividade) e rifte (Grupo Araí), ambas de baixo grau metamórfico; iii) Domínio Interno – *Nappes* compostas por metassedimentos derivados do metamorfismo em fácies xisto verde superior a granulito de sucessões plataformais distais (Grupos Araxá – *mélange* ofiolítica) e ortognaisses; iv) Maciço de Goiás – embasamento arqueano-paleoproterozoico constituído por terrenos granito-*greenstone*; complexos máficos-ultramáficos (Complexos Niquelândia e Cana Brava) e sequências metavulcanossedimentares mesoproterozoicas (Sequência Juscelândia e Grupo Serra da Mesa); v) Arco Magmático de Goiás – arco juvenil representado por rochas metavulcanossedimentares e metaplutônicas (Oliveira et al., 2015; Pimentel et al., 2004; Valeriano et al., 2004; Valeriano et al., 2008) (Figura 3.1).

O Arco Magmático de Goiás (AMG) estende-se por aproximadamente 1000 km e abrange desde a porção oeste do estado de Goiás até o sul do estado do Tocantins (Oliveira et al., 2015). Consiste em um arco juvenil de idade neoproterozoica, formado entre 880 e 640 Ma (Valeriano et al., 2008), e constituído por rochas metaplutônicas dioríticas a graníticas que ocorrem expostas entre estreitas e anastomosadas sequências metavulcanossedimentares (Figura 3.2). O AMG é composto por dois domínios de crosta continental juvenil: o arco magmático de Arenópolis, a sul, e o arco magmático de Mara Rosa, na porção norte, onde localiza-se o Alvo Baru (Pimentel et al., 2000).

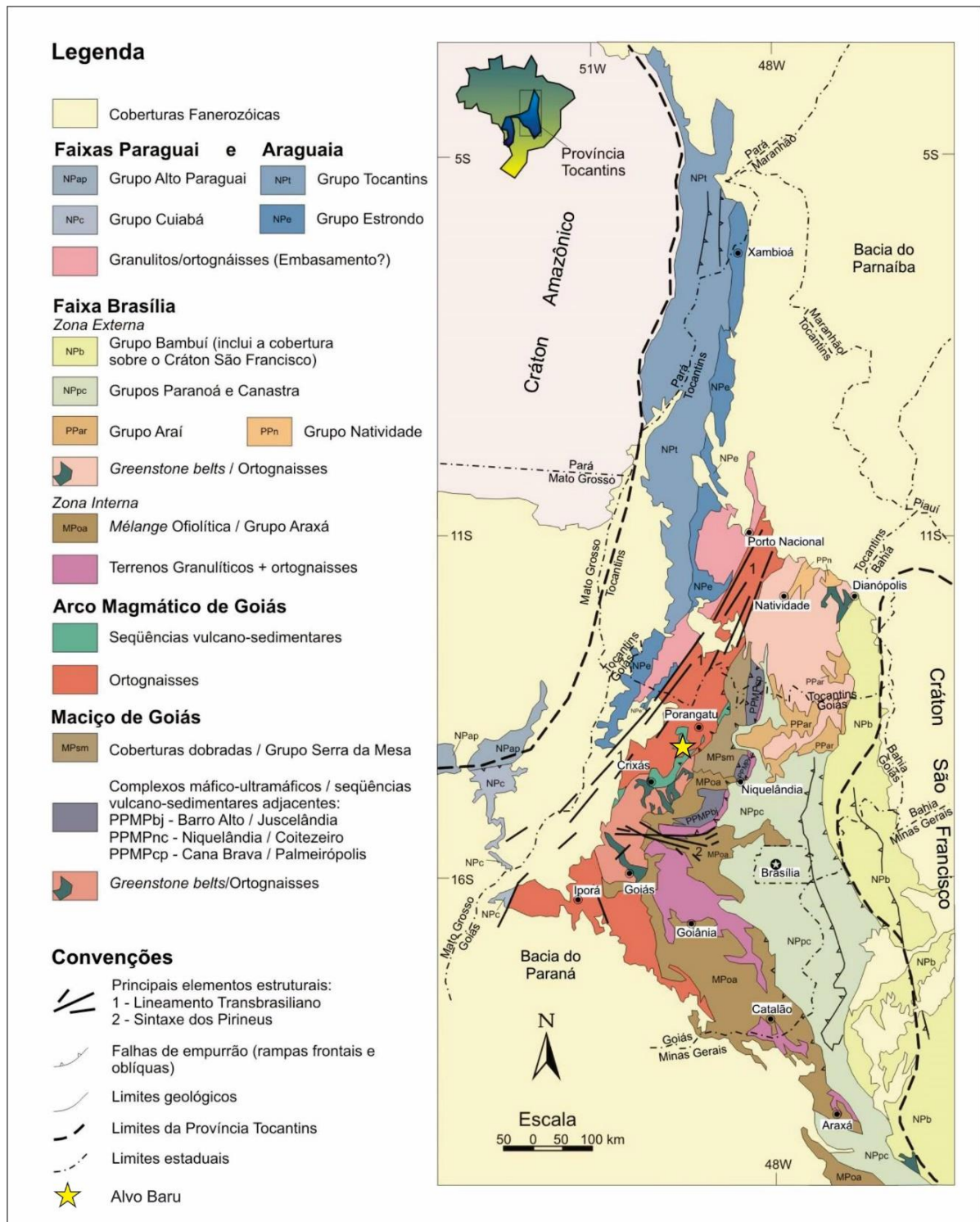


Figura 3.1. Compartimentação tectônica da Faixa Brasília. A estrela amarela destaca o alvo Baru, localizado no contexto do Arco Magmático de Goiás, porção ocidental da Faixa Brasília. (Pimentel et al., 2004).

3.1. Arco Magmático de Mara Rosa

O Arco Magmático de Mara Rosa é representado por estreitas sequências metavulcanossedimentares com direção NNE, separadas entre si por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica e rochas intrusivas tardi- a pós-orogênicas (Viana et al., 1995). Abrange duas unidades principais, segundo Oliveira et al. (2015): (i) a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, desenvolvida em um evento mais antigo, entre 900 e 800 Ma, o qual está associado à configuração de um arco de ilha intra-oceânico e bacia retro-arco; (ii) a Sequência Santa Terezinha, formada no contexto de um arco continental mais jovem, por volta de 670-600 Ma (Figura 3.2).

As rochas pertencentes ao Arco Magmático de Mara Rosa hospedam importantes mineralizações, caracterizadas, segundo Oliveira et al. (2000, 2004), por três diferentes associações: i) Au-Ag-Ba (depósito de Zacarias); ii) Cu-Au (depósito de Chapada); iii) Au (depósito de Posse – Mara Rosa Au) (Figura 3.2).

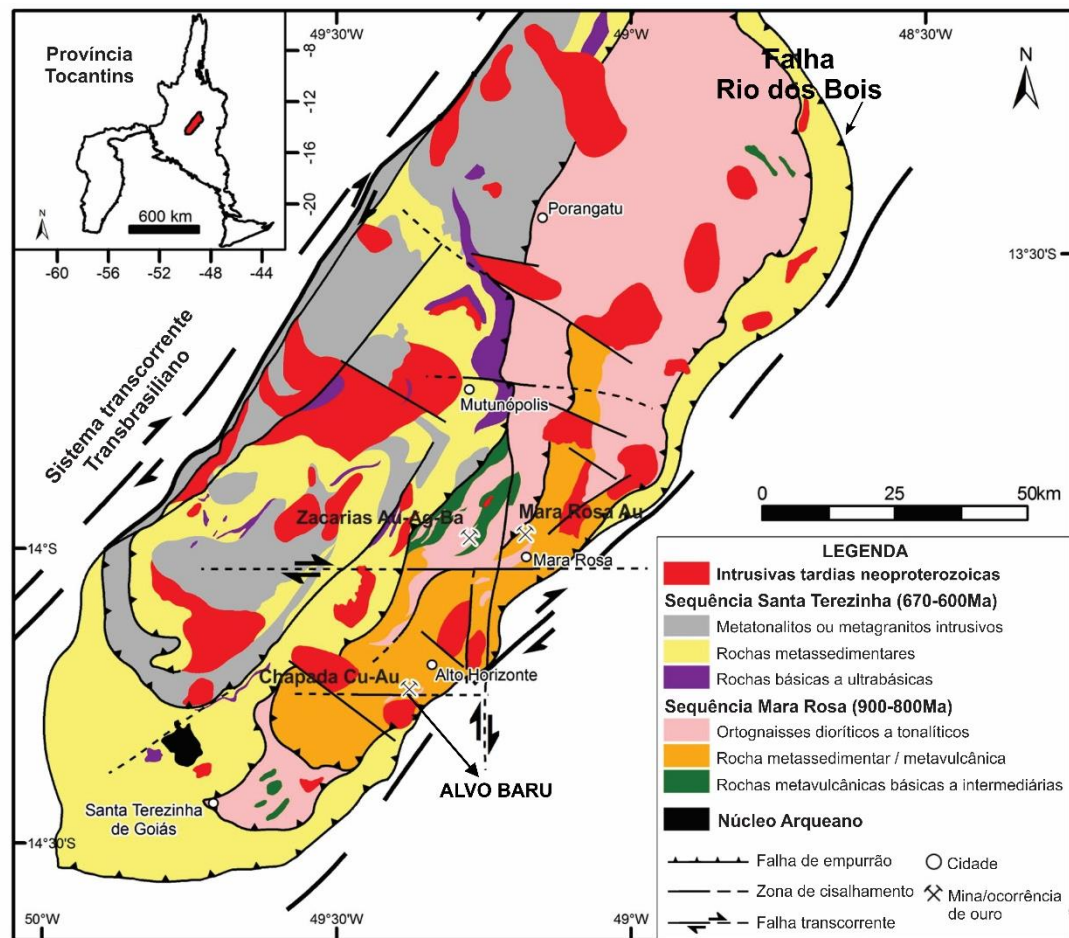


Figura 3.2. Mapa geológico do Arco Magmático de Mara Rosa com a configuração litológica, estrutural e a localização das principais mineralizações desta região (Oliveira et al., 2015). A porção leste do mapa abrange as rochas metassedimentares/metavulcânica (Faixa Leste); o domínio central compreende rochas metassedimentares e metavulcânicas básicas a intermediárias (Faixa Central), enquanto o compartimento oeste está associado às unidades da Sequência Santa Terezinha (Faixa Oeste).

3.1.1. Unidades litoestratigráfica

Arantes et al. (1991) compartimentou o Arco Magmático de Mara Rosa em três domínios: Faixa Leste, Central e Oeste; os quais apresentam direção NE e mergulho para NW, e são individualizados por metatonalito e metadiorito com formato alongado. Destaca-se também a ocorrência de intrusões tardias neoproterozoicas (Figura 3.2). Estas faixas são constituídas, em diferentes proporções, por associações de rochas supracrustais metamorfasadas em fácies xisto verde a anfibolito, representadas por: metabasalto, metatufo intermediário a félsico, metaultramáfica, metagrauvaca, *metachert*, rocha metassedimentar psamo-pelítica e metavulcânica, formação ferrífera e quartzito.

De acordo com Oliveira et al. (2007) e Oliveira et al. (2015), a Faixa Leste, onde insere-se o depósito Cu-Au de Chapada, e Central estão associadas à Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa e são caracterizadas respectivamente pelas Subunidades Metavulcanossedimentar e Metavulcânica Básica, enquanto a Faixa Oeste, Subunidade Metassedimentar, está relacionada à Sequência Santa Terezinha.

3.1.1.1. *Rochas supracrustais*

Subunidade Metavulcanossedimentar: A Faixa Leste (Arantes et al., 1991) do Arco Magmático de Mara Rosa está relacionada, segundo Oliveira et al. (2007) e Oliveira (2009), à Subunidade Metavulcanossedimentar. Compreende uma ampla variação de rochas metavulcânicas básicas (anfibolitos) a ácidas/intermediárias (metariodacito, metadacito e metatufo andesítico) e rocha metassedimentar psamo-pelítica e química. Ocorrem também produtos hidrotermais associados às mineralizações de Chapada (Cu-Au) e Posse (Au).

Dados geocronológicos U-Pb obtidos por Pimentel et al. (1997) em cristais de zircão provenientes de intrusão granítica no depósito de Posse indicam idade de cristalização em 862 ± 8 Ma.

Análises isotópicas de Sm-Nd realizadas por Viana et al. (1995), Pimentel et al. (1997) e Junges et al. (2002) na rocha metassedimentar revelam idades entre 0,9 a 1,2 Ga. Estes dados sugerem que os litotipos desta subunidade são derivados do metamorfismo de sedimentos gerados em decorrência da erosão do arco magmático. Segundo Oliveira et al. (2004), a deposição destes sedimentos ocorreu provavelmente em uma configuração intra-oceânica, distante de um domínio continental.

Subunidade Metavulcânica Básica: É caracterizada principalmente por anfibolitos de granulação fina. Subordinadamente, ocorrem formações ferríferas manganésíferas, rocha ultrabásica e metassedimento químico e pelítico (Viana et al., 1995). O anfibolito desta

subunidade, caracterizado principalmente por maiores quantidades de diopsídio, possui relação com basalto MORB e está possivelmente associado a um ambiente de bacia retro-arco, aspecto que o diferencia daquele encontrado na porção leste (Junges et al., 2002; Oliveira et al., 2015).

Subunidade Metassedimentar: Relacionada à Faixa Oeste (Arantes et al., 1991), esta subunidade é constituída por uma associação de rochas metassedimentares psamo-pelíticas, as quais ocorrem com alto ângulo de mergulho e direção NE, condicionadas por estruturas transcorrentes. Litologicamente é composta por granada-estaurolita-plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xisto, cianita-granada-biotita xisto e biotita-quartzo xisto. Destaca-se também a existência de rochas metassedimentares químicas intercaladas aos litotipos supracitados, as quais são representadas por gondito e metachert (Oliveira et al., 2007). Há frequentes corpos intrusivos de composição diorítica, granodiorítica a granítica neste domínio (Junges et al., 2002).

3.1.1.2. Ortognaisses dioríticos a tonalíticos

O domínio ortognáissico compreende biotita gnaiss de coloração cinza, granulação média e bandamento composicional marcado pela alternância entre bandas quartzo-feldspáticas e biotíticas. Estes corpos rochosos apresentam formato alongado nas porções adjacentes às zonas de cisalhamento e frequentemente possuem xenólitos de rochas metabásicas (Oliveira et al., 2007). Análises geoquímicas de rocha total nos ortognaisses mostram teores de SiO₂ entre 53 a 61%, além de baixas concentrações de Rb, Nb, Y, Zr e ETR, o que pode indicar caráter primitivo e natureza cálcica a cálcio-alcálica, além de possível relação com granitoides do tipo M, originados em um contexto de arco de ilha imaturo (Kuyumjian, 1989; Junges et al., 2002; Viana et al., 1995; Oliveira et al., 2007).

Datações U-Pb realizadas por Melo (2006) em cristais de zircão pertencentes ao gnaiss tonalítico do depósito de Zacarias propõem idades em torno de 845 ± 5 Ma para estas rochas, semelhantes aquelas obtidas por Pimentel et al. (1997) para os metatonalitos e metagranitos do depósito de Posse a partir do mesmo método. Segundo Viana et al. (1995), as relações cronológicas entre as unidades supracrustais e os ortognaisses não estão bem determinadas. Contudo, estudos desenvolvidos por Arantes et al. (1991) indicam a presença de enclaves de rochas supracrustais em metatonalitos.

3.1.1.3. *Intrusões tardi a pós orogênicas*

Corpos rochosos tardi a pós-tectônicos, de origem ígnea e composição básica a ácida, são intrusivos nas supracrustais e ortognaisses que constituem o Arco Magmático de Mara Rosa (Viana et al., 1995; Junges et al., 2002).

As intrusões de natureza ácida são representadas em sua maioria por corpos graníticos extensos (e.g. Granitos Faina, Estrela, Angelim), localmente com menores dimensões (e.g. Granito Amador). As rochas intrusivas intermediárias possuem composição predominantemente diorítica a quartzo diorítica e são representadas por litotipos de granulação grossa, com fraca foliação marcada por cristais de biotita e hornblenda (Viana et al., 1995; Junges et al., 2002).

Destaca-se a ocorrência de tonalito pouco deformado, pertencente à Suíte Amarolândia, na região homônima e nas adjacências do depósito de Chapada (Oliveira et al., 2007). Análises U-Pb em zircão do tonalito deste depósito mostram idades de $635 \pm 2,4$ Ma para a cristalização magmática (Melo, 2006).

Datações realizadas por Junges et al. (2002) no Granito Faina, localizado 15 km a oeste do depósito de Chapada, apresenta idades em torno de 576 ± 6 Ma.

3.1.2. Contexto estrutural

A estruturação do Arco Magmático de Mara Rosa reflete o contexto estrutural da Faixa Brasília, a qual é caracterizada por um sistema de extensas falhas reversas e de empurrão, com vergência para SE, em direção ao Cráton São Francisco (Valeriano et al., 2004; Valeriano et al., 2008). Esta configuração é representada principalmente pela Falha Rio dos Bois (Figura 3.2), uma zona de cisalhamento reversa de alto ângulo com direção NE, responsável pela justaposição tectônica entre o domínio da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa e terrenos arqueanos (granito-*greenstone* da região de Crixás-Hidrolina), paleoproterozoicos (Sequência Campinorte) e sequências metassedimentares neoproterozoicas (Grupo Serra da Mesa). Destaca-se também a ocorrência de zonas de cisalhamento dextrais transcorrentes de direção NE, tal como o Lineamento Transbrasiliano (Figura 3.2). As estruturas supracitadas são cortadas por falhas transcorrentes EW, NS e NW, as quais controlaram a colocação de intrusões graníticas pós-tectônicas (Figura 3.2) (Oliveira et al., 2007; Oliveira et al., 2015).

3.1.3. Evolução geológica

A evolução do Arco Magmático de Mara Rosa está temporalmente e espacialmente correlacionada ao modelo evolutivo de cinturões colisionais (Harris et al., 1986), os quais são subdivididos em três estágios:

- I) *Estágio de subducção*: A subducção desenvolvida entre 900 e 800 Ma, compreende o primeiro estágio evolutivo e é representada por rochas vulcânicas toleíticas e plutônicas cálcio-alcálicas (granitos tipo I e M), desenvolvidas em um contexto de arco de ilha e bacia retro-arco. De acordo com Oliveira et al. (2015), o evento mineralizante inicial (884 a 867 Ma) do depósito de Chapada está relacionado a este estágio
- II) *Magmatismo colisional sin-tectônico*: O estágio colisional subsequente, caracterizado por espessamento crustal, condicionou principalmente o desenvolvimento da zona de cisalhamento Rio dos Bois (Oliveira et al., 2004). Análises realizadas por Junges et al. (2002), pelo método Sm-Nd em cristais de granada de rochas metassedimentares, sugerem dois eventos metamórficos: (i) o mais antigo, entre 760-730 Ma, está associado às altas condições de pressão e temperatura e é interpretado como resultado da acreção de terrenos de arco de ilha na borda oeste do orógeno; (ii) o mais jovem, em torno de 604-610 Ma, é caracterizado por condições de pressão e temperatura menos elevadas e está relacionado à colisão continental entre os crátons São Francisco e Amazônico.
- III) *Estágio pós-tectônico*: Caracterizado por intenso magmatismo associado à extensão litosférica, este estágio é registrado por corpos graníticos e gabro-dioríticos intrusivos, em um período entre 590 a 560 Ma. Destaca-se também um evento tardio com a geração de venulações condicionadas pela orientação das zonas de cisalhamento e responsáveis por remobilizações de minérios (Oliveira et al., 2004; Oliveira et al., 2015).

4. GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE CHAPADA

O depósito Cu-Au de Chapada, com aproximadamente 3000m de comprimento, 900m de largura e 220m de profundidade, é constituído por três corpos mineralizados: Cava Norte, Chapada e Corpo Sul (Oliveira et al., 2015) (Figura 4.1).

4.1. Rochas hospedeiras e encaixantes

As rochas hospedeiras do depósito de Chapada abrangem uma ampla variedade de xistos, gnaisses e quartzitos, os quais podem ser divididos em cinco grupos principais, segundo Oliveira et al. (2015): (i) biotita xisto e gnaiss; (ii) epídoto-anfibólio xisto; (iii) muscovita-quartzo xisto; (iv) cianita-muscovita xisto; (v) quartzito e cianitito (Figura 4.1).

O biotita xisto constitui a hospedeira mais importante do minério e compreende: biotita xisto, muscovita-biotita xisto e anfibólio-biotita xisto. O biotita gnaiss também se enquadra neste grupo, porém, ocorre em menor volume no depósito. Estas rochas são caracterizadas por granulação fina a média, coloração cinza clara a escura e intercalação entre domínios lepidoblásticos (biotita e muscovita) e granoblásticos (quartzo-feldspáticos). Os cristais de calcopirita, pirita e magnetita estão preferencialmente associados aos domínios de biotita.

O epídoto-anfibólio xisto apresenta coloração acinzentada a esverdeada, granulação fina com foliação fraca, a qual é definida normalmente por biotita e cristais de anfibólio grossos e alongados. A matriz é composta em sua maioria por anfibólio, epídoto, biotita, quartzo e plagioclásio. Ocasionalmente, possuem consideráveis concentrações de pirita e calcopirita.

O muscovita-quartzo xisto é caracterizado por coloração cinza clara, xistosidade marcante e mineralogia que abrange muscovita, quartzo e epidoto, além de clorita e biotita, em menor quantidade. A pirita consiste no sulfeto dominante.

O cianita-muscovita xisto, cianitito e quartzito ocorrem em altos topográficos na região sul e sudeste do depósito. O cianita-muscovita xisto possui xistosidade marcante, enquanto o cianitito e quartzito são maciços. Estes litotipos detêm grande quantidade de pirita associada e raramente calcopirita.

As rochas encaixantes do depósito são representadas principalmente por metadiorito e anfibolito. O metadiorito possui coloração cinza, granulação fina a média, textura granoblásticas e é composto por plagioclásio, microclínio, quartzo, biotita e magnetita. O anfibolito exibe cor verde escura, textura nematoblástica e é constituído por anfibólio, plagioclásio, epidoto e pequenas quantidades de quartzo, magnetita e hematita. Essas unidades, juntamente com as rochas hospedeiras, são cortadas por intrusões tardias de composição diorítica e por diques de pegmatito.

