

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E
PARAGÊNESES DO MINÉRIO DE COBRE E OURO DO ALVO JATOBÁ,
PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS**

Aluno: Giuliano Saraceni Issa Cossolin

Orientadora: Prof. Dr. Lena Virgínia Soares Monteiro

Co-orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF - 13/24)

Novembro, 2013

SUMÁRIO

RESUMO	3
ABSTRACT	4
1. INTRODUÇÃO	5
2. OBJETIVOS	6
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
3.1. Contexto geológico da Província Carajás	7
3.2. Depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro de Carajás: o exemplo do depósito de Sossego	9
4. MÉTODOS	12
5. RESULTADOS OBTIDOS	14
5.1. Caracterização geológica do depósito de cobre Jatobá	14
5.1.1 Rochas hospedeiras	15
5.1.2. Alteração hidrotermal	19
3.2.3. Mineralização de cobre	24
6. COMENTÁRIOS CRÍTICOS	33
7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DE RESULTADOS	33
7.1. Rochas Hospedeiras	33
7.2. Alteração hidrotermal e mineralização	34
8. CONCLUSÕES	37
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	38

RESUMO

Depósitos cupro-auríferos com expressiva concentração de magnetita, semelhantes aos depósitos Salobo, Cristalino, Igarapé Bahia/Alemão, Gameleira, Sossego e Alvo 118 da Província de Carajás, representam importantes alvos da exploração mineral e apresentam atributos comparáveis aos da classe de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro. Entretanto, o refinamento de um modelo genético que possa nortear a pesquisa mineral relativa aos depósitos cupro-auríferos de Carajás ainda requer subsídios advindos de uma melhor compreensão da evolução dos sistemas hidrotermais.

Esse estudo apresenta estudos relativos ao depósito de cobre Alvo Jatobá, considerado um alvo satélite da Mina Sossego operada pela VALE. O estudo incluiu revisão bibliográfica, descrição de testemunhos de sondagem, caracterização petrográfica em luz transmitida e refletida e análises por microscopia eletrônica de varredura objetivando o reconhecimento das rochas hospedeiras do Alvo Jatobá, os tipos e padrões das zonas de alteração hidrotermal e a evolução paragenética do depósito.

As principais rochas hospedeiras do Alvo Jatobá incluem rochas metavulcânicas riolíticas, riodacíticas a dacíticas e máficas. Extensivas zonas de alteração hidrotermal com biotita rica em cloro, marialita e magnetita evidenciam a participação de fluidos hidrotermais quentes e hipersalinos no sistema hidrotermal, que podem ter lixiviados metais das rochas hospedeiras e encaixantes e tê-los transportados como complexos cloretados. A cloritização, posterior, foi sincrônica à mineralização cuprífera e à formação de epidoto, apatita, albita, adularia, uraninita, allanita, bastnäsita, coskrenita, monazita e sahamalita. Os minerais de minério incluem calcopirita, esfalerita, pirrotita, pentlandita, Co-pentlandita, pirita, pirita níquelífera, siegenita e, subordinadamente, marcassita e molibdenita. A paragénese do minério revela assinatura química representada por Cu-Fe-Ni-Zn-Mo-ETR-P-U.

A evolução paragenética caracterizada para o Alvo Jatobá indica que os principais mecanismos de deposição da calcopirita podem ser relativos ao decréscimo da temperatura e/ou diminuição da salinidade dos fluidos, que teria permitido a formação do minério em um estágio relativamente tardio da evolução do sistema hidrotermal.

ABSTRACT

Copper-gold deposits with significant amount of magnetite, similar to the Salobo, Cristalino, Igarapé Bahia/Alemão, Gameleira, Sossego, and Alvo 118 deposits, in the Carajás Province. These deposits represent important targets for mineral exploration and have attributes comparable to those of the iron oxide-copper-gold deposits. However, the refinement of a genetic model that could guide the mineral exploration concerning the copper-gold deposits at Carajás still requires subsidies arising from a better understanding of the hydrothermal systems evolution.

This study on the Jatobá copper deposit, a satellite target of the Sossego Mine operated by Vale, included literature review, drill core description, petrographic characterization under transmitted and reflected light and analysis by scanning electron microscopy and EDS. It aims to characterize the Jatobá host rocks, types and patterns of hydrothermal alteration zones, and its paragenetic evolution.

The main host rocks of the Alvo Jatoba comprise rhyolitic, rhyodacitic, dacitic, and basaltic rocks. Extensive hydrothermal alteration zones with chlorine-rich biotite, marialite and magnetite have been recognized in this study. These alteration zones indicate the involvement of hot and hypersaline hydrothermal fluids in the hydrothermal system, which may have leached metals from host and country rocks and transported them as chlorine complexes. The later chloritic alteration was synchronic to the copper mineralization and to formation of epidote, apatite, albite, adularia, uraninite, allanite, bastnasite, coskrenite, monazite, and sahalalite. The ore minerals include chalcopyrite, sphalerite, pyrrhotite, pentlandite, Co-pentlandite, pyrite, Ni-pyrite, siegenite, and subordinate marcasite and molybdenite. The ore paragenesis reveals the Cu-Zn-Ni-Fe-Mo-P-U-ETR signature for the Alvo Jatobá.

The paragenetic evolution of the Alvo Jatoba indicates that the main mechanism of chalcopyrite deposition may be related to temperature and/or salinity decrease, enabling ore formation in a relatively late stage during the hydrothermal system evolution.

1. INTRODUÇÃO

Depósitos cupro-auríferos com expressiva concentração de magnetita e com reservas de classe mundial (>100 Mt) são conhecidos na Província Mineral de Carajás desde 1977, quando foi descoberto o depósito de Salobo. Outros depósitos com essas características foram também caracterizados nas décadas de 1980 e 1990, tais como Cristalino, Igarapé Bahia/Alemão, Gameleira, Sossego e Alvo 118. Esses depósitos apresentam atributos comparáveis aos da classe de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold-deposits* ou IOCG; Hitzman *et al.*, 1992; 2000).

A classe de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold deposits* ou **IOCG**) inclui importantes exemplos na Austrália, tais como Olympic Dam, Prominent Hill, Ernest Henry, Osbourne e Eloise, e no Chile (Candelária, Manto Verde) e representa mundialmente um dos grandes alvos da pesquisa mineral (Figura 1; Williams *et al.*, 2005). Entretanto, essa classe é considerada enigmática, uma vez que não há ainda um modelo genético consensual que explique a diversidade de características dos depósitos IOCG conhecidos (ambiente geotectônico, idades, rochas hospedeiras, tipos de alteração hidrotermal, paragêneses de minério), assim como integre as informações disponíveis sobre fontes de fluidos e metais, vinculação com magmatismo ácido e máfico e o papel de evaporitos na gênese dos depósitos (Hitzman, 2000; Williams *et al.*, 2005).

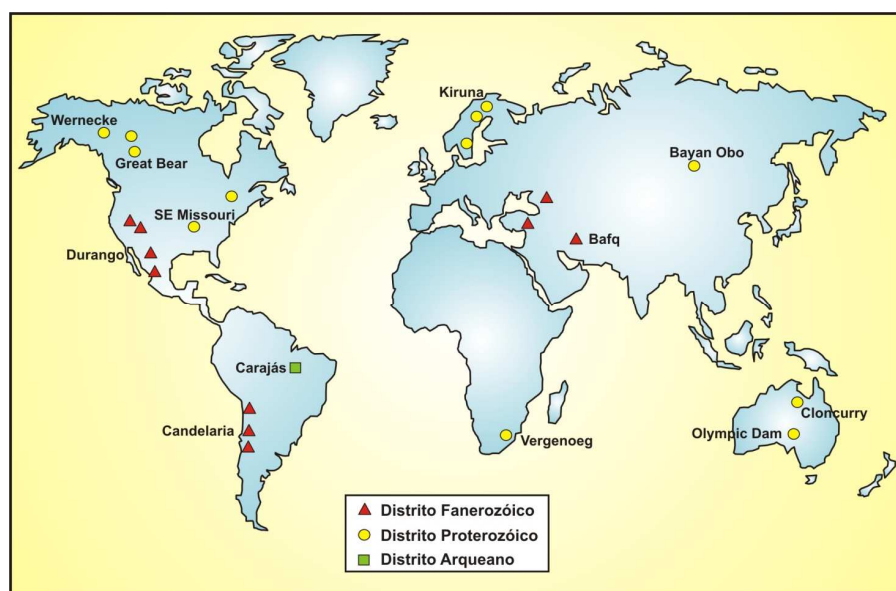


Figura 1 - Localização dos principais distritos com depósitos IOCG do mundo (Williams *et al.*, 2005).

Na Província Mineral de Carajás é encontrado o maior número de depósitos atribuídos à classe de depósitos IOCG, tais como os depósitos de Salobo, Cristalino,

Igarapé Bahia, Alvo 118 e Sossego. Entre os atributos que possibilitam a classificação dos depósitos cupro-auríferos de Carajás como da classe IOCG destacam-se a especialização em cobre e ouro, associação com zonas de cisalhamento, intensas alterações hidrotermais sódica, sódica-cálcica e potássica, formação de magnetita seguida por precipitação de sulfetos, enriquecimento em ETR, P, U, Co, Ni, associação com brechas hidrotermais e um amplo intervalo de temperaturas de homogeneização (100-570 °C) e salinidades (0 a 69% eq. peso NaCl) em inclusões fluidas em minerais de ganga relacionados aos sulfetos (Monteiro *et al.*, 2008a).

Entretanto, também para os depósitos IOCG de Carajás não há um modelo genético que possibilite a distinção de seus atributos críticos, o que seria de fundamental importância para a exploração mineral. Nesse contexto, o reconhecimento de padrões de zoneamentos regionais e da evolução dos fluidos mineralizantes pode fornecer importantes subsídios para a elaboração de modelo genético para os depósitos IOCG de Carajás.

Os primeiros depósitos atribuídos a essa classe a entrarem em produção no país, foram Sossego (2004) e Salobo (2011), que representam as únicas minas de cobre atualmente em atividade na Província Mineral de Carajás. A mina de Sossego, localizada no município de Canaã dos Carajás, PA, e operada pela VALE, representa um depósito de classe mundial com reservas medidas de 245 Mt @ 1.1% Cu e 0.28 g/t Au (Lancaster *et al.*, 2000). Localiza-se ao longo de uma zona de cisalhamento regional de direção WNW–ESE, ao longo da qual foram reconhecidos outras ocorrências e depósitos cupríferos considerados alvos satélites em relação ao depósito de Sossego, como o Alvo Jatobá.

O Alvo Jatobá é localizado na porção nordeste da Província Mineral de Carajás, a cerca de 7 km a norte da Mina do Sossego, sendo considerado um alvo satélite desse depósito.

Nesse estudo são apresentados estudos petrográficos detalhados e de microscopia eletrônica de varredura visando à caracterização das zonas de alteração hidrotermal e mineralizadas do Alvo Jatobá, que pode contribuir para a compreensão de suas relações genéticas com o paleo-sistema hidrotermal associado ao depósito de Sossego. Adicionalmente, a comparação da evolução dos sistemas hidrotermais associados a grandes depósitos, tal como Sossego, e alvos sub-econômicos, como o Alvo Jatobá, pode ser essencial para o entendimento dos processos e controles favoráveis para a formação de depósitos de classe mundial.

2. OBJETIVOS

O estudo proposto tem como objetivo principal o reconhecimento das rochas hospedeiras da mineralização do **Alvo Jatobá**, tipos e padrões das zonas de alteração hidrotermal e evolução paragenética do minério. Com esse objetivo espera-se contribuir ao

entendimento da evolução do paleo-sistema hidrotermal associado à sua gênese e sua relação com o sistema responsável pela formação do depósito IOCG de Sossego. Esse estudo poderá fornecer subsídios para a proposição de modelos metalogenéticos e prospectivos alternativos para os depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás, com base na compreensão de mecanismos que controlam as variações dos tipos de alteração e de minério nos depósitos IOCG em suas zonas proximais e distais.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1.1. Contexto geológico da Província Carajás

A Província Mineral de Carajás, localizada no sudeste do Cráton Amazônico, integra a Província Amazônia Central. Foi formada e estabilizada tectonicamente no Arqueano e é dividida em três domínios tectônicos de direção leste-oeste (Costa *et al.* 1995). A norte, localiza-se o Domínio Carajás (Figura 2; Vasquez *et al.* 2008), no centro, o Domínio Rio Maria (Vasquez *et al.* 2008); e ao sul, o terreno granito-*greenstone* de Inajá (Docegeo 1988), também denominado por Costa *et al.* (1995) de Cinturão de Cisalhamento Pau D'Arco.

As unidades mais antigas da província são representadas por granulitos compreendidos no Complexo Pium, cujas datações U-Pb em núcleos de zircão sugerem idades de cristalização do protólito ígneo de 3.002 ± 14 Ma (Pidgeon *et al.* 2000). A idade U-Pb de 2.859 ± 9 Ma, obtida na borda dos grãos de zircão, foi considerada como relativa ao metamorfismo de alto grau (Pidgeon *et al.* 2000). Migmatitos e gnaisses tonalíticos e trondjemíticos do Complexo Xingu (2.974 ± 15 Ma, Machado *et al.* 1991) também constituem o embasamento reconhecido na província.

No Domínio Carajás (Figura 2), sobreposta ao Complexo Xingu, ocorre a sequência metavulcano-sedimentar do Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988) com idades entre 2,73 e 2,76 Ga (Wirth *et al.* 1986, Trendall *et al.* 1998, Galarza *et al.* 2003, Pimentel *et al.* 2003).

Esse supergrupo hospeda uma grande parcela dos depósitos de classe mundial da PMC, incluindo os depósitos de ferro gigantes de Serra Norte e Serra Sul e os de manganês de Sereno e Buritirama, como também parte dos de óxido de ferro-cobre-ouro, tais como Salobo, Igarapé Bahia, Sossego, Cristalino e Alvo 118.

Outra unidade metavulcano-sedimentar da Província Mineral de Carajás, o Grupo Rio Novo (Hirata *et al.* 1982), é correlacionada ao *greenstone belt* da Província Rio Maria (Docegeo 1988). Essa unidade é cortada pelo complexo máfico-ultramáfico de Luanga (2,76 Ga, Machado *et al.* 1991), que hospeda mineralizações de cromo e platinóides.

As sequências metavulcano-sedimentares são recobertas por uma unidade metassedimentar predominantemente siliciclástica depositada em ambiente fluvial a marinho

raso, denominada Formação Rio Fresco (Beisiegel *et al.* 1973) ou Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995).

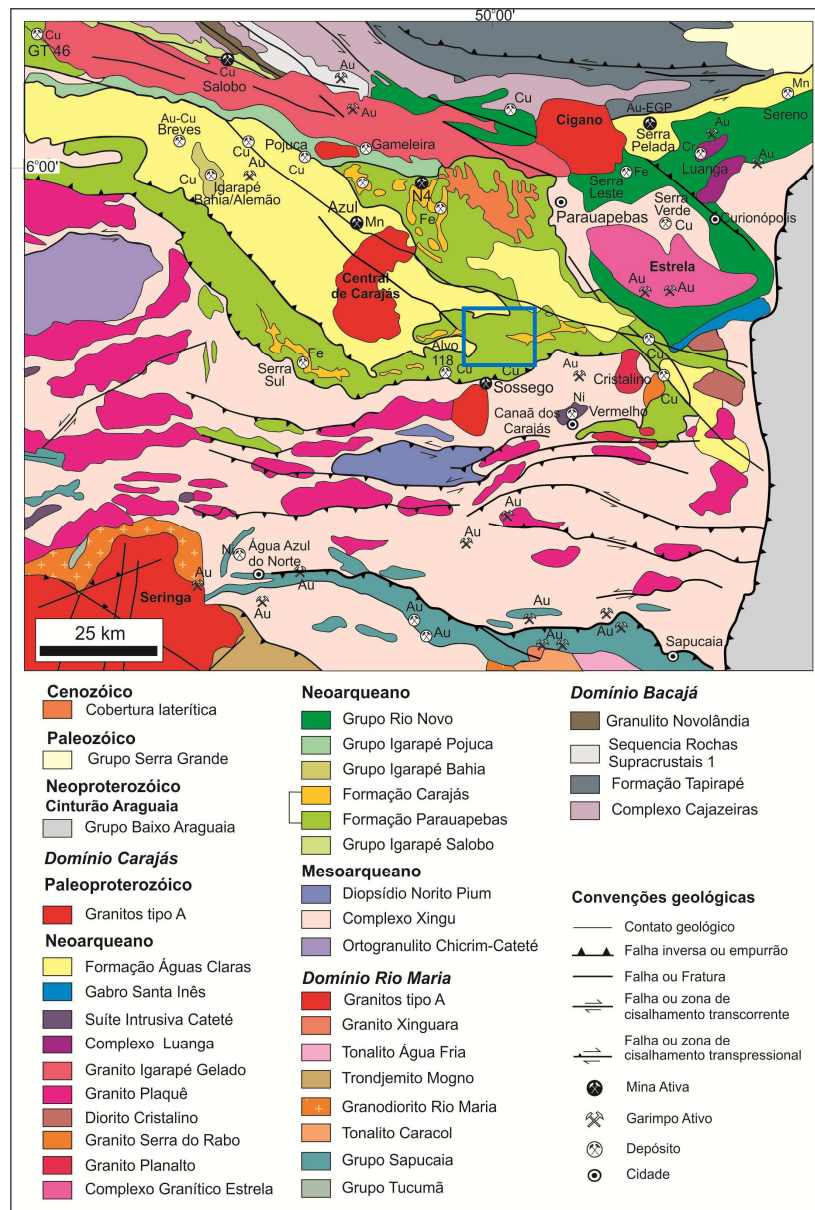


Figura 2. Mapa geológico do Domínio Carajás e áreas adjacentes (modificado de Vasquez *et al.*, 2008).

