

Gil Pedro Valente Cavalcanti de Albuquerque

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DE OCORRÊNCIAS DE
ADULÁRIA E SUAS IMPLICAÇÕES NO CINTURÃO NORTE DO
COBRE, PROVÍNCIA CARAJÁS**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2021

Gil Pedro Valente Cavalcanti de Albuquerque

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DE OCORRÊNCIAS DE ADULÁRIA E SUAS
IMPLICAÇÕES NO CINTURÃO NORTE DO COBRE, PROVÍNCIA CARAJÁS**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador(es):

Gustavo Luiz Campos Pires – UFRJ
Felipe Mattos Tavares – CPRM

Rio de Janeiro
NOVEMBRO/2021

Gil Pedro Valente Cavalcanti de Albuquerque

Caracterização geológica de ocorrências de adularia e suas implicações no Cinturão Norte do Cobre, Província Carajás / Gil Pedro Valente Cavalcanti de Albuquerque - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2021.

53p., 68 f

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2021.

Orientador(es): Gustavo Luiz Campos Pires, Felipe Mattos Tavares

1. Geologia. 2. Petrografia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Gustavo Luiz Campos Pires. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Gil Pedro Valente Cavalcanti de Albuquerque

CARACTERIZAÇÃO DE OCORRÊNCIAS DE ADULÁRIA E SUAS IMPLICAÇÕES NO
CINTURÃO NORTE DO COBRE, PROVÍNCIA CARAJÁS

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação
em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito necessário
para a obtenção do grau de Bacharel em
Geologia.

Orientador(es):

Gustavo Luiz Campos Pires – UFRJ
Felipe Mattos Tavares – CPRM

Aprovada em: 04/11/2021

Por:

Orientador: Dr. Gustavo Luiz Campos Pires, UFRJ

Orientador: Dr. Felipe Mattos Tavares, CPRM

Dr. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto, UFRJ

Dra. Mariana Brando Soares, UERJ

À Renata, Gil, Pedro, Sônia e Taís.

Agradecimentos

Agradeço em primeiro lugar aos meus orientadores. Ao Felipe Tavares pela oportunidade a mim apresentada de fazer o presente trabalho e pelos ensinamentos passados no durante o período de estágio na CPRM e no decorrer deste trabalho. Ao Gustavo Pires por ter aceitado me orientar, pelos ensinamentos passados, pelo trabalho meticuloso de revisão e pelas sugestões dadas nesta tese. Mas principalmente os agradeço pela orientação durante período turbulento e complicado que estamos vivendo.

À CPRM, onde tive a oportunidade de fazer estágio, pela infraestrutura, e amostras cedidas que possibilitaram a realização deste trabalho. Aproveito para agradecer a todos os profissionais que eu tive o prazer de conhecer na CPRM, e aos colegas estagiários de geologia que tornaram o ambiente de trabalho agradável e repleto de aprendizado.

Ao Eric Bernad pelas amostras do depósito Salobo e pela lâmina do depósito GT-46, além da disposição, sempre de prontidão, para me ajudar quando alguma dúvida surgia sobre as amostras ou sobre a geologia do depósito Salobo.

À todos os professores do departamento de geologia da UFRJ, especialmente José Carlos Seoane (Cainho), Silvia Medeiros, Renata Schmitt, Renato Ramos (Casquinha), Claudio Limeira e Júlio Mendes (Julinho), com quem tive mais contato em trabalhos de campo, monitorias e aulas práticas, e que foram fundamentais na minha formação. Também agradeço ao Ciro Ávila pela orientação nos meus primeiros anos da graduação e por todos os ensinamentos e oportunidades; e ao André Ribeiro pelos ensinamentos, pelo primeiro contato com campo e pela primeira iniciação científica que eu pude participar.

À Anadja Pacheco pela paciência e ajuda na resolução de todos os problemas burocráticos que surgiram no decorrer da minha graduação.

À Leda Fraga, pelo aprendizado passado durante o trabalho na CPRM.

Ao Iuri Valle pelas discussões geológicas na sala de petrografia da CPRM e pela amizade desenvolvida durante o estágio.

À Manuella Mafia pela amizade, parceria e aprendizado compartilhado no mapeamento geológico na borda leste da Serra de São José.

Aos amigos e colegas que eu conheci nas aulas, atividades de campo e no querido espaço do D.A. Joel Valença, especialmente Paulão, Sartori, Pedro Vitor (PerVerso), Julinha, Raphaela Lopes, Raphaela DeNegri, Luan Claudio, Bianca, Camilinha, Mayara e Thauan, que fizeram da minha graduação mais proveitosa e divertida.

À minha mãe Renata, ao meu pai Gil, aos meus avós Pedro e Sônia, ao meu tio Flávio e aos meus irmãos por serem minha família e sempre me apoiarem.

Aos meus amigos de vida Bernardo, Antônio, Cid, Miguel, Luca, Vicente e Marinho, por todo o companheirismo e apoio de sempre.

À Taís pelo amor, amizade, companhia, apoio, pelo aprendizado e oportunidades na geologia e pelas vivências que compartilhamos nas viagens e na convivência nesses últimos anos.

“Saxa Loquuntur”
(antigo dizer romano que significa
“as pedras falam”)

Resumo

ALBUQUERQUE, Gil Pedro Valente Cavalcanti de. **Caracterização geológica de ocorrências de adularia e suas implicações no Cinturão Norte do Cobre, Província Carajás**. Rio de Janeiro, Ano. 2021, 000 f. Trabalho Final de Curso – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

A Província Mineral de Carajás (PMC), no sudeste do Cráton Amazônico, possui diversos depósitos de Cu-Au de classe mundial distribuídos ao longo dos cinturões de cobre-ouro de Carajás. Os depósitos estão relacionados principalmente aos sistemas minerais IOCG neoarqueanos pré- a sin-tectônicos (2,72-2,55 Ga) e/ou sistemas IOCG e Cu-Au polimetálicos relacionados a granitos tipo A pós-tectônicos, da Suíte Serra dos Carajás (ca. 1,88 Ga). O Cinturão Norte do Cobre abriga importantes depósitos como Salobo, Igarapé Bahia-Alemão, Paulo Afonso, Furnas, GT-46 (Igarapé Cinzento) e Pojuca-Gameleira-Grota Funda, onde são reportadas mineralizações de ambas as épocas metalogênicas. O objetivo do trabalho é apresentar e discutir a ocorrência de adularia no Cinturão Norte do Cobre, até então restritas ao depósito Furnas, bem como correlaciona-las aos sistemas minerais conhecidos. A metodologia consiste na caracterização mineralógica, textural e estrutural com base em petrografia/calvografia detalhadas e microtectônica. Foram descritas 11 lâminas delgadas contendo adularia, provenientes dos depósitos GT-46, Salobo, Pojuca e Furnas. Seis litotipos foram identificados como encaixantes das ocorrências de adularia, variando de quartzitos, xistos, gnaisses e anfibolitito. Nessas rochas se observam alterações hidrotermais indeformadas e pervasivas: a alteração sericítica ocorre substituindo granada, turmalina, biotita e feldspato e, tardiamente, substituindo a adularia em vênulas; já a propilítica (predomina clorita), substitui parcial a integralmente (formando pseudomorfo) a granada, biotita e anfibólio em gnaisses, anfibolitito e xistos. A adularia ocorre em veios (<1 cm) e vênulas (<0,2 mm), brechas (>2,5 cm) e bolsões (<4,5 mm). Essas ocorrências são indeformadas e cortam as estruturas prévias das rochas encaixantes. Em assembleia com a adularia, estão quartzo, carbonato, clorita, albita, biotita e epidoto, além de calcopirita, pirita, bornita e localmente covelita secundária. Os veios e vênulas são sintaxiais, zonados e com dois estágios de crescimento de adularia. Os sulfetos são intersticiais nos veios, brechas e bolsões, e disseminados nos halos de alteração propilítica. A presença de carbonato em lâminas indica efervecência (boiling) que associado a cavidades encontradas nos veios e matriz de brechas, demonstra baixas profundidades para essas ocorrências. Pelo fato da adularia ocorrer principalmente em veios e brechas pós-tectônicos, com quartzo e carbonato, pirita, calcopirita e bornita, e com halos de alteração hidrotermal sericítica e propilítica associados, sugere-se que as ocorrências de adularia façam parte de um sistema epitermal de baixa sulfetação associado ao magmatismo granítico do tipo A de 1,88 Ga da Suíte Serra dos Carajás, podendo representar porções mais superficiais de depósitos polimetálicos ou *Skarns* (recentemente descobertos na PMC). Assim, a possível caracterização de um sistema epitermal associado a esses granitos pode abrir novas oportunidades de exploração, ou nortear campanhas exploratórias a serem avaliadas no PMC.

Palavras-chave: Adularia, Província Carajás, Sistemas Epitermais.