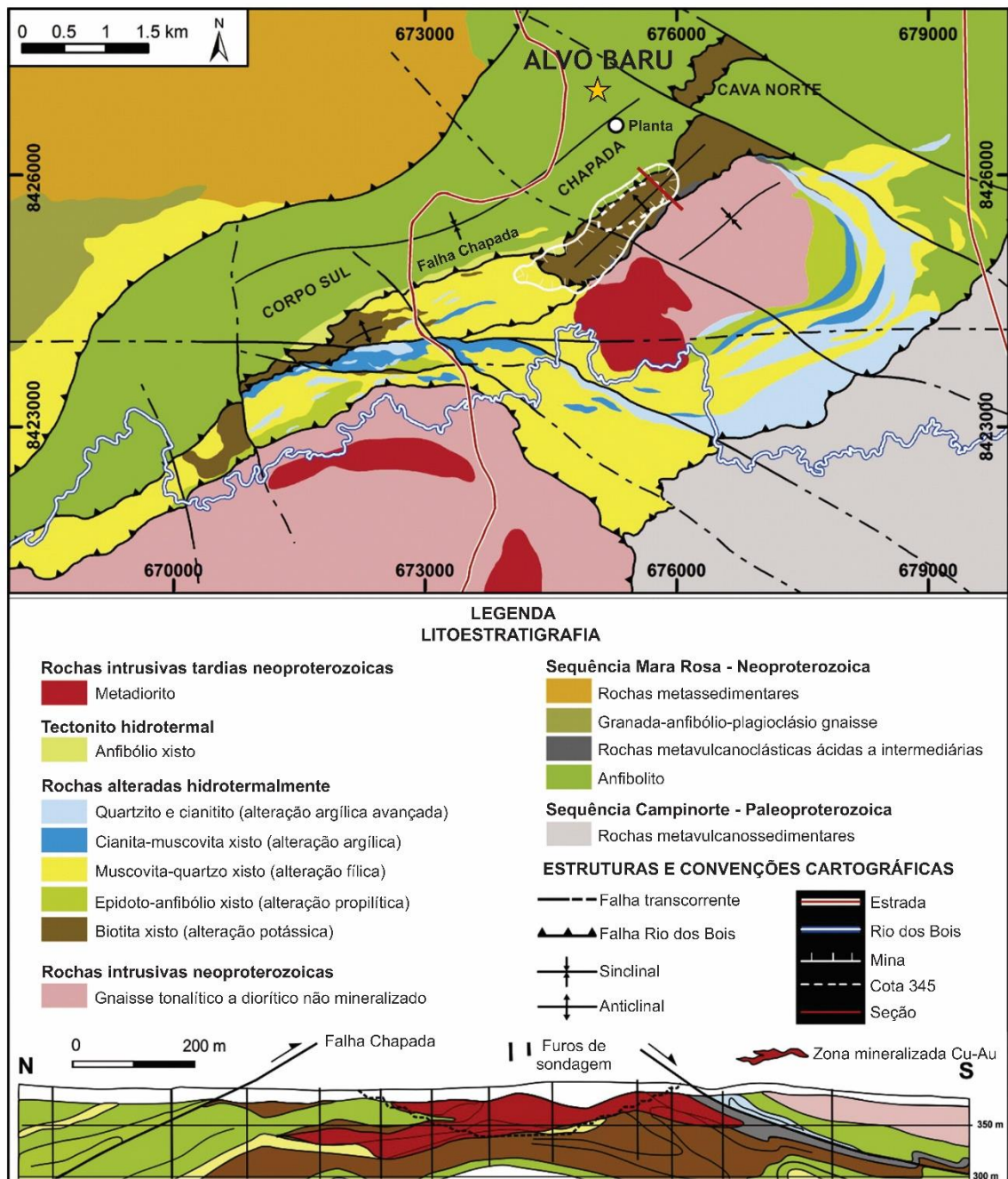


Figura 4.1. Mapa geológico do depósito Cu-Au de Chapada com as unidades litoestratigráficas, corpos mineralizados e principais estruturas, segundo Oliveira et al. (2015). A linha tracejada indica a cota base (345) para a seção apresentada. A estrela amarela destaca a localização do Alvo Barú.

4.2. Deformação e metamorfismo

O depósito Cu-Au de Chapada é estruturalmente representado por uma dobra anticlinal aberta constituída por rochas metavulcanossedimentares nos flancos e por um núcleo de metadiorito equigranular a porfirítico (Oliveira et al., 2015).

Segundo Oliveira (2009) são reconhecidas três fases de deformação no depósito (D_n , D_{n+1} e D_{n+2}), as quais estão relacionadas à evolução tectônica do Arco Magmático de Mara Rosa.

A fase inicial (D_n) é caracterizada por dobramento isoclinal recumbente seguido por redobramento assimétrico apertado coaxial, com vergência para E/SE, em associação com o pico metamórfico regional em fácies anfibolito ($T = 650^\circ\text{C}$ e $P = 9\text{kbar}$) (760-730 Ma) (Richardson et al., 1986; Kuyumjian, 1989; Junges et al., 2002; Oliveira et al., 2004). Este evento acarretou a deformação e recristalização de sulfetos, além da geração de minerais como cianita, estauroлита, microclínio, plagioclásio, anfibólio, muscovita e biotita.

O evento D_{n+1} é marcado pela geração de falhas reversas dúcteis a dúcteis-rúpteis, as quais são representadas principalmente pela Falha Rio dos Bois. Também houve o desenvolvimento de dobras assimétricas apertadas, de arrasto e parasíticas. Associa-se com um retrometamorfismo em fácies xisto verde (604-610 Ma) ($T = 450^\circ\text{C}$ e $P = 5\text{kbar}$) (Kuyumjian, 1989; Junges et al., 2002; Oliveira et al., 2004), o qual ocasionou considerável remobilização de sulfetos.

A fase D_{n+2} é representada por dobras anticlinais e sinclinais simétricas abertas, com eixos ortogonais (EW e NS), responsáveis pela formação de um padrão de interferência do tipo “domo e bacia”, o qual controla a geometria do depósito. Neste evento também houve a geração e reativação de falhas normais e fraturas, as quais permitiram remobilização de sulfetos (Oliveira et al., 2015).

4.3. Mineralização

O minério cupro-aurífero é constituído por uma associação de sulfetos, principalmente representada por calcopirita e pirita, além de magnetita, hematita, ilmenita e rutilo subordinados. Destes, a calcopirita representa o único mineral de minério com importância econômica para o depósito. A mineralização ocorre predominantemente de maneira disseminada, ao longo de planos de foliação ou superfícies axiais, e ocasionalmente nas charneiras de dobras ou em fraturas.

O corpo mineralizado possui dois zoneamentos principais: (i) um núcleo com a associação calcopirita-magnetita, a qual possui maiores teores de cobre e ouro e é hospedada em biotita xisto; (ii) uma associação calcopirita-pirita, a qual ocorre principalmente em muscovita xisto e cianita xisto.

4.4. Modelo genético

Estudos anteriores realizados no depósito Cu-Au de Chapada destacam controvérsias quanto à natureza e origem da mineralização. Inicialmente, Richardson et al. (1986) sugeriu que o depósito Cu-Au de Chapada se desenvolveu a partir de processos similares aqueles observados na gênese de depósitos tipo pórfiro de cobre e ouro. Em contrapartida, Silva & Sá (1986) e Kuyumjian (1989) propõem um modelo semelhante ao dos depósitos vulcanogênicos exalativos (VMS). Posteriormente, Kuyumjian (1995, 2000) reformulou a hipótese anterior com a ideia de que o depósito Cu-Au de Chapada pode ter sido um reflexo da combinação de processos relacionados à atividade magmática-hidrotermal epitermal seguida de remobilização metamórfica.

Atualmente, o modelo genético mais aceito para o referido depósito é o de Oliveira et al. (2015), que dita inicialmente mineralização do tipo Cu-Au pórfiro com posterior re-mineralização por processos metamórficos e de deformação, relacionados a um sistema do tipo ouro orogênico ou *Intrusion Related*, possivelmente associados ao evento D_{n+1} .

5. ALVO BARU

O alvo Baru é constituído por camadas em formato anastomasado, as quais possuem orientação NE-SW e mergulho para NW, em torno de 10 a 40° (Relatório Interno Yamana Gold, 2018). Compreende diferentes litotipos e halos hidrotermais, os quais apresentam considerável relação entre si e com a mineralização de cobre e ouro.

O minério ocorre hospedado por biotita gnaiss, o qual ocorre de forma lenticular, predominantemente inserido nas camadas de biotita-quartzo xisto e raramente aflorante. Possui forte relação espacial e temporal com a alteração potássica e marca as porções de alto teor de cobre e ouro do alvo (Figuras 5.1 e 5.2; Quadro 1).

Os litotipos encaixantes da mineralização são representados por uma associação de xistos com diferenças composicionais e texturais marcantes, subdivididos em quatro grupos principais: (i) biotita-quartzo xisto; (ii) muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto (iii) hornblenda-quartzo xisto; (iv) granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto. No geral, apresentam baixos teores de cobre e ouro.

O biotita-quartzo xisto representa uma camada contínua de expressiva extensão no alvo, a qual aparece entre os pacotes de hornblenda-quartzo xisto (Figuras 5.1 e 5.2). Dentre os litotipos que constituem a área de estudo, o biotita-quartzo xisto apresenta a maior variedade de alterações hidrotermais relacionadas. A porção central desta camada está associada à biotitização e possui comumente intercalações de biotita gnaiss. Os domínios superiores e inferiores do pacote de biotita-quartzo xisto são marcados por epidotização. Os níveis mais rasos são caracterizados por muscovitização e ocasionalmente apresentam intercalações de muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto (Figura 5.2).

O domínio do hornblenda-quartzo xisto possui ampla dimensão no alvo Baru (Figura 5.1) e baliza a zona mineralizada, de forma a envolvê-la (Figura 5.2). Apresenta frequentes intercalações lenticulares de granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto. Ambas litologias se associam predominantemente aos níveis de epidotização.

Os litotipos supracitados são ainda truncados por três tipos de intrusivas tardias: (i) metagranodiorito; (ii) quartzo anfibolito; (iii) metadacito. O metagranodiorito é o mais relevante em volume (Figura 5.1 e 5.2), enquanto o quartzo anfibolito e metadacito ocorrem localmente, como intercalações métricas nas hospedeiras e encaixantes. No conjunto, essas intrusivas tardias estão predominantemente associadas ao halo hidrotermal da epidotização, com baixos teores de cobre e ouro (Quadro 1).

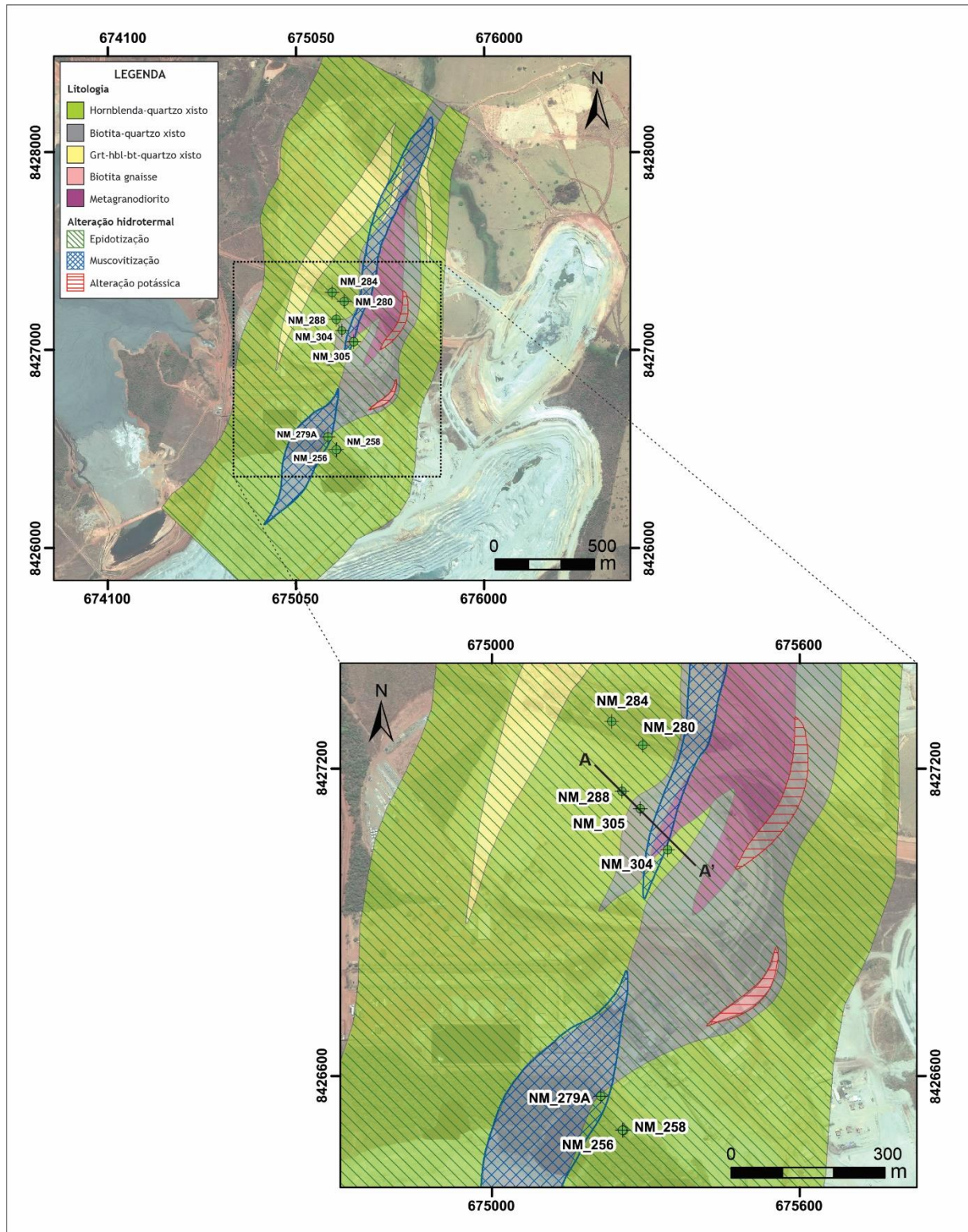


Figura 5.1. Mapa litológico do alvo Baru com a localização dos furos de sondagem selecionados para a coleta de amostras, além de seus litotipos e alterações hidrotermais. A seção transversal AA' é apresentada na Figura 5.2. O quartzo anfibolito e metadacito não afloram, logo, não estão representados no mapa.

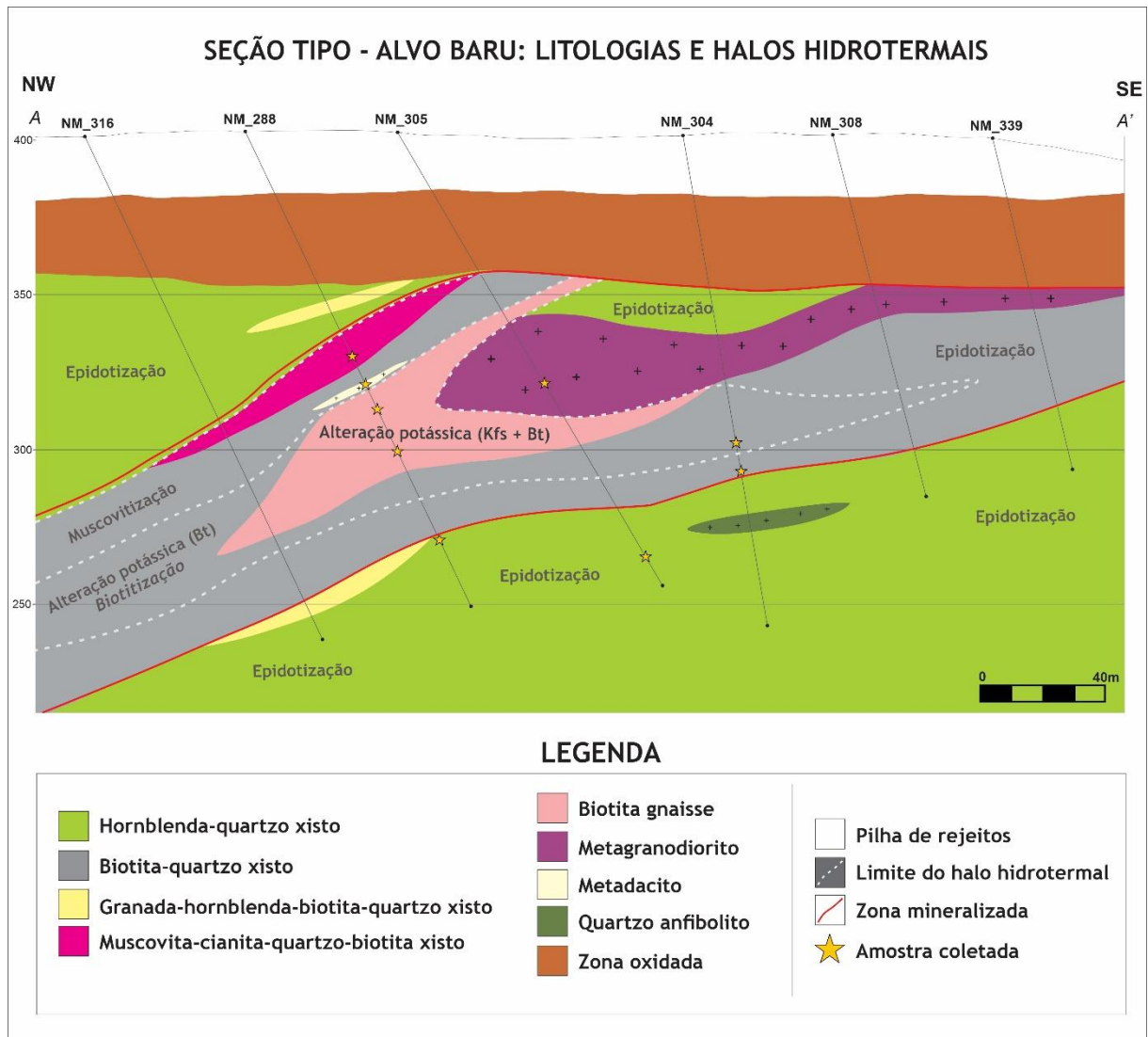


Figura 5.2. Seção geológica característica do alvo Baru, a qual apresenta seus principais litotipos e halos de alteração hidrotermal. Devido à proximidade com a planta da mina a porção inicial dos furos intercepta a pilha de rejeitos do depósito. A localização desta seção é apresentada na Figura 5.1. Legenda: Bt: biotita; Kfs: feldspato potássico.

A partir das Figuras 5.1 e 5.2 e dos teores qualitativos (Quadro 1), é possível observar que o alvo Baru apresenta evidente zoneamento da alteração hidrotermal, o qual controla a mineralização de cobre e ouro. As zonas estéreis (baixo teor cobre-ouro) são representadas pelas epidotização e muscovitização, que ocorrem como um halo hidrotermal externo que afeta, sobretudo, diversas faciologias de xistos (e.g. hornblenda-quartzo xisto; biotita-quartzo xisto; granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto; muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto). O núcleo mineralizado, com altos teores de cobre-ouro, ocorre em zona de alteração potássica pervasiva com feldspato potássico e/ou biotita, a qual afeta eminentemente o biotita gnaiss, e secundariamente o biotita-quartzo xisto.

Quadro 1. Quadro com informações das amostras selecionadas, abrangendo os furos de sondagem, profundidade, litologia e teores de Cu (%) e Au (ppm). Observa-se que os altos teores Cu-Au estão relacionados predominantemente ao domínio do biotita gnaiss. A definição qualitativa de baixo e alto teor tem como base o teor de corte de 0,3ppm (Au) e 0,3% (Cu).

Amostra	Furo	Profundidade (m)	Descrição	Au (ppm)	Cu (%)
BA_1	NM_279A	258,78	<i>Epídoto-biotita gnaiss</i>	Alto	Alto
BA_2		169,73	<i>Biotita gnaiss</i>	Alto	Alto
BA_3		207,30	<i>Metagranodiorito</i>	Baixo	Baixo
BA_4		217,90	<i>Metagranodiorito</i>	Baixo	Baixo
BA_5	NM_256	49,70	<i>Granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto</i>	Baixo	Baixo
BA_6		126,50	<i>Muscovita-biotita-quartzo xisto</i>	Baixo	Baixo
BA_7	NM_258	115,20	<i>Muscovita-biotita-gnaiss</i>	Alto	Alto
BA_8	NM_288	83,15	<i>Cianita-muscovita-quartzo-biotita xisto</i>	Baixo	Baixo
BA_9		91,00	<i>Metadacito</i>	Baixo	Baixo
BA_10		102,60	<i>Biotita gnaiss</i>	Alto	Alto
BA_11		116,90	<i>Biotita gnaiss</i>	Baixo	Alto
BA_12		141,25	<i>Biotita-hornblenda-quartzo xisto</i>	Baixo	Baixo
BA_13	NM_304	102,35	<i>Epídoto-biotita-quartzo xisto</i>	Baixo	Baixo
BA_14		115,73	<i>Hornblenda-biotita-quartzo xisto</i>	Baixo	Baixo
BA_15	NM_305	95,80	<i>Epídoto-biotita-quartzo xisto</i>	Baixo	Baixo
BA_16		156,80	<i>Hornblenda-epídoto-quartzo xisto</i>	Baixo	Baixo
BA_17	NM_280	85,60	<i>Biotita gnaiss</i>	Alto	Alto
BA_18		117,75	<i>Quartzo anfibolito</i>	Baixo	Baixo
BA_19	NM_284	76,90	<i>Sericita-epídoto-hornblenda-quartzo xisto</i>	Baixo	Baixo
BA_20		102,50	<i>Hornblenda-biotita-quartzo xisto</i>	Baixo	Baixo
BA_21		109,30	<i>Muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto</i>	Baixo	Baixo

5.1. Caracterização litológica

5.1.1. Rocha hospedeira

O biotita gnaiss, rocha hospedeira da mineralização do alvo Baru, possui granulação fina a média, cristais inequidimensionais e textura lepidogranoblástica. Apresenta bandamento composicional marcante, caracterizado por bandas milimétricas de coloração esbranquiçada e enegrecidas (Figuras 5.3 A e B). As bandas de coloração clara são compostas por minerais granoblásticos (quartzo + microclínio ± plagioclásio), enquanto biotita domina nos níveis escuros, os quais exibem textura lepidoblástica (Figuras 5.3 A a F). Estruturalmente, a rocha apresenta xistosidade marcada pela moderada orientação de biotita lepidoblástica, além de secundários ribbons de quartzo (*quartz ribbon*). Feições de cisalhamento estão presentes e são caracterizadas por foliação SC, com cristais alongados de biotita e quartzo sigmoidal (Figura 5.3C), além de quartzo recristalizado com textura em subgrãos.