Eventos intrusivos neoarqueanos, representados por (quartzo)-diorito/gabro (Huhn *et al.* 1999), granitos alcalinos deformados com idades de ca. 2,74 Ga (Complexo Granítico Estrela, Suíte Plaquê, granitos Planalto e Serra do Rabo; Dall'Agnol *et al.* 1997, Avelar *et al.* 1999, Barros *et al.* 2004) e ca. 2,57 Ga (granitos Old Salobo e Itacaiúnas, Machado *et al.* 1991), *sills* e diques máficos tholeiíticos neoarqueanos (Ferreira Filho 1985, Dias *et al.* 1996), corpos máfico-ultramáficos foliados tardi-arqueanos (e.g., Santa Inês; Araújo *et al.* 1988) e anorogênicos diferenciados da Suíte Cateté ou do "tipo Vermelho" (Macambira &

Ferreira Filho, 2002) são conhecidos no Domínio Carajás. Outros episódios intrusivos na região são representados por granitos anorogênicos de idade de ca. 1,88 Ga (e.g., granitos Serra dos Carajás, Cigano, Pojuca, Young Salobo, Musa, Jamon e Breves; Wirth *et al.*, 1986, Dall'Agnol *et al.*, 1997, 1999, Tallarico *et al.* 2004), por leucogranito de 1,58 Ga identificado por Lindenmayer *et al.* (2001) na área de Pojuca-Gameleira e diques máficos fanerozóicos, incluindo corpos mesozóicos enfeixados na unidade Diabásio Cururu (Macambira e Lafon, 1999).

3.1.2. Depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro de Carajás: o exemplo do depósito de Sossego

O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Sossego (Figura 3) se localiza ao longo de uma zona de cisalhamento regional de direção WNW–ESE que define o contato entre as unidades metavulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, a norte, e os gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu a sul.

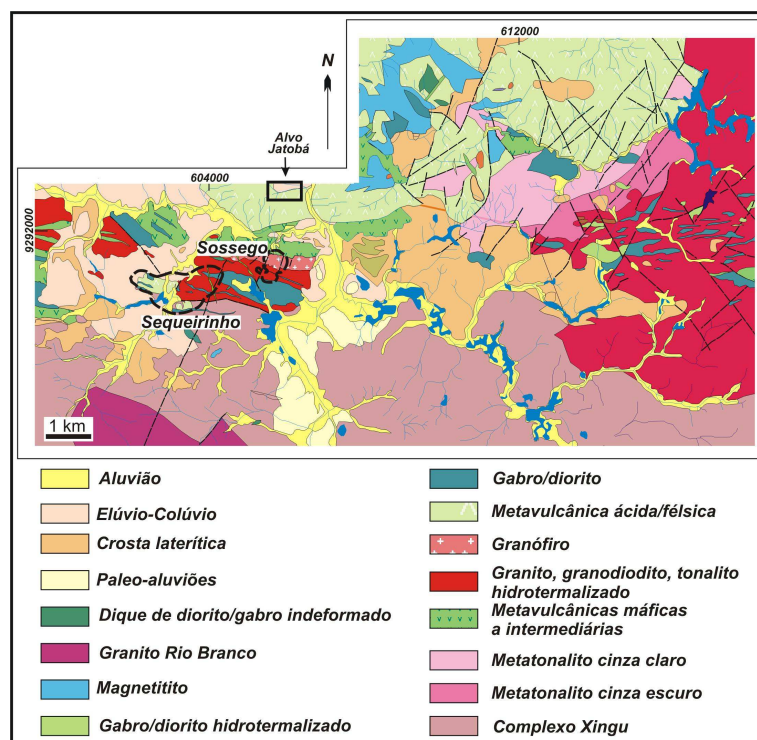


Figura 3. Mapa geológico dos arredores da Mina do Sossego, Província Mineral de Carajás, mostrando a localização do Alvo Jatobá (Companhia Vale do Rio Doce, 2003).

O depósito de Sossego é constituído por dois grupos de corpos de minério, Sequeirinho-Baiano-Pista e Sossego-Curral (Figuras 4 e 5), com associações de alteração hidrotermal distintas. Os corpos Sequeirinho e Sossego, contudo, representam aproximadamente 85% e 15% das reservas.

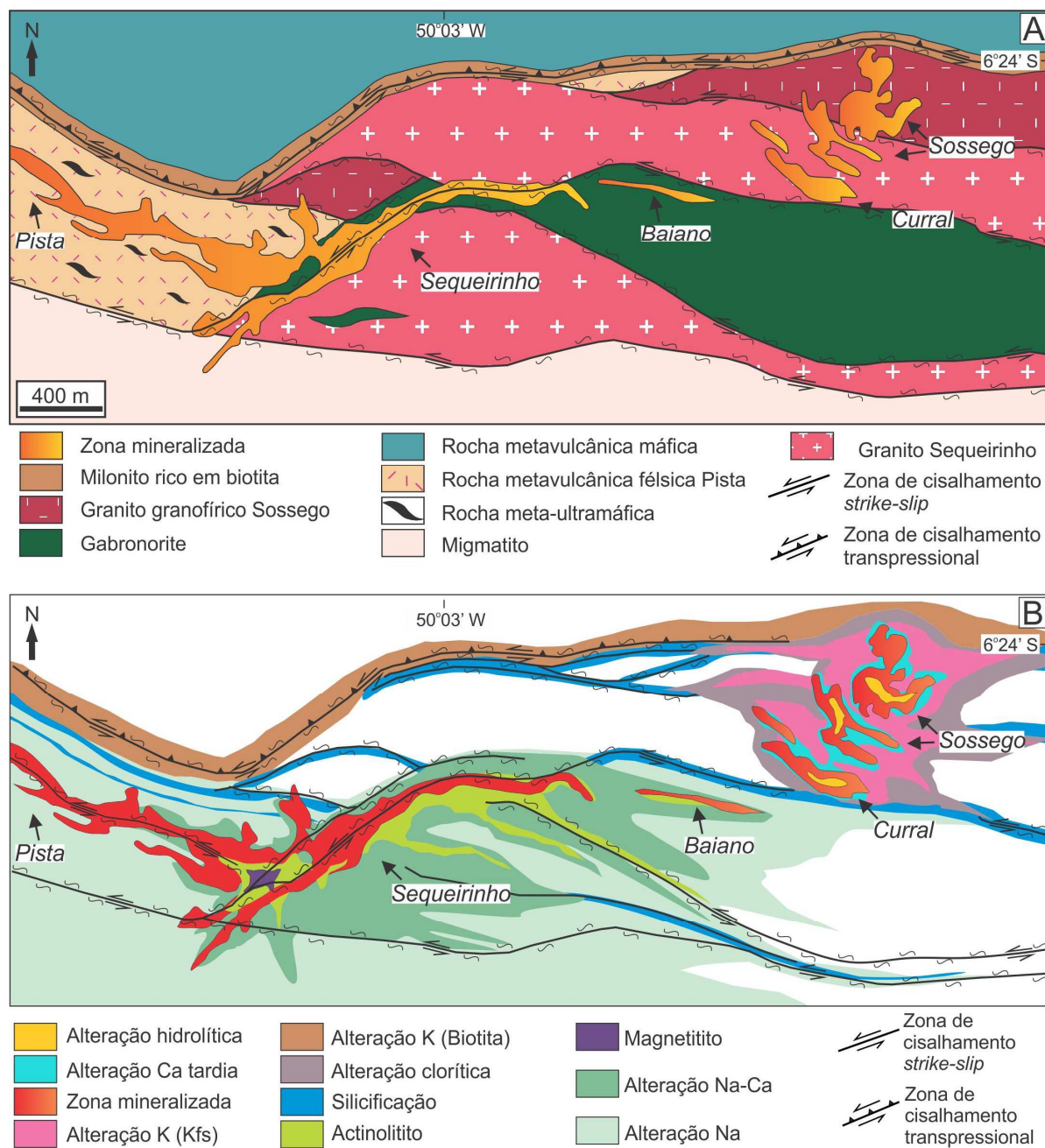


Figura 4. A. Mapa geológico simplificado da área da Mina Sossego (modificado de VALE por Monteiro *et al.* 2008a); B. Distribuição esquemática das zonas de alteração hidrotermais na Mina Sossego (Monteiro *et al.* 2008a).

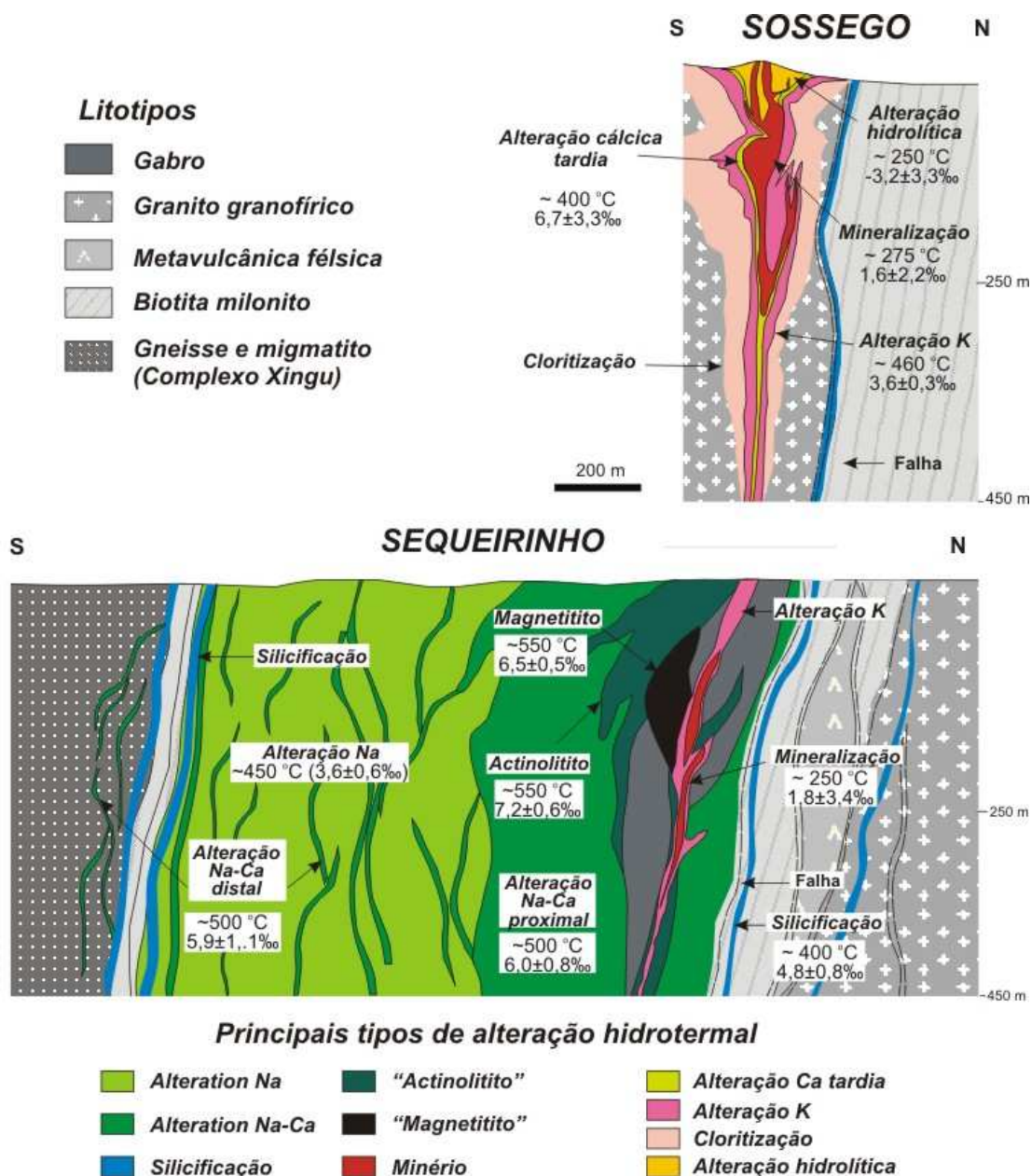


Figura 5. Seção esquemática dos corpos Sequeirinho e Sossego, mostrando a distribuição das zonas de alteração hidrotermais e temperaturas e assinatura isotópica de oxigênio dos fluidos hidrotermais estimadas para cada estágio de alteração (Monteiro *et al.* 2008a).

Nos corpos Sequeirinho-Baiano-Pista (Figura 5) são reconhecidas zonas de alteração sódica (albita–hematita) e sódica–cálcica (actinolita–albita–titanita–epidoto–allanita) associadas com a formação de corpos maciços de magnetita–(apatita), envelopados por zonas constituídas por actinolita (actinolititos), semelhantes aos descritos em partes profundas de sistemas IOCG em outras partes do mundo (Monteiro *et al.* 2008a).

Os corpos Sossego-Curral, entretanto, apresentam evidências de alteração potássica mais intensa, caracterizadas pela formação de feldspato potássico e biotita que substituem o

granito granofírico hospedeiro. Alteração clorítica predomina em halos externos nesses corpos. Alteração hidrolítica com sericita-hematita-quartzo, típicas de partes bastante rasas de sistemas IOCG, foram reconhecidas apenas nesses corpos (Carvalho *et al.* 2005, Monteiro *et al.* 2008a, 2008b).

A mineralização de cobre-ouro foi tardia nos dois corpos de minério e se desenvolveu em condições rúpteis-dúcteis a rúpteis, sendo representada por calcopirita ($\pm$ pirita $\pm$ siegenita $\pm$ millerita $\pm$ ouro $\pm$ esfalerita $\pm$ galena $\pm$ cassiterita $\pm$ Pd-melonita $\pm$ hessita $\pm$ cassiterita $\pm$ molibdenita) que ocorre na matriz de brechas hidrotermais (Carvalho *et al.* 2005, Monteiro *et al.* 2008a, 2008b). Apatita, monazita, epidoto, alanita, actinolita e clorita comumente associam-se aos sulfetos e indicam que o estágio de mineralização nos diferentes corpos foi associado a menores temperaturas (~ 300 °C) em relação às aquelas registradas pelas associações de alteração sódica e sódico-cálcica (~ 550 °C) ou potássica (> 450 °C).

Assinatura isotópica de oxigênio do fluido hidrotermal ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = -1,8 \pm -3,4\%$) em equilíbrio com fases minerais presentes nas brechas mineralizadas indica introdução de fluidos meteóricos durante o estágio de mineralização, principalmente no Corpo Sossego (Monteiro *et al.*, 2008a).

Episódios de decompressão relacionados com sobrepressão de fluidos podem ter originado as brechas mineralizadas, permitindo o influxo de fluidos meteóricos canalizados em falhas, causando a deposição do minério devido à diluição e resfriamento dos fluidos metalíferos quentes (~ 550 °C) associados aos estágios iniciais de alteração.

Composições isotópicas de enxofre de calcopirita ($\delta^{34}\text{S} = 2,2$ a $7,6$ ‰) foram obtidas por Monteiro *et al.* (2008a) para os diferentes corpos de minério do depósito Sossego. De modo geral, valores de $\delta^{34}\text{S}$ mais elevados ($\delta^{34}\text{S} = 4,9 \pm 2,4\%$) que aqueles característicos de enxofre magmático ($\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 1\%$) podem refletir origem do enxofre a partir de reservatórios superficiais com sulfato ou lixiviação de enxofre das rochas hospedeiras (Monteiro *et al.*, 2008a).