Abstract

ALBUQUERQUE, Gil Pedro Valente Cavalcanti de. **Caracterização geológica de ocorrências de adularia e suas implicações no Cinturão Norte do Cobre, Província Carajás.** [*Geological characterization of adularia's occurrences and their implications in the Northern Copper Belt, Carajás Province.*] Rio de Janeiro, Ano. xx, 000 f. Trabalho Final de Curso –Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

The Carajás Mineral Province (CMP), in southeastern Amazonian Craton, has several world-class Cu-Au deposits, related to the Carajás copper-gold belt. The deposits are mostly related to Neoproterozoic IOCG pre- to syn-tectonic systems (2.72-2.55 Ga) and/or Paleoproterozoic IOCG and Cu-Au polymetallic systems related to post-tectonic A-type granites of the Serra dos Carajás Suite (ca. 1.88 Ga). The Northern Copper Belt hosts important deposits such as Salobo, Igarapé Bahia-Alemão, Paulo Afonso, Furnas, GT-46 (Igarapé Cinzento) and Pojuca-Gameleira-Grota Funda, where mineralization from both metallogenic epochs is reported. This work aims to present and discuss the occurrence of adularia veins in the Northern Copper Belt of the CMP until now restricted to Furnas deposit, as well as correlate them with the known mineral systems. The methodology consists of mineralogical, textural, and structural characterization based on detailed petrography/chalcography and microtectonics. Eleven thin sections containing adularia from drill core samples of Salobo, Furnas, Pojuca, and GT-46 deposits were described. Six lithotypes were identified as the host of the adularia occurrences, ranging from quartzites, gneisses, shists, and amphibolite. Undeformed and pervasive hydrothermal alterations were observed in these rocks: the sericitic alteration occurs replacing garnet, tourmaline, biotite, and feldspar and late-stage replacing adularia in veinlets; the propylitic (dominant chlorite) replaces partially to completely (forming pseudomorphs) garnet, biotite, tourmaline, and amphibole in gneisses, shists, and amphibolite. Adularia occurs in veins (<1 mm) and veinlets (<0,2 mm), breccias (>2,5 cm), and small pods (<4,5 mm). These occurrences are undeformed and crosscut previous structures of the host rocks. In assemblage with adularia are quartz, carbonate, chlorite, albite, biotite, and epidote, besides chalcopyrite, pyrite, bornite, and late covellite. The veins and veinlets are syntaxial, zoned, and with two stages of adularia growth. The sulfides are interstitial in the veins and disseminated in the propylitic alteration haloes. The platy carbonate texture in veins points out to boiling, which, combined with the presence of vugs in veins and breccias' matrix, demonstrate low depths for these occurrences. Because adularia occurs mainly in post-tectonic veins and breccias with quartz, carbonate, chalcopyrite, pyrite, and bornite with associated sericitic and propylitic alteration haloes, it is suggested that the adularia occurrences are part of a low-sulfidation epithermal system related to the 1,88 Ga A-type granitic magmatism of Serra dos Carajás Suite and may represent upper levels of the polymetallic and skarn (recently discovered in CMP) systems. Therefore, the characterization of a possible epithermal system associated with the orosirian granites may open new opportunities for exploration or may guide exploratory campaigns to be assessed in the CMP.

Key-Words: Adularia, Carajás Province, Epithermal Systems.

LISTA DE TABELAS:

Tabela 1- Tabela contendo os intervalos das amostras utilizadas neste trabalho.....	3
Tabela 2- Classificação da granulação modificada de Williams <i>et al.</i> (1954)	4
Tabela 2- Tabela com as descrições petrográficas das principais feições de cada amostra.....	26
Tabela 4- Tabela Paragenética dos veios de adularia e alterações hidrotermais associadas.....	42

LISTA DE FIGURAS:

Figura 1- Mapa tectônico da porção sudeste do Cráton Amazônico mostrando a Província Carajás subdividida nos domínios Carajás e Rio Maria (fonte: Tavares <i>et al.</i> , 2018)	5
Figura 2- Mapa tectônico simplificado do Domínio Carajás mostrando a localização dos principais depósitos, minas e lineamentos. Modificado de Costa <i>et al.</i> (2016)	6
Figura 3- Coluna tectonoestratigráficas da Província Mineral de Carajás, com principais eventos tectono-termiais e sistemas mineralizantes. Modificado de Tavares <i>et al.</i> (2018)	7
Figura 4- Mapa geológico do Cinturão Norte do Cobre com os principais depósitos de Cu-Au onde foram descritas ocorrências de adularia. Modificados de Oliveira <i>et al.</i> (2018)	10
Figura 5- Mapa geológico do depósito Furnas. Fonte: Jesus (2016)	11
Figura 6- Seção geológica A-A' marcada no mapa da Figura 4, com a localização dos furos FD-02 e FD-45 (circulados em vermelho), e as posições onde foram estudados os veios de adularia (estrelas vermelhas). Modificado de Jesus (2016)	12
Figura 7- Mapa do depósito Pojuca Corpo Quatro e adjacências, com a demarcação da seção da Figura 8. Fonte: Schwars e Frantz (2013)	13
Figura 8- Seção do depósito Pojuca mostrando as camadas verticalizadas e o Furo 31 com a posição de onde da amostra estudada. Modificado de DOCEGEO (1988)	14
Figura 9- Mapa do depósito Salobo, com a localização da amostra EB-13 e do furo FD-310, em que foram estudadas ocorrências de adularia. Modificado de Réquia <i>et al.</i> (2003)	15
Figura 10- Mapa geológico simplificado do depósito GT-46. Modificado de Toledo <i>et al.</i> (2019).....	17
Figura 11- Seção esquemática mostrando os sistemas magmático-hidrotermal e geotermal, e a posição dos ambientes epitermais de alta sulfetação (fluidos ácidos) e de baixa sulfetação (fluidos neutros) nesses sistemas. Modificado de Simmons <i>et al.</i> (2005)	20
Figura 12- Seção esquemática de um sistema epitermal de baixa sulfetação mostrando os veios principais onde ocorre a mineralização (em preto), os padrões de alteração hidrotermal, variáveis lateralmente e em profundidade, assim como a distribuição do terraço de sínter, da	

capa de alteração argílica avançada (AA) e a zona de silicificação (calcedônia) na base do freático. Modificado a partir de Hedenquist *et al.* (2000) e Simmons *et al.* (2005)22

Figura 13- Feições macroscópicas dos veios de adularia. a) Veio retilíneo de adularia (laranja-rosado) com cavidades abertas no centro. É possível observar que a foliação do quartzito é cortada discordantemente e cortando tanto o veio de adularia quanto a rocha encaixante está um veio de carbonato (branco). b) Brecha hidrotermal composta por adularia e quartzito (branco), fazendo contato brusco e sinuoso e contento pedaços angulares de rocha encaixante alterada. c) Brecha com matriz rica em adularia apresentando espaço não preenchido. d) Calcopirita centimétrica intersticial em veio de adularia. e) Veio de adularia e carbonato (branco) cortando xisto verde escuro. f) Veio milimétrico e retilíneo de adularia cortando discordantemente a foliação do xisto.....25

Figura 14- Rochas encaixantes. a) Quartzito puro com textura granoblástica. b) Xisto granatífero onde se observa uma faixa com predomínio de biotita separada por regiões com predomínio de granada e quartzito. c) Granada biotita gnaisse, onde se observa a porção superior da imagem mais rica em biotita que a inferior e um veio de adularia ocorrendo no limiar de ambas. d) Turmalina muscovita xisto mostrando a foliação anastomosada e os *augens* de muscovita. e) Grãos de quartzito e feldspato bem deformados formando uma xistosidade S_n subparalela a horizontal na imagem e cortados por uma outra foliação S_{n+1} quase ortogonalmente, em biotita gnaisse. Pode-se notar, também, o veio de turmalina subparalelo a S_n deformado e recristalizado. f) Cristais tabulares de anfibólio com inclusões de opacos e blebs de quartzito, em anfibolitito.....31

Figura 15- Formas de ocorrência da alteração sericítica. a) Cristais de sericita sem direção preferencial entre grãos de quartzito. b) Alteração sericítica em vênulas cortada por veio submilimétrico de adularia e clorita. c) detalhe na mesma lâmina em que se observa o crescimento de sericita transpondo a adularia no veio, apontando para uma relação dinâmica da alteração e entrada do veio. d) Alteração sericítica pervasiva substituindo granada, biotita e turmalina em gnaisse. No centro da imagem se observa a presença de clorita com cor de interferência azul anômala. e) Alteração sericítica pervasiva substituindo parcialmente um cristal tabular de feldspato. f) Sericita crescendo de forma pervasiva sobre cristais de adularia em vênulas. Ser- sericita; Chl- clorita; Fdl- feldspato; Adl- adularia.....34

Figura 16- Alteração propilítica. a) Halo de alteração propilítica pervasiva em xisto granatífero e em volta de veio de adularia e biotita. Nota-se que há uma concentração de opacos na alteração. b) Anfibólio substituído parcialmente para clorita e epidoto. c) Clorita pseudomorfisando cristais granulares de granada em xisto granatífero. d) Halo de alteração pervasiva relacionado a um veio de quarto-adularia, na mesma rocha de (c), mostrando que na maior intensidade da alteração somente sobra uma massa de clorita que oblitera a textura inicial da rocha ainda observada na figura c. e) Hastingsita fibrosa (centro) crescendo a partir de hastingita tabular (esquerda) nas proximidades de um bolsão de adularia-quartzito-carbonato-sulfetos. f) Clorita e epidoto alterando a hastingita fibrosa, que se dispõe em relictos. Nota-se que, apesar da clorita e epidoto terem substituído grande parte do anfibólio, ainda é possível observar o hábito fibroso.....35

Figura 17- Formas de ocorrência e morfologia de crescimento dos veios. a) Brecha hidrotermal com matriz composta por adulária (cor bege). Nas adjacências se observa diversas vênulas paralelas que aproveitam a foliação da rocha encaixante, e que chegam a formar pequenas zonas de *stockwork*. b) Bolsão de adulária (bege), clorita (verde claro) e opacos. c) Veio de adulária mostrando duas fases de crescimento sintaxial de adulária.....37