É constituído por quartzo (~28%), biotita (20 a 25%), feldspato potássico (10 a 15%), plagioclásio (~10%), muscovita (1 a 10%), epídoto (2 a 8%), calcopirita (3 a 5%), magnetita (1 a 3%), pirita (traço a 1%), apatita (traço a 1%), titanita (traço), hornblenda (traço), e ocasionalmente bornita (em torno de 1%, quando presente).

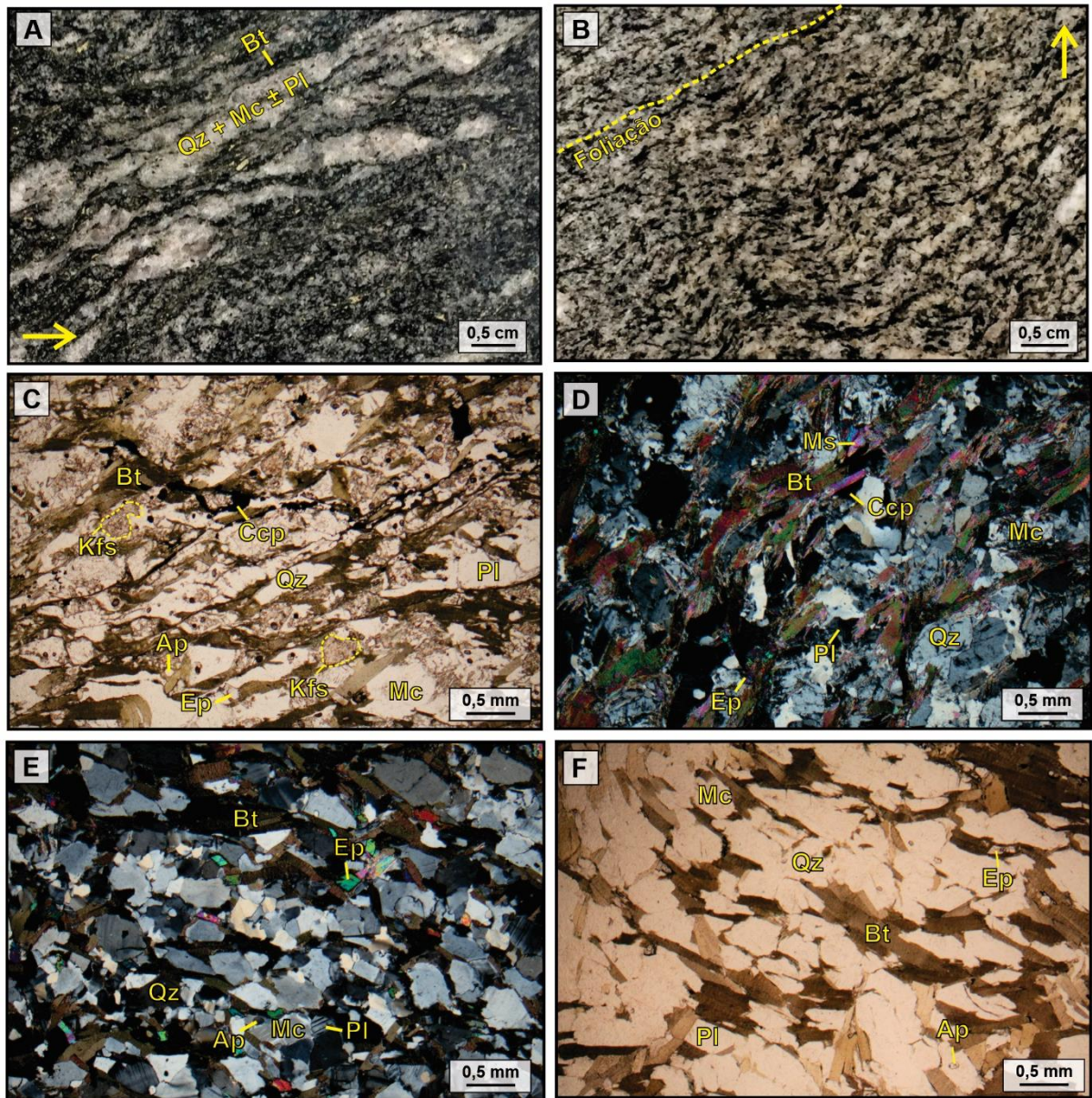


Figura 5.3. A e B) Biotita gnaiss (BA_2 e BA_7) com bandamento composicional marcante e foliação representada por cristais de biotita. A seta amarela indica o topo do furo de sondagem. | C) Fotomicrografia de biotita gnaiss com níveis de biotita e feldspato potássico anedral (BA_2) | D, E F) Fotomicrografias de biotita gnaiss (BA_7, BA_1 e BA_11) com intercalação entre bandas granoblásticas e lepidoblásticas. | D e E: polarizadores cruzados; C e F: polarizadores descruzados. | Legenda: Ap: apatita; Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Ep: epídoto; Kfs: feldspato potássico; Mc: microclínio; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo.

Em escala microscópica, a biotita é subedral, exibe moderado a forte pleocroísmo marrom a verde e contatos serrilhados com quartzo, microclínio e plagioclásio (Figuras 5.3 C a F). Localmente forma *kink bands* ou aparece com formato sigmoidal (*mica fish*). A muscovita, também subedral, ocorre na maior parte das vezes associada à biotita. O quartzo é subedral a anedral, de hábito granular e possui contatos retos a sinuosos com microclínio e plagioclásio. O feldspato potássico ocorre de duas formas: (i) microclínio – cristais subedrais granulares, com geminação tipo tartan, além de pertita local; (ii) massas anedrais intensamente caulinizadas e com inclusões de sericita de granulação muito fina (Figura 5.3 C). O plagioclásio é subedral, possui hábito granular e exibe geminação polissintética (lei da albita), além de mimerquita ser comum. O epídoto aparece como cristais euedrais, frequentemente inclusos na biotita em contato reto, ou anedrais, de maneira intersticial. Apatita e titanita ocorrem como inclusões ou de modo intersticial.

5.1.2. Rochas encaixantes

5.1.2.1. *Biotita-quartzo xisto*

O biotita-quartzo xisto consiste em uma rocha de coloração cinza, granulação fina e textura granolepidoblástica. A xistosidade é definida pela biotita, muscovita e, às vezes, hornblenda (Figura 5.4 A a C, F). É composto por quartzo (~30%), biotita (~25%), plagioclásio (~15%), epídoto (2 a 15%), pirita (~3%), magnetita (<3%), calcopirita (<2%), apatita (~2%), titanita (traço a 2%), zircão (traço). Por vezes ocorre hornblenda (~15%), muscovita (~12%) e microclínio (traço a 1%).

O quartzo e plagioclásio são anedrais a subedrais, possuem hábito granular e apresentam contatos sinuosos entre si e sinuosos a serrilhados com biotita e muscovita (Figuras 5.4B, E, F). Alguns cristais de quartzo mostram extinção ondulante, enquanto outros estão levemente fraturados ou em textura de subgrãos (Figura 5.4E). O plagioclásio possui comumente geminação polissintética (lei da albita). A biotita é subedral a anedral, de hábito lamelar, com moderado a forte pleocroísmo de coloração marrom. A muscovita ocorre geralmente associada à biotita e possui hábito semelhante; os contatos entre ambas são retilíneos (Figuras 5.4B e F) ou serrilhados. O epídoto é anedral e secundariamente aparece como cristais euedrais a subedrais inclusos na biotita. A hornblenda é anedral a subedral, com forte pleocroísmo verde e associa-se comumente à biotita, em contato sinuoso a retilíneo (Figura 5.4C).

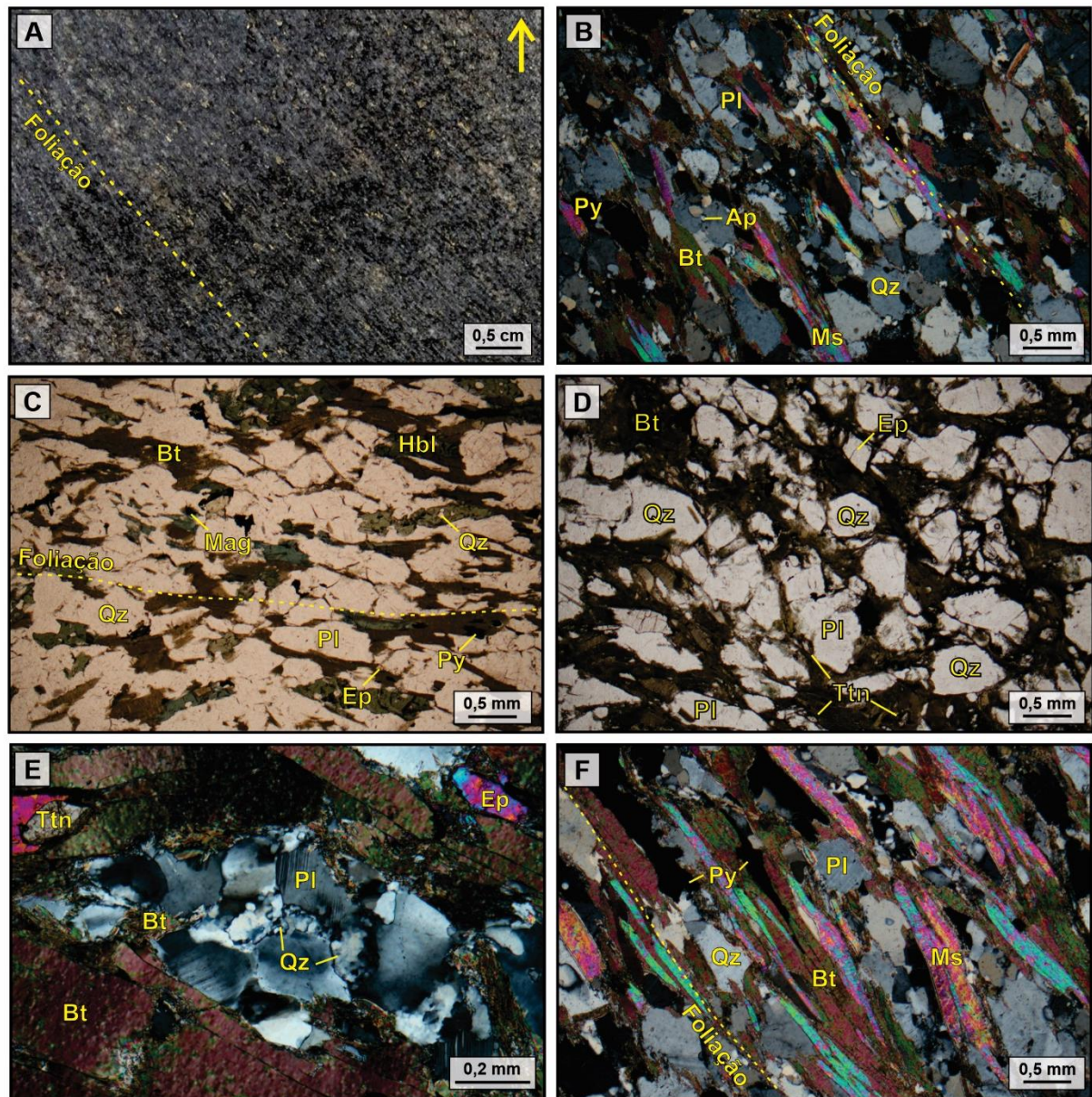


Figura 5.4. A) Biotita-quartzo xisto (BA_6). A seta amarela indica o topo do furo de sondagem. | B e C) Fotomicrografias de biotita-quartzo xisto (BA_6 e BA_14) com minerais que marcam a xistosidade (biotita, muscovita e hornblenda). | D) Biotita-quartzo xisto menos deformado; a biotita é intersticial entre os cristais granulares de quartzo e plagioclásio (BA_13). | E e F) Relações de contato entre os minerais que compõem a matriz (contatos serrilhados a sinuosos entre biotita/muscovita e quartzo/plagioclásio; pirita em contato reto com biotita e muscovita) (BA_13 e BA_6, respectivamente). | B, E, F: polarizadores cruzados; C e D: polarizadores descruzados. | Legenda: Ap: apatita; Bt: biotita; Ep: epídoto; Kfs: feldspato potássico; Mag: magnetita; Mc: microclínio; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo; Ttn: titanita.

5.1.2.2. Muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto

O muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto apresenta coloração cinza, granulação fina a média e textura lepidoblástica, com estiramento de grande parte dos cristais. Sua marcante xistosidade é definida por biotita, além de cianita e quartzo alongado (Figuras 5.5 A a C). Exibe associação mineral definida por biotita (25%), quartzo (20%), cianita (5 a 15%), muscovita

(~13%), pirita (~6%), magnetita (~3%), epídoto (2%), feldspato potássico (~4%), calcopirita (traço a 1%), apatita (traço).

O quartzo é anedral e forma subgrãos (Figura 5.5C) ou cristais alongados (*quartz ribbon*), ambos com evidente extinção ondulante. Raramente há cristais de hábito granular sem evidências de recrystalização e deformação. Apresenta contatos sinuosos com biotita, muscovita e cianita. A muscovita ocorre associada à biotita em contatos retos (Figura 5.5.B) e ambas são subedrais, de hábito lamelar e granulação fina a média. A biotita apresenta pleocroísmo marrom moderado a forte e exibe contatos sinuosos a levemente serrilhados com a cianita (Figura 5.5D). Os cristais de cianita são anedrais a subedrais e exibem formato arredondado (Figura 5.5 D) ou alongado. A cianita estirada compõem a foliação da rocha e aparece normalmente com aspecto fragmentado (Figura 5.5 B). O epídoto é anedral, de hábito granular e ocorre localmente, em contatos sinuosos com biotita e quartzo. O feldspato potássico é anedral, possui intensa sericitização e aparece em porções pontuais, normalmente associado à biotita. A apatita ocorre muito localmente com granulação fina e na forma de inclusões.

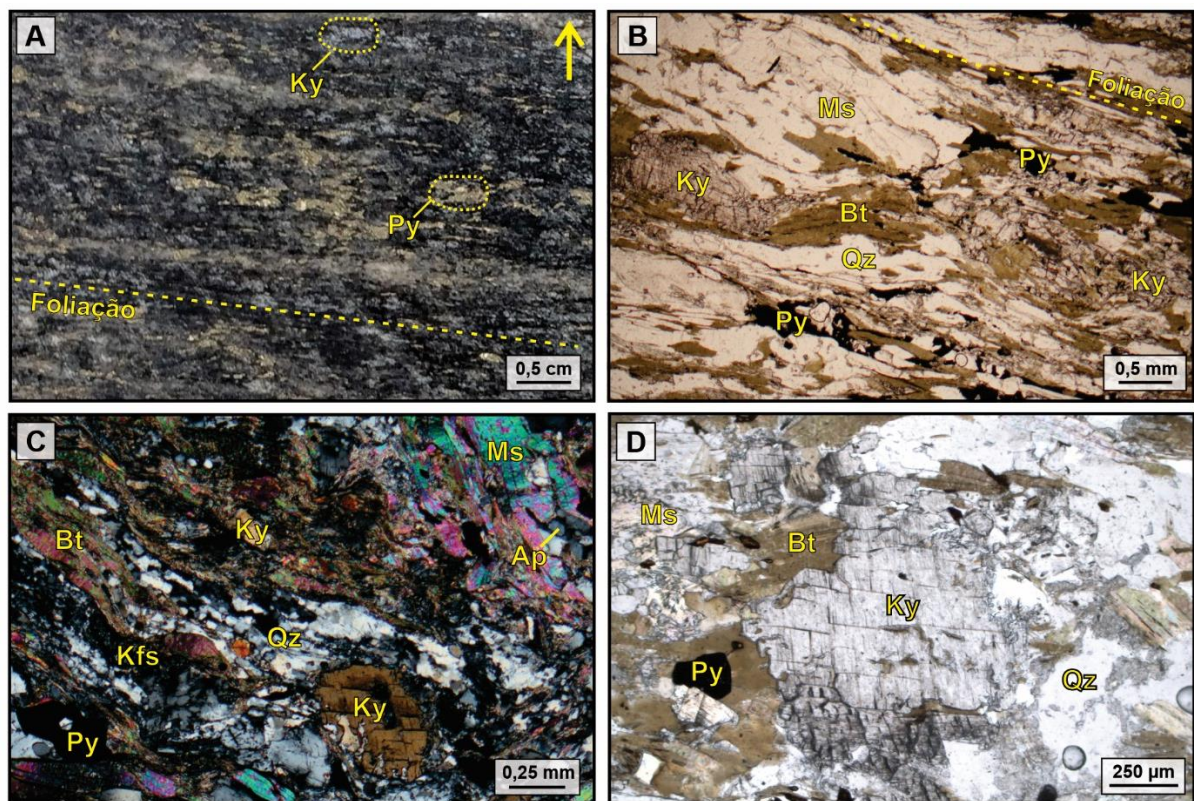


Figura 5.5. A) Foliação bem marcada por biotita (cinza escuro) e cianita (esbranquiçada a azulada; destacada pelo círculo tracejado) em muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto (BA_21); alguns cristais de pirita (amarelada) também estão orientados segundo a xistosidade. A seta amarela indica o topo do furo de sondagem | B) Fotomicrografia de cristais de biotita, muscovita, cianita e pirita orientados; o lado direito da fotomicrografia exibe cristais de cianita mais fragmentados (BA_21). | C) Fotomicrografia de muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto (BA_8) com frequentes níveis de quartzo em subgrãos em contato com a biotita. | D) Fotomicrografia de cristal de cianita em contato sinuoso a serrilhado com a biotita (BA_8). | B e C: polarizadores cruzados; D: polarizadores descruzados. | Legenda: Ap: apatita; Bt: biotita; Ep: epídoto; Kfs: feldspato potássico; Ky: cianita; Ms: muscovita; Qz: quartzo; Py: pirita.

5.1.2.3. Hornblenda-quartzo xisto

O hornblenda-quartzo xisto consiste em uma rocha de coloração cinza e textura nematogranoblástica, caracterizada por anfibólio de granulação média a grossa em matriz fina constituída por quartzo e plagioclásio (Figura 5.6 A). Nesta rocha, os cristais de anfibólio não estão orientados (Figuras 5.6C e D) ou possuem fraca orientação quando associados à biotita (Figura 5.6B).

Quartzo (~30%), plagioclásio (10 a 20%), hornblenda (~20%), biotita (~10%, quando presente), epídoto (5 a 20%), sericita (5 a 15%, quando presente), pirita (2 a 4%), calcita (traço a 3%), magnetita (traço a 3%), calcopirita (traço a 1%) representam a associação mineral dessa unidade. Cabe destacar que as variações nas porcentagens de epídoto, biotita e sericita são decorrentes principalmente das diferentes alterações hidrotermais.

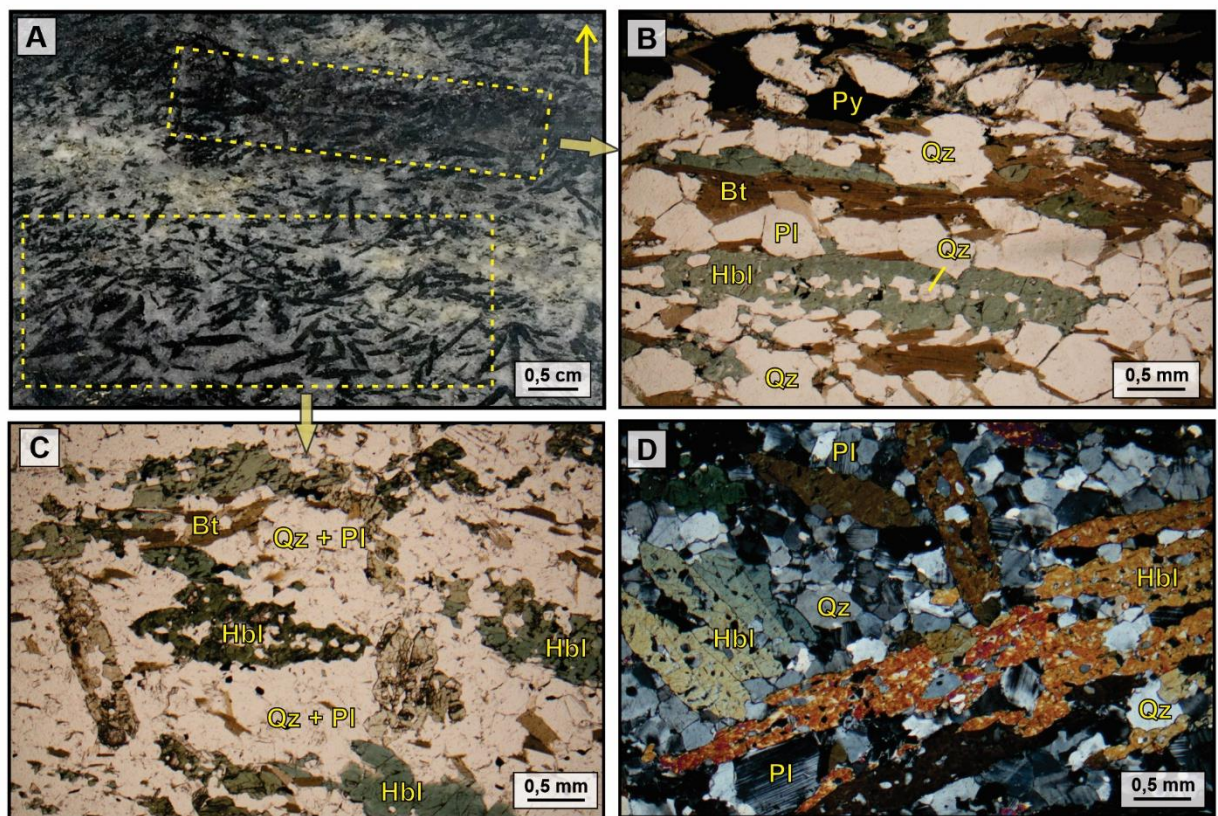


Figura 5.6. A) Hornblenda-quartzo xisto (BA_12) com anfibólio não-orientado na porção inferior e com fraca orientação na parte superior. A seta amarela indica o topo do furo de sondagem. | B, C, D) Fotomicrografias de hornblenda xisto (BA_12) com cristais de hornblenda com textura poiquilítica marcante e associação da biotita em contatos retilíneos com a hornblenda. | B e C: polarizadores descruzados; D: polarizadores cruzados. | Legenda: Bt: biotita; Ep: epídoto; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo.