4. MÉTODOS

Os métodos utilizados durante o desenvolvimento desse projeto de Trabalho de formatura incluíram:

4.1. Revisão bibliográfica

Pesquisa bibliográfica foi realizada com ênfase na literatura disponível sobre os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro da Província Mineral de Carajás e sobre os modelos genéticos dos depósitos cupro-auríferos em contextos semelhantes em outras províncias metalogenéticas, enfatizando os estudos de tipos de alterações hidrotermais, campos de

estabilidade dos minerais de minério, mecanismos de deposição de minérios e características dos fluidos mineralizantes nesses sistemas.

4.2. Descrição de testemunhos de sondagem

Descrições detalhadas foram realizadas em testemunhos dos Furos JATD01 (231 m), JATD02 (398,20 m) e JATD03 (280 m), cedidos pela VALE, previamente logados e amostrados no âmbito do Projeto FAPESP 03/01159-1 pela orientadora desse estudo, visando à identificação das zonas de alteração hidrotermal e mineralizadas. Essas descrições orientaram a seleção de amostras para a confecção de lâminas delgada-polidas, propícias também à análise de microscopia eletrônica de varredura (MEV).

4.3. Caracterização petrográfica em luz transmitida e refletida:

Com base na identificação preliminar da natureza dos litotipos hospedeiros das mineralizações e nos efeitos dos processos de alteração hidrotermal, foram selecionadas amostras de rochas mais preservadas, variavelmente hidrotermalizadas e mineralizadas para a confecção de lâminas. Os estudos petrográficos de 40 lâminas delgadas-polidas foram realizadas no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, incluindo 16 lâminas delgadas-polidas confeccionadas exclusivamente para esse projeto.

As descrições petrográficas incluíram a caracterização de relíquias de minerais e texturas preservadas que permitam a identificação da natureza dos protólitos das rochas hidrotermalizadas, assim como a caracterização dos minerais hidrotermais, incluindo os de minério, e suas relações texturais e microestruturais, visando à compreensão de relações paragenéticas.

4.4. Análises por Microscopia Eletrônica de Varredura

Análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) acopladas a EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) foram realizados em oito lâminas delgadas-polidas, previamente selecionadas, no Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), visando à identificação de fases minerais não reconhecidas com o uso do microscópio óptico, possíveis inclusões minerais, assim como zonamentos composicionais em minerais de minério e hidrotermais. Foram obtidas imagens de elétrons retroespalhados e secundários, nos casos nos quais a observação do relevo da superfície estudada era pertinente, assim como análises de química mineral qualitativas.

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1. Caracterização geológica do depósito de cobre Jatobá

O depósito de Jatobá é hospedado predominantemente por rochas metavulcânicas félsicas e máficas e corpos gabróicos intensamente modificados por alteração hidrotermal, que resulta em zonas ricas em biotita e escapolita, referidas pela VALE como “hidrotermalitos” ou “biotita xistos” (Figuras 6 a 9).

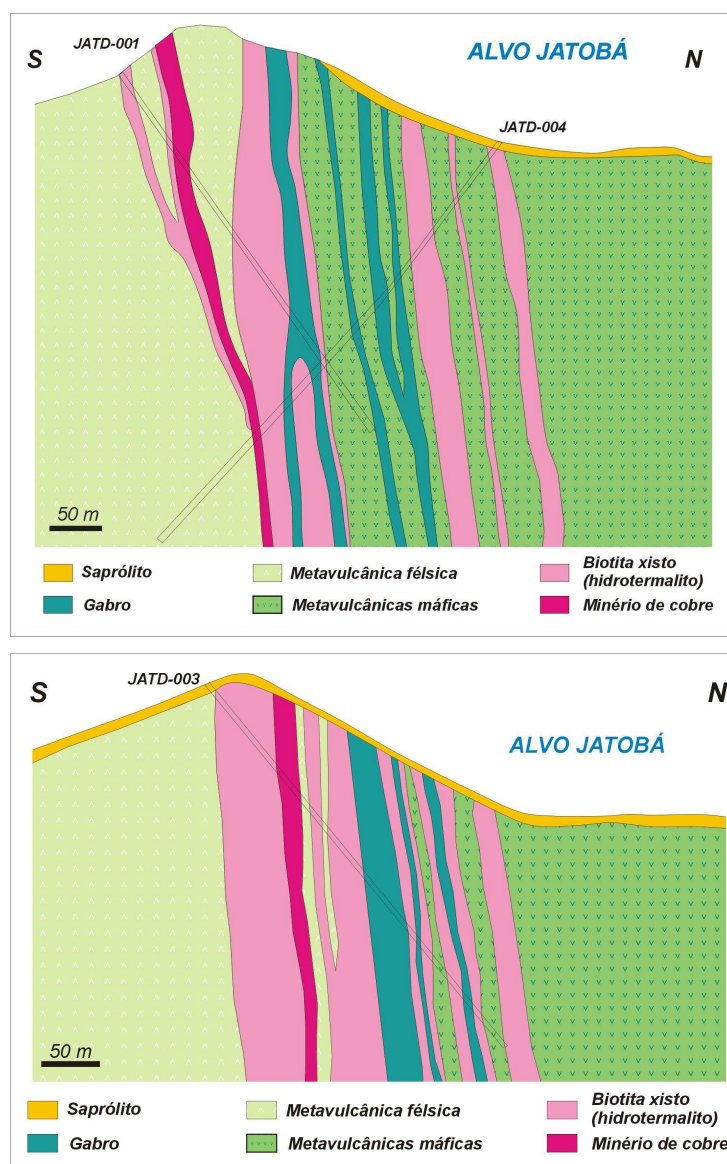


Figura 6. Perfis do Alvo Jatobá, mostrando a relação entre zonas de alteração hidrotermal e rochas hospedeiras (Companhia Vale do Rio Doce, 2003).

5.1.1 Rochas hospedeiras

As rochas hospedeiras incluem rochas metavulcânicas verde escuras (Figura 7, 8 e 9), com textura afanítica, isotrópicas a levemente foliadas, com vesículas e/ou amígdalas irregulares ou arredondadas de até 1,5 cm preenchidas por quartzo ou calcedônia, clorita, calcita, epidoto e sulfetos (Figura 10g a 10i). Texturas de recristalização do quartzo, que preenche as amígdalas, podem ser observadas.

O desenvolvimento de foliação nessas rochas é acompanhado por alteração hidrotermal (biotita-escapolita) e formação de sulfetos orientados (calcopirita-pirita-pirrotita). Entretanto, mesmo rochas apenas levemente foliadas podem apresentar intensa alteração hidrotermal.



Figura 7. Principais feições das rochas hospedeiras alteradas e mineralizadas do Alvo Jatobá identificadas nos Furos de Sondagem JAT 01 (Monteiro, 2006).

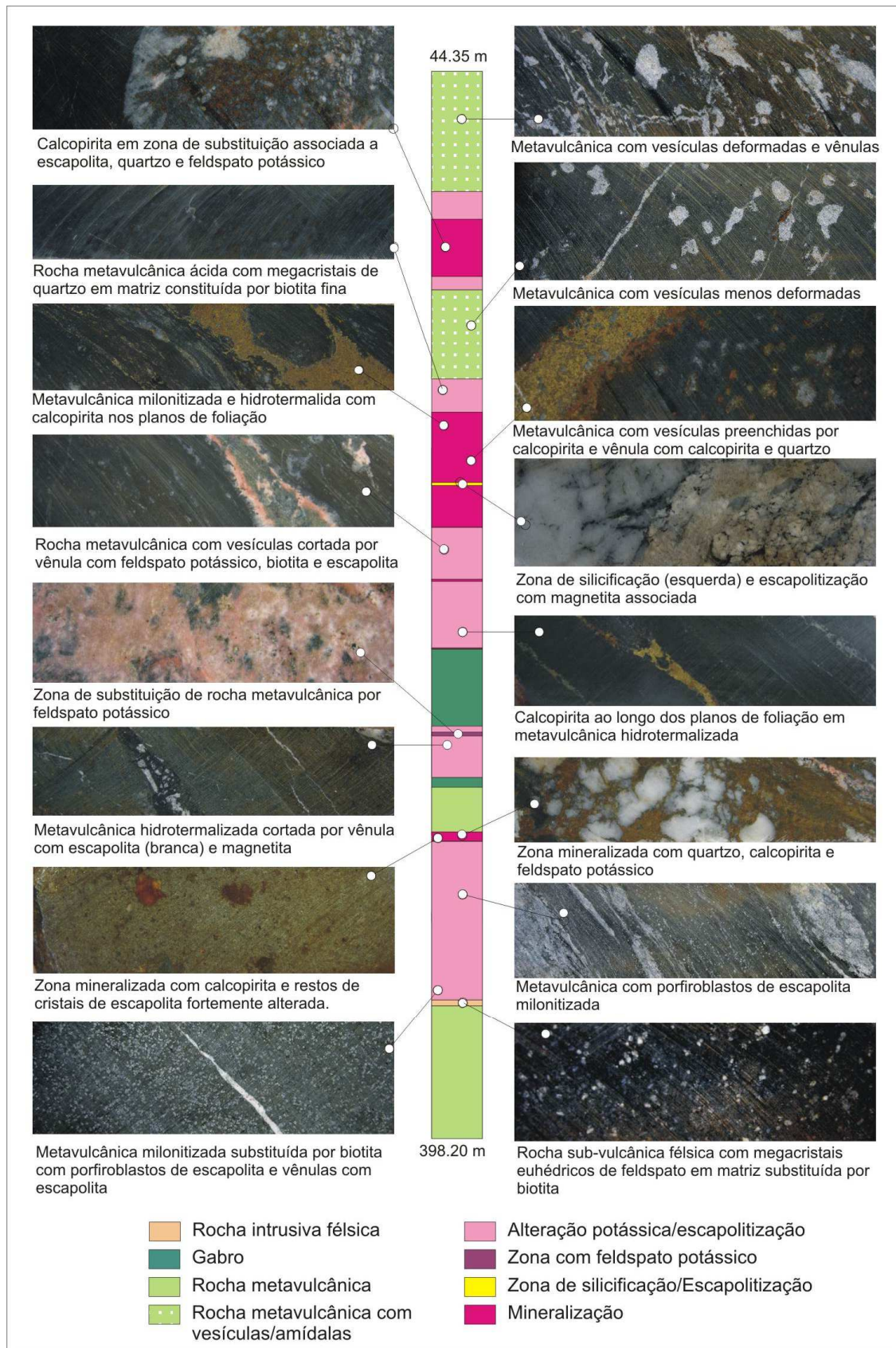


Figura 8. Principais feições das rochas hospedeiras alteradas e mineralizadas do Alvo Jatobá identificadas nos Furos de Sondagem JAT 02 (Monteiro, 2006).

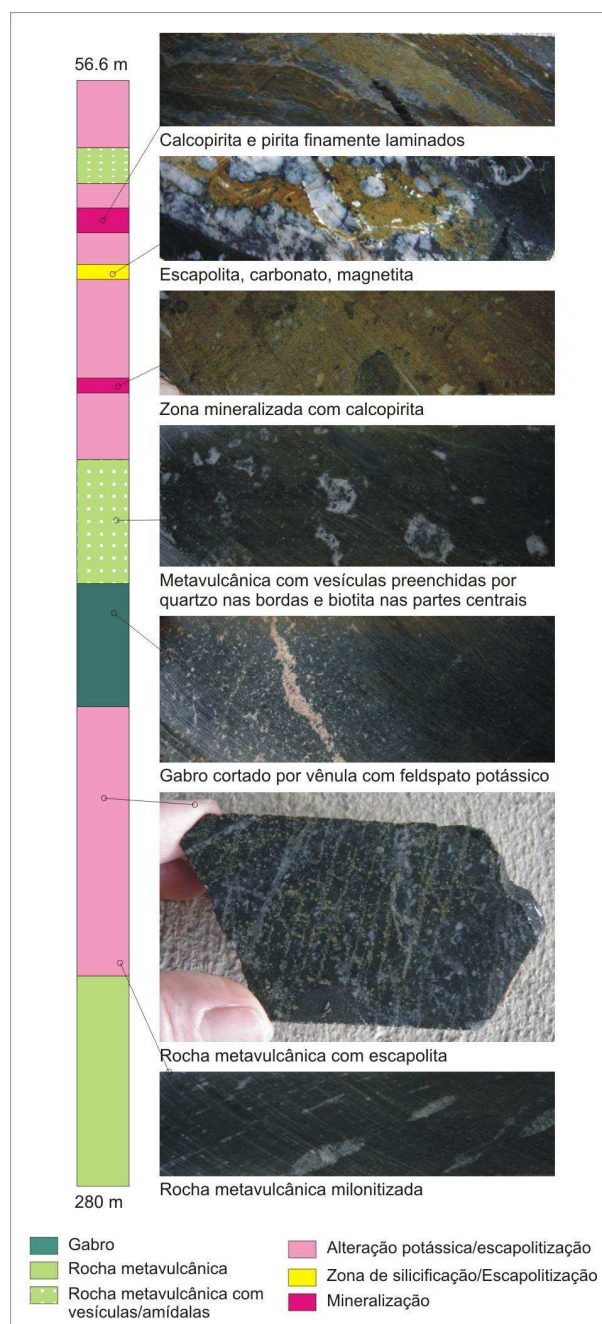


Figura 9. Principais feições das rochas hospedeiras alteradas e mineralizadas do Alvo Jatobá identificadas no Furo de Sondagem JAT 03 (Monteiro, 2006).

Também são reconhecidas entre as rochas hospedeiras, metavulcânicas sem amígdalas. Embora a matriz seja constituída principalmente por biotita hidrotermal intercrescida com quartzo fino, ainda podem ser identificados megacristais de feldspato, comumente plagioclásio zonado (Fig. 10d e 10e) e mais comumente de quartzo biterminado, inclusive com corrosão em golfos e cristais com contornos arredondados (**JAT01- 169,10;** Figura 10a a 10c). Os megacristais de quartzo euédricos comumente apresentam bordas de sobrecrecimento de quartzo irregulares (Fig. 10f), porém com continuidade óptica (**JAT01- 172,65**), característicos de “quartzo encapuchado”.

Aglomerados de cristais conferem localmente textura glomeroporfírica à rocha (Fig. 10c). Também podem ser identificados aglomerados com contornos externos euhedrais, constituídos por cristais com orientações cristalográficas distintas e agregados de quartzo em mosaico. Esses últimos podem representar possivelmente recristalização de vesículas. Agregados microcristalinos de quartzo também ocorrem, mostrando feições de recristalização em mosaico com extinção radiada, que podem representar antigos esferulitos.