Figura 18- Hábitos e feições petrográficas dos cristais de adularia. a) Cristais rômnicos de adulária. b) Cristais tabulares de adulária, nos quais é possível observar a geminação similar à da microclina (seta vermelha). c) Geminação complexa em grão de adulária m contato com biotita. d) Adulária mostrando exsolução de albita. e) Textura de substituição de grãos tabulares de albita para adulária. Adl- Adulária; Ab- Albita.....38

Figura 19- a) Cristais intersticiais de quartzo anédrico. b) Carbonato em placas. c) Carbonato anédrico e intersticial no interior de veio de adulária. d) Cristais médios e radiais de clorita em um bolsão de adulária-clorita-sulfetos. Reparar os halos pleocróicos em volta das inclusões de zircão. Biotita fibrosa majoritariamente coeva a adulária (e) e tardia (f), evidenciada por estar crescendo entre os grãos subédricos de adulária. Adl- Adulária; Qz- Quartzo; Cb- Carbonato; Bt- Biotita.....40

Figura 20- Forma de ocorrência dos minerais opacos. a) Intersticiais em veio de adulária. b) Relacionados as vênulas de adulária e clorita. c) Disseminados em conjunto com a alteração propilítica (epidoto e clorita) preenchendo as fraturas de cristais de turmalina.....41

Figura 21- a) Calcopirita intersticial em brecha hidrotermal. b) Intercrescimento entre calcopirita em biotita em finas placas. c) Intercrescimento entre bornita e calcopirita. A covelita ocorre como mineral secundário. d) Cristais subédricos de pirita envoltos por calcopirita anédrica. Ccp- Calcopirita; Bt- Biotita; Bn- Bornita; Cv- Covelita; Py- Pirita.....43

SUMÁRIO

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
<i>Abstract</i>	ix
Lista de tabelas.....	x
Lista de figuras.....	x
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.2 Objetivos.....	2
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	5
3.1 Geologia do Cinturão Norte do Cobre e dos depósitos com ocorrência de adulária.....	9
3.1.1 Depósito Furnas.....	10
3.1.2 Depósito Pojuca Corpo Quatro.....	12
3.1.3 Depósito Salobo.....	15
3.1.4 Alvo GT-46 (Igarapé Cinzento)	16
4. O CONTEXTO DE SISTEMAS EPITERMAIS DE BAIXA SULFETAÇÃO.....	19
5. RESULTADOS.....	22
5.1 Descrição macroscópica.....	22
5.2 Petrografia.....	24
5.2.1 Rochas encaixantes.....	29
5.2.1.1 Quartzito.....	29
5.2.1.2 Xisto granatífero.....	29
5.2.1.3 Granada biotita gnaïsse.....	30
5.2.1.4 Turmalina muscovita xisto.....	30
5.2.1.5 Biotita gnaïsse.....	30
5.2.1.6 Anfibolitito.....	30
5.2.2 Alteração hidrotermal.....	32
5.2.2.1 Sericítica.....	32
5.2.2.2 Propilítica.....	32
5.2.3 Formas de ocorrência da adulária.....	36

5.3 Calcografia.....	41
6. DISCUSSÃO.....	44
7. CONCLUSÃO.....	46
8. REFERÊNCIAS.....	48

1. INTRODUÇÃO

Províncias Minerais são regiões da crosta com concentrações anômalas de depósitos minerais, geralmente de diferentes portes, naturezas, idades e origens. Esses depósitos são formados, e muitas vezes remobilizados, por diferentes processos tectônicos, sedimentares, magmáticos, metamórficos e hidrotermais que vão se sobrepondo conforme a província mineral evolui. O resultado é uma história geológica complexa onde muitas vezes é difícil distinguir os diferentes processos e sua influência na formação das jazidas, acarretando problemas para a pesquisa mineral nessas regiões.

Nesse contexto, a Província Carajás, no sudeste do Cráton Amazônico, possui uma série de depósitos de Cu-Au de classe mundial distribuídos ao longo de dois lineamentos regionais: O Cinturão Norte e o Cinturão Sul. O Cinturão Norte do Cobre (CNC) abriga importantes depósitos como Salobo, Igarapé Bahia-Alemão, Paulo Afonso, Furnas, GT-46 (Igarapé Cinzento) e Pojuca-Gameleira-Grota Funda. Esses depósitos são do tipo IOCG e VMS de idades neoarqueanas (2,72-2,55 Ga; Melo *et al.*, 2016; Réquia *et al.*, 2003; Tallarico *et al.*, 2005; Toledo *et al.*, 2019) e do tipo IOCG e Cu-Au polimetálicos de idades peleoproterozoicas (1,88 Ga; Pollard *et al.*, 2019; Tallarico *et al.*, 2004). Em alguns desses depósitos são reportadas idades de mineralização tanto neoarqueanas quanto orosirianas (eg. depósito GT-46; Silva *et al.*, 2005), ou é estipulado que haja remobilização de mineralizações neoarqueanas no Paleoproterozoico (eg. depósitos Furnas e Pojuca; Jesus, 2016; Schwartz e Frantz, 2013), o que aponta para a recorrência de eventos mineralizantes nesses depósitos.

Durante o Paleoproterozoico, a Província Carajás foi afetada por dois eventos tectono-termais (Tavares *et al.*, 2017, 2018): a Orogenia Transamazônica (2,1-2,05 Ga) e o Evento Sereno (1,98-1,93 Ga). Assim, as mineralizações de Cu-Au neoarqueanas e orosirianas mostram diferenças fundamentais. No primeiro grupo, as mineralizações são consideradas pré-a sin-tectônicas (Melo *et al.*, 2016; Moreto *et al.*, 2015; Prado, 2019; Tavares *et al.*, 2018) e o minério está associado a estruturas dúcteis, principalmente disseminado em foliações miloníticas (Xavier *et al.*, 2017). No segundo grupo, as mineralizações são pós-tectônicas em relação aos dois eventos e o minério está essencialmente em veios e brechas controlados por estruturas rúpteis. Essas mineralizações não sofreram metamorfismo, ocorreram em profundidades mais rasas que as arqueanas e apresentam sulfetos de baixo estado de sulfetação como calcopirita, pirita, arsenopirita, pirrotita, esfalerita e galena (Xavier *et al.*, 2017). A origem dessas mineralizações é atribuída aos granitos anorogênicos do tipo A da Suíte Serra dos

Carajás (Grainger *et al.*, 2008) de idade orosiriana (ca. 1,88 Ga; Dall'Agnol *et al.*, 2005; Machado *et al.*, 1991).

Em alguns depósitos como o Furnas, além da mineralização principal IOCG de provável idade arqueana, também é reportado um segundo evento mineralizante relacionado a veios de adularia + calcopirita + bornita (Jesus, 2016) que estariam relacionados ao granito Cigano de idade orosiriana (ca. 1,88 Ga; Machado *et al.*, 1991; Teixeira *et al.*, 2018). Tais veios representam a única descrição conhecida da ocorrência de adularia no CNC. A adularia é um mineral importante, pois se caracteriza como uma variedade de feldspato potássico que apresenta variações na estrutura e nas propriedades óticas, até mesmo em um único cristal (Deer *et al.*, 2013), e ocorre em veios hidrotermais de baixas temperaturas (Smith, 1974). Além disso mesmo que não seja exclusiva a sistemas epitermais, é um mineral índice de depósitos epitermais de sulfetação baixa e intermediária (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987), sendo sua importância nesses depósitos, destacada desde importantes publicações como de Lindgren (1933).

É nesse contexto que este trabalho traz a descrição de novas ocorrências de adularia, expandindo-as para outros depósitos do CNC como o Salobo, Pojuca e GT-46. Assim, se busca detalhá-las, caracterizando as formas em que se dispõem, a paragênese mineral e as alterações hidrotermais associadas, e correlacioná-las com sistemas minerais conhecidos, para que se possa evidenciar sua relevância no CNC.

1.2 Objetivos

O objetivo desse trabalho é caracterizar geologicamente as ocorrências de adularia em depósitos de Cu-Au do Cinturão Norte do Cobre (CNC) da Província Carajás, que atualmente são conhecidas somente no depósito Furnas (Jesus, 2016), especialmente nos depósitos Salobo, Furnas, Pojuca e o Alvo GT-46 a fim de se contribuir para o entendimento da sua gênese e correlação com sistemas mineralizantes conhecidos na região.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para este trabalho foram selecionadas 6 amostras de 5 testemunhos de sondagem, cedidos pela VALE S.A. para a CPRM, dos depósitos Furnas, Salobo, Pojuca e do Alvo GT-46 e de uma amostra de campo do depósito Salobo, todos com ocorrência de adulária (Tabela 1). A metodologia empregada consistiu primeiramente na triagem de intervalos com prováveis ocorrências de adulária, seguido da descrição macroscópica detalhada dessas amostras. Posteriormente, foram descritas onze lâminas delgadas, confeccionadas a partir destas amostras, nas quais foram conduzidas análises de petrografia, calcografia e microtectônica detalhadas em microscópio Olympus BX-51, no laboratório de Petrografia da CPRM/ERJ (Tabela 1).

Neste trabalho, foi utilizada a classificação de classes de granulação dos minerais segundo modelo modificado de Williams *et al.* (1954; Tabela 2). Além disso, o termo veio e vênula foram usados com designação de espessura, sendo considerados veios aqueles que apresentam espessuras maiores que 1 mm e vênulas, que apresentam espessuras inferiores a 1 mm.