O quartzo e plagioclásio são subedrais a anedrais, de granulação fina, hábito granular e apresentam contatos sinuosos a retos entre si e com a hornblenda e retilíneos a sutilmente serrilhados com a biotita. O quartzo comumente apresenta extinção ondulante e raros subgrãos.

O plagioclásio exibe geminação polissintética (lei da albite) e em níveis pontuais apresenta inclusões de epidoto (saussurita). Os cristais de hornblenda são anedrais a subedrais, com hábito prismático ou sem formato bem definido, forte pleocroísmo verde e granulação predominantemente média a grossa (entre 2,0 a 6,0 mm de comprimento). A hornblenda prismática média a grossa apresenta textura poiquilítica, representada pela grande quantidade de inclusões de quartzo de granulação fina (Figura 5.6 C e D). A biotita é subedral a anedral, de hábito lamelar, granulação fina a média e moderado a forte pleocroísmo marrom. Ocorre em sua maioria associada à hornblenda, em contato retilíneo, e por vezes aparenta margear os cristais de quartzo e plagioclásio, em contatos retos com porções levemente serrilhadas (Figura 5.6B). O epidoto é anedral, de hábito granular e apresenta contatos sinuosos a lobulados com quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. Os cristais de sericita possuem granulação fina a muito fina, formato alongado a retangular e ocorrem inclusos principalmente nos cristais de quartzo e plagioclásio. A calcita, quando presente, aparece localmente, associada a vênulas de quartzo e epidoto.

5.1.2.4. Granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto

O granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto apresenta coloração cinza e é marcado por cristais finos a médios de almandina em matriz fina composta por quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. Possui textura granolepidoblástica com xistosidade representada por biotita e hornblenda (Figura 5.7). É constituído por quartzo (25%), plagioclásio (20%), biotita (18%), hornblenda (10%), almandina (8%), muscovita (7%), magnetita (4%), epidoto (3%), pirita (3%) e calcopirita (traço).

O quartzo e plagioclásio são anedrais a subedrais, apresentam hábito granular e contatos retilíneos a sinuosos entre si; o plagioclásio exibe geminação polissintética (lei da albite) e o quartzo por vezes ocorre em subgrãos. A biotita é subedral, de hábito lamelar, com moderado a forte pleocroísmo marrom; exibe contatos retos a levemente serrilhados com quartzo e plagioclásio e aparenta estar sobreposta a estes minerais. A hornblenda é subedral, de hábito prismático, moderado a forte pleocroísmo de coloração verde e possui contatos sinuosos a retilíneos com biotita, quartzo e plagioclásio. A muscovita é subedral e ocorre em duas texturas distintas: (i) cristais de hábito lamelar associados à biotita e hornblenda, em contatos retos ao longo da foliação; (ii) cristais radiais de textura decussada que normalmente margeiam pirita e granada, em contato serrilhado (Figuras 5.7 B a D). O epidoto é subedral, de formato granular a levemente retangular e associado à biotita em contatos retos.

A almandina é subedral, de formato arredondado, granulação fina a média (Figuras 5.7C e D) e exibe contatos sinuosos com quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita e hornblenda. Os dados semi-quantitativos obtidos ao microscópio eletrônico de varredura (MEV-EDS) permitiram a classificação da granada como almandina [Fe²⁺₃Al₂(SiO₄)₃] (Figura 5.8)

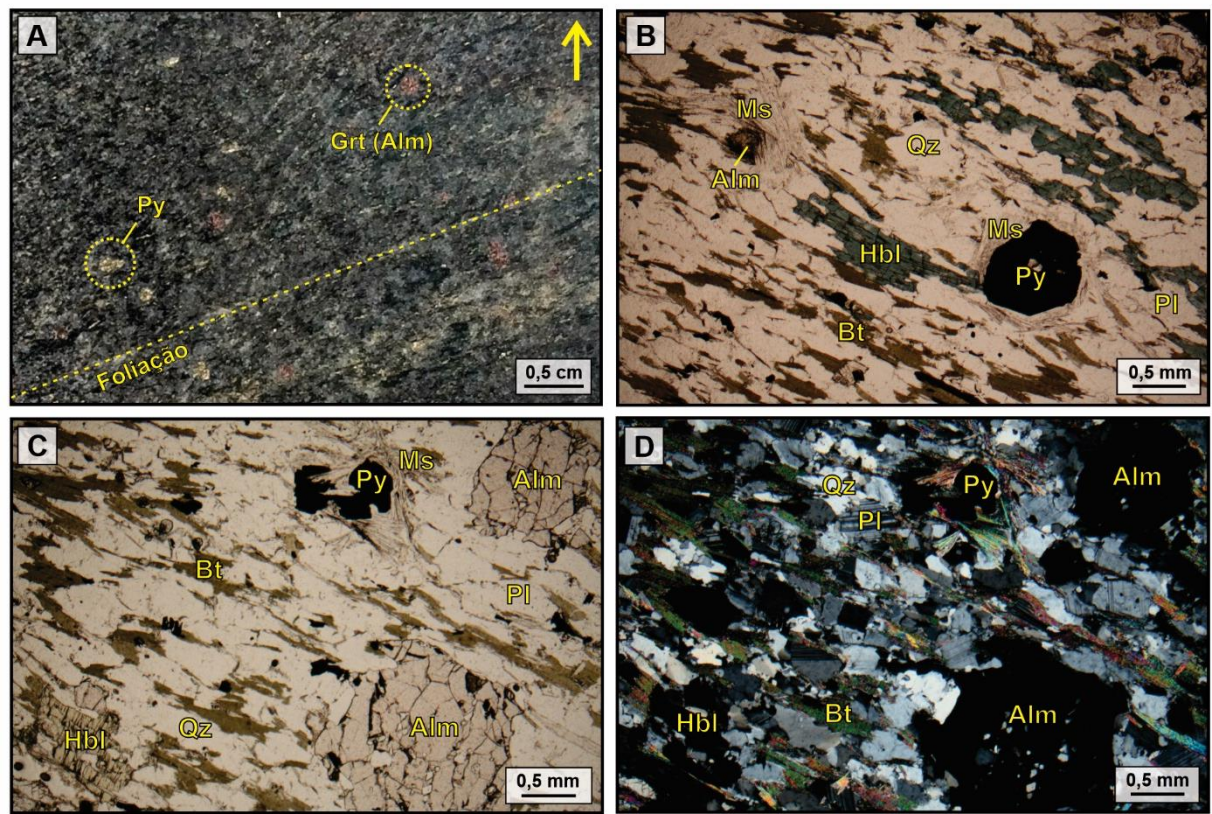


Figura 5.7. A) Granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto (BA_5); a seta amarela indica o topo do furo de sondagem | B, C, D) Fotomicrografias de granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto (BA_5) em que se observa a foliação da rocha marcada por biotita e hornblenda e cristais radiais de muscovita que margeiam granada e pirita de granulação fina a média. | B e C: polarizadores descruzados; D: polarizadores cruzados. | Legenda: Alm: almandina; Bt: biotita; Ep: epídoto; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo.

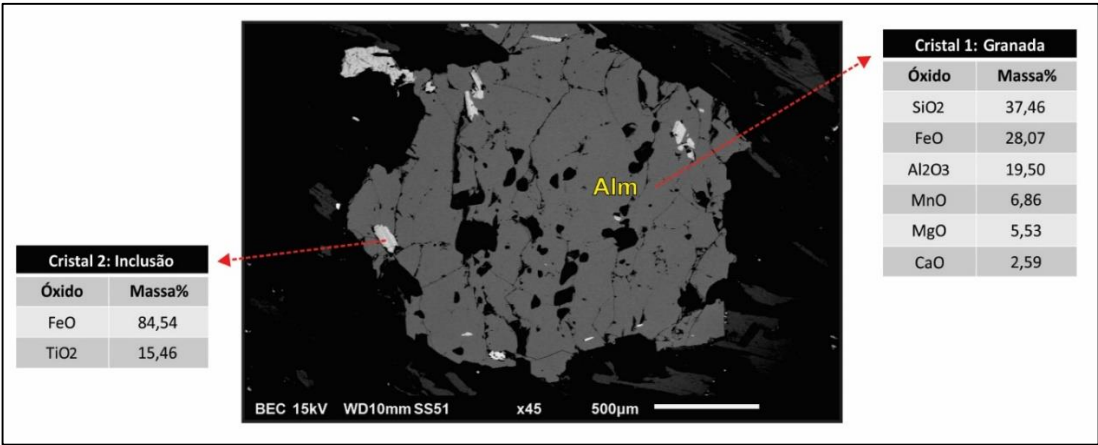


Figura 5.8. Fotomicrografia de elétrons retroespalhados de cristal de granada proveniente do granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto (BA_5). Os dados composicionais, com maiores porcentagens de FeO e Al₂O₃, permitem classificá-la como almandina. Legenda: Alm: almandina.

5.1.3. *Intrusivas tardias*

As rochas intrusivas tardias no alvo Baru são representadas por: metagranodiorito, metadacito e quartzo anfibolito.

O metagranodiorito consiste em uma rocha de coloração cinza, com cristais de biotita e/ou hornblenda de granulação média em uma matriz fina constituída por quartzo, plagioclásio, biotita, microclínio e epídoto. Apresenta textura lepidogranoblástica e muito fraca orientação preferencial de alguns cristais de biotita (Figuras 5.9A e B). Exibe composição dada por quartzo (~25%), plagioclásio (20 a 25%), biotita (~20%), hornblenda (10%), epídoto (~8%), microclínio (6%), pirita (2%), magnetita (2%) e calcopirita (traço).

Os cristais de quartzo, plagioclásio e microclínio são subedrais a anedrais, de hábito granular e possuem contatos retilíneos a sinuosos entre si; o plagioclásio e microclínio apresentam comumente geminação polissintética e tartan, respectivamente. A biotita é anedral a subedral, de hábito lamelar, granulação fina a média, com forte pleocroísmo marrom. Com frequência está associada à hornblenda e epidoto, em contato respectivamente sinuoso a lobulado e aparenta estar sobreposta aos cristais de quartzo, plagioclásio e microclínio, em contato reto a serrilhado. A hornblenda é anedral, possui formato arredondado a levemente prismático, granulação fina a média, forte pleocroísmo verde e contatos lobulados com quartzo, plagioclásio e microclínio. O epídoto é anedral, de granulação fina e exibe contatos lobulados com biotita, hornblenda, quartzo, plagioclásio e microclínio.

O metadacito é uma rocha de coloração cinza claro, composta por cristais de quartzo e plagioclásio equidimensionais de granulação fina. É isotrópico e de textura granoblástica; apenas localmente há biotita e muscovita com fraca orientação preferencial (Figuras 5.9C e D). É constituído por: quartzo (45%), plagioclásio (25%), muscovita (13%), granada (5%), biotita (4%), epídoto (2%), magnetita (traço) e clorita (traço).

Quartzo e plagioclásio são subedrais a anedrais, de hábito granular e exibem contatos retilíneos a sinuosos entre si e retilíneos a serrilhados com muscovita e biotita; o plagioclásio apresenta geminação polissintética. Biotita e muscovita são subedrais, de hábito lamelar e aparentam estar sobrepostas aos cristais de quartzo e plagioclásio. A granada é anedral, possui frequentes inclusões de quartzo (textura poiquilítica) e contatos sinuosos a lobulados com os minerais supracitados. O epídoto é anedral, de hábito granular e exibe contatos sinuosos com quartzo, plagioclásio e biotita.

O quartzo anfibolito possui coloração cinza escuro, granulação fina, textura granonematoblástica e apresenta fraca xistosidade marcada por cristais de anfibólio (Figura

5.9E e F). Apresenta hornblenda (~70%), quartzo (10%), plagioclásio (10%), epídoto (5%) calcita (4%), magnetita (traço) e pirita (traço).

A hornblenda é subedral, de hábito prismático e moderado pleocroísmo verde. O quartzo e plagioclásio são anedrais, de hábito granular e possuem contatos retilíneos a sinuosos entre si e com a hornblenda. O plagioclásio comumente exibe geminação polissintética e por vezes encontra-se saussuritizado. O epídoto é anedral, granular e ocorre normalmente associado à hornblenda em contato sinuoso a retilíneo. A calcita é subedral a anedral e possui contatos levemente serrilhados com quartzo e plagioclásio.

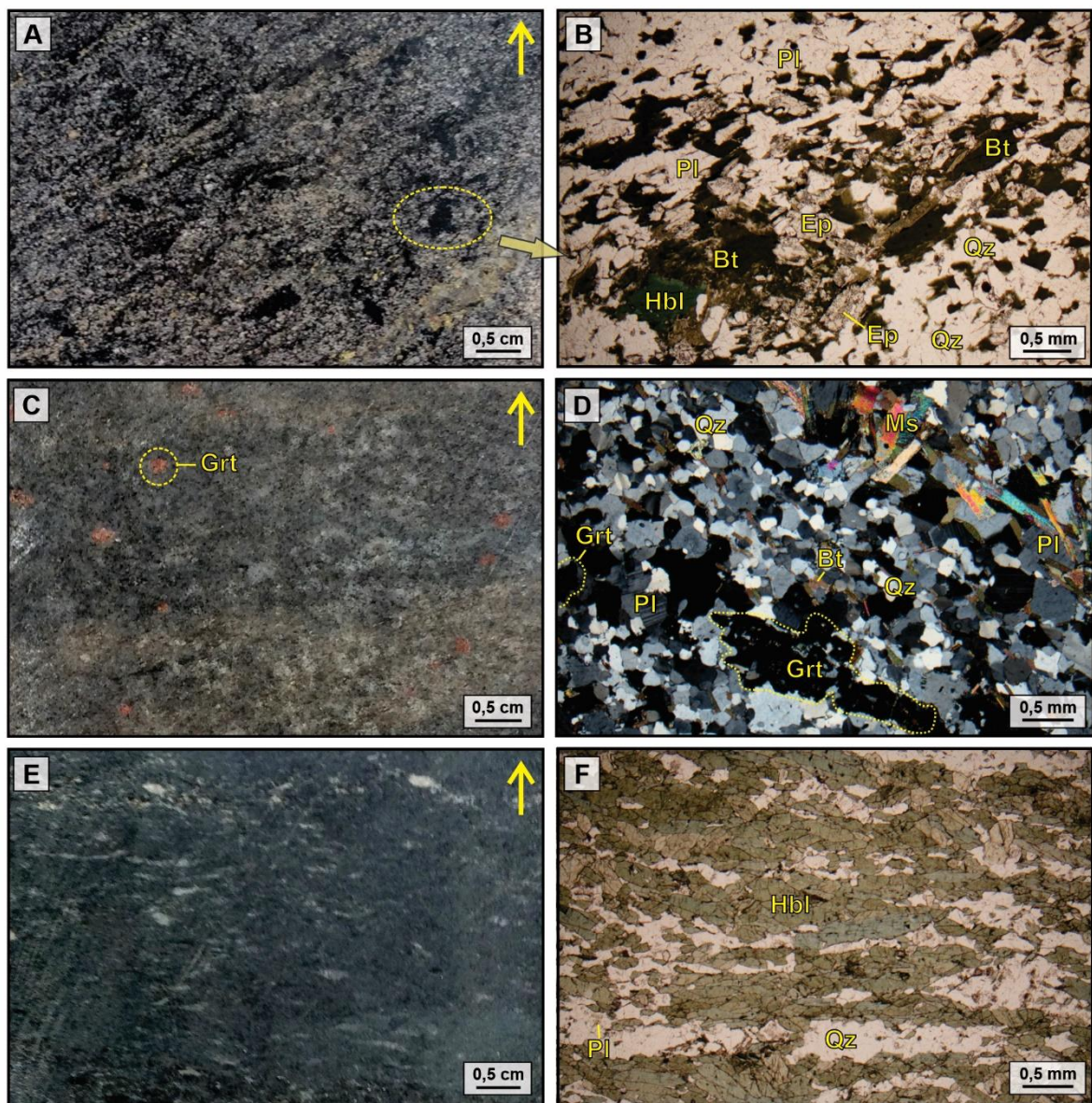


Figura 5.9. A e B) Metagranodiorito (BA_3); C e D) metadacito (BA_9); E e F) quartzo anfibolito (BA_18). B e F: polarizadores descruzados; D: polarizadores cruzados. | Legenda: Bt: biotita; Ep: epídoto; Grt: granada; Hbl: hornblenda; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo.

5.2. Alteração hidrotermal

A evolução do sistema hidrotermal do alvo Baru abrange quatro estágios da alteração, todas em estilo pervasivo, e que temporalmente teriam evoluído na seguinte ordem: alteração potássica com (i) feldspato potássico e (ii) biotita (biotitização); (iii) muscovitização; (iv) epidotização (Figura 5.10).

EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA DO SISTEMA HIDROTERMAL DO ALVO BARU				
MINERAIS	ALTERAÇÃO HIDROTERMAL			
	ALTERAÇÃO POTÁSSICA		MUSCOVITIZAÇÃO	EPIDOTIZAÇÃO
	+ Feldspato potássico	+ Biotita (Biotitização)		
Quartzo				
Feldspato potássico	—————			
Biotita		—————		
Calcopirita	—————	—————		
Bornita	—————	—————		
Magnetita		—————		
Epidoto I		—————		
Muscovita I		—————		
Pirita I		—————		
Muscovita II			—————	
Sericita			—————	
Apatita				
Epidoto II				—————
Pirita II				—————
Zoisita				—————
Calcita				

Abundante Comum Traço
————— —————

Figura 5.10. Evolução paragenética do paleosistema hidrotermal proposto para o alvo Baru.

5.2.1. Alteração potássica com feldspato potássico

Esse estágio está associado ao biotita gnaiss, rocha hospedeira da mineralização de cobre e ouro do alvo. É definido por feldspato potássico anedral intensamente caulinizado com inclusões de sericita de granulção muito fina (Figuras 5.11C a E), o qual, em escala macroscópica, consiste em cristais finos de cor esbranquiçada (Figuras 5.11A e B). Cabe ressaltar que a alteração do feldspato potássico para caulinita não é decorrente de processos

relacionados à evolução hidrotermal do sistema, mas sim ocasionada por processos retrometamórficos.

A alteração potássica com feldspato potássico é caracterizada pela paragênese feldspato potássico $\pm$ biotita $\pm$ quartzo $\pm$ calcopirita $\pm$ bornita (Figura 5.10). O feldspato potássico está associado aos níveis de biotita (Figuras 5.11C e D) e, secundariamente, quartzo (Figuras 5.11E e F). Calcopirita e bornita estão em assembleia mineral com o feldspato potássico.

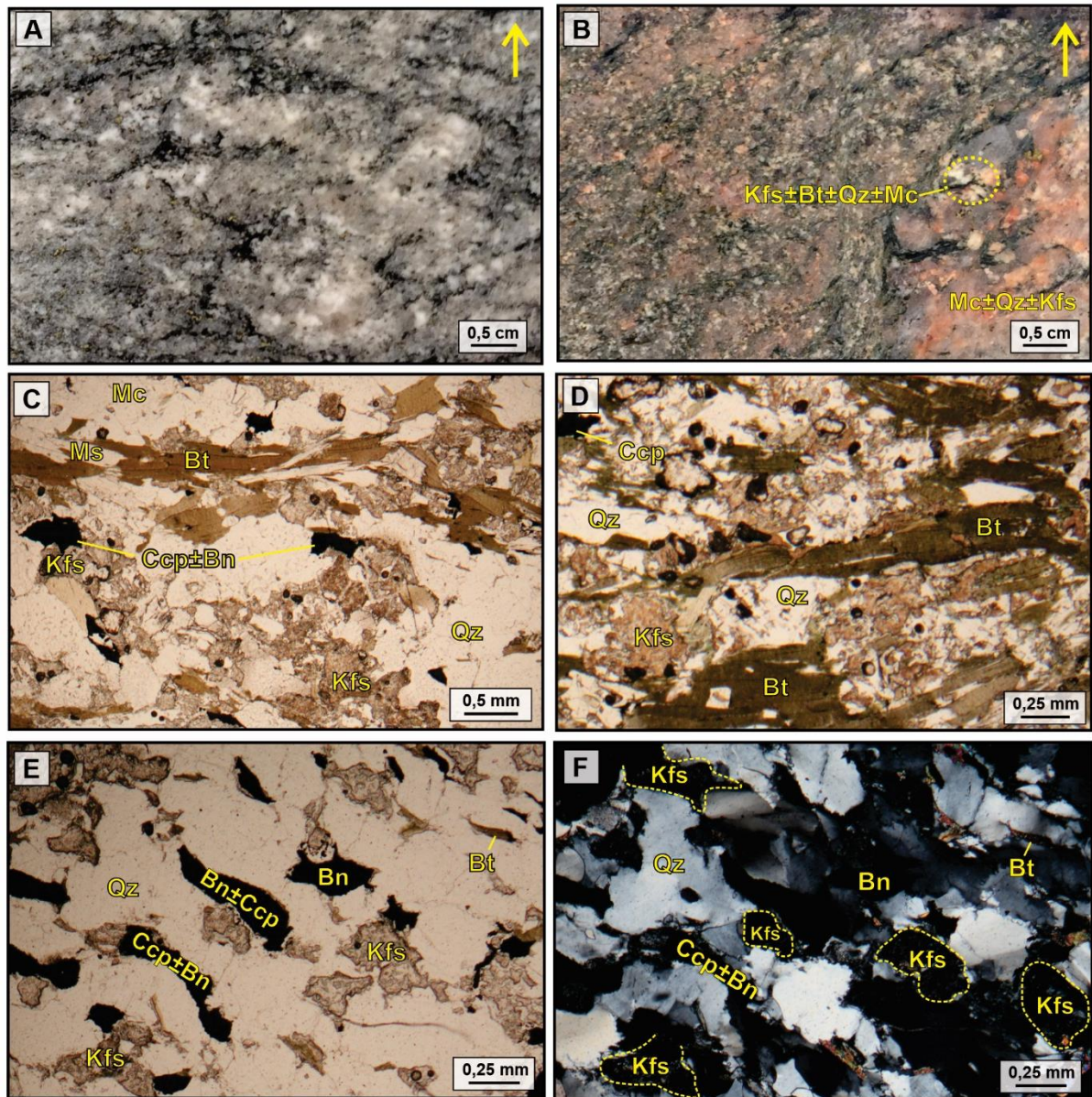


Figura 5.11. A e B) Biotita gnaiss com feldspato potássico caulinitizado (cor branca) pervasivo (BA_10 e BA_17); a seta amarela indica o topo do furo de sondagem | C a F) Fotomicrografias de biotita gnaiss com cristais de caulinita (alteração do feldspato potássico) associados à biotita (C e D) e quartzo (E e F). | C a E: polarizadores descruzados; F: polarizadores cruzados. | Legenda: Bt: biotita; Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Kfs: feldspato potássico; Mc: microclínio; Ms: muscovita; Qz: quartzo.