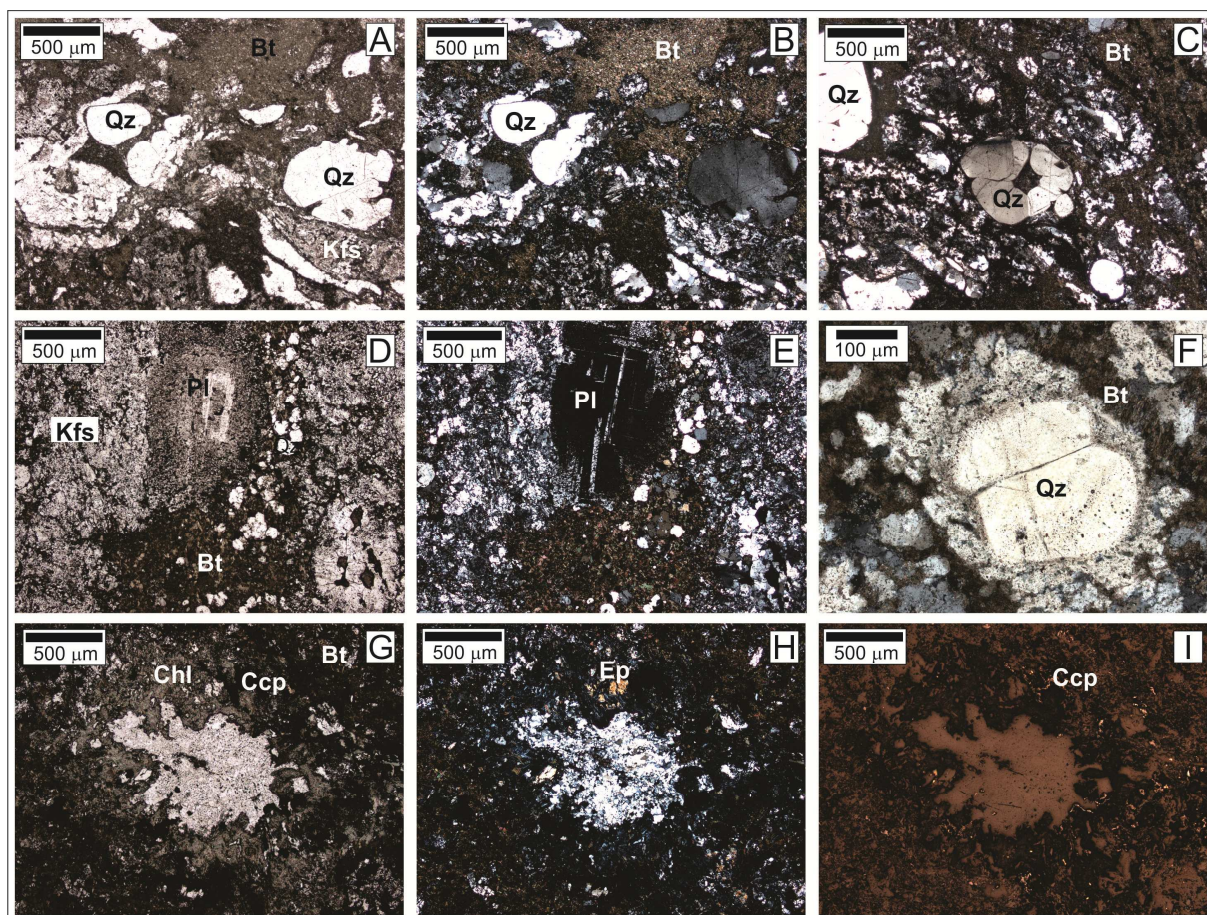


Figura 10. Fotomicrografias das rochas hospedeiras do Alvo Jatobá. (a) Megacristais de quartzo em rocha com matriz constituída por biotita fina; (b) Idem com polarizadores cruzados; (c) Textura glomeroporfírica em rocha metavulcânicas; (d) Possivelmente megacristal de plagioclásio zonado bastante alterado (sericita e caolinita) em rocha com alteração potássica com biotita fina e feldspato potássico com aspecto turvo; (e) Idem com polarizadores cruzados; (f) Detalhe de fenocristal de quartzo com sobrecrecimento de quartzo; (g) Amígdala em possível rocha metavulcânicas máfica preenchida por calcedônia (zona central), clorita, epidoto e calcopirita, subordinada; (h) Idem com polarizadores cruzados; (i) idem em luz refletida. Abreviações: Bt = biotita; Ccp = calcopirita; Chl = clorita; Ep = epidoto; Kfs = feldspato potássico; Pl = plagioclásico; Qz = quartzo.

Vênulas com quartzo são comuns nas rochas metavulcânicas, assim como deformação e recristalização de megacristais e antigas vesículas (**JAT01- 174,45/ 02-153,05/ 02- 190,22**).

Os corpos de gabro/diorito são verde escuros, com textura média, subofítica, e apresentam-se em geral intensamente hidrotermalizados. O clinopiroxênio original é substituído por anfibólio, enquanto o plagioclásio ripiforme é substituído por escapolita com magnetita associada. Feldspato potássico e biotita substituem a escapolita nessas rochas, refletindo a superposição de alteração potássica à alteração sódico-cálcica inicial. Veios de feldspato potássico com inclusões de albita são comuns (**JAT02- 190,22**), assim como cloritização acompanhada por forte alteração da magnetita.

Localmente, podem ser observados fragmentos sub-arredondados da rocha metavulcânica hidrotermalizada, com quartzo, biotita e escapolita no gabro, que apresenta-se foliado e mineralizado, com calcopirita fina disseminada ao longo dos planos de foliação.

Diques de rocha subvulcânica com textura porfírica também são reconhecidos (**JAT02- 354,50**). Apresentam megacristais euhedrais e arredondados de plagioclásio fraturados, com geminação polissintética e extinção ondulante, além de megacristais de quartzo, estirados e também com extinção ondulante. A matriz é fanerítica fina, composta por quartzo, plagioclásio e microclínio. Biotita e magnetita em pequena quantidade ocorrem ao longo dos planos de foliação.

Brechas com fragmentos arredondados de rocha metavulcânica hidrotermalizada também podem ser reconhecidas em determinados locais. Tais brechas apresentam vênulas e preenchimento por quartzo e calcita ao redor dos fragmentos. Milonitização está presente localmente, abaixo dos intervalos mineralizados (**JAT02- 78,60**).

5.1.2. Alteração hidrotermal

Alteração potássica e escapolitização

Alteração potássica e escapolitização são generalizadas, mesmo nas zonas mais distais em relação aos corpos de minério. A alteração potássica confere às rochas cor marrom a ocre, comumente com pontos milimétricos de cor branca a verde clara, correspondentes aos cristais de escapolita imersos na matriz de biotita (Figuras 7, 8 e 9). Zonas de intensa escapolitização apresentam cor branca a creme. Em geral, as rochas substituídas por biotita e /ou escapolita apresentam-se bastante foliadas.

A matriz das rochas vulcânicas é substituída por biotita fina associada a quartzo, finos cristais de albita, magnetita, zircão e allanita (**JAT01- 169,10 e 174,45**). Biotita fina também ocorre em fraturas, que cortam megacristais de quartzo deformados, e substituindo possíveis estruturas esferulíticas. Vênulas com biotita mais grossa (Fig. 11g e 11h), quartzo

com extinção ondulante e formação de sub-grãos, escapolita, albita e magnetita também ocorrem cortando a rocha intensamente alterada, constituída por biotita fina.

Porfiroblastos milimétricos a sub-centimétricos de escapolita (**JAT03- 208,70 milonitizada**) são abundantes, por vezes com padrão de alteração em rede, e podem apresentar núcleos constituídos por feldspato intensamente alterado, sugerindo a formação de escapolita a partir de possíveis megacristais de feldspato (Figura 11a e 11b). Também podem ser reconhecidos cristais ripiformes de escapolita que podem representar pseudomorfos de plagioclásio. Escapolita ocorre ainda preenchendo vesículas nas rochas metavulcânicas hidrotermalizadas, associada a quartzo, pirita e calcopirita.

Em rochas milonitizadas, ocorrem porfiroclastos de quartzo com extinção ondulante e forte estiramento, assim como porfiroclastos de escapolita com sombras de pressão. A foliação se amolda aos porfiroclastos, que apresentam, contudo, uma foliação interna anterior. A escapolita apresenta-se estirada, rotacionada e alterada, sendo substituída por feldspato potássico (**JAT02- 78,60 e JAT03- 208,70**), clorita, illita e caolinita a partir das bordas dos cristais e ao longo de planos concordantes com o *trend* da foliação milonítica. Cristais de escapolita com formas sigmoides também podem ser reconhecidos localmente (**JAT03- 208,70**).

Essas rochas milonitizadas apresentam bandamento composicional, *ribbons* de quartzo com inclusões sigmoides de calcopirita, microfalhas e microdobras delineadas por bandas com maior quantidade de biotita e halos de pleocroísmo, associados às inclusões de zircão. A amostra **JAT01/ 174,45** apresenta fina foliação e é constituída principalmente por biotita, com veios milimétricos de quartzo. Análises de MEV evidenciaram que a biotita é rica em Cl (até aproximadamente 4%; Figura 16c) e cortada por vênulas com adularia e allanita, além de finos cristais de uraninita e molibdenita.

Em zonas proximais em relação aos intervalos mineralizados, a escapolita é fibrosa ou prismática (Fig. 11d a 11f), grossa, com baixa birrefringência típica de composição marialítica (**JAT02- 153,05**) e apresenta zoneamentos composicionais. Essa geração de escapolita grossa ocorre em veios e zonas de substituição cortando os biotititos com porfiroblastos de escapolita. Associa-se a quartzo, anfibólio, magnetita e biotita mais grossa orientada paralelamente às paredes dos veios ou ao longo da foliação milonítica. O anfibólio é representado por cloro-potássio hastingsita com > 3,5 % de Cl em sua estrutura cristalina, como apontado pelas análises de EDS.

Por vezes, os cristais de escapolita são cortados por vênulas com calcopirita, epidoto, albita, calcita e feldspato potássico (Fig. 11d a 11f). Nesses casos apresentam-se alterados ao longo de fraturas e nas bordas das vênulas, apresentando argilo-minerais e sericita. Comumente são substituídos pela associação de albita, feldspato potássico, calcita e calcopirita (Fig. 12a a 12e).

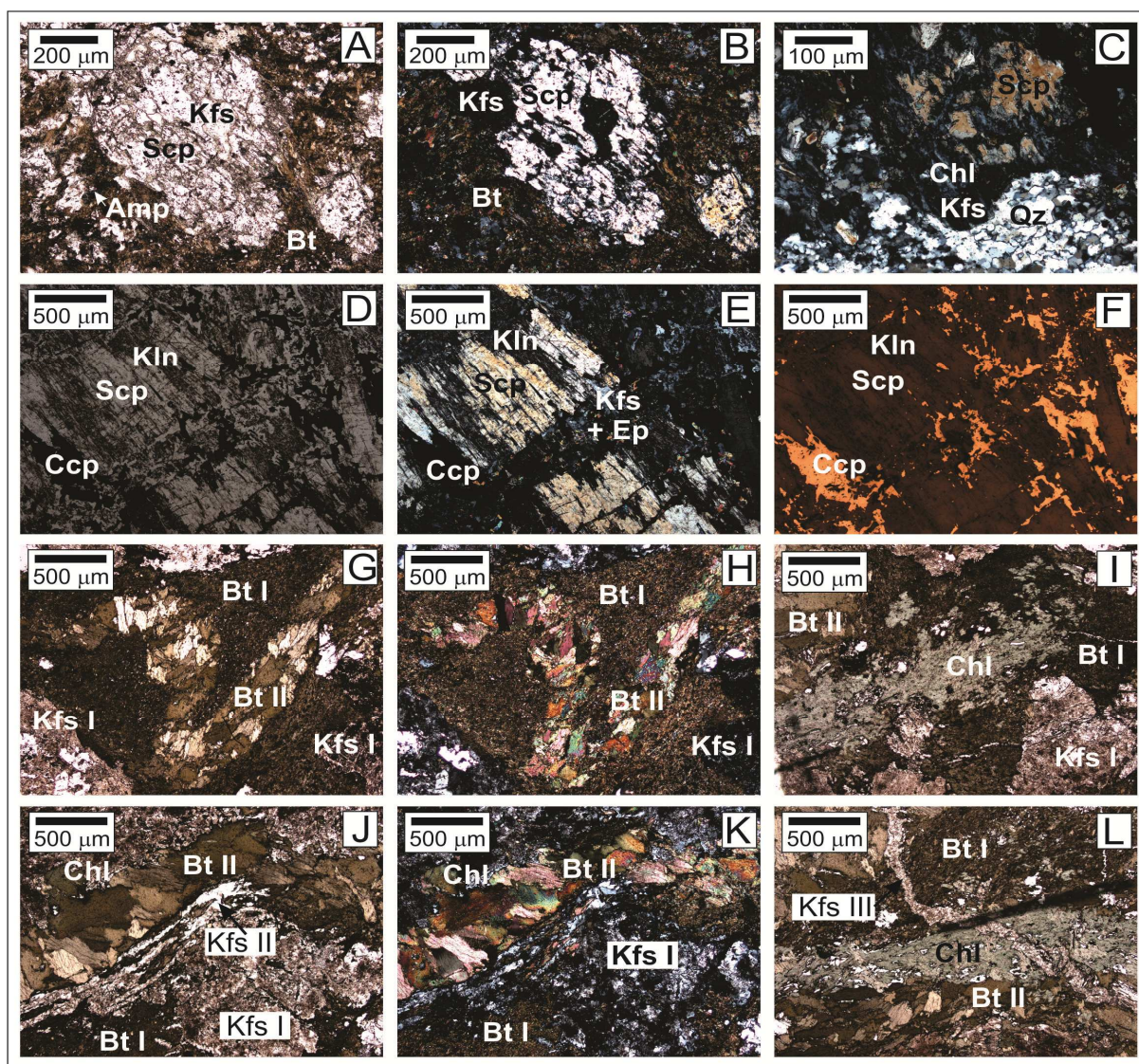


Figura 11. Fotomicrografias de rochas mais intensamente hidrotermalizadas (sem relíquias de texturas ígneas) do Alvo Jatobá. (a) Cristal de escapolita em rocha rica em biotita com núcleo constituído por feldspato potássico; (b) Idem com polarizadores cruzados; (c) Cristal de escapolita substituído parcialmente por feldspato potássico e clorita (polarizadores cruzados); (d) Cristais de escapolita fibrosa substituídos por caolinita ao longo dos planos de clivagem e cortados por vênulas com feldspato potássico (límpido), epidoto e calcopirita; (e) Idem com polarizadores cruzados; (f) Idem em luz refletida mostrando calcopirita preenchendo fraturas na escapolita; (g) Rocha com alteração potássica, constituída por biotita fina (I) e feldspato potássico (I) cortada por vênula com biotita grossa (II); (h) Idem com polarizadores cruzados; (i) clorita cortando biotita das duas gerações (I e II); (j) Finas vênulas com feldspato potássico límpido (II) cortando o feldspato da primeira geração (I) e biotita grossa (II); (k) idem com polarizadores cruzados; (l) Vênula tardia de feldspato potássico (III) cortando biotita (I) e (II) e clorita. Abreviações: Ab = albita; Amp = anfibólio; Bt = biotita; Cal = calcita; Ccp = calcopirita; Chl = clorita; Kfs = feldspato potássico; Ep = epidoto; Kln = caolinita; Scp = escapolita.

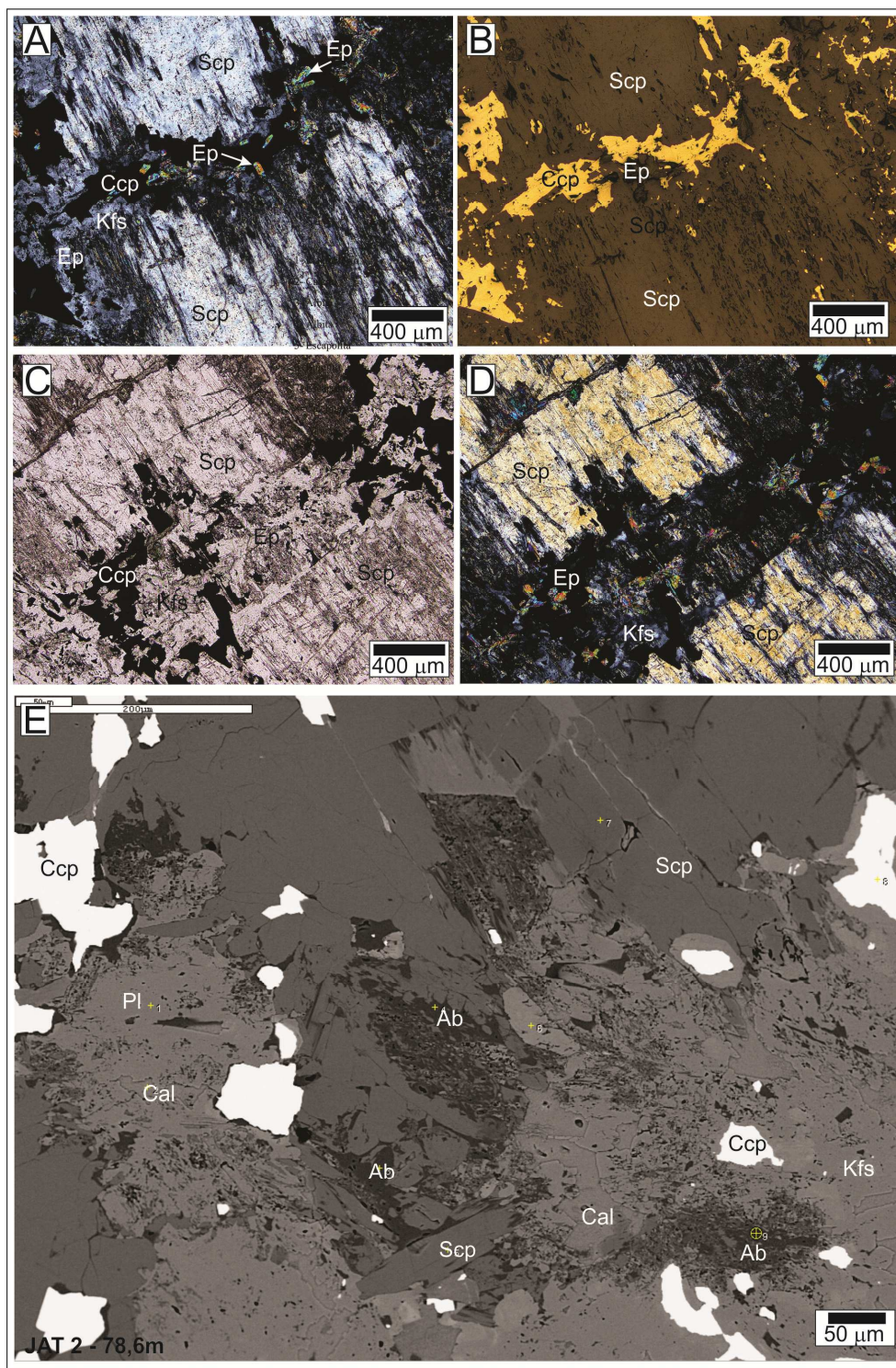


Figura 12. (a-d) Fotomicrografias de rochas mais intensamente hidrotermalizadas (sem relíquias de texturas ígneas) do Alvo Jatobá. (a) Cristal de escapolita em rocha rica em biotita, parcialmente sericitizado, cortado por vênula com calcopirita, epidoto e feldspato potássico (luz transmitida; polarizadores cruzados); (b) Idem em luz refletida, mostrando a calcopirita; (c) Cristal de escapolita cortado por fraturas e vênulas preenchidas com calcopirita, epidoto e feldspato potássico (luz transmitida; polarizadores descruzados); (d) Idem com polarizadores cruzados; (e) Imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV mostrando a substituição da escapolita pela associação de albita, feldspato potássico, calcita e calcopirita. Abreviações: Ab = albita; Cal = calcita; Ccp = calcopirita; Kfs = feldspato potássico; Ep = epidoto; Pl = plagioclásio; Scp = escapolita.