Tabela 1- Lista de amostras e lâminas delgadas utilizadas no presente trabalho.

Depósito	Amostra	Lâmina/Intervalos de Profundidade
Furnas	Furo FD-02	FD-02-117,2
		FD-02-164,5
		FD-02-156,8 (1)
		FD-02-156,8 (2)
		FD-02-245
	Furo FD-45	FD-45-127,69-127,84
		FD-45-252,88-253,03
Salobo	Furo FD-310	FD-310-209,72-209,92
	Amostra de campo EB-13	EB-13
Pojuca	Furo FD-31	FD-31-298, 15-298,35
GT-46	Furo 1186	-

Tabela 2- Classificação de granulação utilizada neste trabalho (modificada de Williams *et al.*, 1954).

Classificação	Tamanho dos cristais (mm)
Muito Fina	< 0,1
Fina	0,1 – 1
Média	1 – 5
Grossa	5 – 30
Muito Grossa	> 30

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico representa uma porção crustal constituída de um núcleo arqueano denominado Província Carajás que foi acrescido por diversos terrenos durante o Paleo- e o Mesoproterozoico, se estabilizando tectonicamente por volta de 1,0 Ga (Brito Neves & Cordani, 1991; Santos, 2003). A Província Carajás se localiza no sudeste do cráton e representa a sua porção crustal mais antiga. Segundo Santos (2003), a leste é encoberta por rochas neoproterozoicas da Faixa Araguaia, a oeste por rochas vulcânicas e plutônicas orosirianas do Domínio Iriri-Xingu, a norte é limitada pelo Domínio Bacajá (Província Maroni-Itacaiúnas), e a sul é parcialmente encoberta por rochas sedimentares fanerozoicas da bacia de Parecis. Santos (2003) também subdividiu a província em dois domínios: Rio Maria a sul e Carajás, a norte.

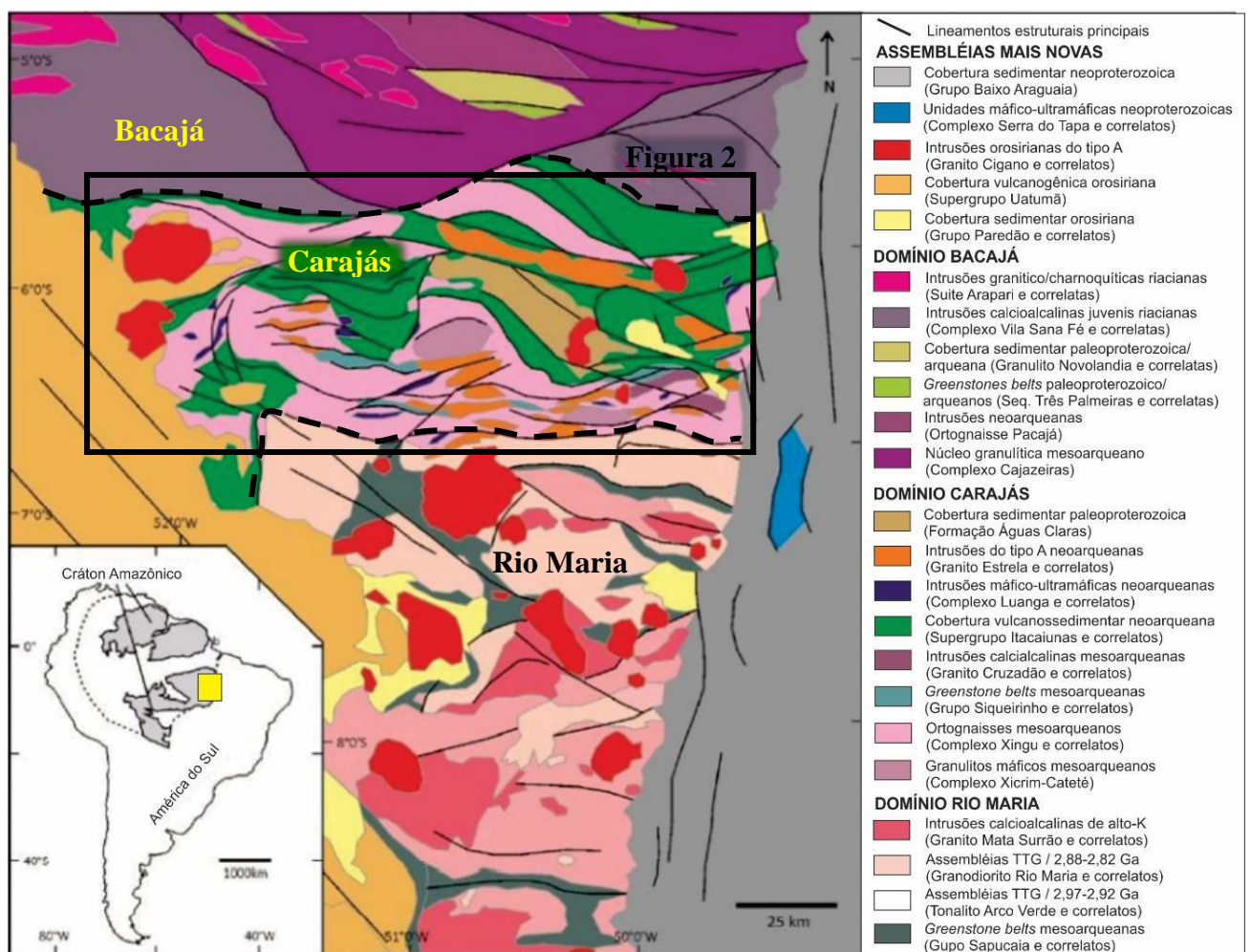


Figura 1- Mapa tectônico da porção sudeste do Cráton Amazônico mostrando a Província Carajás subdividida nos domínios Carajás e Rio Maria (fonte: Tavares *et al.*, 2018).

O Domínio Carajás (Figura 1,2), possui uma história mais complexa com um extenso registro neoarqueano. As rochas mais antigas, de idades mesoarqueanas, pertencem ao

Complexo Xingu (tonalitos e trondhjemitos; Figuras 2 e 3; DOCEGEO, 1988), ao Complexo Pium (ortogranulitos; Figura 2; Pidgeon *et al.*, 2000) e a sequências do tipo *greenstone belt* (Moreto *et al.*, 2015). No Neoarqueano, essas unidades são sobrepostas por rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (Figura 2) e intrudidas por magmatismo de caráter bimodal. Sobre essas unidades ocorrem rochas sedimentares da Formação Águas Claras (Neo- ou Paleoproterozoico). No Orosiriano ocorre a intrusão de granitos anorogênicos do tipo A da Suíte Serra dos Carajás (Dall’Agnol *et al.*, 2005; Machado *et al.*, 1991; Figura 2) e a deposição da Fm. Caninana e Grupo Paredão (Oliveira *et al.*, 1994; Pereira *et al.*, 2009). Por fim, no Neoproterozoico (535 Ma; Teixeira *et al.*, 2019) ocorrem soleiras e diques máficos de orientação N-S cronocorrelatos ao plutonismo pós-colisional da Faixa Araguaia (Teixeira *et al.*, 2018).