5.2.2. Alteração potássica com biotita (biotitização)

A biotitização é caracterizada por cristais de biotita subedrais, de hábito lamelar, granulação fina a média, com moderado pleocroísmo de coloração verde oliva a claro (Figuras 5.12B, C e E) ou marrom claro (Figuras 5.12D e F). Ocorre com maior expressividade no biotita gnaisse e biotita-quartzo xisto. A intensidade da alteração varia de fraca a moderada. Diferencia-se da biotita de origem metamórfica pelo fato desta exibir cristais de coloração marrom escura e em textura de sobreposição ao quartzo, o que lhe confere contatos serrilhados.

Os cristais de biotita apresentam fraca a moderada orientação preferencial e marcam a foliação destas rochas. Os litotipos com moderada a intensa biotitização exibem coloração cinza escura nas bandas com maior quantidade de biotita (Figura 5.12A).

A paragênese mineral desta alteração compreende: biotita + calcopirita $\pm$ quartzo $\pm$ feldspato potássico $\pm$ muscovita (I) $\pm$ epidoto (I) $\pm$ magnetita $\pm$ bornita $\pm$ pirita (Figura 5.10). Estes minerais exibem contatos retilíneos com a biotita. A morfologia dos cristais de epidoto e muscovita associados à biotitização são critérios diagnósticos que os diferenciam daqueles gerados na epidotização e muscovitização. Na biotitização, são formados cristais euédricos de epidoto e muscovita de hábito lamelar.

A biotitização possui importante relação com os sulfetos (calcopirita, bornita, pirita); estes, ocorrem em sua maioria associados à biotita em contatos retos e por vezes de maneira intrafoliar. Desta forma, os litotipos com maior quantidade de biotita gerada por processos hidrotermais usualmente apresenta maiores teores de cobre.

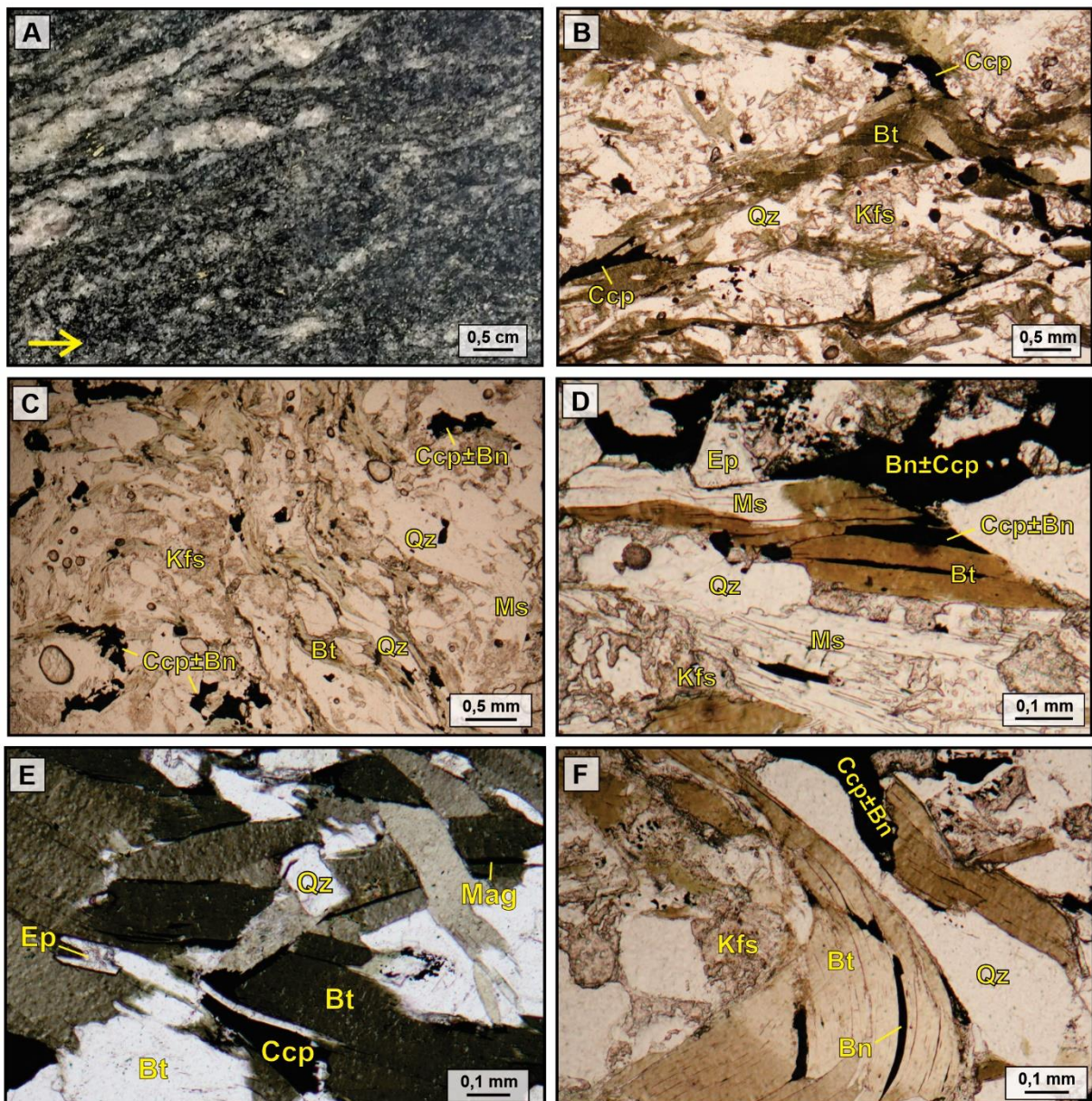


Figura 5.12. A) Biotita gnaiss com biotita pervasiva (BA_2); a seta amarela indica o topo do furo de sondagem. | B e C) Fotomicrografias de biotita gnaiss (BA_2 e BA_17) com biotitização marcada por cristais de biotita subedrais esverdeados a amarronzados; há feldspato potássico e sulfetos associados. | D a F) Fotomicrografias de biotita gnaiss (D e F: BA_10 / E: BA_1) com biotita, sulfetos (calcopirita e bornita), magnetita, muscovita e epidoto em contatos retos. | B a F: Polarizadores descruzados. | Legenda: Bt: biotita; Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Ep: epidoto; Kfs: feldspato potássico; Mc: microclínio; Ms: muscovita; Qz: quartzo.

5.2.3. Muscovitização

A muscovitização pervasiva é reconhecida nas rochas encaixantes, a exemplo do biotita-quartzo xisto, hornblenda-quartzo xisto e muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto. A paragênese característica deste estágio compreende sericita + muscovita. Ambas são subedrais, com formato retangular a alongado, diferenciando-se apenas na granulação: fina a muito fina no caso dos cristais de sericita, e fina na muscovita. Ocorrem sobrepostas ao quartzo e plagioclásio e

não possuem orientação preferencial (Figuras 5.13A a C). No alvo Baru, a muscovitização é identificada com frequência nas rochas epidotizadas.

Ademais, destaca-se a ocorrência da paragênese muscovita $\pm$ quartzo $\pm$ apatita, observada no muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto. A muscovita possui hábito tabular e granulação sutilmente mais grossa em relação àquela que caracteriza a paragênese sericita + muscovita (Figura 5.13D). Levando em conta a ocorrência pontual da associação muscovita + quartzo, não é possível definir com clareza se ela relaciona-se ao mesmo evento de muscovitização ou a um estágio posterior ou anterior.

De maneira geral, os cristais de muscovita que representam o estágio da muscovitização diferenciam-se daqueles de origem metamórfica pelo fato destes apresentarem contatos serrilhados com biotita, quartzo e plagioclásio.

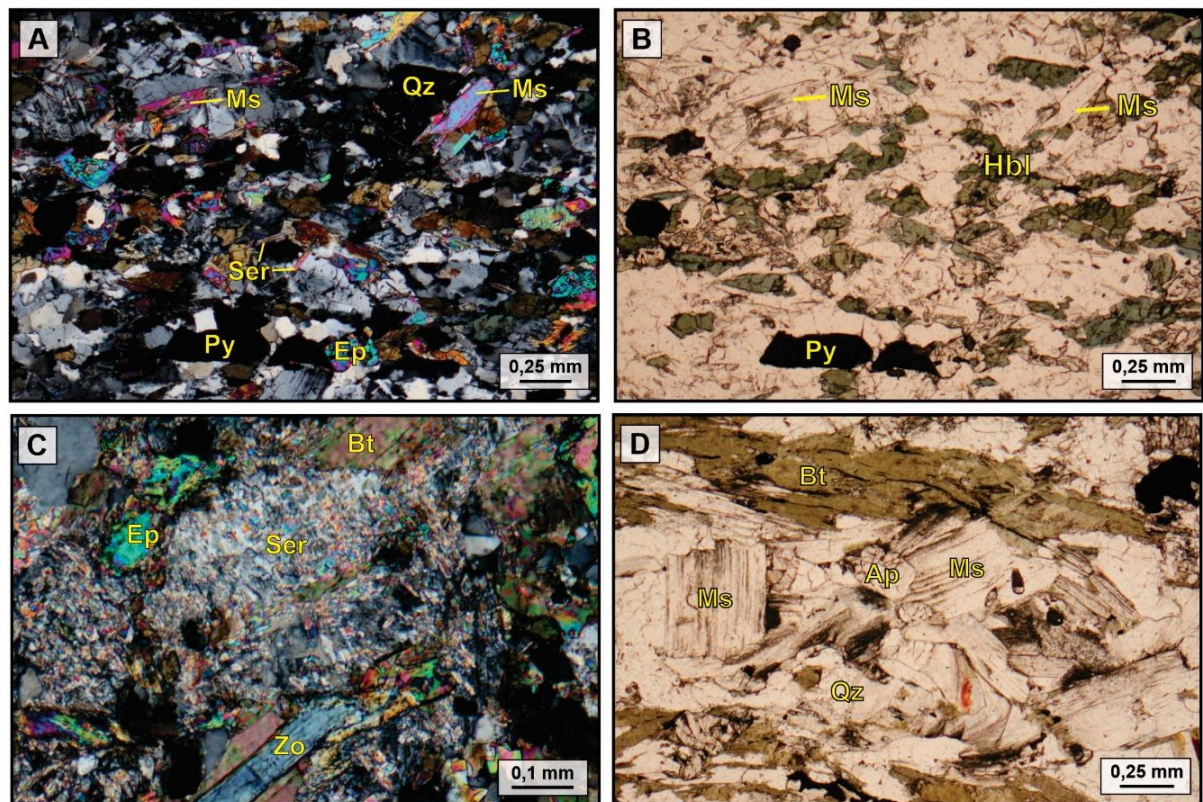


Figura 5.13. A a C) Fotomicrografias de hornblenda-quartzo xisto (A e B: BA_19) e biotita-quartzo-xisto (C: BA_15) com sericita + muscovita em estilo pervasivo, paragênese característica do estágio de muscovitização. D) Fotomicrografia de muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto (BA_21) com muscovitização representada pela paragênese muscovita + quartzo. | A e C: polarizadores cruzados; B e D: polarizadores descruzados. | Legenda: Ap: apatita; Bt: biotita; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda; Ms: muscovita; Py: pirita; Qz: quartzo; Ser: sericita; Zo: zoisita.

5.2.4. Epidotização

A epidotização consiste no último estágio hidrotermal reconhecido no alvo Baru. É caracterizada por cristais de epidoto anedrais, de granulação fina, sobrepostos principalmente

ao quartzo e plagioclásio, em contatos sinuosos a lobulados com estes minerais e com a biotita e hornblenda (Figuras 5.14B a D). A paragênese mineral compreende: epídoto (II) $\pm$ pirita (II) $\pm$ zoisita $\pm$ apatita $\pm$ calcita. A pirita é subedral a anedral, ocorre associada ao epídoto em contatos retos a sinuosos e possui granulação fina (por vezes, média a grossa – Figura 5.14B). Calcita e zoisita ocorrem raramente.

Esta alteração é reconhecida nas rochas encaixantes e sua intensidade varia de fraca a moderada. É responsável pela tonalidade esverdeada em algumas porções dos litotipos (Figura 5.14A).

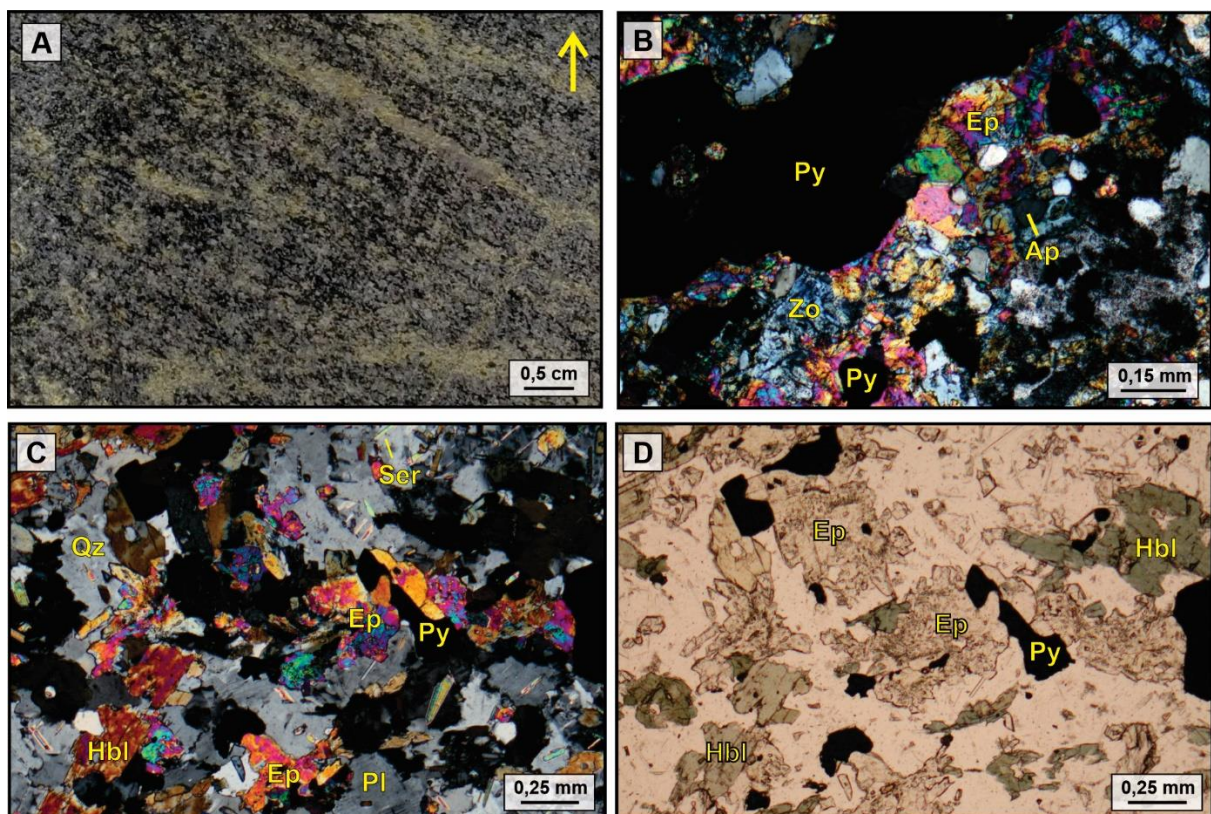


Figura 5.14. A) Biotita-quartzo xisto (BA_15); a tonalidade esverdeada é decorrente do estágio de epidotização; a seta amarela indica o topo do furo de sondagem. | B a D) Fotomicrografias com as associações minerais que caracterizam o estágio de epidotização (B: BA_16; C e D: BA_19). | B e C: polarizadores cruzados; D: polarizadores descruzados. | Legenda: Bt: biotita; Ep: epídoto; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo; Ser: sericita.

5.3. Mineralização

A mineralização cupro-aurífera do alvo Baru é disseminada e os principais minerais de minério são representados por calcopirita e, secundariamente, bornita. A calcopirita está presente na maior parte dos litotipos, em porcentagens variáveis: maiores (3 a 5%) na rocha hospedeira (biotita gnaiss) (Figuras 5.15A a C; E e F), e menores (<2%) nas encaixantes

(Figura 5.15D). A ocorrência de bornita é menos frequente, visto que se restringe apenas ao biotita gnaiss, como mineral traço, ou seja, com aproximadamente 1% quando presente.

Os minerais de minério supracitados associam-se às assembleias biotita $\pm$ quartzo $\pm$ feldspato potássico $\pm$ muscovita (I) $\pm$ epidoto (I) $\pm$ magnetita (Figuras 5.15A a C). Também ocorrem nas porções em que há predominância de quartzo + feldspato potássico (Figura 5.15E), quartzo + microclínio ou quartzo $\pm$ biotita (Figura 5.15F).

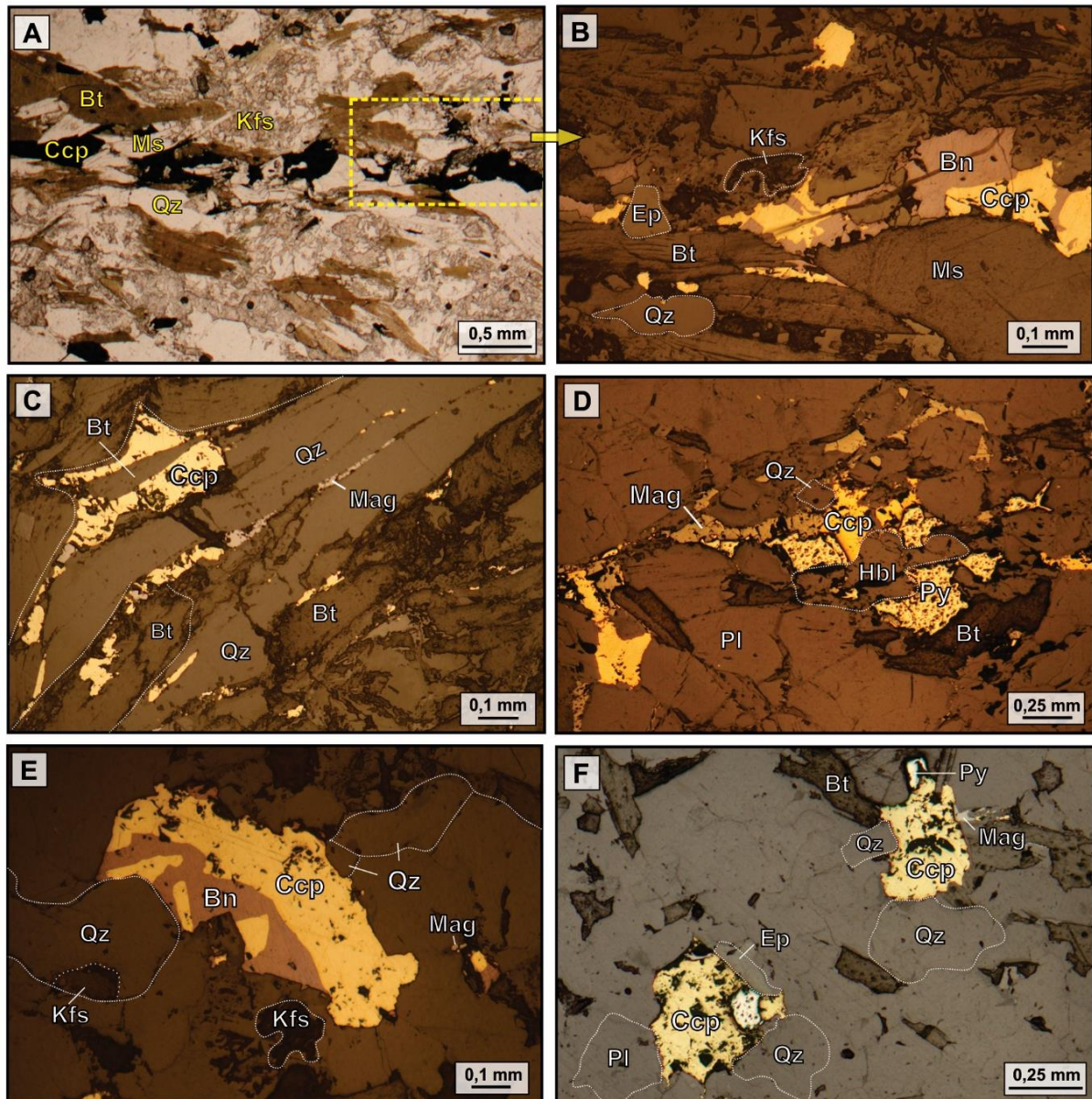


Figura 5.15. Fotomicrografias em luz transmitida (polarizadores descruzados) (Figura A) e luz refletida (Figuras B a F) com a forma de ocorrência dos minerais de minério (calcopirita e bornita). As figuras A a D ilustram a presença de sulfetos no halo com biotita hidrotermal, na rocha hospedeira (Figuras A a C) e encaixante (biotita-anfibólio-quartzo xisto – Figura D). As figuras E e F apresentam a calcopirita $\pm$ bornita e calcopirita $\pm$ pirita em níveis com maior predominância de quartzo, ambas na rocha hospedeira. | A, B e E: BA_10; C e F: BA_1; D: BA_12. | Legenda: Bt: biotita; Bn: bornita; Ccp: calcopirita; Ep: epidoto; Kfs: feldspato potássico; Mag: magnetita; Ms: muscovita; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo.

Os cristais de calcopirita são subedrais a anedrais, granulares, e por vezes alongados segundo a foliação. Apresentam granulação fina a muito fina ($<0,5\text{mm}$) e exibem contatos retilíneos a sinuosos com a biotita, muscovita, quartzo, epídoto e magnetita. Eventualmente ocorrem inclusos na biotita, em textura intrafoliar (Figura 5.15B), e no quartzo (Figura 5.15C). Bornita e pirita (Figuras 5.15B, D, E e F) se associam com frequência à calcopirita, em contatos retos a sinuosos. A bornita tem características semelhantes à calcopirita, diferenciando-se pelo fato de que não apresenta associação com a pirita; raramente ocorre não associada à calcopirita.