A alteração potássica proximal é representada por veios ou frentes de alteração com feldspato potássico, comumente alterado, sericitizado, caolinizado (**JAT03- 80,70**) com allanita associada. O aspecto turvo e marrom-avermelhado do feldspato potássico, em luz transmitida e polarizadores descruzados (Fig 11g, 11i ou 11j), é característico da primeira geração de feldspato (**JAT02- 156,40**), que pode ser cortada por uma segunda geração desse mineral com aspecto límpido (Fig. 11j). Essas zonas com feldspato potássico cortam os biotitos e as zonas com escapolita grossa e são acompanhados por desenvolvimento de halo de alteração potássica nos minerais pré-existentes. Frequentemente, escapolita grossa e porfiroclastos com escapolita são substituídos pela associação de feldspato potássico, clorita e quartzo (Fig. 11c).

A segunda geração de feldspato potássico difere da primeira por apresentar aspecto límpido. Ocorre em vênulas que cortam a primeira geração de feldspato com aspecto turvo ou como halos ao redor dos sulfetos (**JAT02- 190,22**). As duas gerações de biotita (fina e grossa) e de feldspato potássico (turvo e límpido) são cortadas por vênulas mais tardias com feldspato potássico turvo (Fig. 11l).

Silicificação e albitização

Zonas silicificadas e albitizadas restritas (~10 a 20 cm) podem ser verificadas, sendo concordantes à foliação das rochas (**JAT03- 78,42**). Em geral, apresentam sulfetos associados. Nas zonas albitizadas, a albita é substituída por feldspato potássico nas bordas e ao longo de fraturas.

Formação de óxido de ferro

A magnetita ocorre finamente disseminada nas rochas com alteração potássica com biotita como cristais sub-euhedrais. Comumente, magnetita também associa-se à escapolita e à biotita mais grossa dos veios (**JAT03-130,05**).

Formação de anfibólio

O anfibólio de composição semelhante à do cloro-potássico hastingsita apresenta intenso pleocroísmo azul e verde e ocorre como cristais euhedrais em rochas com alteração potássica com biotita fina, rica em Cl (**JAT02- 153,05**, **JAT03- 178,22** e **JAT03 208,7**), identificada através do MEV. As análises de EDS também evidenciaram que os cristais de anfibólio são enriquecidos em Cl e K. Cloro-potássico hastingsita também foi identificada nas zonas de escapolitização, nas bordas de grandes cristais de escapolita fibrosa, substituindo-a parcialmente (**JAT02- 153,05**), assim como nas bordas das amígdalas e nos veios preenchidos por quartzo.

Cloritização

A cloritização é sincrônica à mineralização. Clorita pode ocorrer associada à segunda geração de feldspato potássico com aspecto límpido que acompanha a formação de sulfetos, cortando uma primeira geração de feldspato potássico mais alterado (**JAT02-156,40**; Fig. 11i e 11l). Comumente altera a escapolita e biotita, constituindo um halo externo ao redor de vênulas e veios mineralizados. Nas zonas mineralizadas clorita também ocorre associada a quartzo, calcita, epidoto e, mais raramente, à andradita (**JAT02- 190,22**). Contudo, as zonas cloritizadas também são cortadas pelas vênulas mais tardias com feldspato potássico com aspecto turvo (Fig. 11l).

A análise por EDS indicou que a clorita presente no Alvo Jatobá é predominantemente a chamosita, bastante enriquecida em ferro (**JAT02- 153,05**, **JAT03-178,22** e **JAT03 208,7**, **JAT03- 81,65** e **JAT03-130,05**).

3.2.3. Mineralização de cobre

As zonas mineralizadas são constituídas principalmente por calcopirita, pirrotita, pirita, esfalerita, pentlandita, Co-pentlandita, siegenita e molibdenita, comumente associados a minerais de ETR, listados na Tabela 1. Os sulfetos ocorrem: (a) orientadas ao longo da foliação milonítica (Fig. 13a e 13b) nas rochas constituídas por relíquias biotita, parcial a totalmente substituídas por clorita, associada ao quartzo (Fig. 11a e 11b, **JAT01- 174,45**), (b) intervalos de até 20 cm de calcopirita maciça, e (b) vênulas e veios (Fig. 13c a 13i).

Zonas mineralizadas são comuns próximo ao contato entre rochas metavulcânicas hidrotermalizadas e gabro. A mineralização é associada a zonas de substituição com quartzo, calcita, apatita, clorita, epidoto, muscovita, titanita e allanita (**JAT03 - 81,65**), que se superpõem às zonas com quartzo e escapolita grossa e fibrosa. Halos de feldspato potássico límpido ao redor dos sulfetos são comuns, inclusive cortando o feldspato potássico com aspecto turvo de primeira geração. Halos externos com biotita, clorita e quartzo também ocorrem localmente.

Nos intervalos mineralizados, allanita e epidoto (Fig. 14a a 14e) ocorrem como grandes cristais euhedrais, frequentemente fraturados e cortados por vênulas com feldspato potássico da segunda geração e calcopirita ou clorita. Análises de MEV e EDS permitiram a caracterização de cloroapatita, Ce-monazita, além de Ce-La allanita (Fig. 14e) que, juntamente com o epidoto, representam fases minerais bastante comuns nas zonas mineralizadas e nas bordas externas dos veios mineralizados. Apatita de cor bege ocorre em zonas de alteração restritas associada com clorita. Muscovita grossa também ocorre em veios mineralizados e zonas com sulfetos maciços. Subordinadamente também foram identificadas uraninita com ETR e óxido de urânio com Mo-Y-Ni (**JAT03/ 81,65 - 1**).

Tabela 1. Associações de minerais hidrotermais, incluindo os de minério, identificados nas imagens microscopia eletrônica de varredura (MEV) e análises químicas semi-quantitativas por EDS em amostras mineralizadas do Alvo Jatobá.

Minerais	Fórmula
Associações de minerais hidrotermais	
Adulária	KAlSi_3O_8
Albita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
Biotita rica em Cl	$\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{Cl})_2$
Calcita	CaCO_3
Chamosita	$(\text{Fe}, \text{Mg})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{O})_8$
Cloroapatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$
Epidoto	$\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Al})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$
Ortoclásio	KAlSi_3O_8
Hastingsita	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Marialita	$\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$
Cloro-potássio hastingsita	$\text{KCa}_2(\text{FeMg})(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{S}_8\text{O}_{22}\text{Cl}_2$
Quartzo	SiO_2
Minerais hidrotermais com ETR	
Allanita	$\text{Ca}(\text{REE}, \text{Ca})\text{Al}_2(\text{Fe}_2)(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$
Bastinäsita	$\text{Y}(\text{CO}_3)\text{F}$
Ce Allanita	$(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Y})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
Coskrenita	$(\text{Ce}, \text{Nd}, \text{La})_2(\text{SO}_4)_2(\text{C}_2\text{O}_4) \cdot 8(\text{H}_2\text{O})$
Monazita	$(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})\text{PO}_4$
Sahamalita	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Ce}_2(\text{CO}_3)_4$
Minerais de minério	
Calcopirita	CuFeS_2
Cobaltopentlandita	Co_9S_8
Esfalerita	$(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$
Hematita	Fe_2O_3
Ilmenita (W)	FeTiO_3
Magnetita	Fe_3O_4
Pirrotita	FeS_2
Molibdenita	MoS_2
Óxido de Urânio com Mo, Y, Cd	?
Pirita	$\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$
Pirita com Ni	$(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}_2$
Siegenita	$(\text{Ni}, \text{Co})_3\text{S}_4$
Titanita	CaTiSiO_5
Uraninita	UO_2

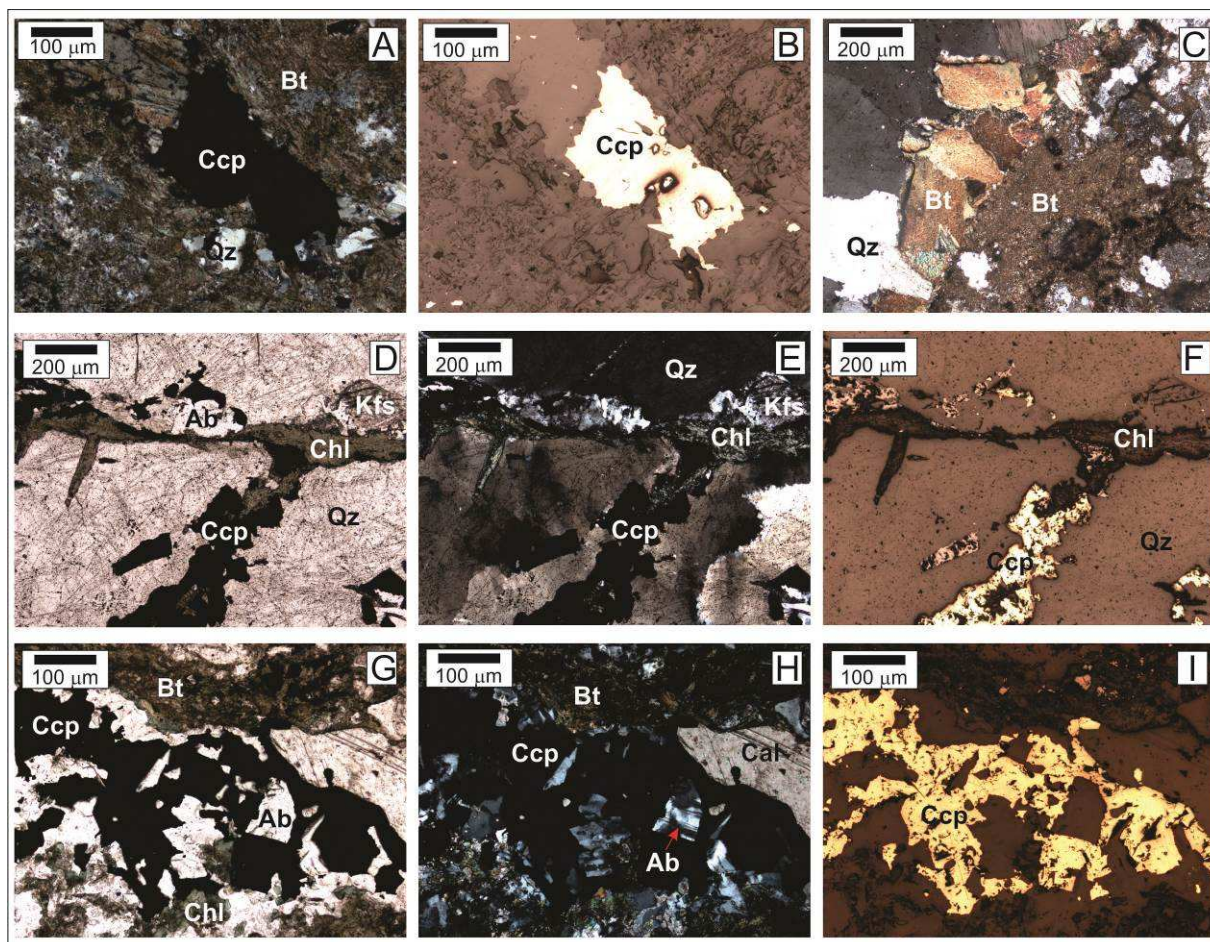


Figura 13. Fotomicrografias de rochas mineralizadas do Alvo Jatobá. (a) Calcopirita associada com biotita (luz transmitida polarizadores cruzados); (b) idem em luz refletida; (c) Borda de veio de quartzo com cristais de biotita grossa (II); (d) calcopirita em veio de quartzo associada com clorita, albita e feldspato potássico; (e) Idem com polarizadores cruzados; (f) Idem em luz refletida; (g) Calcopirita associada a albita, clorita e calcita em vênula que corta rocha rica em biotita; (h) Idem com polarizadores cruzados; (i) idem em luz refletida. Abreviações: Ab = albita; Bt = biotita; Cal = calcita; Ccp = calcopirita; Chl = clorita; Kfs = feldspato potássico; Qz = quartzo.

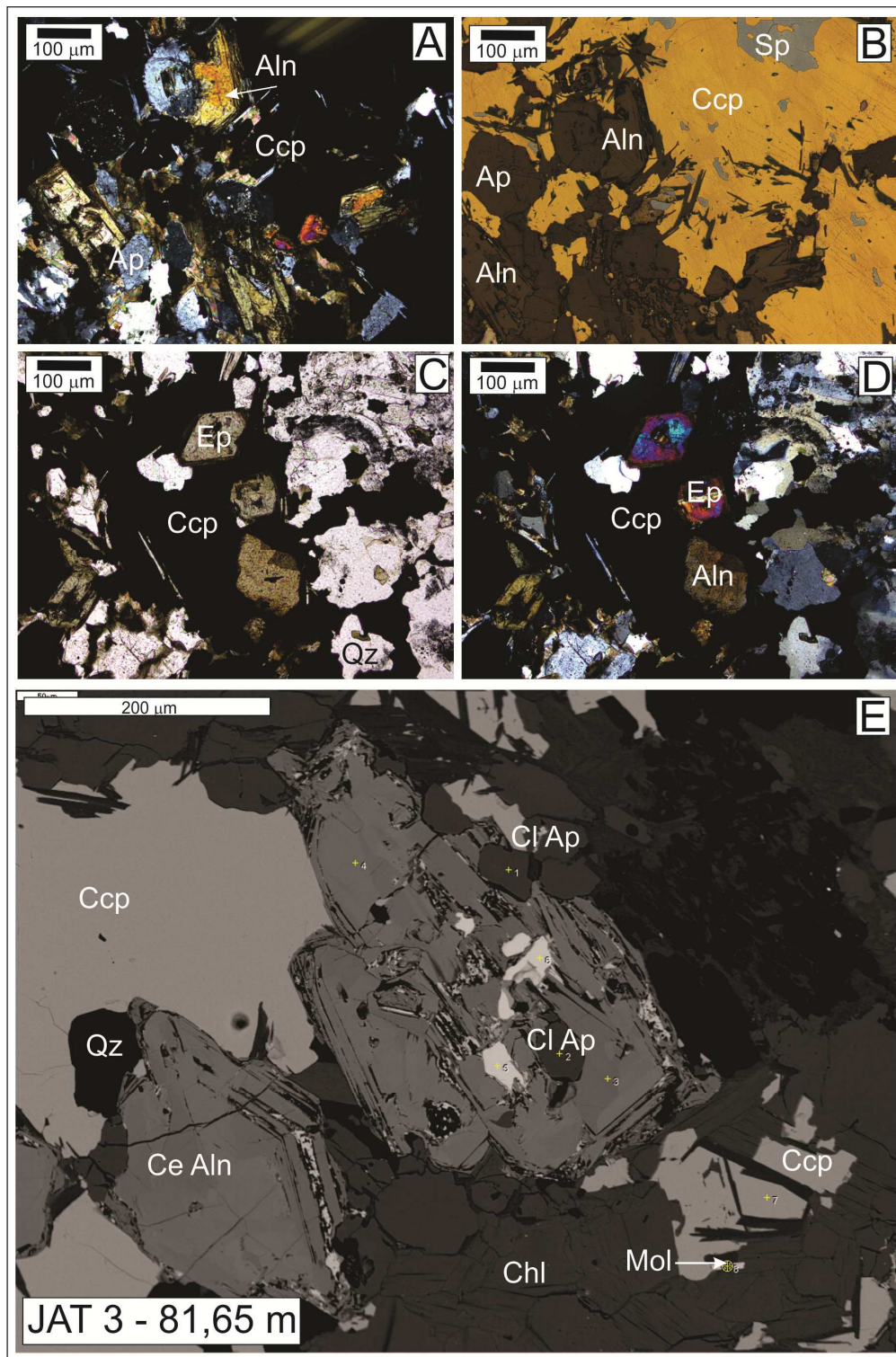


Figura 14. (a-d) Fotomicrografias de rochas mineralizadas do Alvo Jatobá. (a) Calcopirita associada a epidoto, allanita e apatita (luz transmitida, polarizadores cruzados); (b) Idem a anterior em luz refletida, mostrando a associação de esfalerita e calcopirita; (c) Calcopirita associada a epidoto, quartzo e allanita (luz transmitida, polarizadores descruzados); (d) Idem com polarizadores cruzados; (e) Imagem de elétrons secundários obtida em MEV mostrando detalhe da calcopirita com finas inclusões de molibdenita associada com Ce-allanita, Cl-apatita, quartzo e clorita. Abreviações: Aln = allanita; Ccp = calcopirita; Chl = clorita; Ce-Aln = Cério-allanita; Cl-Ap = Cloroapatita; Mol = molibdenita; Sp = esfalerita; Qz = quartzo.