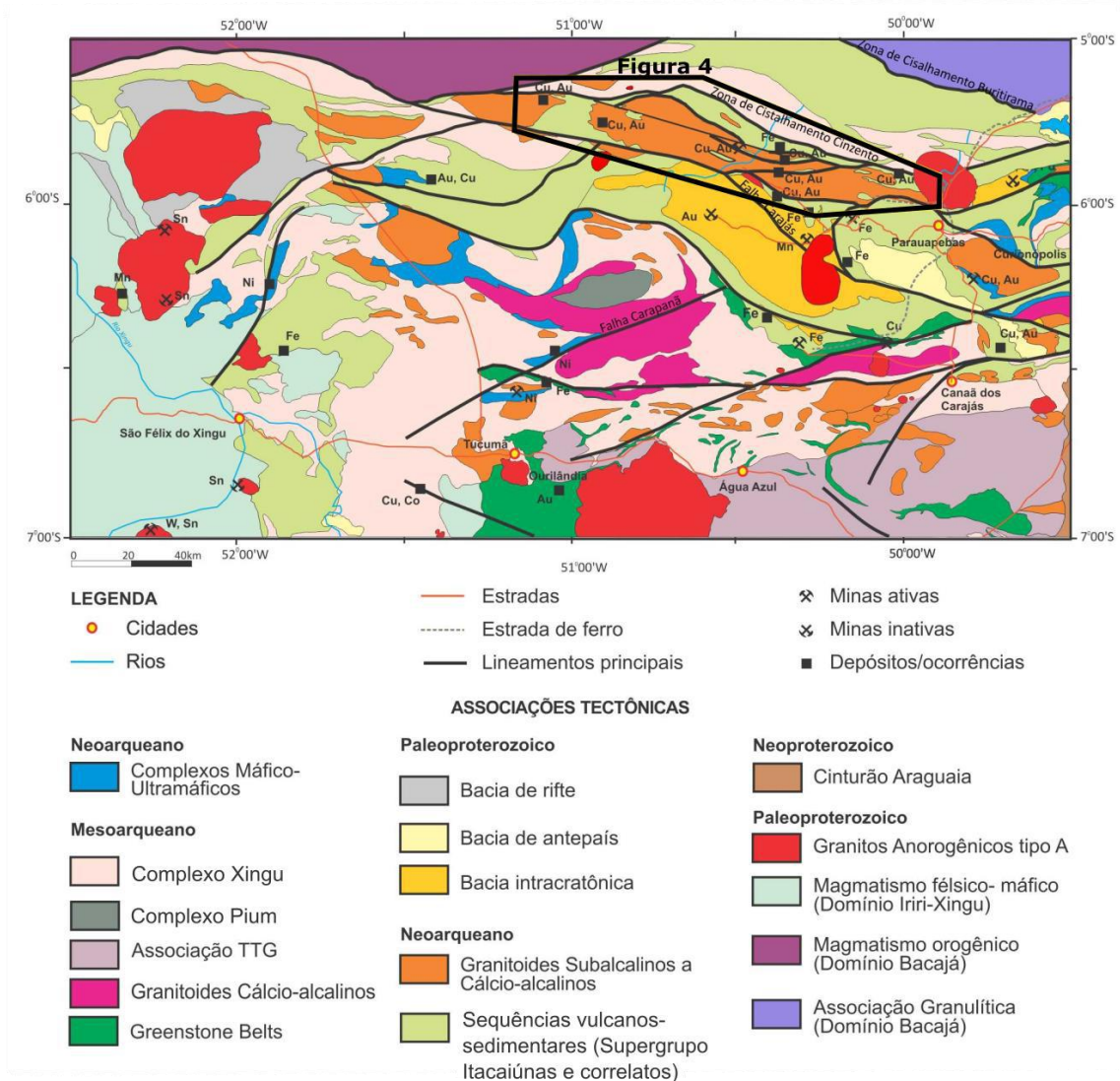


Figura 22- Mapa tectônico simplificado do Domínio Carajás mostrando a localização dos principais depósitos, minas e lineamentos. Modificado de Costa *et al.* (2016).

O Complexo Xingu (Figuras 2 e 3), é formado por uma variedade de granitoides gerados em três episódios magmáticos (Feio *et al.*, 2013; Moreto *et al.*, 2015; Moreto *et al.*, 2011): I) o primeiro ocorrido entre 3,08 e 3,0 Ga; II) o segundo formado entre 2,96 e 2,93 Ga; III) e o último entre 2,87 e 2,83 Ga. O Complexo Pium (Figura 2) com idade de 3,0 Ga (Pidgeon *et al.*, 2000) está restrito às proximidades dos rios Pium e Cateté, e é composto por granulitos máficos e félsicos. A sequência *greenstone* é formada por metavulcânicas de 2,97 Ga (Moreto *et al.*, 2015)

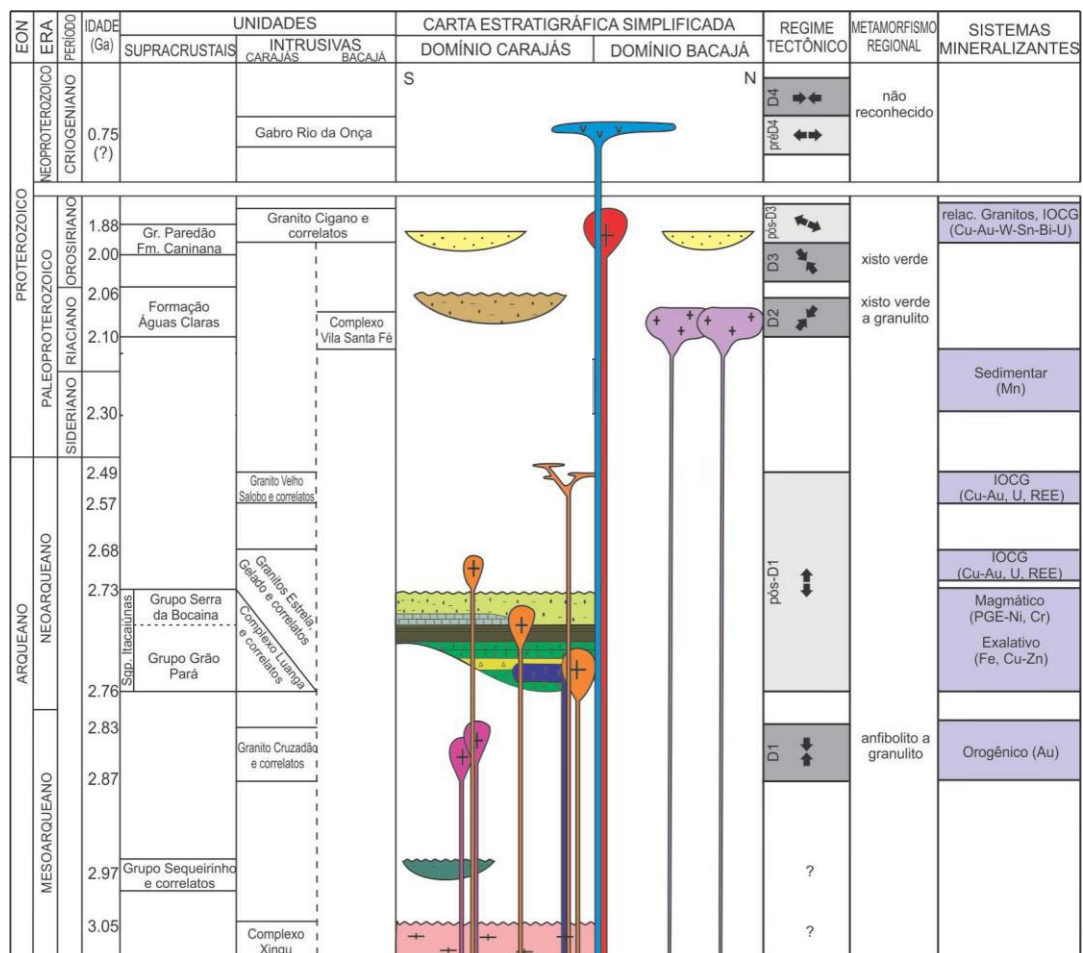


Figura 3- Coluna tectonoestratigráfica da Província Carajás, com principais eventos tectono-termiais e sistemas mineralizantes. Modificado de Tavares *et al.* (2018).

O Supergrupo Itacaiúnas (Figuras 2 e 3) é uma unidade metavulcanossedimentar depositada entre 2,76 e 2,74 Ga (Machado *et al.*, 1991; Tallarico *et al.*, 2005) em uma bacia sedimentar denominada bacia Carajás, sobre o embasamento mesoarqueano (Complexo Xingu e Pium), e foi formalmente dividida por DOCEGEO (1988) nos grupos Igarapé Salobo, Igarapé

Pojuca, Grão Pará, Igarapé Bahia e Buritirama. Trabalhos mais recentes como de Costa *et al.* (2016) reformularam a estratigrafia, mas, devido a predominante utilização da subdivisão de DOCEGEO (1988) na literatura dos depósitos estudados, a última será a utilizada como referência no presente trabalho.

O **Grupo Igarapé Salobo** é interpretado como formado em um ambiente exalativo-sedimentar e composto da base para o topo de: a) paragnaisse Cascata; b) rochas metasedimentares detríticas e químicas (incluindo formações ferríferas), e metavulcânicas intermediárias e básicas da Formação Três Alfa; e c) quartzitos intercalados com xistos, meta-arcóseos e gnaisses andesíticos da Formação Cinzento, no topo (DOCEGEO, 1988). O **Grupo Igarapé Pojuca** é considerado coevo ao Grupo Igarapé Salobo (Machado *et al.*, 1991) e foi dividido por DOCEGEO (1988) na Formação Corpo Quatro e em outras litologias sem classificação litoestratigráfica formal. A Fm. Corpo Quatro abriga as rochas metasedimentares químicas como metacherts e as chamadas rochas com “fragmentos” (aglomerados de quartzo angular em meio a uma matriz composta de anfibólios, plagioclásio, quartzo e cordierita), além de rochas metavulcânicas básicas a intermediárias intercaladas com rochas metasedimentares.

O **Grupo Grão Pará** é composto pela Formação Parauapebas e pela Formação Carajás. A primeira é formada predominantemente por rochas metavulcânicas máficas, intercaladas com metavulcânicas félsicas. A segunda compreende jaspilitos com alternância de bandas de óxido de ferro (hematita, martita e magnetita) e chert, com rochas carbonáticas subordinadas (Vasques *et al.*, 2008). O **Grupo Igarapé Bahia** é composto pelos domínios metavulcânico inferior e metassedimentar superior (Soares *et al.*, 1999; Tallarico *et al.*, 2005), originalmente formações Grota do Vizinho e Sumidouro, respectivamente (DOCEGEO, 1988). O domínio inferior é dominado por metavulcânicas máficas a intermediárias, enquanto o domínio superior, por rochas metassedimentares clásticas. O **Grupo Buritirama**, aflorante em serra homônima, é formado por quartzitos, xistos variados, calcissilicáticas e mármore (DOCEGEO, 1988).

Contemporâneo a deposição do Supergrupo Itacaiúnas, se dá um plutonismo de caráter bimodal (Tavares *et al.*, 2018) com idades variando de 2,76 e 2,72 Ga (Barbosa *et al.*, 2004; Feio *et al.*, 2012, 2013; Machado *et al.*, 1991; Moreto *et al.*, 2015; Teixeira *et al.*, 2015): corpos máfico-ultramáficos mineralizados em EGP e granitoides foliados subalcalinos a alcalinos do tipo A. Granitos do tipo A tardios como o *Old Salobo* (ca. 2,57 Ga; Machado *et al.*, 1991) são restritos à porção norte do Domínio Carajás.