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) possibilitou o reconhecimento de inclusões de galena e esfalerita com granulação muito fina nos cristais de calcopirita e bornita. (Figuras 5.16A e B). Também há ocorrência de $\text{Ag} \pm \text{Se}$ (Figura 5.16D) e $\text{Ag} \pm \text{Cd}$ (Figuras 5.16E e F) nas bordas ou interior da calcopirita. Pontualmente há $\text{Pd} + \text{Pt}$ (Figura 5.16C).

A identificação de cristais com ouro em sua composição também só foi possível a partir do microscópio eletrônico de varredura (MEV), em decorrência da granulação muito fina ($<10\mu\text{m}$). O ouro ocorre exsolvido a prata (*electrum*) (Au entre 55,62% a 84,15%) (Figura 5.17). Há cristais de Ag com Au, localmente com paládio (Figura 5.17B) e cádmio (Figura 5.17H), em que as porcentagens de Ag são maiores que as de Au (Ag entre 48,42% a 80,45%),

O *electrum* e cristais de Ag com Au apresentam formato arredondado a ovalado e estão associados às bordas da calcopirita e bornita (Figuras 5.17 A a D), ou às intersecções entre cristais de calcopirita-bornita (Figura 5.17H) ou calcopirita-pirita (Figuras 5.17E a G), em contatos retilíneos.

Deste modo, a mineralização cupro-aurífera do alvo Baru é representada por duas paragêneses minerais, as quais se diferenciam pela associação de bornita ou pirita aos cristais de calcopirita: (1) calcopirita $\pm$ bornita $\pm$ magnetita $\pm$ ouro (*electrum*) $\pm$ esfalerita $\pm$ galena; e (2) calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita $\pm$ ouro (*electrum*) $\pm$ esfalerita $\pm$ galena.

Com base na evolução paragenética apresentada na Figura 5.10 e na assembleia mineral a qual os minerais de minério estão associados, nota-se uma forte relação da mineralização com os estágios hidrotermais de geração de feldspato potássico hidrotermal e biotitização (alterações potássicas). A observação da forma de ocorrência do ouro, assim como esfalerita, galena e prata, permite posicioná-los na evolução do sistema hidrotermal do alvo Baru (Figura 5.18).

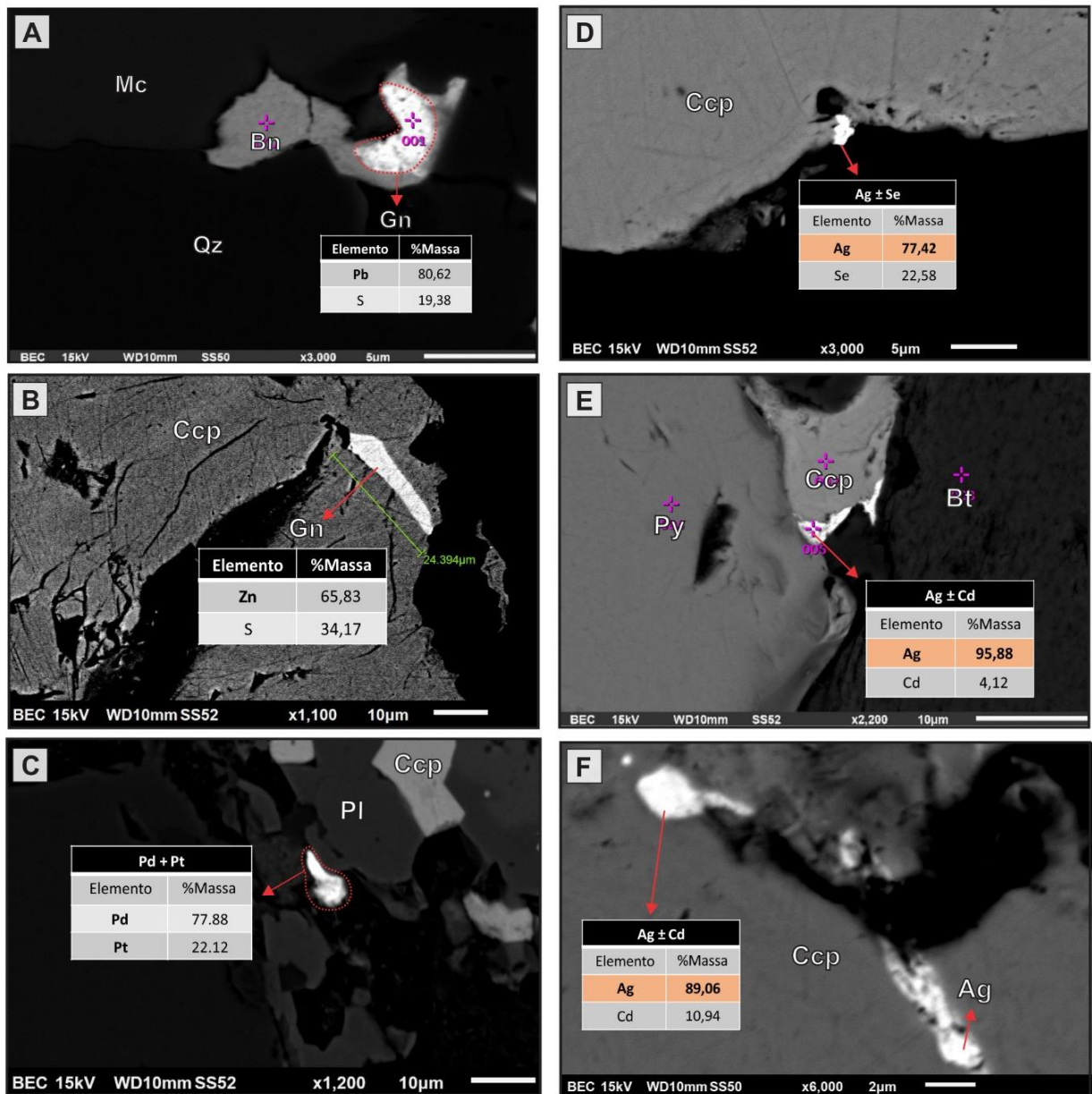


Figura 5.16. Fotomicrografia de elétrons retroespalhados: cristais de esfalerita (A), galena (B), e prata (Ag ± Se; Ag ± Cd) (D a F) nas bordas ou inclusos na calcopirita, e localmente na bornita. A Figura C apresenta Pd + Pt associado a um plagioclásio. | A: BA_17; B, C, D: amostra BA_2; E: BA_1; F: BA_10. | Legenda: Bn: bornita; Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Gn: galena; Mc: microclínio; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo; Sp: esfalerita.

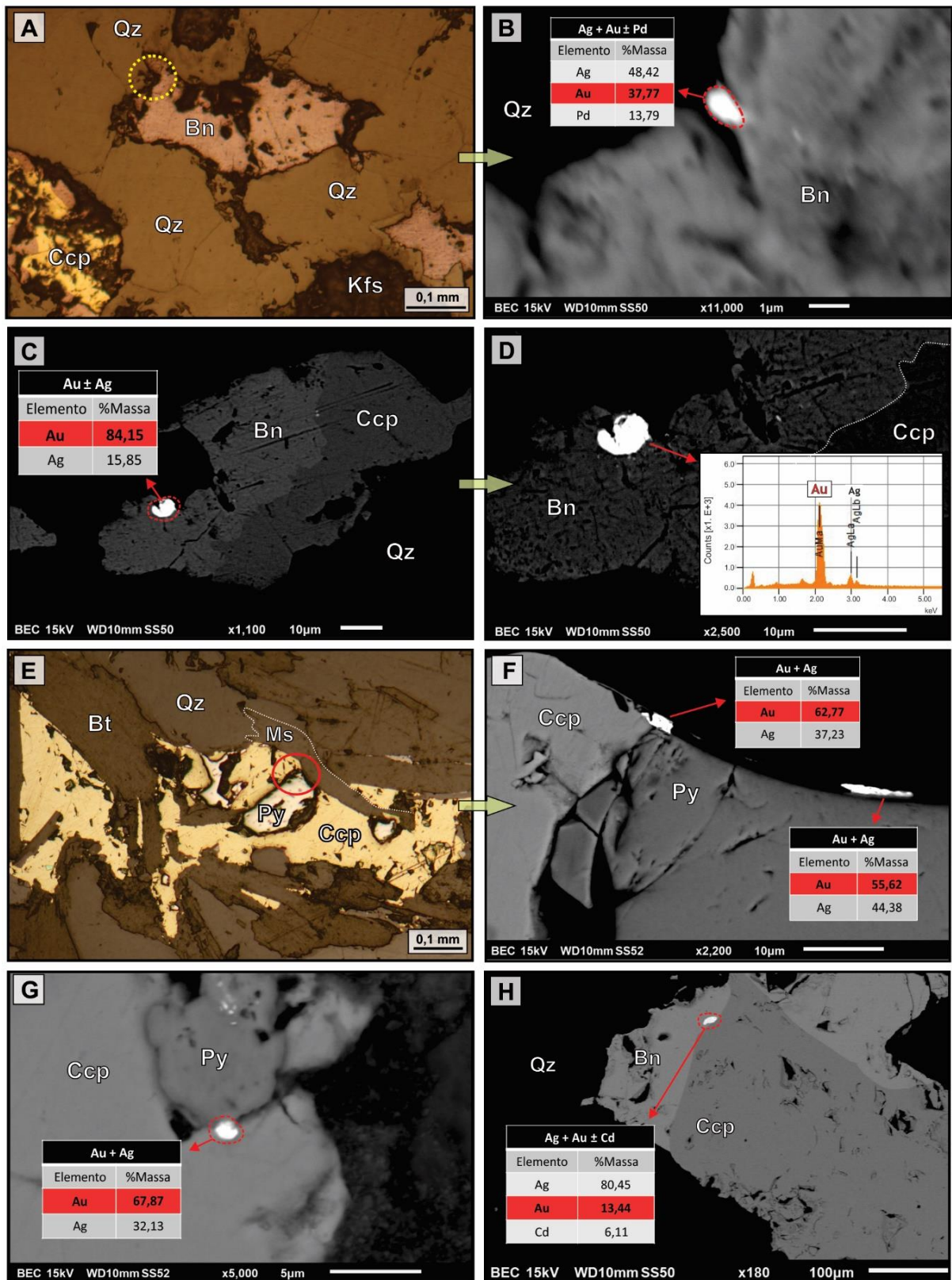


Figura 5.17. A e B) Fotomicrografia em luz refletida e de elétrons retroespalhados com cristal de Ag + Au ± Pd na borda de cristal de bornita. C e D) Fotomicrografias de elétrons retroespalhados com Au *electrum* na borda de um cristal de bornita associado à calcopirita; o gráfico representa o espectro mineral gerado no EDS (espectroscopia por dispersão de energia de raios-X). E e F) Fotomicrografia em luz refletida e de elétrons retroespalhados, com cristais Au *electrum* na intersecção entre calcopirita-pirita e na borda da pirita. G e H) Fotomicrografias de elétrons retroespalhados com Au-Ag e Ag-Au-Cd nas intersecções calcopirita-pirita e calcopirita-bornita, respectivamente. | Legenda: Bn: bornita; Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Kfs: feldspato potássico; Ms: muscovita; Py: pirita; Qz: quartzo.

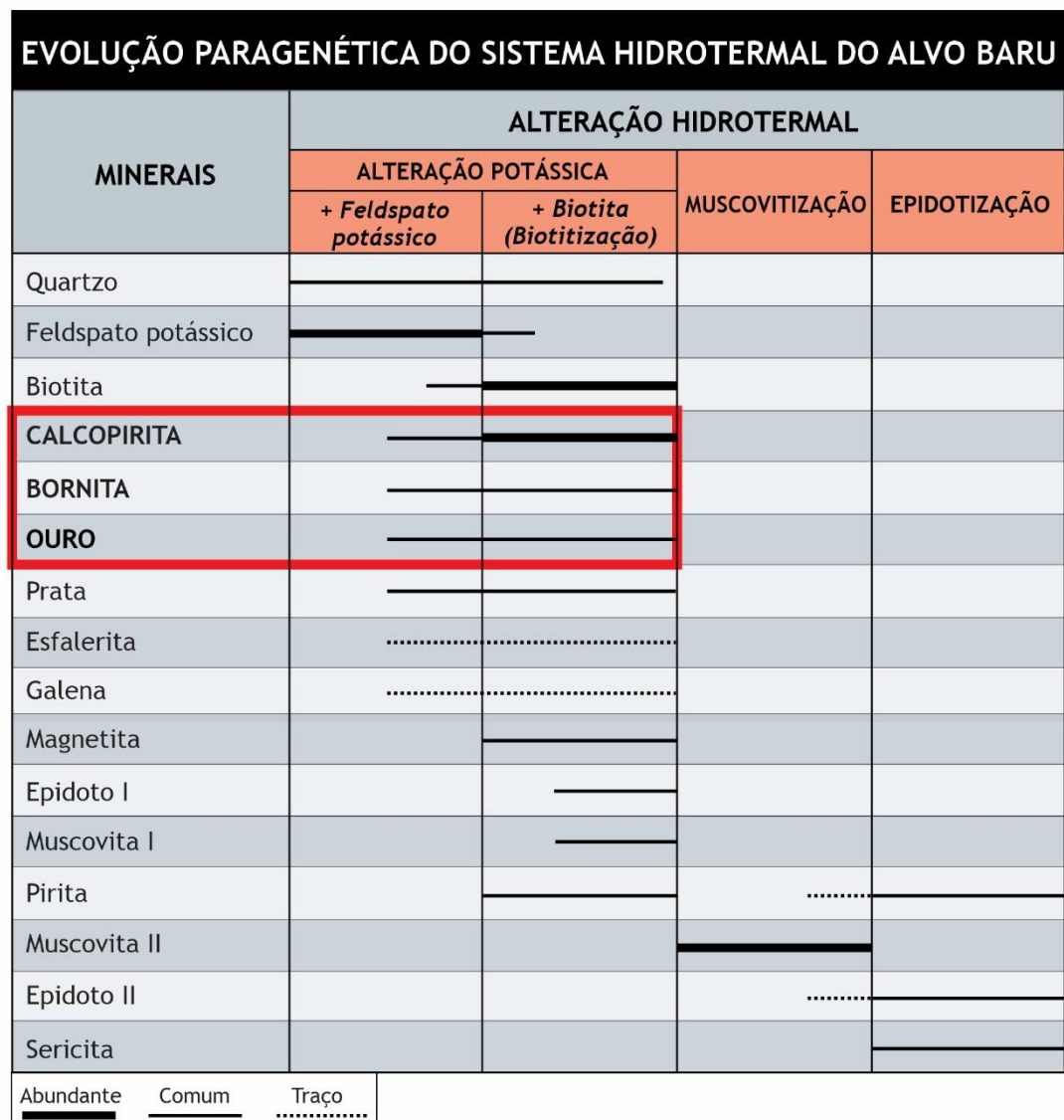


Figura 5.18. Evolução paragenética proposta para o alvo Baru, com destaque para o estágio da mineralização, ao qual calcopirita, bornita e ouro estão associados.

6. DISCUSSÃO

6.1. Litotipos e ambiente geológico

O alvo Baru é caracterizado por oito litotipos: (i) biotita gnaiss; (ii) biotita-quartzo xisto; (iii) muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto; (iv) hornblenda-quartzo xisto; (v) granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto; (vi) metagranodiorito; (vii) metadacito; (viii) quartzo anfibolito. A discussão relacionada a evolução dos protólitos é incerta, se considerado apenas a petrografia, além das inúmeras modificações desenvolvidas nos eventos de alteração hidrotermal e metamorfismo. Contudo, é possível definir algumas hipóteses, em decorrência de evidências texturais, composicionais e de relações entre os minerais.

Os litotipos supracitados podem ser divididos em quatro grupos principais, com base nas hipóteses de protólito sugeridas, além da correlação com a geologia do Arco Magmático de Mara Rosa proposta por Arantes et al. (1991) e Viana et al. (1995). São eles: (i) sequência metavulcânica; (ii) sequência metassedimentar; (iii) ortognaiss; (iv) intrusivas tardi a pós-orogênicas.

A sequência metavulcânica é representada pelo biotita-quartzo xisto. A Figura 5.4D mostra este litotipo em um contexto menos deformado; nela, é possível observar cristais de quartzo e plagioclásio arredondados a ovalados, de granulação fina, englobados por cristais de biotita. O quartzo e plagioclásio aparentam corresponder a uma herança textural do protólito, de origem vulcânica a subvulcânica. Em adicional, a composição modal representada por quartzo (30%) e plagioclásio (15%) é indício de vulcânica de composição intermediária. Ademais, destaca-se grandes concentrações de titanita nesta porção possivelmente derivada do protólito vulcânico (mineral acessório). O biotita-quartzo xisto, dentre todos os litotipos, consiste na rocha com granulação mais fina reconhecida no alvo.

A presença de almandina no almandina-hornblenda-biotita-quartzo xisto, o qual não possui evidências de metamorfismo de contato, sugere um protólito de origem aluminosa. O mesmo acontece no caso do muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto, que possui uma assembleia mineral aluminosa caracterizada por cianita + muscovita. Em virtude da ocorrência marcante de minerais desta composição, estes litotipos eventualmente estão relacionados à sequência metassedimentar do Arco Magmático de Mara Rosa. No contexto do depósito de Chapada, Oliveira et al. (2015) sugere que a geração de cianita está associada ao metamorfismo de produtos hidrotermais com quartzo e pirofilita.

A maior quantidade de hornblenda (~20%) no hornblenda-quartzo xisto em relação às outras rochas e a granulação média a grossa dos cristais sugere que o protólito deste litotipo

tenha origem sedimentar de composição cálcica-argilosa, possivelmente uma marga. Desta forma, também se enquadra no contexto da sequência metassedimentar.

No biotita gnaisse não foi possível identificar evidências concretas da origem paraderivada ou ortoderivada. Contudo, a segunda hipótese aparenta ser mais coerente ao se considerar sua assembleia quartzo-feldspática, a qual não possui minerais aluminosos metamórficos, tais como granada e muscovita.

O metagranodiorito, metadacito e quartzo anfibolito estão associados provavelmente aos corpos rochosos tardios reconhecidos no Arco Magmático de Mara Rosa, os quais, de acordo com Viana et al. (1995) e Junges et al. (2002), possuem origem ígnea e composição básica a ácida e intrudem as rochas supracrustais e ortognaisse da região.

6.2. Metamorfismo

Os eventos de metamorfismo regional mencionados por Oliveira (2009) e Oliveira et al. (2015) para a região do depósito de Chapada são reconhecidos nas assembleias metamórficas das rochas que compõem o alvo Barú. O contexto metamórfico do depósito de Chapada consiste em um evento inicial, em fácies anfibolito, com posterior retrometamorfismo em fácies xisto verde (Richardson et al., 1986; Kuyumjian, 1989; Junges et al., 2002).

O evento inicial, em fácies anfibolito, é reconhecido na assembleia metamórfica de todos os litotipos, os quais, em sua maioria, enquadram-se na zona de transição xisto verde superior – anfibolito inferior. No granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto é representado por hornblenda + biotita + almandina; no muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto pela presença de cianita; no hornblenda-quartzo xisto por hornblenda + plagioclásio $\pm$ biotita; no biotita gnaisse e biotita-quartzo xisto por quartzo + microclínio + plagioclásio + biotita + hornblenda; no metagranodiorito por plagioclásio + hornblenda; no quartzo anfibolito por hornblenda + plagioclásio $\pm$ epidoto e no metadacito, pela granada. A presença de cianita estaria possivelmente relacionada ao pico metamórfico do alvo, em fácies anfibolito médio (zona da cianita) (Figura 6.2), considerando as condições de pressão intermediária (9 kbar) definidas por Richardson et al. (1986) e Kuyumjian (1989) para este estágio.

O retrometamorfismo é identificado pelas seguintes evidências: (i) geração de clorita a partir da substituição parcial da biotita (Figura 6.1A); (ii) alteração da hornblenda para biotita, com consequente liberação de cálcio, o qual é empregado na formação de epidoto (Figura 6.1B); (iii) presença de sericita bordejando cristais de cianita fraturados (Figuras 6.1C e D). Ademais, a geração de caulinita a partir do feldspato potássico derivado do estágio de alteração potássica

pode estar relacionada ao retrometamorfismo, visto que o microclínio, de origem metamórfica, não apresenta feições de alteração, evidência que exclui a hipótese intempérica.

A partir dos minerais gerados nestes processos é possível definir que o evento metamórfico regressivo no alvo Baru atinge fácies xisto verde baixo (zona da clorita) (Figura 6.2).