A calcopirita representa o sulfeto predominante, que ocorre comumente associada com pirrotita, esfalerita (**JAT03-81,65**; Fig. 15a a 15d) e pirita. Finas inclusões de molibdenita na calcopirita, identificadas apenas a partir das análises em MEV, são comuns (Fig. 15e; 16a e 16b), assim como inclusões de uraninita e monazita (Fig. 16b). Pirrotita representa uma fase inicial de sulfetação, e por vezes ocorre inclusa em epidoto e allanita, que parecem substituí-la (Fig. 15b e 15d). Pirita, em geral, é anterior à calcopirita e ocorre em duas gerações: a primeira é xenomórfica, por vezes esquelética e porosa, enquanto a segunda é sub-euhedral e sem inclusões. A segunda geração ocorre em cristais isolados ou nas bordas da primeira. Esfalerita (Fig. 15a a 15 c) é uma fase comum, ocorrendo comumente como inclusão na calcopirita (**JAT03-130,05 e JAT03-81,65**).

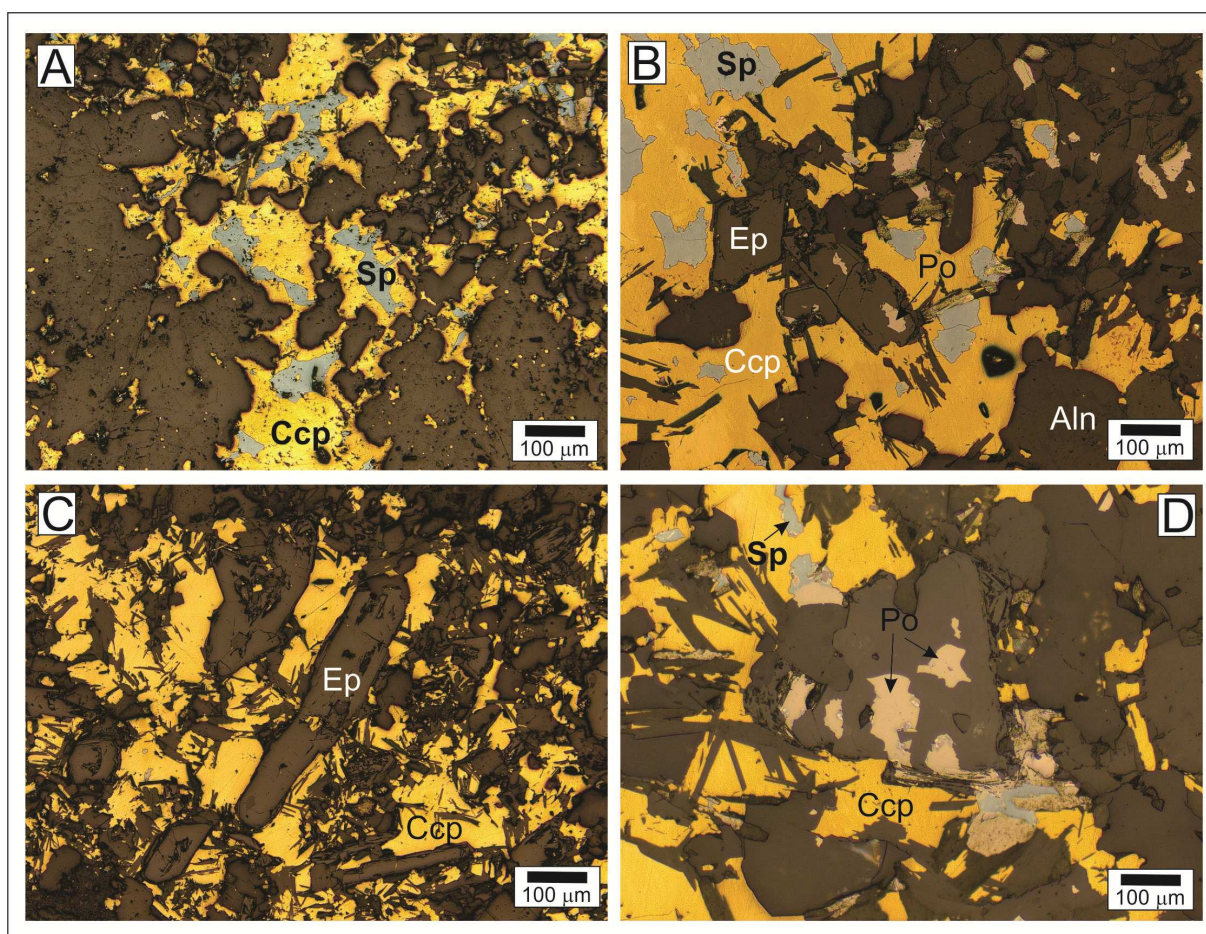


Figura 15. Fotomicrografias de rochas mineralizadas do Alvo Jatobá em luz refletida. (a) Calcopirita e esfalerita em espaços intersticiais entre cristais de epidoto e allanita; (b) Idem anterior, mostrando pirrotita, em geral, inclusa em epidoto, que parece substituí-la; (c) Calcopirita entre cristais euhedrais de epidoto e cristais fibrosos de chamosita; (d) detalhe de relíquias de pirrotita dentro de cristais de epidoto. Abreviações: Aln = allanita; Ccp = calcopirita; Ep = epidoto; Po = pirrotita; Sp = esfalerita.

Albita pode ser reconhecida ao redor dos sulfetos, formando às vezes halos restritos. Albita também ocorre nas zonas mineralizadas em veios. Nesse caso ocorre como cristais euhedrais, ripiformes, com geminação polissintética.

Calcopirita associada ao quartzo e à chamosita (**JAT03/130,05**; Fig. 17a a 17f) também é reconhecida envolvendo e cortando fragmentos de escapolita, feldspato ou anfibólio já bastante alterados (**JAT03- 130,05**). Isso sugere que os intervalos mineralizados representam zonas de substituição por sulfetos de rochas previamente bastante hidrotermalizadas. Pseudomorfo de feldspato ígneo substituído por feldspato potássico e clorita, com finas inclusões de titanita, são identificados nessas zonas (Fig. 16d).

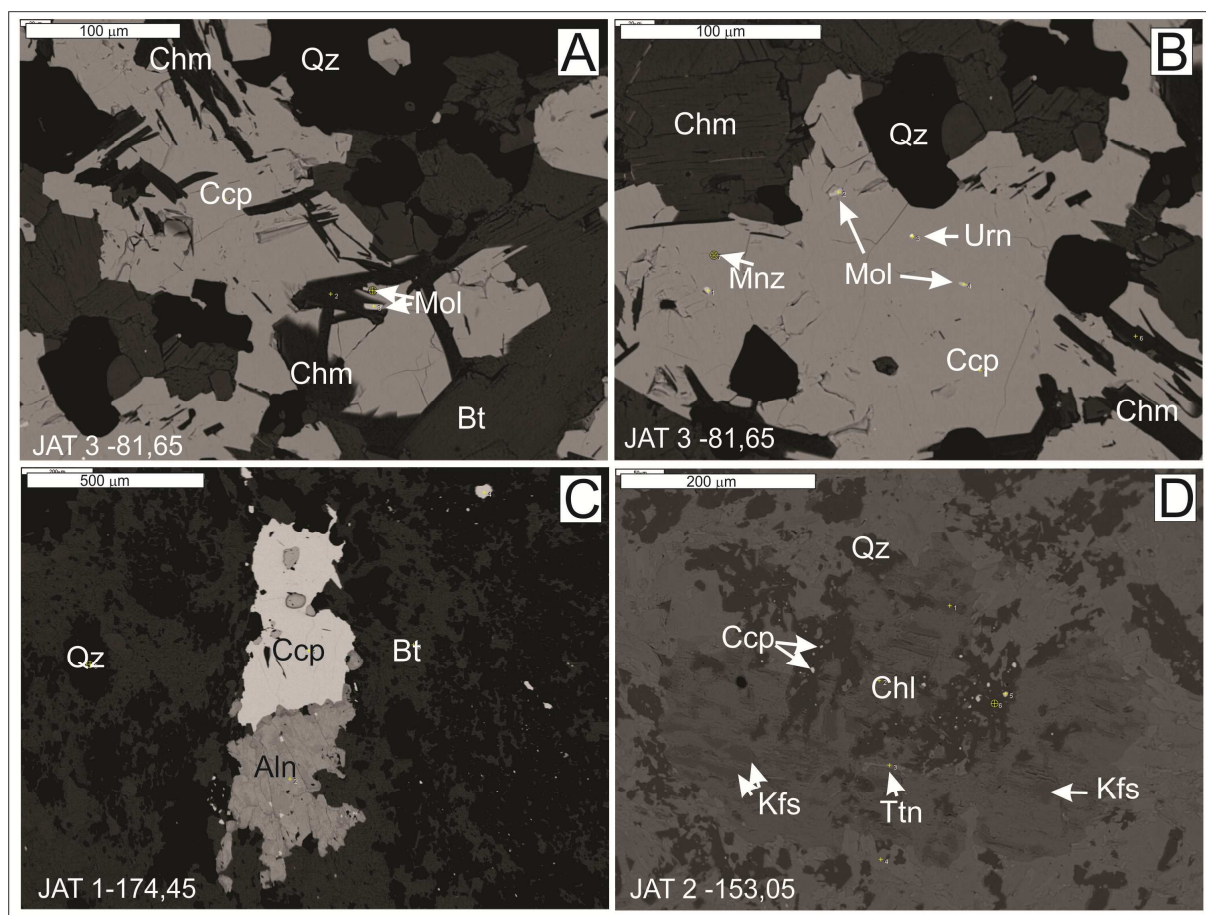


Figura 16. Imagens de elétrons secundários obtida em MEV mostrando: (a) Finas inclusões de molibdenita em calcopirita associada com clorita (chamosita), que substitui a biotita rica em cloro, e quartzo; (b) Finas inclusões de molibdenita, uraninita e monazita em calcopirita associada chamosita e quartzo; (c) Vênula de calcopirita com allanita cortando rocha com biotita rica em cloro e quartzo; (d) Pseudomorfo de feldspato ígneo substituído por feldspato potássico e clorita, com finas inclusões de titanita. Abreviações: Aln = allanita; Bt = biotita; Ccp = calcopirita; Chl = clorita; Chm = chamosita; Cl-Ap = Cloroapatita; Kfs = feldspato potássico; Mol = molibdenita; Mnz = monazita; Sp = esfalerita; Ttn = titanita; Qz = quartzo; Urn = uraninita.

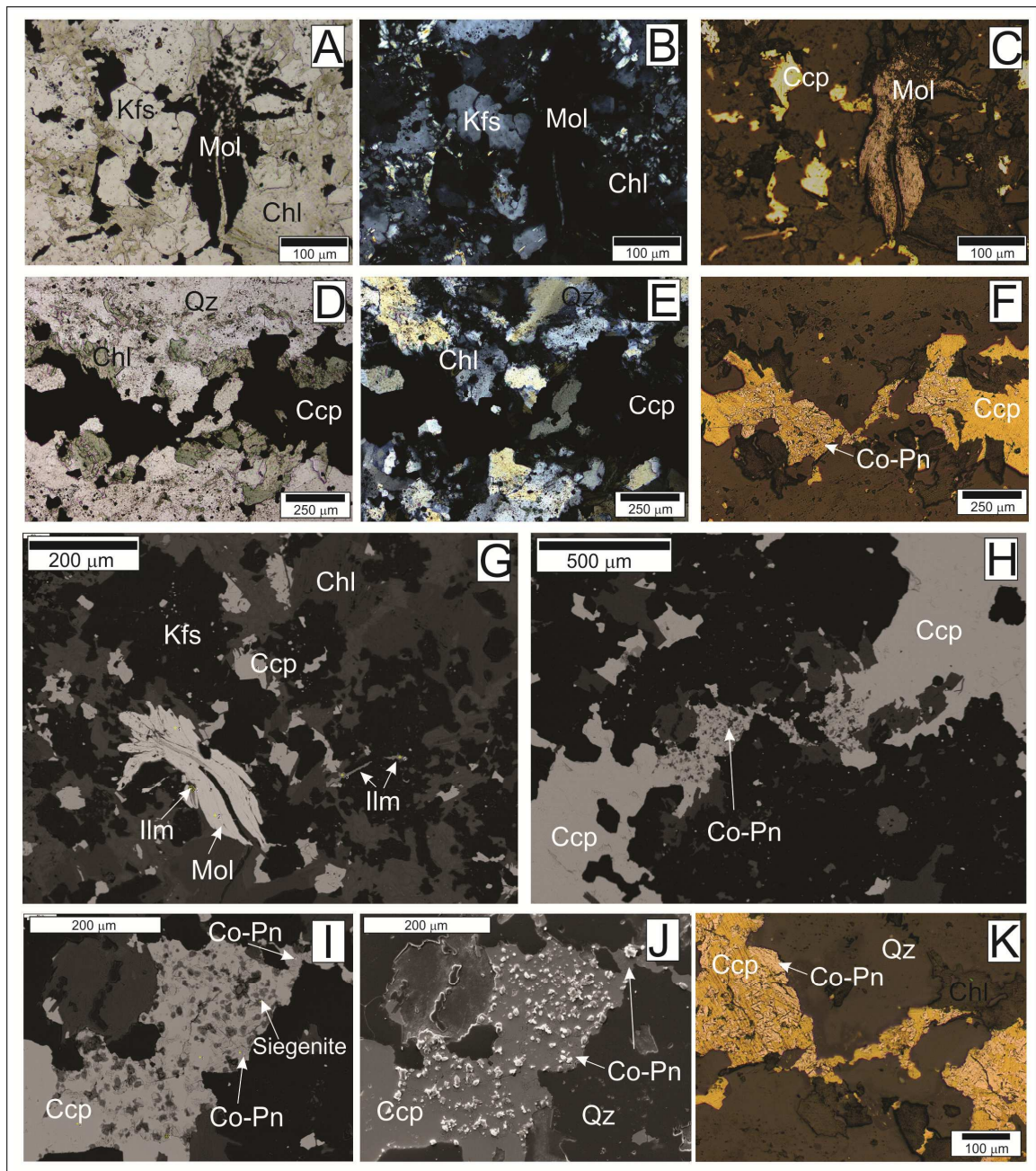


Figura 17. Fotomicrografias de rochas mineralizadas do Alvo Jatobá. (a) Molibdenita associada a feldspato potássico em rocha cloritizada (luz transmitida, polarizadores descruzados); (b) Idem a anterior com polarizadores cruzados; (c) Idem em luz refletida, mostrando a associação de molibdenita e calcopirita; (d) calcopirita em rocha cloritizada (luz transmitida, polarizadores descruzados); (e) Idem a anterior com polarizadores cruzados; (f) Idem em luz refletida, mostrando calcopirita com inclusões de Co-pentlandita; (g) Imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV mostrando inclusões finas de ilmenita em molibdenita e em feldspato potássico; (h) Imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV mostrando calcopirita com inclusões de Co-pentlandita; (i) Imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV mostrando detalhe da calcopirita com inclusões de Co-pentlandita e de siegenita; (j) Imagem de elétrons secundários obtida em MEV mostrando detalhe da calcopirita com inclusões de Co-pentlandita e de siegenita; (k) Fotomicrografia em luz refletida, mostrando calcopirita com inclusões de Co-pentlandita em luz refletida. Abreviações: Ccp = calcopirita; Chl = clorita; Co-Pn = Cobalto pentlandita; Ilm = ilmenita; Kfs = feldspato potássico; Mol = molibdenita; Qz = quartzo.