Depositadas em discordância angular sobre as unidades do Supergrupo Itacaiúnas, está a Formação Águas Claras (Araújo & Maia, 1991; Nogueira *et al.*, 1995). Essa é formada por

arenitos, pelitos e rochas carbonáticas subordinadas, na base, e por um espeço pacote de arenitos e conglomerados de ambiente fluvial, no topo, que sofreram metamorfismo incipiente. A idade de deposição dessa unidade é debatida entre 2,7 e 2,64 Ga obtidas em diques intrusivos (Dias *et al.*, 1996; Mougeot *et al.*, 1996a) e 2,06 Ga obtidas em pirita diagenética (Mougeot *et al.*, 1996b). A última é defendida nas interpretações de Araújo Filho *et al.* (2020) e Tavares *et al.* (2018).

O último magmatismo granítico que afeta a Província Carajás é de idade orosiriana, pós-tectônico e anorogênico (Figura 2, 3). Os granitos Cigano com 1883-1884 Ma (Machado *et al.*, 1991; Teixeira *et al.*, 2018), Serra dos Carajás com 1880-1882 Ma (Machado *et al.*, 1991; Teixeira *et al.*, 2018) e Pojuca com 1874 Ma (Machado *et al.*, 1991) foram englobados na Suíte Intrusiva Serra dos Carajás (Dall'Agnol *et al.*, 2005). São predominantemente monzogranitos e sienogranitos, localmente apresentando textura rapakivi, cujas composições químicas mostram características de granitos intraplaca e do tipo A (Dall'Agnol *et al.*, 2005). Correlatos a eles, ocorrem outros corpos plutônicos como o granito Young Salobo com 1880 Ma (Cordani, 1981), o granito Breves com 1879 Ma (Tallarico *et al.*, 2004), e diques máficos e riolíticos de direção NE-SW (Rivalenti *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2019). Coevos a esses, ocorrem sucessões sedimentares da Formação Caninana (Pereira *et al.*, 2009) e do Grupo Paredão (Oliveira *et al.*, 1994), tendo este último a presença de tufos félsicos no topo (Tavares & Silva, 2013).

3.1 Geologia do Cinturão Norte do Cobre e dos depósitos com ocorrência de adulária

Ao longo do Lineamento do Cinzento (Figura 4) de orientação WNW-ESE ocorrem importantes depósitos IOCGs como o Salobo (Figura 4), Pojuca-Gameleira-Grota Funda (Figura 4), Igarapé-Bahia, Igarapé Cinzento (GT-46; Figura 4), Furnas (Figura 4) e Paulo Afonso. Esse conjunto de depósitos orientados segundo o lineamento formam o Cinturão Norte do Cobre. Nessa região, os gnaisses do complexo Xingu, o granito neoarqueano Igarapé Gelado e as rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiunas ocorrem intercaladas tectonicamente e metamorfisadas na fácies anfíbolito (Tavares *et al.*, 2017, 2018). Essas são cobertas pela Fm. Águas Claras e intrudidas por granitos do tipo A orosirianos, pós-tectônicos da Suíte Intrusiva Serra Dos Carajás e diques máficos tardios.

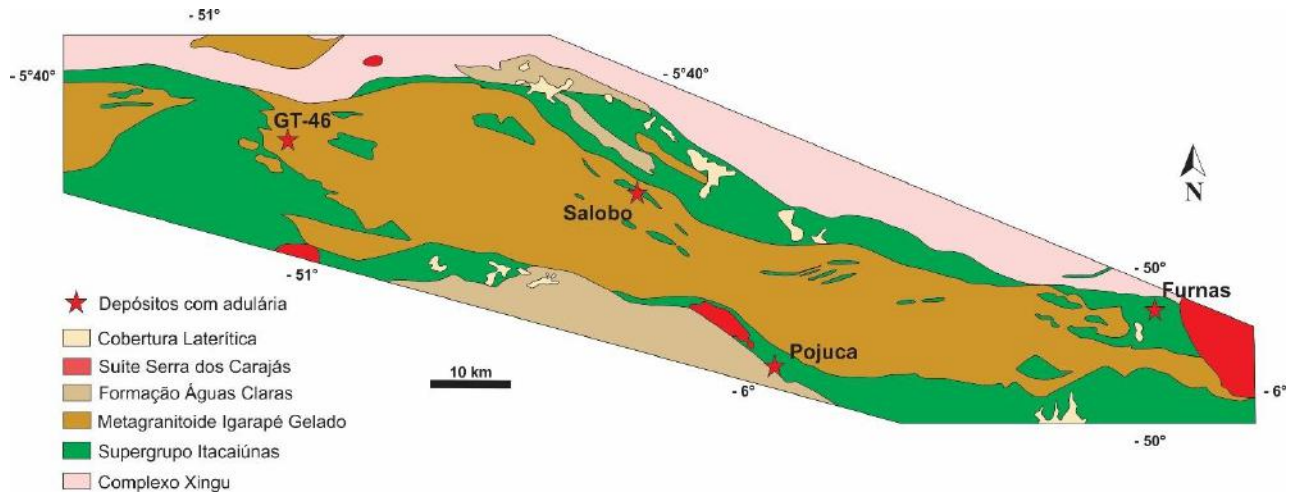


Figura 4- Mapa geológico do Cinturão Norte do Cobre com os principais depósitos de Cu-Au onde foram descritas ocorrências de adularia. Modificados de Oliveira *et al.* (2018).

Quatro episódios de hidrotermalismo e mineralização são descritos no Cinturão Norte do Cobre: os três primeiros de idade arqueana, pré-metamorfismo e deformação e o último pós-tectônico de idade paleoproterozoica. O primeiro é reconhecido nos depósitos Furnas e Pojuca, ocorrido entre 2,76-2,73 Ga, e relacionado a um ambiente vulcanogênico, (Figura 3; Dreher *et al.*, 2018; Schwarz e Frantz, 2013); o segundo é identificado no depósito GT-46, possui idade semelhante aos depósitos do Cinturão Sul do Cobre, e relacionados a depósitos IOCG com idade de 2,71 Ga (Figura 3; Toledo *et al.*, 2019); a terceira é reconhecida nos depósitos Salobo, Igarapé Bahia e GT-46, também está ligada a depósitos IOCG, mas ocorridas em 2,57-2,55 Ga (Figura 3; Melo *et al.*, 2016, 2019; Silva *et al.*, 2005; Tallarico *et al.*, 2005; Toledo *et al.*, 2019). O quarto é relacionado à intrusão dos granitos da Suíte Serra dos Carajás (Figura 3), que oblitera parte das alterações e remobiliza as fases anteriores (Tavares *et al.*, 2017).

3.1.1 Depósito Furnas

O depósito de Cu-Au Furnas (500 Mt a 0,7 % Cu e 0,28 g/t Au; Jesus, 2016) está hospedado em rochas do Grupo Grão Pará e da Fm. Águas Claras, e é encoberto por uma espessa crosta laterítica (Santos, 2014; Figura 5). Na porção ocidental do depósito ocorre o granito Furnas (também aparecendo nos testemunhos), relacionado ao *stock* Geladinho e sem idade certa; e na porção oriental, o depósito é intrudido pelo granito Cigano (ca. 1,88 Ga; Machado *et al.*, 1991; Teixeira *et al.*, 2018; Figura 5). A mineralização está encaixada em uma zona de cisalhamento (pertencente ao Sistema Cinzento) onde se dá uma intensa zona de alteração hidrotermal composta por milonito quartzoso, grunerita granada biotita xisto e

anfíbólio granada grunerita magnetita xisto (Figura 6). Na capa dessa estrutura afloram xistos com anfíbólio (clorita granada anfíbólio biotita xisto; Figura 6) e na lapa, xistos aluminosos (andalusita estauroлита muscovita biotita xisto; Figura 6) (Jesus, 2016; Santos, 2014).