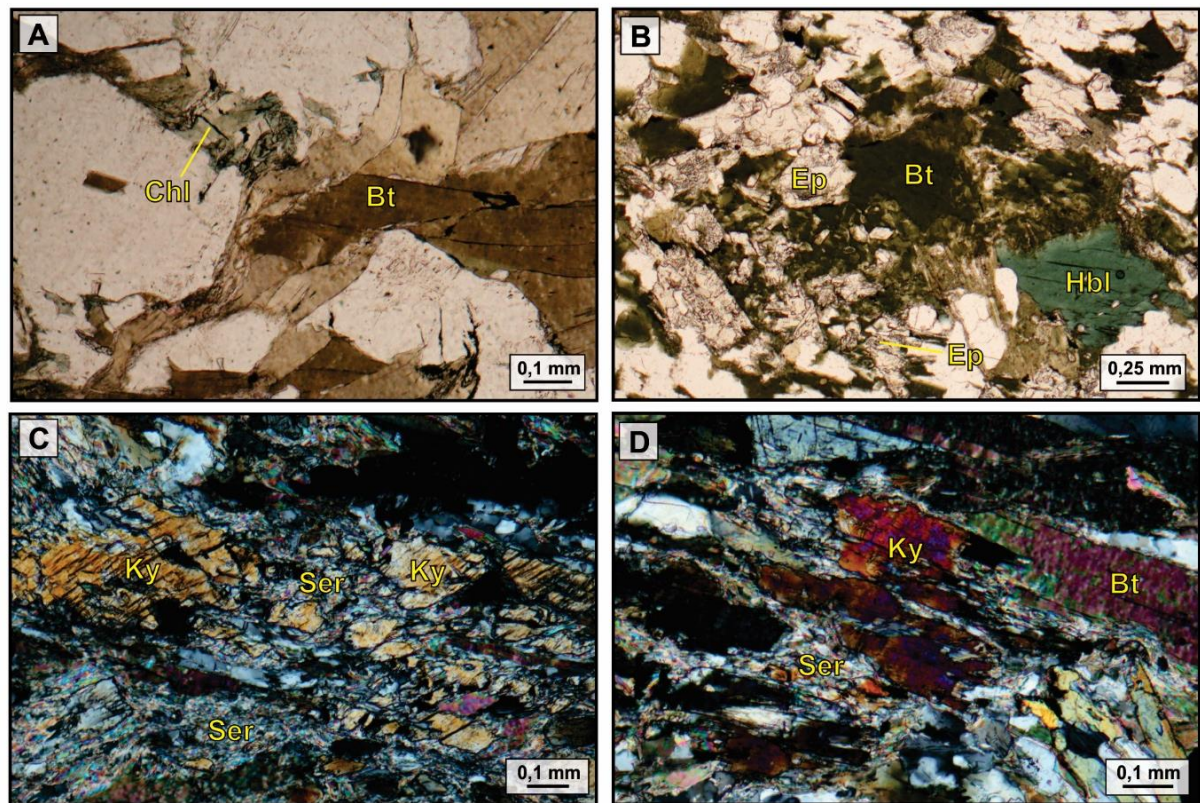


Figura 6.1 Fotomicrografias com evidências de retrometamorfismo nos litotipos do alvo Baru. A) Geração de clorita nas bordas nos cristais de biotita (BA_11 – biotita gnaiss); B) Biotita + epidoto formados a partir do retrometamorfismo da hornblenda, no metagranodiorito (BA_3); C e D) Sericita nas bordas dos cristais de cianita no muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto (BA_20). | A e B: polarizadores descruzados; C e D: polarizadores cruzados. | Legenda: Bt: biotita; Chl: clorita; Ep: epidoto; Ky: cianita; Hbl: hornblenda; Ser: sericita.

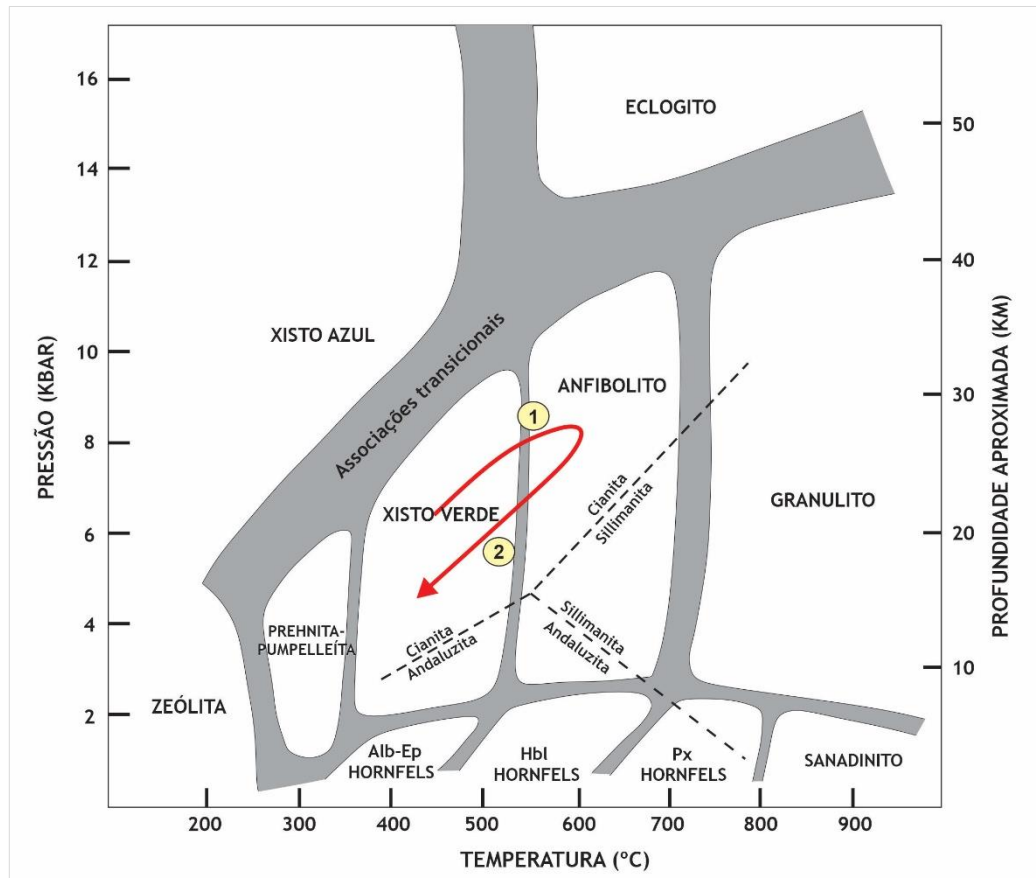


Figura 6.2. Diagrama pressão x temperatura com os limites graduais das fácies metamórficas. A seta vermelha indica a evolução do metamorfismo no alvo Baru: 1) progressivo, em fácies anfibolito; 2) regressivo, em fácies xisto verde. Modificado de Yardley (1989).

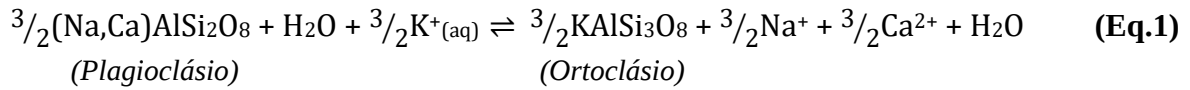
6.3. Alteração hidrotermal

As rochas do alvo Baru, tanto hospedeira quanto encaixantes, estão afetadas por alterações hidrotermais em estilo pervasivo e intensidades distintas, que se sobrepõem no tempo e espaço. O desenvolvimento dos halos hidrotermais encontradas no alvo reflete a evolução do fluido e suas variações físico-químicas durante a interação com os litotipos.

O estágio inicial do sistema hidrotermal é representado pela geração de feldspato potássico e, posteriormente, biotitização, as quais enquadram-se na alteração potássica (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010). Esta alteração representa a passagem de fluidos aquosos de alta temperatura (de maneira geral, 450 a 600°C) e pH neutro a alcalino (≥ 7), enriquecidos em K^+ (Robb, 2005; Pirajno, 2009) (Figura 6.3 e 6.4). Logo, as assembleias que constituem a alteração potássica se desenvolvem em decorrência de um processo de adição de K^+ no sistema.

O primeiro estágio da potassificação é caracterizado pela geração de feldspato potássico (ortoclásio) a partir da alteração de feldspatos primários (microclínio e plagioclásio), em condições de mais alta temperatura (500-600°C) (Robb, 2005). Neste caso, considerando a

alteração do plagioclásio, por exemplo, ocorre a substituição do Na^+ ou Ca^+ deste mineral, por K^+ , para a geração do ortoclásio (Equação 1).



A biotitização ocorre em condições de temperatura em torno de 450 a 500°C (Brimhall et al., 1985; Pirajno, 2009), menores em relação ao feldspato potássico hidrotermal, e consiste na alteração da hornblenda primária por biotita a partir da substituição de Ca^+ por K^+ .

O segundo estágio hidrotermal compreende a muscovitização, análoga à alteração sericítica, devido à paragênese mineral constituída por sericita + muscovita $\pm$ quartzo (Pirajno, 2009). A alteração sericítica ocorre em condições de rebaixamento de temperatura e acidificação do fluido (diminuição do pH e aumento da $a\text{H}^+$) (Figura 6.3 e 6.4). O processo de geração da muscovita e quartzo consiste na hidrólise dos feldspatos primários e hidrotermais, reação que envolve a lixiviação de álcalis do sistema (rebaixamento da $a\text{Na}^+$ e $a\text{Ca}^{2+}$) (Equação 2) (Robb, 2005).

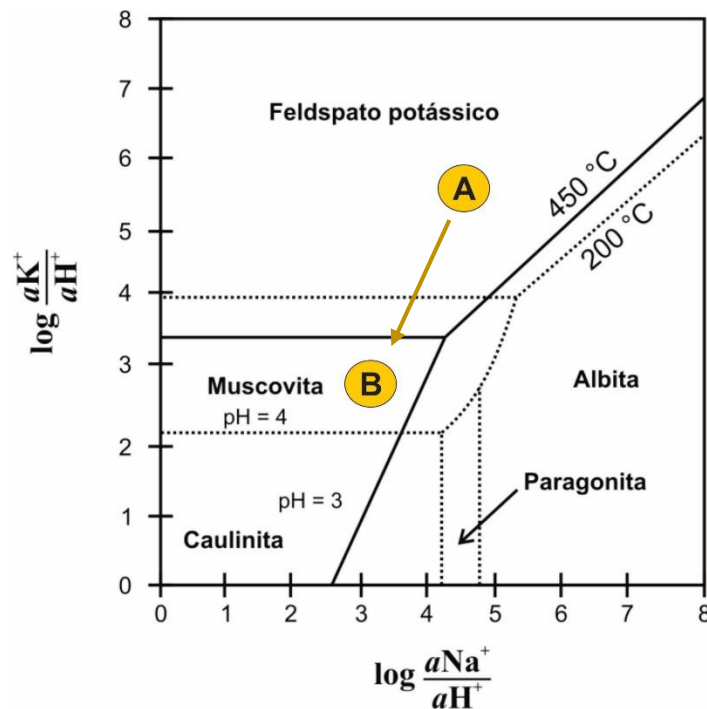
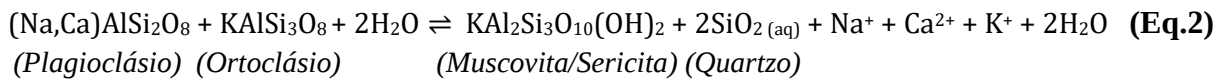


Figura 6.3. Diagrama de estabilidade mineral (Burnham & Ohmoto, 1980; Beane & Titley, 1981). Nota-se redução das razões ($a\text{K}^+/a\text{H}^+$) e ($a\text{Na}^+/a\text{H}^+$) na passagem da alteração potássica (A) para a alteração sericítica (B).

A epidotização consiste no estágio mais tardio da evolução hidrotermal no alvo Baru. Em virtude da paragênese epidoto $\pm$ pirita $\pm$ zoisita $\pm$ calcita, este estágio poderia estar associado a uma alteração propilítica, de âmbito mais regional, frio e oxidante. Entretanto, essa hipótese não se mostra conclusiva, visto a ausência de clorita hidrotermal na paragênese supracitada, embora não seja descartada. Esta alteração corresponde ao encerramento e resfriamento do sistema hidrotermal e representa condições de baixas a moderadas temperaturas (200 a 350°C), pH fracamente ácido a neutro e baixas razões fluido-rocha (Robb, 2005) (Figura 6.4). A paragênese mineral de composição cálcica provavelmente é decorrente da concentração de Ca^{2+} no fluido, cátion liberado nas reações hidrotermais anteriores (Equação 1 e 2).

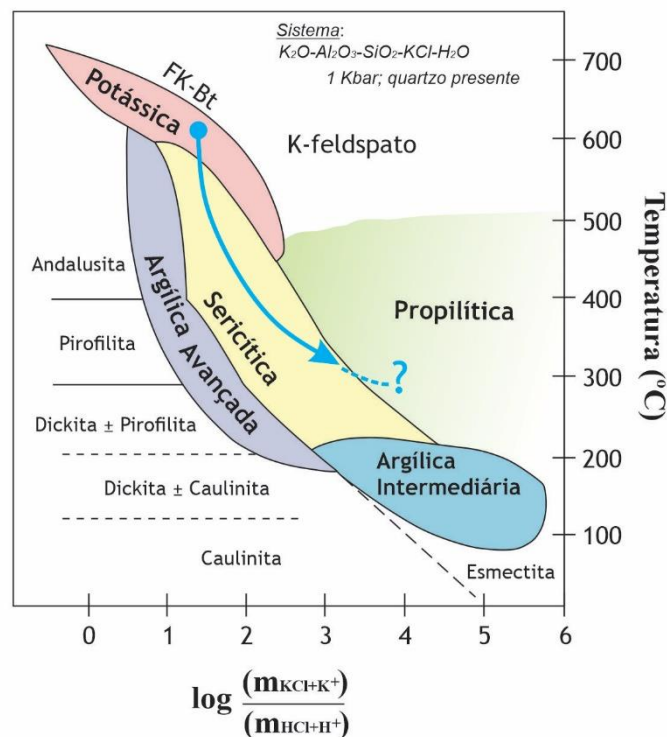


Figura 6.4. Diagrama de fase para o sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}-\text{HCl}$ (para $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ kbar; Seedorff et al., 2005), do $\log (m_{\text{KCl}+\text{K}+})/(m_{\text{HCl}+\text{H}+})$ em função da temperatura, em que se observa a trajetória evolutiva e simplificada do sistema hidrotermal do alvo Baru (seta azul). A associação da epidotização com a alteração propilítica não é conclusiva, visto a ausência de clorita na paragênese hidrotermal deste estágio.

6.4. Mineralização e condições físico-químicas

A mineralização cupro-aurífera do alvo Baru associa-se à alteração potássica, a qual é representativa de condições de temperatura elevada e pH neutro a alcalino. Assim como apresentado no tópico 5.3, o minério do alvo Baru exhibe duas paragêneses, as quais diferenciam-se apenas pela presença de bornita ou pirita. A primeira, comumente associada aos teores mais elevados, é representada por calcopirita $\pm$ bornita $\pm$ magnetita $\pm$ ouro (*electrum*) $\pm$

esfalerita $\pm$ galena; e a segunda por calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita $\pm$ ouro (*electrum*) $\pm$ esfalerita $\pm$ galena. Em ambas, a calcopirita é o sulfeto e mineral de minério predominante.

A Figura 6.5 define os “estados de sulfetização” do fluido hidrotermal em um diagrama fugacidade de enxofre (f_{S_2}) x temperatura, de acordo com as assembleias de sulfetos estáveis. Como observado nas paragêneses supracitadas, no alvo Baru não há pirita e bornita em paragênese mineral. Desta forma, a linha de estabilidade pirita + bornita (*high sulfidation*) não é representativa da área de estudo. O domínio que compreende a ocorrência de calcopirita e pirita consiste na assembleia mais característica para o alvo Baru. Logo, os fluidos hidrotermais responsáveis pela precipitação dos sulfetos apresentam condições do tipo *intermediate sulfidation*. Cabe ressaltar que os termos *sulfidation* (e seus qualificadores: *high* e *intermediate*) expressam apenas o potencial geoquímico do enxofre no fluido (condições do fluido) e, portanto, não remetem ao clássico modelo dos sistemas epitermais de metais base e preciosos.

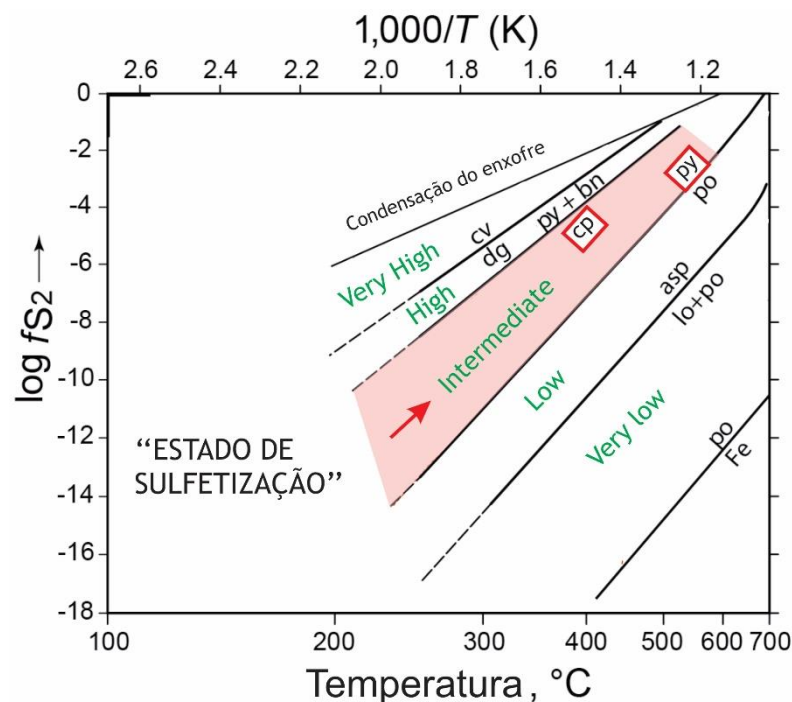


Figura 6.5. Diagrama com os diferentes “estados de sulfetização” do fluido hidrotermal em relação à f_{S_2} (fugacidade de enxofre) e temperatura, com base na estabilidade de assembleias minerais de sulfetos. Os retângulos vermelhos indicam a assembleia observada no alvo Baru (calcopirita + pirita); logo, é possível concluir que o alvo em questão está relacionado a passagem de fluidos hidrotermais do tipo *intermediate sulfidation*. Legenda: asp (arsenopirita), bn (bornita), cp (calcopirita), cv (covellita), dg (digenita), lo (loellingita), po (pirrotita), py (pirita). Modificado de Fontboté et al. (2017).

O gráfico apresentado na Figura 6.6 posiciona as curvas de solubilidade do ouro em relação à fugacidade de oxigênio (f_{O_2}) e pH. Considerando a paragênese do minério com pirita do alvo Baru, sugere-se que a redução da solubilidade do ouro e sua consequente precipitação ocorreu através de um fluido de caráter alcalino e condições de diminuição da fugacidade de

oxigênio, em decorrência da presença de magnetita na assembleia mineral. Esta possível evolução reafirma a hipótese de precipitação do minério em condições mais alcalinas, visto sua associação com a alteração potássica.

Segundo Kesler et al. (2002) e Sillitoe (2010), em depósitos do tipo pórfiro, os maiores teores de ouro comumente associam-se aos domínios com a presença de bornita, quando presente. No alvo Baru, a paragéneses calcopirita + bornita está relacionada estritamente ao feldspato potássico hidrotermal e à biotitização e, portanto, é representativa de elevadas temperaturas. Neste contexto, a precipitação do ouro pode ter estado relacionada a diminuição de temperatura do sistema. Kesler et al. (2002) sugere que o ouro é exsolvido de sulfetos do sistema Cu-Fe-S durante o resfriamento do fluido hidrotermal. Essa hipótese pode ser considerada para o alvo Baru, ao se avaliar um sistema hidrotermal em contínuo rebaixamento de temperatura (Figura 6.4).

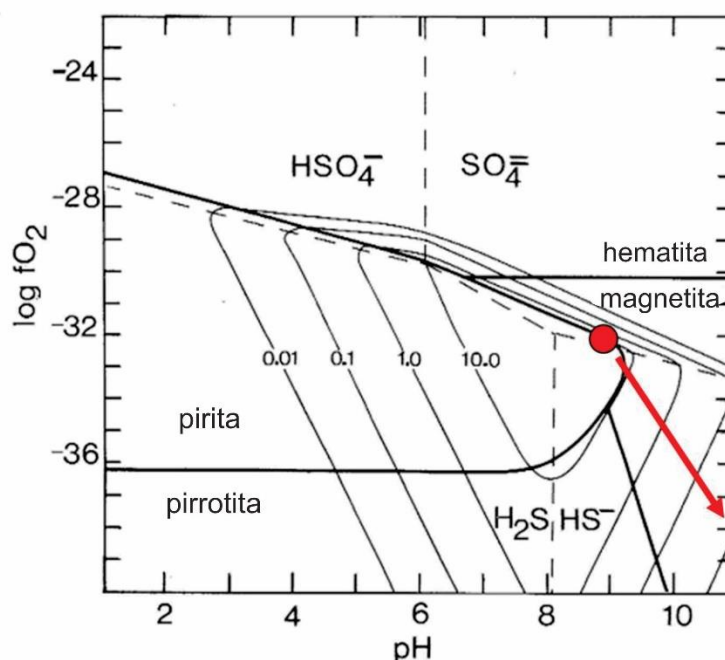


Figura 6.6. Diagrama de pH x f_{O_2} (fugacidade de oxigênio) (Skirrow, 2004). Considerando a paragéneses calcopirita ± pirita ± magnetita ± ouro (*electrum*) ± esfalerita ± galena, a seta vermelha indica a possível variação de condições físico químicas (evolução do fluido) responsáveis pela precipitação do ouro, a qual envolve condições alcalinas e redução da fugacidade de oxigênio.

6.5. Modelo genético

A mineralização cupro-aurífera no alvo Baru apresenta os seguintes atributos geológicos: (i) rocha hospedeira (biotita gnaiss) com teores moderados de cobre e ouro (> 0,3% Cu e 0,3 g/t Au); (ii) associação com alteração potássica (em especial, à biotitização); (iii) mineralização disseminada representada por paragéneses com calcopirita como o mineral de

minério dominante, além de possuírem bornita (paragênese I) e pirita (paragênese II) associadas; (iv) presença de magnetita em ambas paragêneses; (v) ouro (*electrum*) associado à borda dos sulfetos (calcopirita e bornita) ou à interseção calcopirita-bornita ou calcopirita-pirita; (vi) ocorrência secundária de sulfetos nos níveis de quartzo+microclínio; (vii) mineralização associada a fluidos hidrotermais de alta temperatura, alcalinos e de sulfetização intermediária (*intermediate sulfidation*).

Ademais, aspecto adicional e marcante no alvo Baru consiste no zoneamento metalífero condicionado pela alteração hidrotermal, a qual é bem definida no tempo e espaço (Figura 6.7). As zonas estéreis ocorrem como um halo externo, caracterizado por pirita $\pm$ calcopirita e associam-se às rochas encaixantes e aos estágios de muscovitização e, principalmente, epidotização, mais tardios na evolução do sistema. Este pacote envelope o núcleo de alto teor, que compreende a rocha hospedeira e a alteração potássica (estágio inicial) e é marcado pela predominância de calcopirita, associada com pequenas quantidades de bornita na região mais interna (alteração potássica com feldspato potássico + biotitização) e pirita na parte mais externa (biotitização).