Nesses intervalos, calcopirita, molibdenita (Fig. 17a a 17c e 17g), cobaltopentlandita e siegenita (**JAT03/130,05**) representam fases minerais importantes, ocorrendo associadas à ilmenita com tungstênio em sua estrutura (até 1,6% de W). Cobaltopentlandita e siegenita são associadas à calcopirita (Fig. 17f; 17h a 17k).

Sulfetos também ocorrem em *network* de veios (< 2 a > 10 cm de espessura) com calcita-calcopirita-pirita, pirita-pirrotita-calcopirita ou pirrotita-magnetita-calcita com textura em pente (*comb*). Comumente os veios apresentam uma zona central rica em quartzo e/ou feldspato potássico e os sulfetos posteriores o substituem e cortam. O quartzo presente em tais veios apresenta-se deformado, com extinção ondulante e formação de sub-grãos, enquanto o feldspato potássico é fortemente sericitizado. A calcopirita, associada com epidoto, albita e feldspato potássico, também ocorre em vênulas que cortam cristais de escapolita, em fraturas e nos planos de clivagem desse mineral (**JAT02- 78,6**). Comumente, os veios apresentam uma zona central rica em quartzo e/ou feldspato potássico, e os sulfetos posteriores o substituem e o cortam. O quartzo, presente em tais veios, apresenta-se deformado, com extinção ondulante e formação de sub-grãos, enquanto o feldspato potássico é intensamente sericitizado.

Também foram caracterizados finos veios zonados que cortam as rochas constituídas essencialmente por chamosita (Fig. 18a a 18c) com relíquias de biotita rica em cloro e inclusões orientadas de ilmenita (Fig. 18a, 18d e 18f). Os veios ou vênulas apresentam magnetita parcial a totalmente substituída por hematita ($\pm$ limonita e leucoxênio) em suas bordas (Fig. 18d e 18g). Pirita níquelífera ocorre nas partes intermediárias da vênula, e apresenta texturas indicativas de preenchimento de espaços abertos (Fig. 18a e 18f). As partes centrais do veio são representadas por calcopirita e esfalerita (Fig. 18f e 18g). Carbonatos de terras raras foram indentificados nas bordas do veio, associados à hematita ($\pm$ limonita), incluindo bastnäsita [(Ce,Nd,Gd,Y)(CO₃)F], coskrenita [(Ce,Nd,La)₂(SO₄)₂(C₂O₄)•8(H₂O)] e sahamalita [(Mg,Fe)Ce₂(CO₃)₄], como mostrado nas figuras 18d e 18e). Adicionalmente inclusões de adularia na pirita (Fig. 18f) foram também identificadas (**JAT3 130,05**).

Uma síntese da evolução paragenética identificada no Alvo Jatobá é apresentada na figura 19.

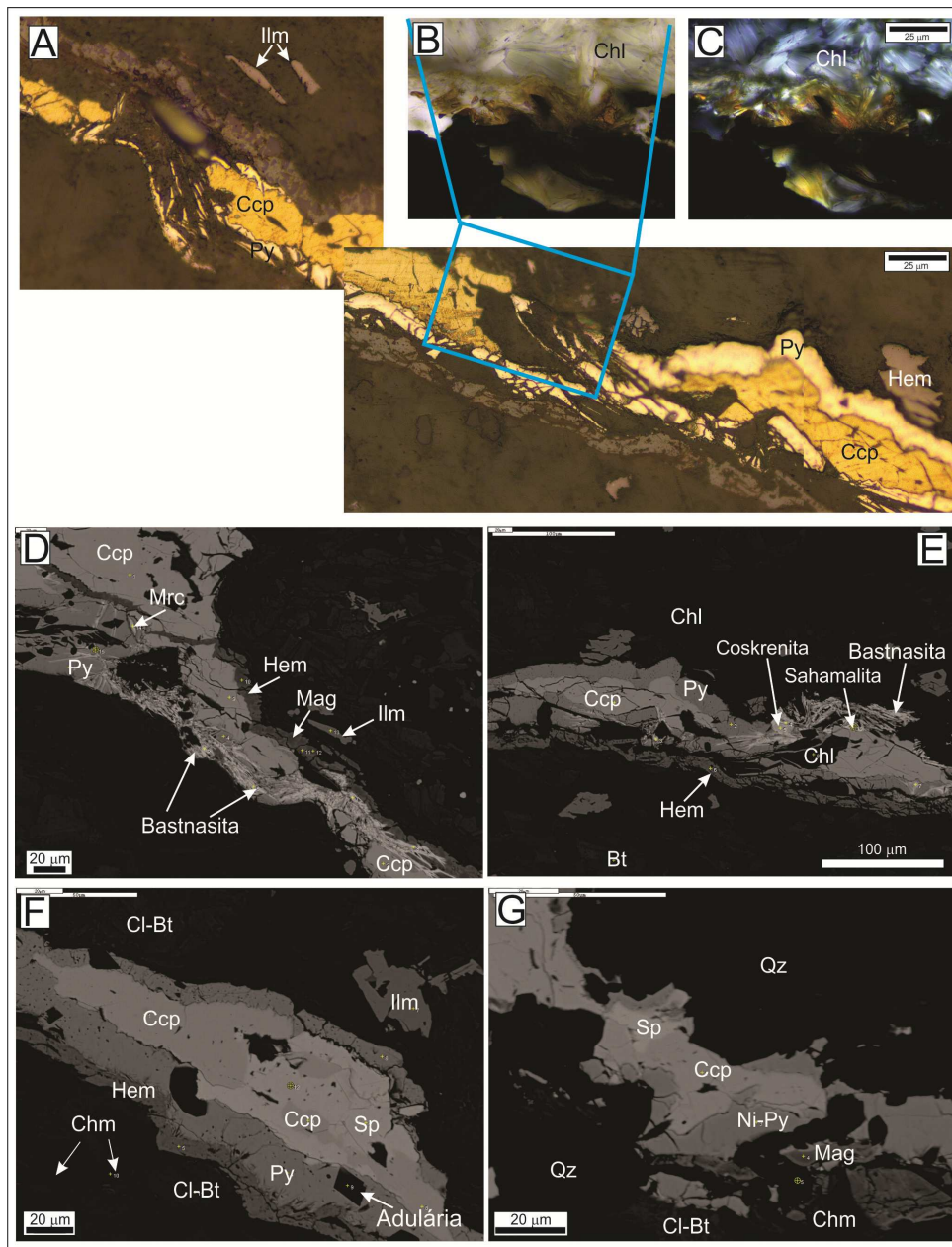


Figura 18. (a-c) Fotomicrografias de rochas mineralizadas do Alvo Jatobá. (a) Fotomicrografia em luz refletida mostrando vênula zonada preenchida com hematita nas bordas, pirita nas partes intermediárias cortando constituída por chamosita com inclusões orientadas de ilmenita; (b) Detalhe de (a), mostrando a chamosita, além de limonita e leucoxênio nas bordas da vênula mineralizada (luz transmitida, polarizadores descruzados); (c) Idem a anterior com polarizadores cruzados; (d-g) Imagens de elétrons secundários obtida em MEV; (d) bastinäsita na borda de vênula mineralizada com pirita, marcassita e calcopirita, e presença de magnetita parcialmente substituída por hematita na borda da vênula; (e) associação de bastinäsita, coskrenita e sahamalita na borda de vênula mineralizada com pirita e calcopirita, que corta rocha com biotita rica em clora parcial a totalmente substituída por chamosita; (f) detalhe da vênula mineralizada mostrando associação de esfalerita e calcopirita nas partes centrais do vênula e inclusões de possível adularia; (g) detalhe da vênula mineralizada mostrando associação de esfalerita e calcopirita nas partes centrais do vênula e pirita rica em níquel nas bordas, envolvida por magnetita parcialmente substituída por hematita. Abreviações: Bt = biotita; Ccp = calcopirita; Chl = clorita; Chm = chamosita; Cl-Bt = Cloro biotita; Kfs = feldspato potássico; Hem = hematita; Ilm = ilmenita; Mrc = marcassita; Ni-Py = pirita rica em níquel; Sp = esfalerita; Py = pirita; Qz = quartzo.

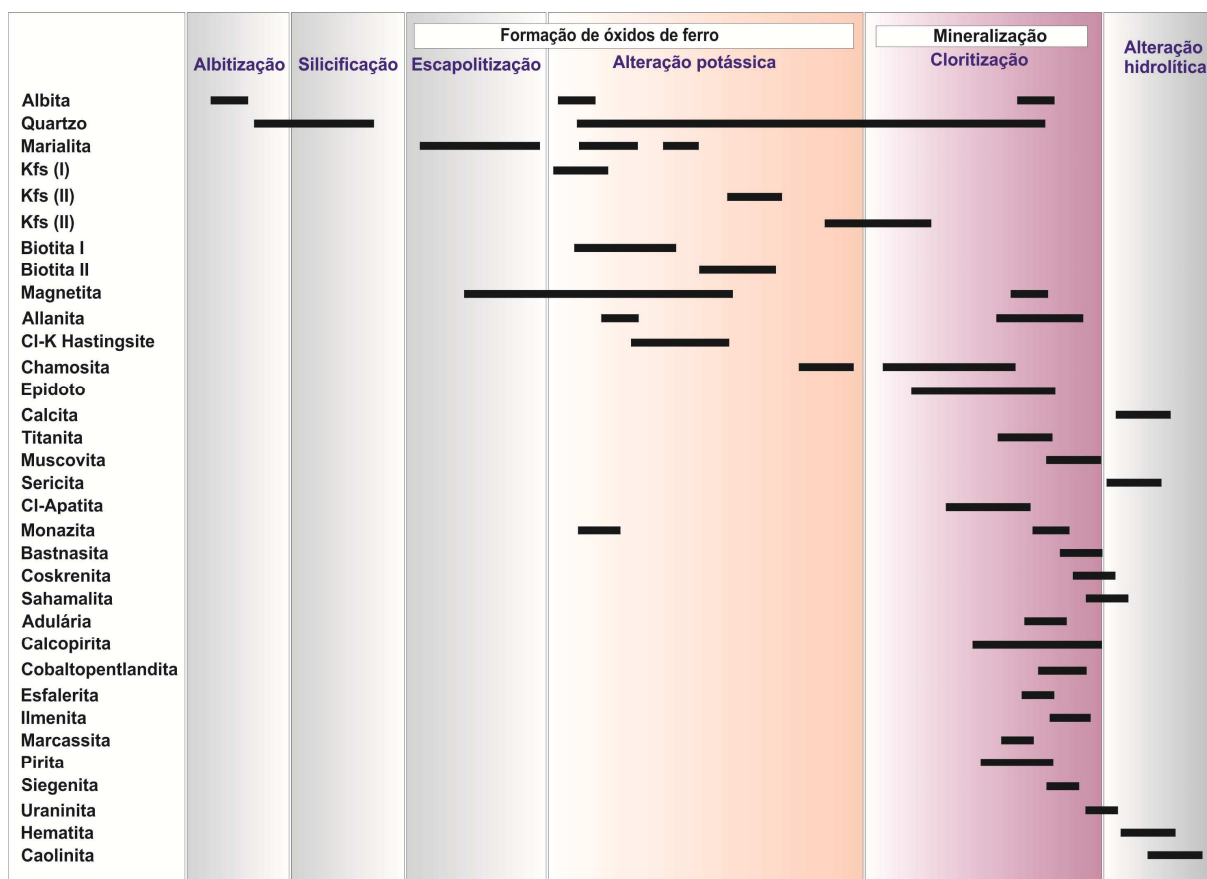


Figura 19. Evolução paragenética das zonas de alteração hidrotermal e mineralizadas do Alvo Jatobá.

6. COMENTÁRIOS CRÍTICOS

O desenvolvimento do projeto seguiu o escopo inicial, mantendo o cronograma e a metodologia originalmente propostos. A única dificuldade encontrada foi no início da análise microscópica de luz transmitida devido à falta de familiaridade com as texturas de alteração hidrotermal e sua mineralogia. Essa dificuldade foi superada devido ao suporte didático da orientadora desse Trabalho de Formatura.

Contudo, o progresso das descrições petrográficas resultou na compreensão de que no Alvo Jatobá estão registrados distintos estágios de alteração hidrotermal, com notável recorrência de tipos de alteração e possível sobreposição de eventos hidrotermais.

7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DE RESULTADOS

7.1. Rochas Hospedeiras

As texturas observadas em rochas metavulcânicas, assim como a predominância de megacristais de quartzo, indicam composição riolítica para algumas dessas rochas. A predominância de biotita na matriz em rochas dessa natureza poderia ser explicada por

processos metassomáticos-hidrotermais com introdução de potássio e ferro no sistema. Megacristais de plagioclásio zonado preservados são observados em alguns litotipos que podem apresentar composição distinta, variando de riódacítica a dacítica.

As texturas observadas nas rochas metavulcânicas ácidas, tais como corrosão em golfo, arredondamento nos fenocristais de quartzo e sobrecrecimento, são tipicamente associadas à circulação de magma na câmara magmática, que causa dissolução dos fenocristais já cristalizados nas zonas mais quentes, rotação dos cristais e formação de sobrecrecimentos nas zonas mais frias da câmara.

Rochas com amígdalas foram também caracterizadas como derivadas de protólitos vulcânicos, porém de natureza distinta, possivelmente máfica.

7.2. Alteração hidrotermal e mineralização

A mineralização representa um estágio tardio da evolução do sistema hidrotermal, sendo precedida por vários estágios de alteração hidrotermal, que incluem albitização, escapolitização, silicificação, alteração potássica com formação de biotita e de feldspato potássico, formação de óxido de ferro e de anfibólio e cloritização.

As relações texturais observadas indicam que a formação da escapolita e o início da alteração potássica com biotita foi anterior à milonitização, embora possa ter sido sincrônica ao desenvolvimento da foliação interna observada em cristais de escapolita. Minerais hidrotermais apresentam feições de deformação em regime dúctil e próximo à transição rúptil-dúctil. Recorrência de estágios de formação de biotita, com pelo menos duas gerações, e de feldspato potássico, foi reconhecida e pode refletir escape episódico de fluidos hidrotermais canalizados.

As associações de minerais hidrotermais reconhecidas no Alvo Jatobá incluem minerais com ETR, tais como, allanita, bastinásita, coskrenita, monazita e sahamalita, e com urânio, principalmente uraninita. Embora enriquecimentos relativos de ETR sejam descritos para os depósitos IOCG de Carajás, comumente são descritos apenas allanita, xenotima e monazita. Em relação aos minerais de minério, associação de calcopirita, esfalerita, pirrotita, pentlandita, Co-pentlandita, pirita, pirita niquelífera, siegenita e molibdenita revela enriquecimento em Cu, Ni, Co e Zn, que se assemelha com os descritos no depósito Castanha por Pestilho *et al.* (2010).

No Alvo Jatobá, contudo, magnetita foi identificada principalmente nas zonas com alteração sódica e potássica, enquanto a paragênese de minério inclui pirrotita e pirita, indicando condições de fO_2 menores (e possivelmente de fS_2 maiores) que as predominantes no campo de estabilidade da magnetita. A presença de inclusão de ilmenita com W nas zonas cloritizada também pode sugerir condições relativamente reduzidas. Contudo, relíquias de magnetita também foram identificadas na borda de vênulas,

apresentando-se parcialmente substituídas por hematita. Isso pode indicar que na transição para regime rúptil, condições de maiores fO_2 prevaleceram.

Episódios de escapolitização também foram reconhecidos em outros depósitos satélites da Mina Sossego, como o Castanha e outros (Bacaba, Bacuri e Visconde) e são descritos como associados aos estágios iniciais de evolução do(s) sistema(s) hidrotermal(is) em grande escala (Monteiro *et al.*, 2011; Moreto, 2013).

Extensas zonas de escapolitização, semelhantes às reconhecidas nesse estudo, foram previamente descritas em Carajás (Sousa 2007, Monteiro *et al.* 2007). Escapolita também é considerada uma fase mineral importante em outras províncias com depósitos de IOCG de classe mundial, tais como o *Fennoscandian Shield*, na Suécia (Frietsch *et al.* 1997), Wernecke Mountains, Yukon, Canadá (Hunt *et al.* 2005) e o distrito de Cloncurry, Queensland, na Austrália (Oliver *et al.* 1992). Nesses exemplos, escapolita foi reconhecida em zonas de alteração sódica e/ou sódico-cálcicas (albita-escapolita-hornblenda) profundas e de elevada temperatura associadas à ocorrência de magnetita-apatita em depósitos IOCG.