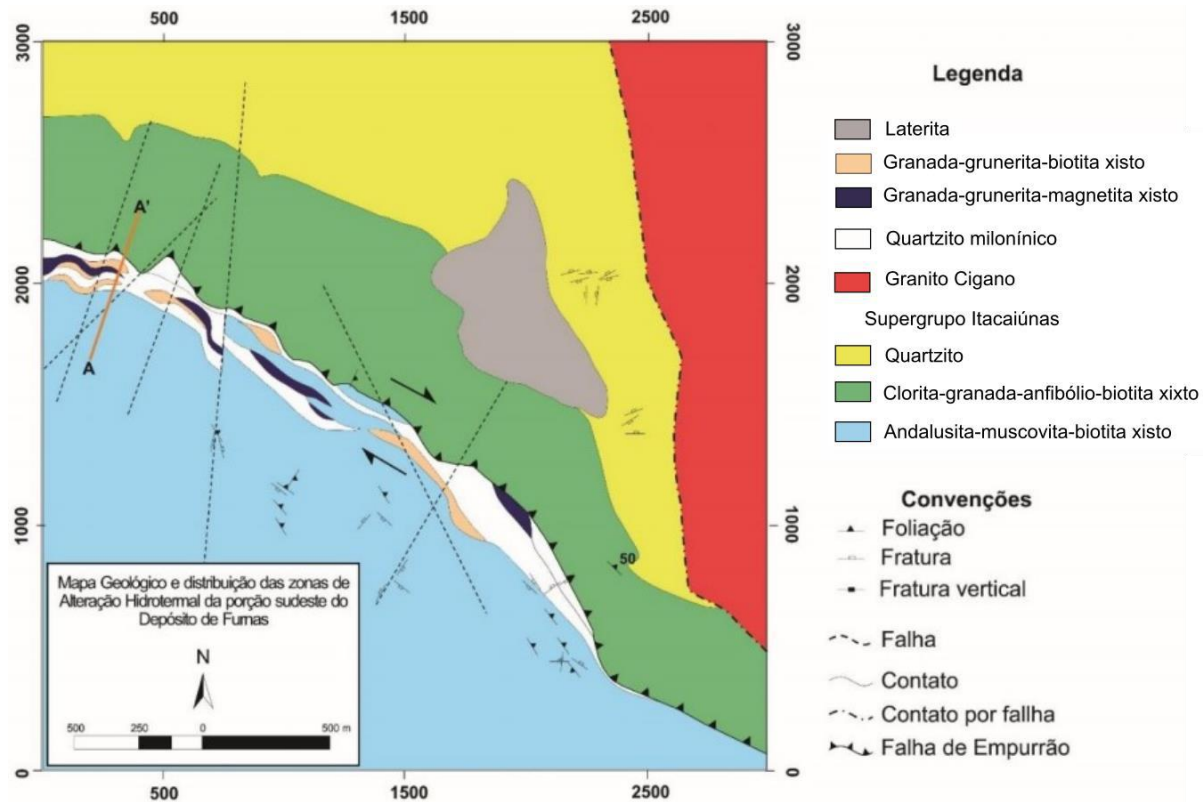


Figura 523- Mapa geológico do depósito Furnas (modificado de Jesus, 2016). Para a localização, ver Figura 4.

O primeiro e principal estágio de mineralização é dado por calcopirita, bornita, calcocita ouro, molibdenita e Ce-monazita, associado espacialmente ao granada grunerita magnetita xisto. Os sulfetos ocorrem tanto disseminados quanto em veios e vênulas formando zonas de *stockwork* e preenchendo brechas hidrotermais (Jesus, 2016). Jesus (2016) descreve alterações hidrotermais sódica, de silicificação, potássica, calcossódica e férrica, e interpreta como uma mineralização relacionada a um sistema IOCG. Já Dreher *et al.* (2018), compreendem que o reconhecimento da alteração hidrotermal de cordierita-cumingtonita-antofilita na lapa e de metaaxalitos evidenciam características típicas depósitos VMS.

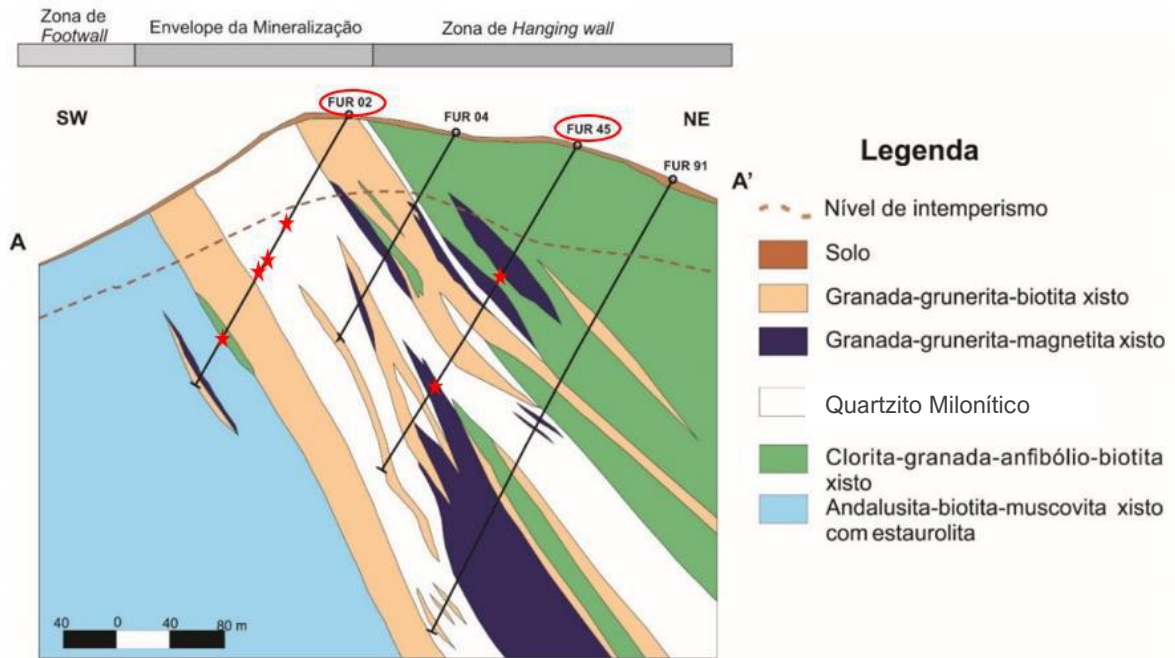


Figura 6- Seção geológica A-A' marcada no mapa da Figura 4, com a localização dos furos FD-02 e FD-45 (circulados em vermelho), e as posições onde foram estudados os veios de adularia (estrelas vermelhas). Modificado de Jesus (2016).

Jesus (2016) reconhece, ainda, um estágio de mineralização posterior representado predominantemente por calcopirita e bornita associadas a ouro, galena, carbonatos de ETR, monazita, ferbita (FeWO_4), wittcherita (Cu_3BiSi_3) e cassiterita como fases acessórias. Associadas, estão zonas de alteração de hastingsita, clorita e actinolita e veios de hastingsita-quartzo-actinolita-calcopirita e de clorita-quartzo-adularia-carbonato (calcopirita-ouro), sendo a única ocorrência documentada de adularia no CNC, e texturas de preenchimento de espaços vazios e brechas. Jesus (2016) interpreta este evento como reativação da primeira mineralização associado a colocação do granito Cigano.

Na Figura 6 estão marcados com estrelas vermelhas as posições dos furos FD-02 e FD-45, de onde foram encontradas e estudadas as amostras com veios de adularia.

3.1.2 Depósito Pojuca Corpo Quatro

O Depósito Pojuca (58 Mt a 87% Cu e 0,9% Zn; Schwars e Frantz, 2013) ocorre em um pacote metavulcanossedimentar do Grupo Igarapé Pojuca metamorfoisado na fácies anfíbólito, orientado na direção NW-SE (Figura 7) e com altos ângulos de mergulho para SW (Figura 8). A norte afloram as rochas do Complexo Xingu, e a sul as sucessões metassedimentares da Fm. Águas Claras (Figura 7). O granito Pojuca (ca. 1874 Ma; Machado *et al.*, 1991) corta todas as unidades supracitadas (Figura 7).

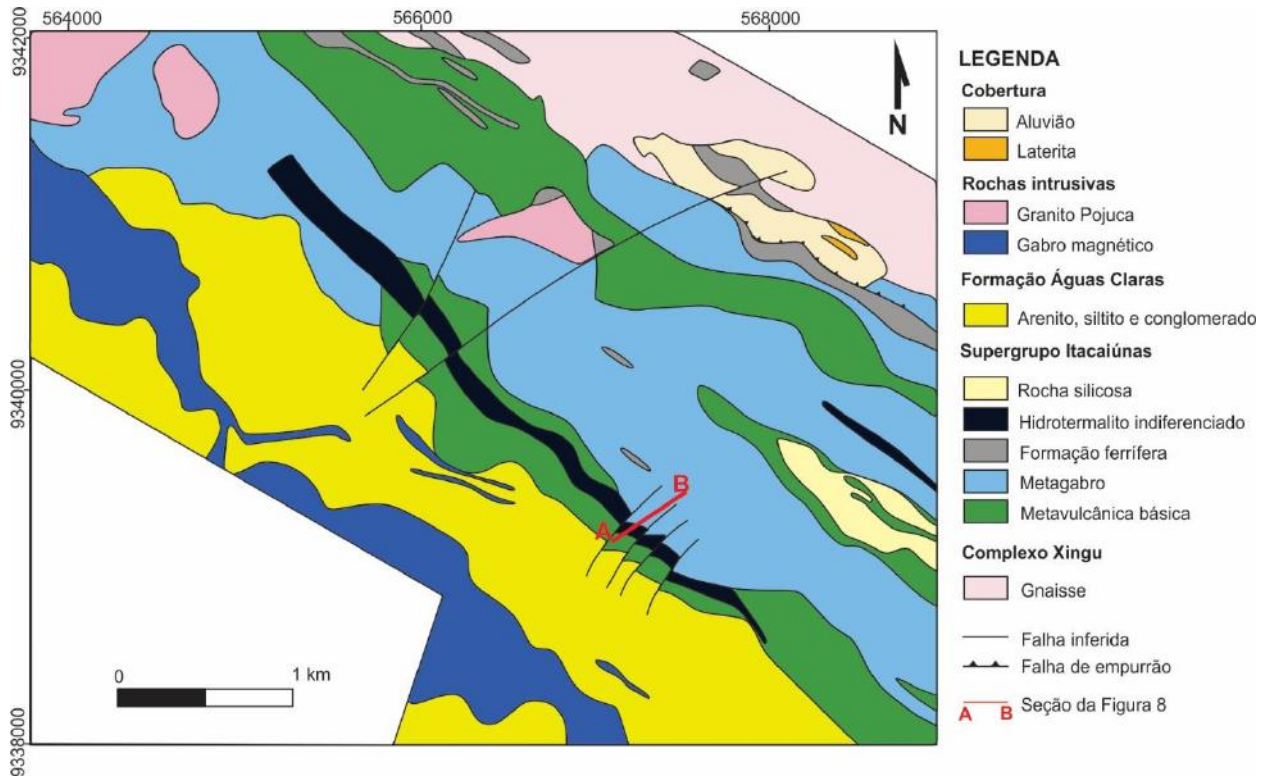


Figura 7- Mapa do depósito Pojuca Corpo Quatro e adjacências, com a demarcação da seção da Figura 8. Modificado de Schwarz e Frantz (2013). Para a localização, ver Figura 4.