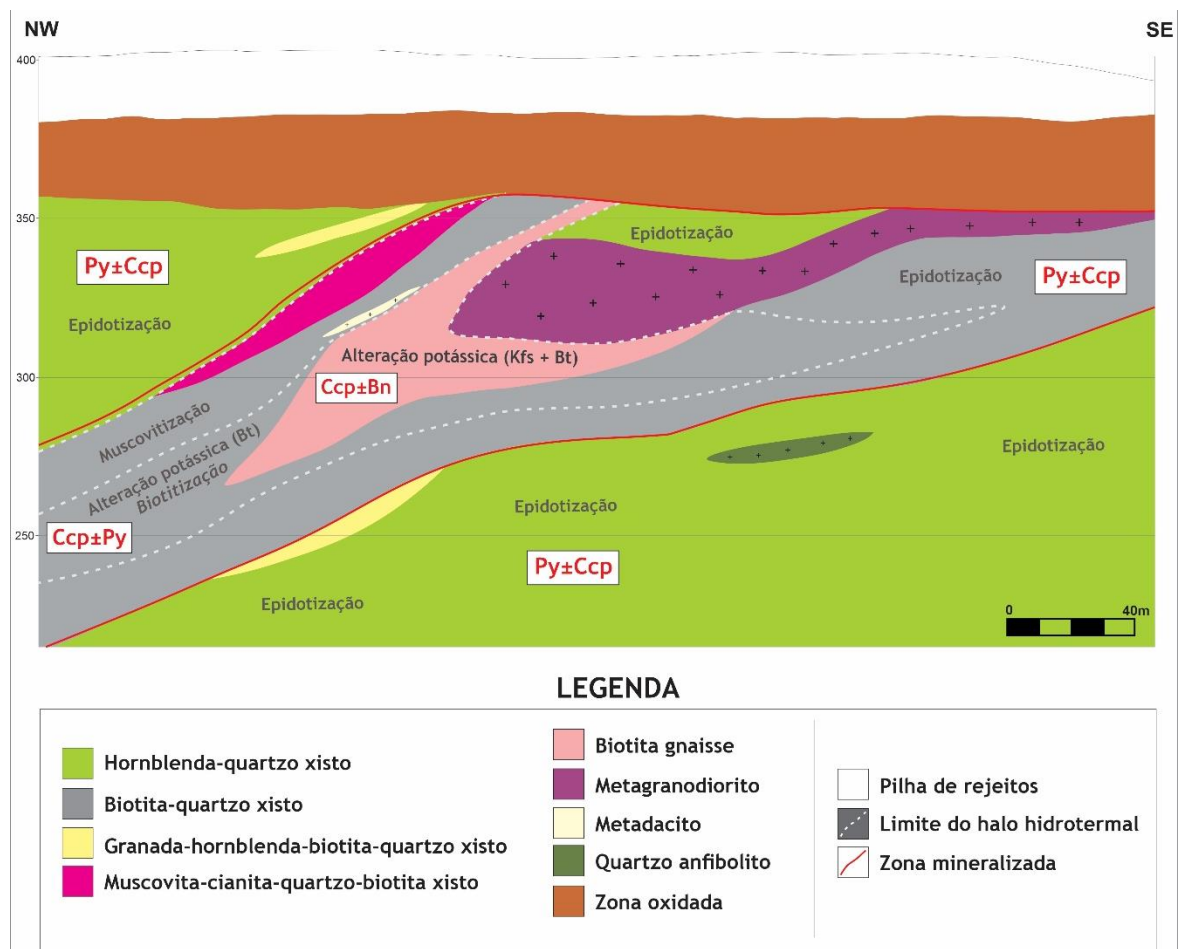


Figura 6.7 Zoneamento hidrotermal do alvo Baru, o qual condiciona as associações de sulfetos presentes. Legenda: Py (pirita); Ccp (calcopirita); Bn (bornita).

Considerando as características acima, o alvo Baru apresenta similaridades com depósitos do tipo Cu-Au pórfiro (Seedorf et al., 2005; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010). Esta tipologia de depósito está associada principalmente aos cinturões orogênicos e é caracterizada por baixos a moderados teores de cobre e ouro (0,2% a 2,0% Cu); (0,2 a 2,0 g/t Au) (Sinclair, 2007). Os depósitos cobre tipo pórfiro enquadram-se no contexto de sistemas magmáticos-hidrotermais e são formados através da percolação de fluidos de alta temperatura derivados da cristalização de magmas cálcio-alcálicos (série da magnetita) que geram granitoides de textura em sua maioria porfirítica. Essas rochas usualmente exibem tanto fases acessórias quanto halos hidrotermais com magnetita (magmas oxidados) (Robb, 2005; Seedorf, 2005; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010).

Assim como observado no alvo Baru, os depósitos do tipo pórfiro exibem um zoneamento da alteração hidrotermal marcante e que ocorre em larga escala. Este zoneamento ocorre verticalmente e é caracterizado, da porção mais profunda para o topo, pelos seguintes halos hidrotermais: sódico-cálcico, potássico, clorítico-sericítico, sericítico e argílico avançado. As alterações clorítica e propilítica ocorrem de forma distal, margeiam o pacote supracitado e são características de níveis rasos e profundos, respectivamente (Sillitoe, 2010) (Figura 6.8). Contudo, em decorrência dos dobramentos isoclinais recumbentes que afetaram a área de estudo (evento D_n) (Junges et al., 2002), este zoneamento no alvo Baru desenvolve-se de maneira horizontal, como observado na Figura 6.7. Isto é, o domínio da alteração potássica, por exemplo, não apresenta variação de profundidade e ocorre com extensão horizontal, assim como as porções caracterizadas por epidotização, as quais encontram-se circundando o topo e base do halo potássico, e não as laterais.

Os mais altos teores em depósitos tipo pórfiro também estão associados à alteração potássica, sendo que a assembleia calcopirita ± bornita em depósitos desta tipologia está confinada a este halo hidrotermal. Segundo Sillitoe (2010), a presença de núcleos com bornita e calcopirita caracteriza as porções mais profundas dos depósitos tipo pórfiro. Neste contexto, a mineralização do alvo Baru está provavelmente associada a níveis mais centrais e com maior proximidade da intrusão porfirítica, caracterizados por maiores temperaturas (Figura 6.8).

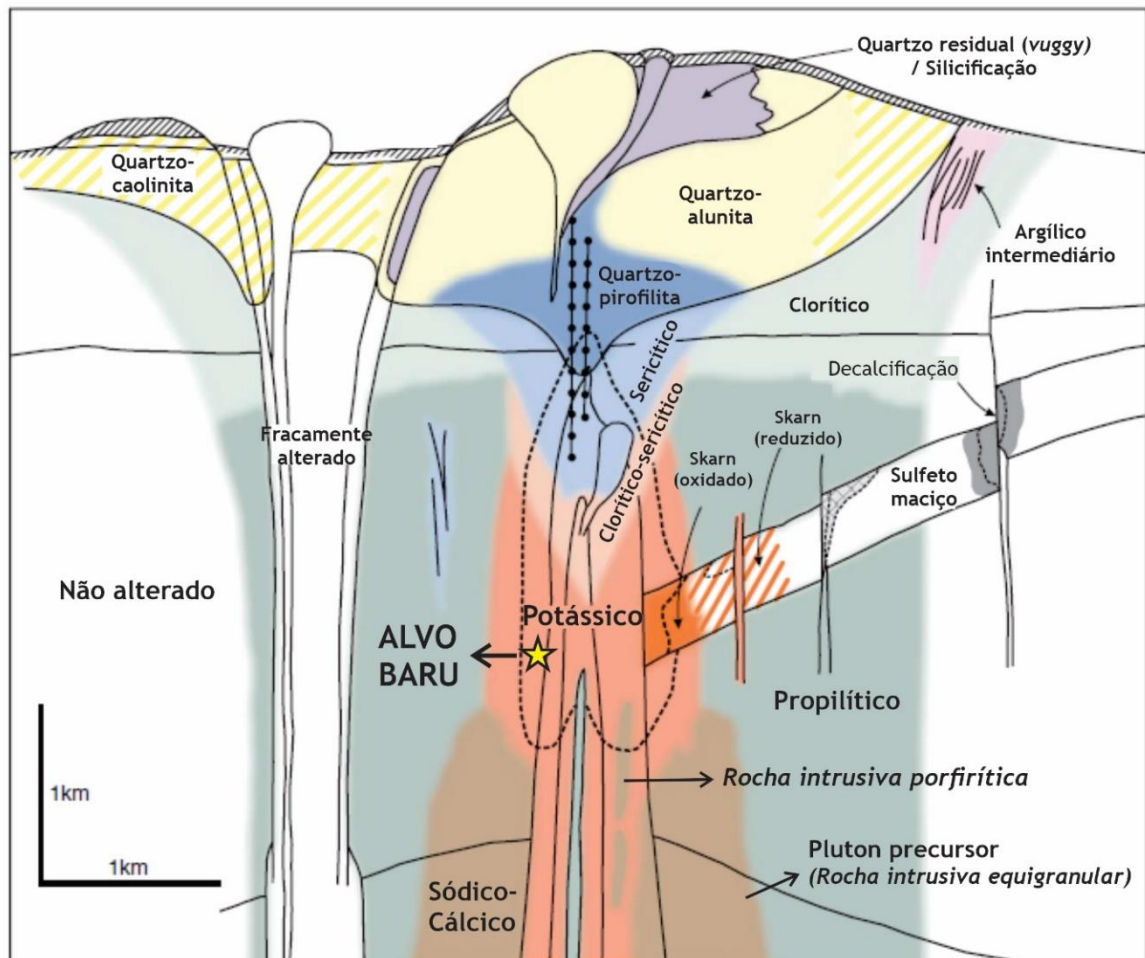


Figura 6.8. Modelo esquemático do zoneamento da alteração hidrotermal em um sistema pórfiro. A estrela amarela indica a posição relativa da mineralização do alvo Baru, nos níveis mais profundos do sistema e com maior proximidade da rocha intrusiva porfirítica. Modificado de Sillitoe (2010).

Oliveira et al. (2015) propõe um modelo genético para o depósito de Chapada que dita inicialmente mineralização do tipo Cu-Au pórfiro com posterior re-mineralização por processos metamórficos e de deformação, relacionados a um sistema do tipo ouro orogênico ou *Intrusion-Related Gold Systems* (IRGS), possivelmente associados ao evento D_{n+1} .

Segundo os autores, a mineralização inicial está relacionada e é contemporânea às intrusões dioríticas, porfiríticas e equigranulares (884 ± 15 Ma a 867 Ma). A composição diorítica da intrusão também explica a maior predominância de biotita na alteração potássica do alvo Baru em relação ao feldspato potássico. Isto porque a maior ocorrência de biotita neste halo hidrotermal está associada a intrusões porfiríticas desta natureza (Sillitoe, 2010); no caso de abundância de feldspato potássico as intrusões possuem caráter mais félsico. A relação com um sistema magmático-hidrotermal também é confirmada pela origem magmática do enxofre em ambos estágios de mineralização, com base em dados de isótopos de $\delta^{34}\text{S}$ (entre -2,90 e +0,76‰) realizados por Oliveira et al. (2015).

A mineralização tardia é contemporânea ao evento D_{n+1} (604-610Ma) (Junges et al., 2002), caracterizado pelo desenvolvimento da Falha Rio dos Bois (Oliveira et al., 2015). No alvo Baru, a ocorrência secundária de calcopirita, bornita e pirita em bandas de quartzo + microclínio, por exemplo, pode estar relacionada a uma remobilização decorrente deste evento. Entretanto, os atributos geológicos do alvo Baru não coincidem com as características de depósitos de ouro orogênico e *Intrusion-Related Gold Systems* (IRGS). Isto porque nos depósitos de ouro orogênico há ausência de concentrações anômalas de cobre (Grooves, 2003), além da ocorrência de arsenopirita e/ou pirrotita associadas às zonas de minério, enquanto que o modelo *Intrusion-Related Gold Systems* (IRGS) costuma apresentar paragêneses que indicam condições redutoras, comumente com a presença de pirrotita (Lang & Baker, 2001; Hart, 2007).

7. CONCLUSÃO

Com base no conjunto de dados apresentados, as seguintes conclusões podem ser estabelecidas em relação ao alvo Baru:

1) A rocha hospedeira da mineralização consiste em biotita gnaisse provavelmente ortoderivado. Ocorre de forma lenticular, inserido no biotita-quartzo xisto.

2) Os litotipos encaixantes da mineralização são representados por uma associação de xistos com diferenças composicionais e texturais marcantes: (i) biotita-quartzo xisto; (ii) muscovita-cianita-quartzo-biotita xisto (iii) hornblenda-quartzo xisto; (iv) granada-hornblenda-biotita-quartzo xisto. O biotita quartzo xisto representa uma sequência metavulcânica, enquanto as outras litologias enquadram-se em uma sequência metassedimentar (metapelitos e metamarga).

3) Há ocorrência de rochas intrusivas tardias (metagranodiorito, metadacito e quartzo anfibolito), as quais truncam os litotipos hospedeiro e encaixantes.

4) As rochas hospedeira, encaixantes e intrusivas tardias que constituem o alvo Baru foram metamorfozadas em condições de fácies anfibolito com retrometamorfismo em fácies xisto verde (zona da clorita). A ocorrência de cianita possivelmente relaciona-se ao pico metamórfico do alvo, em fácies anfibolito médio.

5) A evolução do sistema hidrotermal do alvo Baru abrange quatro estágios de alteração em estilo pervasivo, na seguinte ordem cronológica: alteração potássica com (i) feldspato potássico e (ii) biotita (biotitização); seguida de (iii) muscovitização; e (iv) epidotização. A alteração potássica é representada por feldspato potássico $\pm$ biotita $\pm$ quartzo $\pm$ calcopirita $\pm$ bornita (feldspato potássico hidrotermal) e biotita $\pm$ quartzo $\pm$ feldspato potássico $\pm$ muscovita (I) $\pm$ epídoto (I) $\pm$ calcopirita $\pm$ magnetita $\pm$ bornita $\pm$ pirita (biotitização). A muscovitização é análoga à alteração sericítica e compreende a paragênese sericita + muscovita $\pm$ quartzo. A epidotização é caracterizada por epídoto + pirita $\pm$ zoisita $\pm$ calcita.

6) A mineralização do alvo Baru é disseminada e possui duas paragêneses, as quais diferenciam-se apenas pela presença de bornita ou pirita: a primeira, associada aos teores mais elevados de cobre e ouro, é representada por calcopirita $\pm$ bornita $\pm$ magnetita $\pm$ ouro (*electrum*) $\pm$ esfalerita $\pm$ galena; e a segunda por calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita $\pm$ ouro (*electrum*) $\pm$ esfalerita $\pm$ galena. Em ambas, a calcopirita é o sulfeto e mineral de minério predominante.

7) O ouro ocorre comumente exsolvido a prata (*electrum*), com porcentagens em torno de 55,62% a 84,15% quando não há outros metais associados. Associa-se às bordas da calcopirita e bornita ou às intersecções entre cristais de calcopirita-bornita ou calcopirita-pirita.

8) A mineralização cupro-aurífera do alvo Baru associa-se à alteração potássica (principalmente biotitização) e está relacionada a fluidos hidrotermais de alta temperatura, alcalinos e de sulfetização intermediária. A precipitação do ouro possivelmente ocorreu a partir de uma redução da fugacidade de oxigênio e/ou diminuição da temperatura do sistema.

9) No alvo Baru há um marcante zoneamento hidrotermal e metalífero. As zonas estéreis ocorrem como um halo externo, caracterizado por pirita $\pm$ calcopirita e associam-se às rochas encaixantes e aos estágios de muscovitização e, principalmente, epidotização. Este pacote envelopa o núcleo de alto teor, que compreende a rocha hospedeira e a alteração potássica e é marcado pela predominância de calcopirita, associada com pequenas quantidades de bornita na região mais interna (feldspato potássico + biotitização) e pirita na parte mais externa (biotitização). Em decorrência dos dobramentos isoclinais recumbentes que afetaram a área de estudo, este zoneamento no alvo Baru desenvolve-se de maneira horizontal.

10) O alvo Baru consiste em um depósito do tipo cobre-ouro pórfiro. Sua mineralização está provavelmente associada a níveis mais centrais e com maior proximidade da intrusão porfirítica em decorrência da presença da assembleia calcopirita $\pm$ bornita.

11) Assim como o depósito de Chapada, o alvo Baru apresenta uma possível remobilização subordinada, representada pela ocorrência secundária de sulfetos associados a minerais gerados no metamorfismo, como produto de remobilização metamórfica.

Desta forma, o presente trabalho pode embasar estudos futuros de maior detalhe dos litotipos, alteração hidrotermal e das condições físico-químicas da mineralização do alvo Baru.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. As províncias estruturais do Brasil. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 8, Bol. Esp., 12p.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Sciences. Rev.*, v.17, p.1-29, 1981.
- ARANTES, D.; BUCK, P.S.; OSBOURNE, G.A.; PORTO, C.G. A sequência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e mineralizações auríferas associadas. 1991. Boletim Informativo da SBG, Núcleo Centro-Oeste, p.27-40.
- BEANE, R.E.; TITLEY, S.R. Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology, 75th anniversary volume*, p. 235-269, 1981.
- BRIMHALL, G.H; ALPERS, C.; CUNNINGHAM, A.B. Analysis of supergene ore-forming processes using mass balance principles. *Economic Geology*, v. 80, p. 1227-1254, 1985.
- BURNHAM, C.W.; OHMOTO H. Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geology, Special Issue*, v.8, p.1-11, 1980.
- FONTBOTÉ, L.; KOUZMANOV, K.; CHIARADIA, M.; POKROVSKI, G. S. Sulfide minerals in hydrothermal deposits. *Elements*, v. 13, p. 97-103, 2017.
- FRASER, R.J. The Lac Troilus Gold-Copper Deposit, Northwestern Quebec: A Possible Archean Porphyry System. *Economic Geology*, v.88, p. 1685-1699, 1993.
- GROVES, D. I. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, v. 98 (1), p. 1-29, 2003.
- HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A., TINDLE A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Collision Tectonics. *Geological Society, London, Special Publication*, v.19, p. 67-81. 1986.
- HART, C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems. In: Goodfellow, W.D. (ed). *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods*; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, v.5, p.95-112, 2007.
- JUNGES, S.L.; PIMENTEL, M.M.; MORAES, R. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, v. 117 (1-2), p. 101-108, 2002.
- KESLER, S.E. CHRYSSOULIS, S.L. SIMON, G. Gold in porphyry copper deposits: Its distribution and fate. *Ore Geology Reviews*, v.21, p.103-124, 2002.
- KUYUMJIAN, R.M. *The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil*. 1989. Unpublished PhD thesis, University of London, 289p.
- KUYUMJIAN, R.M. Diversity of fluids in the origin of the Chapada Cu–Au deposit, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v.25 (3), p.203–205, 1995.
- KUYUMJIAN, R.M. Magmatic arc and associated gold, copper, silver and barite deposits in the State of Goiás, Central Brasil: characteristics and speculations. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, p.285–288, 2000.

LANG, J.R.; BAKER, T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 477-489, 2001.

MELO, L.V. *Compartimentação Geocronológica dos Depósitos de Cu-Au e Au do Distrito Chapada-Mara Rosa-Campinorte no Arco Magmático de Goiás, Brasil Central*. 2006. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília.

OLIVEIRA, C.G.; QUEIROZ, C.L.; PIMENTEL, M.M. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, p.219-221, 2000.

OLIVEIRA, C.G.; PIMENTEL, M.M.; MELO, L.V.; FUCK, R.A. The copper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore Geology Reviews*, v. 25, p.285-299, 2004.

OLIVEIRA, C. G.; OLIVEIRA, F. B.; DANTAS, E. L.; FUCK, R. A. Geologia da Folha Campinorte: SD.22-Z-B-I. Escala 1:100.000. CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Brasília: UnB/CPRM, 2007. (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB), 68p.

OLIVEIRA, C.G.; OLIVEIRA, F. B; GIUSTINA, M. E. S. D.; MARQUES, G. C.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; BUHN, B. M. The Chapada Cu–Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: Constraints on the metallogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, v.72, p. 1-21, 2015.

OLIVEIRA, F.B. *Características epigenéticas do depósito de Cu-Au Chapada, Arco Magmático de Goiás*. 2009. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 127p.

PIMENTEL, M. M.; WHITEHOUSE, M. J.; VIANA, M. G.; FUCK, R. A.; MACHADO, N. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, v.81, p.299-310. 1997.

PIMENTEL M.M.; FUCK R.A.; GIOIA S.M.C.L. The Neoproterozoic Goias Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd data. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30(1), p.35-39, 2000.

PIMENTEL M.M.; YOST, H.; FUCK R.A. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.355-368. 2004.

PIRAJNO, F. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Geological Survey of Western Australia, 2009. 1250p.

RICHARDSON, S.V.; KESLER, S.E.; ESSENE, E.J. Origin and geochemistry of the Chapada Cu–Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, v.81, p. 1884–1898, 1986.

ROBB, L. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, 2005, 373p.

SEEDORFF, E.; DILLES, J.H.; PROFFETT JR, J.M.; EINAUDI, M.T.; ZURCHER, L.; STAVAST, W.J.A.; JOHNSON, D.A.; BARTON, M.D. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, 100th anniversary volume, p. 251-298, 2005.

SILLITOE, R.H. Porphyry Copper Systems. *Economy Geology*, v.105, p. 3–41, 2010.

SILVA, J.A.; SÁ, J.A.G. 1986. Jazida de cobre de Chapada, Mara Rosa, Goiás. Principais Depósitos Minerais do Brasil 3.

SINCLAIR, W.D. Porphyry deposits. In: GOODFELLOW, W.D. *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division*. Special Publication, 2007, n.5, p. 223-243.

SKIRROW, R. Iron oxide Cu-Au deposits: An Australian perspective on their unifying characteristics. In: J. Mcphie; P. McGoldrick (eds). *Dynamic Earth: Past, present and future*. Geological Society of Australia, 17th Australian Geological Convention, p.121, 2004.

PIMENTEL M.M.; YOST, H.; FUCK R.A. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.355-368. 2004.

VALERIANO, C.M.; DARDENNE, M.A.; FONSECA, M.A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.575-593. 2004.

VALERIANO, C.M.; PIMENTEL, M.M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; TROUW A.J. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society*, London, Special Publications, v.294, p.197-210, 2008.

VIANA, M.G.; PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; FUCK, R.A.; MACHADO, N. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, v.25 (2), p.111-123, 1995.

YAMANA GOLD. 2017. Yamana Gold provides an exploration update. Disponível em: <www.yamana.com/English/investors/news/news-details/2017/Yamana-Gold-Provides-An-Exploration-Update/default.aspx>. Acesso em: 10 de dezembro de 2018.

YARDLEY, B. W. D. *An introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, 1989, 248p.