No entanto, a formação de escapolita nos depósitos IOCG é atribuída a diferentes processos. Segundo Barton & Johnson (1996), sua formação seria favorecida por temperaturas mais elevadas decorrentes da colocação de intrusões máficas ou intermediárias. De acordo com Hunt *et al.* (2005), no entanto, na área de Slab no Wernecke Mountains, Yukon, Canadá, a formação de escapolita teria resultado da substituição de halita, proveniente de (meta)evaporitos. Nessa área, a ocorrência da escapolita em finos leitos alternados com e sem escapolita, intercalados a rochas metassedimentares, assim como sua composição marialítica, indicam derivação de protólito que continha abundante halita.

No Alvo Jatobá, a ocorrência de escapolita em veios e zonas de substituição são semelhantes à halos ou *fronts* de alteração associados aos condutos de escape de fluidos altamente salinos. Evidências diretas de substituição *in situ* de minerais evaporíticos não foram observadas. A presença de escapolita em uma associação sedimentar-exalativa, na qual leitos com escapolita estariam intercalados a sedimentos químicos, tais como *chert*, minerais carbonáticos, formações ferríferas e sulfetos (Oen & Lustenhouwer, 1992) também não foi verificada. Entretanto, como as rochas hospedeiras são parte de uma sequência metavulcano-sedimentar, a presença de rochas metavulcanoclásticas, incluindo metatufos e meta-exalitos seria esperada, ainda que seja difícil seu reconhecimento devido à intensidade da alteração hidrotermal. A associação entre escapolita e meta-exalitos já foi proposta anteriormente por Villas *et al.* (2005) para o corpo Pista do depósito Sossego.

Monteiro *et al.* (2011) considera que as rochas ricas em biotita e escapolita reconhecidas em alguns depósitos IOCG de Carajás, como o Casatnha e o Bacaba, apresenta grande com aquelas identificadas nos depósito de Pb-Zn-Ag de Sullivan, British

Columbia (Jiang *et al.*, 2000), Pb-Zn de Tongmugou, Qinling, China (Jiang *et al.*, 1994) e de Cu-Co-Au do Idaho Cobalt Belt, EUA (Nash & Connor, 1993). Nessas diferentes áreas, a formação dessas rochas foi atribuída à alteração singenética de unidades vulcanoclásticas em uma piscina de salmoura rica em cloro ou em ambientes hipersalinos de planície de maré ou mesmo ao metamorfismo de unidades exalativas (Nash & Connor, 1993; Jiang *et al.*, 1994; 2000).

Contudo, as rochas ricas em biotita e porfiroblastos de escapolita do Alvo Jatobá incluem riólitos e pórfiros de composição riolítica com megacristais de quartzo bi-terminados ainda preservados em matriz hidrotermalizada. Nesse alvo, as zonas de escapolitização são essencialmente estruturalmente controladas, muitas vezes associadas a veios discordantes de escapolita, o que indica que, ainda que a dissolução de metaexalitos tenha contribuído para a natureza dos fluidos hidrotermais, a alteração hidrotermal é essencialmente epigenética, não tendo sido reconhecidas evidências de substituição *in situ* de halita que comprovassem uma derivação direta dessa.

Independentemente do ambiente de formação da escapolita marialítica, sua presença e abundância reflete fluidos altamente salinos nos estágios iniciais de evolução do sistema hidrotermal, o que representa uma importante característica dos sistemas IOCG. Os fluidos altamente salinos apresentam alta capacidade de lixiviar e transportar metais como complexos cloretados. Tais complexos podem ser desestabilizados devido ao decréscimo da temperatura e/ou diminuição da salinidade dos fluidos, possibilitando a formação da calcopirita. No Alvo Jatobá, a diminuição da temperatura durante a evolução do sistema é evidenciada pelas paragêneses minerais sin-mineralização, tais como clorita-apidoto-allanita-albita, que substituem minerais formados em maiores temperaturas, tais como escapolita e anfibólio. Adicionalmente a diminuição de salinidade dos fluidos pode ter sido alcançada devido à incorporação de Na e Cl nas fases minerais hidrotermais, tais como escapolita (Na-Cl), albita (Na), apatita (Cl), biotita (Cl) e cloro potássio hastingsita (Cl), ou por diluição devido à mistura com fluidos menos salinos.

O Alvo Jatobá apresenta padrão de alteração hidrotermal distinto daquele caracterizado por Monteiro *et al.* (2008a) para a Mina Sossego. Nessa mina, as zonas mineralizadas e de alteração hidrotermal seriam, segundo esses autores, diferentes nos dois principais corpos de minério, Sequeirinho e Sossego. No corpo Sequeirinho é descrita predominância de alteração sódica com albita e sódico-cálcica com albita e actinolita, além de corpos de magnetita maciça com apatita associada. Zonas de alteração potássica com feldspato potássico e biotita cortam as zonas de alteração sódico-cálcicas no corpo Sequeirinho, porém são de ocorrência restrita, diferindo do corpo Sossego no qual essas zonas são extensas e gradam lateralmente para zonas de cloritização. No depósito Jatobá, zonas com alteração sódico-cálcica com albita e actinolita, ou mesmo corpos de magnetita-

apatita não foram caracterizados, contudo, zonas com escapolita e biotita são predominantes. Tais diferenças podem refletir a natureza distinta das rochas hospedeiras, predominantemente metavulcânicas no Alvo Jatobá e gabroicas e graníticas na Mina Sossego, e parâmetros físicos-químicos (T, salinidade, fS_2 , fO_2) dos fluidos hidrotermais.

8. CONCLUSÕES

O Alvo Jatobá, considerado um alvo satélite da Mina Sossego, apresenta algumas características comparáveis a de outros depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro de Carajás e de outras províncias mundiais, tais como associação com zonas de cisalhamento, extensivas zonas de alteração hidrotermal sódica (escapolita) e potássica (biotita e feldspato potássico), além de conteúdo elevado de ETR, U, P, Co e Ni. Contudo, não foi observada forte relação de magnetita e/ou hematita com as zonas mineralizadas, e a presença de ouro não foi identificada nesse estudo.

As principais rochas hospedeiras reconhecidas no Alvo Jatobá incluem rochas metavulcânicas riolíticas, riodacíticas a dacíticas e máficas cortadas por corpos gabroicos e por diques de rocha sub-vulcânica, representada por pórfiros riodacíticos. As rochas metavulcânicas ácidas apresentam fenocristais bipiramidais de quartzo, alguns dos quais com corrosão em golfo, arredondamento e sobrecrecimentos, que podem refletir circulação de magma na câmara magmática, dissolução dos fenocristais já cristalizados nas zonas mais quentes, rotação dos cristais e formação de sobrecrecimentos nas zonas mais frias da câmara. As rochas metavulcânicas máficas apresentam comumente textura amigdaloidal.

Extensivas zonas de alteração hidrotermal com biotita rica em cloro e escapolita marialítica com magnetita associada são reconhecidas no Alvo Jatobá e evidenciam a participação de fluidos hidrotermais quentes e hipersalinos no sistema hidrotermal. Esses possivelmente lixiviaram metais das rochas hospedeiras e encaixantes a partir de mecanismos de interação fluido-rocha e os transportaram como complexos cloretados.

Recorrência de estágios de formação de biotita, com pelo menos duas gerações, e de feldspato potássico, foi reconhecida e pode refletir escape episódico de fluidos hidrotermais canalizados. A cloritização sucedeu o estágio principal de alteração potássica com biotita e foi sincrônica à mineralização cuprífera e à formação de epidoto, apatita, albita, adularia, uraninita, allanita, e outros minerais de ETR, tais como bastinäsita, coskrenita, monazita e sahamalita.

Os minerais de minério do Alvo Jatobá incluem calcopirita, esfalerita, pirrotita, pentlandita, Co-pentlandita, pirita, pirita níquelífera, siegenita e, subordinadamente, marcassita e molibdenita, que ocorrem disseminados nas rochas cloritizadas e em vênulas e

veios, por vezes zonados. A paragênese do minério revela assinatura química representada por Cu-Fe-Ni-Zn-Mo-ETR-P-U.

A evolução paragenética caracterizada para o Alvo Jatobá indica que os principais mecanismos de deposição da calcopirita podem ser relativos ao decréscimo da temperatura e/ou diminuição da salinidade dos fluidos, que teria permitido a formação do minério em um estágio relativamente tardio da evolução do sistema hidrotermal.

Este estudo, apresentado como Trabalho de Formatura, poderia ser aprofundado em futuros trabalhos acadêmicos, investigando radioisótopos, isótopos estáveis, inclusões fluidas, visando à compreensão de processos e ao refinamento de um modelo genético que possa nortear a pesquisa mineral relativa aos depósitos cupro-auríferos de Carajás.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge-João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação da folha Serra dos Carajás. *In: Congresso Latino Americano de Geologia, 7, Proceedings*, p. 324–333.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correio J.R., Macambira, E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 454-460.
- Barros C.E.M., Macambira, M.J.B., Barbey, P., Scheller, T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações Petroológicas e Tectônicas. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*, **34**: 531-538.
- Barton, M.D., Johnson, D.A. 1996. Evaporitic source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, **24**:259–262
- Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drumond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**: 215–242.
- Carvalho E.R., Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Souza Filho C.R. 2005. Geology and hydrothermal alteration of the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, 1, [CD-ROM].
- Companhia Vale do Rio Doce, 2003. *Projeto Sapucaia*. Relatório Interno, 124p. (Inédito).
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*, **7**:199-235.
- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge-João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. *In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, Excursion Guide*, pp. 135–161.
- Dall'Agnol R., Costi H.T., Leite A.A.S., Magalhães M.S., Teixeira N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, **95**: 9-39.

- Dias G.S., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Barros C.E. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás - Pará. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5, *Extended Abstracts*, p. 376-378.
- Docego 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, *Anexo aos anais*, pp 11–54.
- Ferreira Filho C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 112p.
- Frietsch R., Tuisku P., Martinsson O., Perdahl J.-A. 1997. Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na–Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geol. Rev.* **12**: 1–34.
- Galarza T.M.A., Macambira M.J.B., Moura C.A.V. 2003. Geocronologia Pb–Pb e Sm–Nd das rochas máficas do depósito Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA). *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, [CD-ROM].
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.A. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. *In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, *Anais*, v 1, p. 100–110.
- Hitzman, M.W. 2000. Iron oxide–Cu–Au deposits: what, where, when, and why. *In: Porter, T.M. (ed.). Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective*. Australian Miner. Fund, Adelaide, p. 9–25.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precamb Res.*, 58: 241–287.
- Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V. 1999. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: geologia e mineralização associada, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. *In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, *Boletim*, p. 140-143.
- Hunt, J., Baker, T., Thorkelson, D. 2005. Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems: examples from the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. *Mineralium Deposita*, **40**:492-514.
- Jiang, S.-Y., Palmer, M.R., XUE, C.-J., LI, Y.-H. 1994. Halogen-rich scapolite-biotite rocks from the Tongmugou Pb-Zn deposit, Qinling, north-western China: implications for the ore-forming processes. *Mineral. Mag.*, **58**: 543–552.
- Jiang, S.-J.; Palmer, M.S.; Slack, J.F.; Leitch, C.H.L. 2000. Cl-rich scapolite and biotite from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia. *Special Publication Geological Association of Canada*, v. 1:791-803, 2000.
- Lancaster O. J., Fanton, J., Almeida, A.J., Leveille, R.A., Vieira, S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. *In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS*, 31, 2000, Rio de Janeiro, RJ. *Proceedings...* Rio de Janeiro, International Union of Geological Sciences, [CD-ROM].
- Lindenmayer Z.G., Sial A.N., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Althoff F.J., Laux J.H., Araújo J.C., Fleck A., Becker C.A., Carvalho D.B., Nowatzki A.C. 2001. Geologia do Depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. *In: Jost, H., Brod, J.A., Queiroz E.T. de (org.). Caracterização de Depósitos Auríferos Brasileiros*. Brasília. DNPM-ADIMB, p. 79-139.

- Macambira M.J.B., Ferreira Filho C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Catete – sudeste do Pará. *In: Klein E.L., Vasquez M. L. (eds). Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG, Belém, pp. 105-114.
- Macambira M.J.B., Lafon, J. M. 1999. Geological evolution of the Carajás Metallogenic Province Brazil based on geochronological data: a Review. *In: South American Symposium on Isotope Geology, 1999, Córdoba. Extended Abstracts, v. 2. p. 481-484.*
- Machado N., Lindenmayer D.H., Krough T.E., Lindenmayer Z.G. (1991) U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 1–26.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., Torresi I. 2008a. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, **43**:129-159.
- Monteiro, L.V.S. 2006. *Aplicação de isótopos estáveis na modelagem da gênese dos depósitos de magnetita-Cu-Au de Igarapé Bahia e de Cu-Au-(W-Bi-Sn) de Breves, Província Mineral De Carajás, PA*. Relatório FAPESP 03/01159-1– Projeto de Pós-Doutoramento (Inédito).
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Pestilho, A.L.S., Moreto, C.P.N., Juliani, C., Torresi, I., Souza Filho, C.R. 2011. O Cinturão Sul do Cobre na Província Mineral de Carajás: reconstituição do paleossistema hidrotermal associado aos depósitos de óxido de ferro–cobre–ouro. *In: Frantz, J.C., Marques, J.C., Jost, H. (Org.). Contribuições à Metalogenia do Brasil*. Porto Alegre: UFRGS/Instituto de Geociências, v. 1, p. 41-70.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Souza Filho, C.R., Augusto, R.A. 2007. Aplicação de isótopos estáveis ao estudo dos padrões de distribuição das zonas de alteração hidrotermal associados ao sistema de óxido de ferro–cobre–ouro Sossego, Província Mineral de Carajás. *In: XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, SBGq, [CD-ROM]*.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P.; Hitzman, M.W.; Juliani, C.; Souza Filho, C.R., Carvalho, E.R. 2008b. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **34**(3): 317-336.
- Moreto, C.P.N., 2013. *Geocronologia U-Pb e Re-Os aplicada à evolução metalogenética do Cinturão Sul do Cobre da Província Mineral de Carajás*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNICAMP, 216 p
- Nash, J.T. & Connor, J.J. 1993. Iron and chlorine as guides to stratiform Cu-Co-Au deposits, Idaho Cobalt Belt, USA. *Mineralium Deposita*, **28**:99-106.
- Nogueira A.C.R. 1995. *Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, Região Central da Serra dos Carajás, Pará*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 167p.
- Oen, I.S. & Lustenhouwer, W.J. 1992. Cl-rich biotite, Cl-K hornblende, and Cl-rich scapolite in meta-exalites: Nora, Bergslagen, Sweden. *Econ. Geol.*, **87**:1638-1648.
- Oliver, N.H.S., Wall, V.J., Cartwright, I. 1992. Internal control of fluid compositions in amphibolite-facies scapolitic calc-silicates, Mary Kathleen, Australia. *Mineralium Deposita*, **111**(4):94-112.
- Pestilho, A.L.S., Monteiro, L.V.S. (2008). Caracterização petrográfica das zonas de alteração hidrotermal e paragéneses do minério de cobre e ouro do Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás. Simpósio de

- vulcanismo e Ambientes Associados, 4, Foz do Iguaçu [CD-ROM]
<http://jasper.rc.unesp.br/vulcanismo/trabalhos/pestilho%20et%20al.pdf>
- Pestilho, A.L.S., Monteiro, L.V.S., Fallick, A.E., Xavier, R.P., Souza Filho, C.R. 2010. Isótopos estáveis (S, C & O) aplicados ao estudo da gênese dos depósitos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, 2010, Belém, PA, Sociedade Brasileira de Geologia [CD-ROM].
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159–171.
- Pimentel M.M., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong R., Araújo J.C. 2003. Geochronology and Nd geochemistry of the Gameleira Cu–Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8–1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**: 803–813.
- Sousa, F.D.S. 2007. *Estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metassomatismo sódico, de rochas granitóides e máficas da região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará.
- Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho B.J., Rego L.J., Nunes A.R. 2004. Geological and SHRIMP II U–Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu–Au–(W–Bi–Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **39**:68–86.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., De Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP U–Pb constraints on the age of the Carajás Formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *J South Am Earth Sci.*, **11**: 265–277.
- Vazquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. In: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (eds.), CPRM, Belém, 328 pp.
- Villas R.N., Lima L.F.O., Neves M.P., Sousa F.D.S., Lamarão C.N., Fanton J., Morais R. 2005. Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no depósito Cu–Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 1, Gramado, RS. *Short Papers* [CD-ROM]
- Williams P.J., Barton M.B., Johnson D.A., Fontboté L., Haller A., Mark G., Oliver N.H., Marschik R. 2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology* 100 th Anniversary Volume, p. 371-405.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J. 1986. U–Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:195–200.