A mineralização primária está disseminada, principalmente, nas rochas bandadas da Fm. Corpo Quatro, formada por níveis sedimentares químicos com sulfetos de Fe, Zn e Cu, intercalados com níveis pelítico-químios com magnetita (Schwarz e Frantz, 2013). Uma parte da mineralização também se hospeda nas rochas com “fragmentos” (vide Grupo Igarapé Pojuca, p. 8), com calcopirita, pirita e esfalerita disseminadas. O basalto do *footwall* (Figura 8) se encontra hidrotermalizado, mostrando paragênese de antofilita, cumingtonita e cordierita, constituindo típicos daumasianitos (Dreher *et al.*, 2018). O gabro do *hangwall* (Figura 8) não mostra tal padrão de alteração hidrotermal. Essa mineralização é interpretada como do tipo VMS (Dreher *et al.*, 2018; Schwarz e Frantz, 2013).

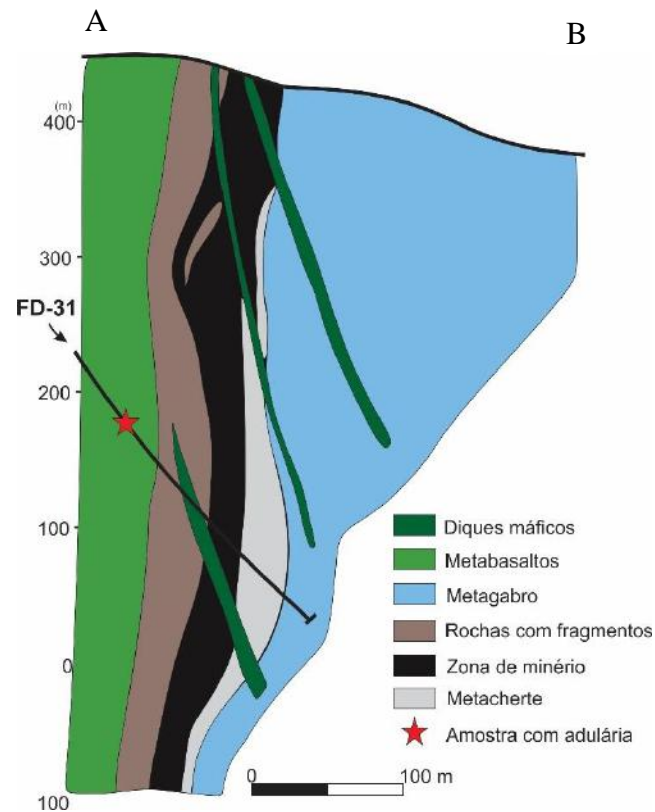


Figura 8- Seção do depósito Pojuca mostrando as camadas verticalizadas e o Furo 31 com a posição de onde da amostra estudada. Modificado de DOCEGEO (1988).

A mineralização secundária se dá nas rochas com fragmentos e nas encaixantes metavulcanossedimentares, de forma disseminada nos anfíbolitos, em brechas e em veios de carbonato e quartzo, contendo calcopirita, magnetita e ilmenita. Esse, é entendido como um evento tardio de remobilização e/ou entrada de metais, e interpretado por Schwarz e Frantz (2013) como compatível com um sistema IOCG.

À sudeste do depósito Pojuca, ocorrem dois outros depósitos, o Gameleira e o Grotta Funda, que juntos fazem um alinhamento de corpos mineralizados na direção NE-SW. No depósito Grotta Funda a mineralização ocorre em brechas preenchidas por magnetita, calcopirita, hornblenda e grunerita, e mostra padrões de alteração hidrotermal característicos dos depósitos IOCG. Hunger (2017) obteve idade de 2,53 Ga em molibdenita para a mineralização. Já o depósito Gameleira apresenta dois momentos de mineralização: um *stratabound*, do tipo VMS; e o outro representado por veios e pegmatitos mineralizados que são relacionados a colocação do granito Pojuca, tanto pela idade da mineralização (1,84 Ga), quanto por dados isotópicos que indicam fonte magmática dos fluidos (Pimentel *et al.*, 2003).

3.1.3 Depósito Salobo

O depósito de Cu-Au Salobo (1,112 Mt a 0.69% Cu e 0.43 g/t Au; Figura 9) é hospedado pelo Complexo Xingu, pela Suíte Igarapé Gelado e pelo Grupo Igarapé Salobo, descrito por Melo *et al.* (2016) como restrito a quartzo milonitos aflorantes na porção sudoeste do depósito (Figura 9), diferentemente do que consideravam trabalhos anteriores, que atribuíam o maior volume das rochas hospedeiras ao Grupo Salobo (Lindenmayer, 1990, 2003; Réquia *et al.*, 2003). Essas rochas estão intensamente deformadas e hidrotermalizadas, principalmente na região central do depósito. Duas intrusões graníticas cortam as unidades supracitadas: o granito *Old Salobo*, equigranular foliado de idade de 2573 ± 2 Ma (Machado *et al.*, 1991) que aflora na porção norte do depósito; e o granito *Young Salobo*, encontrado nas amostras de testemunho, é equigranular isotrópico e datado de 1880 Ma (Cordani, 1981).

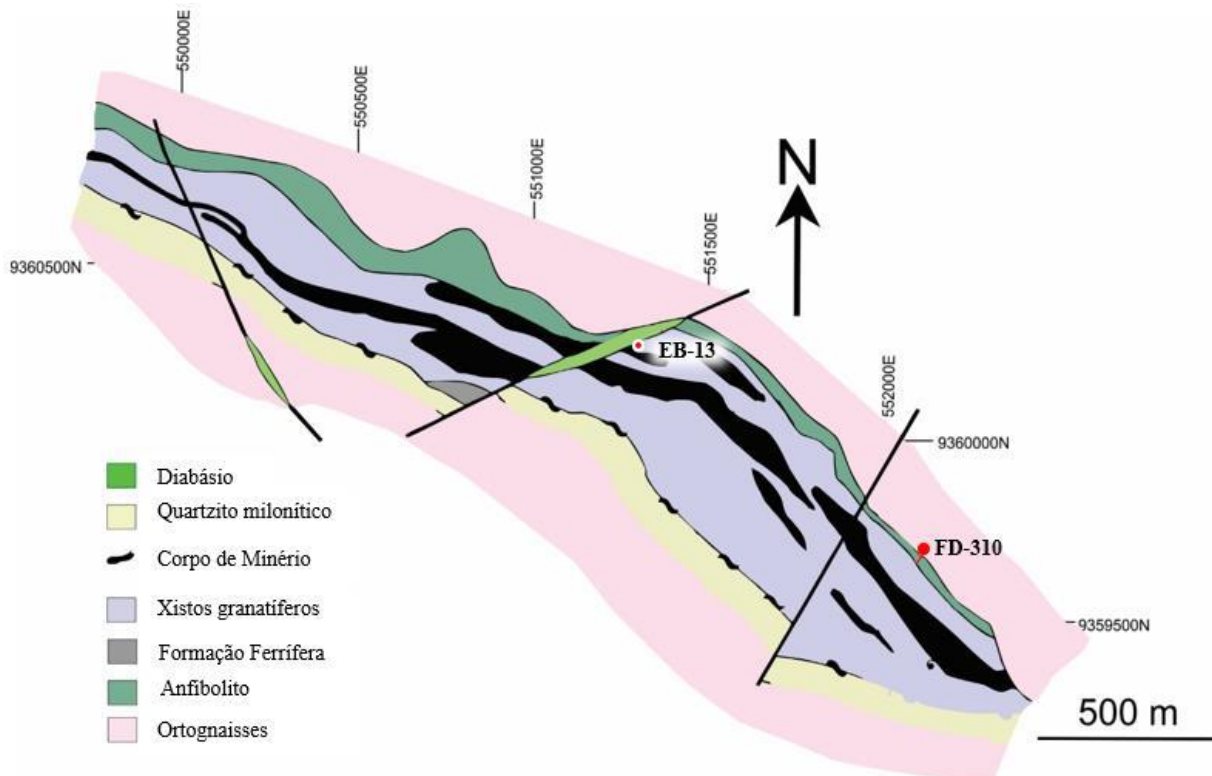


Figura 9- Mapa geológico do depósito Salobo, com a localização da amostra EB-13 e do furo FD-310, em que foram estudadas ocorrências de adularia. Modificado de Réquia *et al.* (2003). Para a localização, ver Figura 4.

As alterações hidrotermais que ocorrem no depósito representam condições de alta razão fluido/rocha. Segundo Melo *et al.* (2016) primeiramente acontece uma alteração calco-sódica e de silicificação, seguida de enriquecimento de ferro de alta temperatura, de alteração potássica de biotita e de uma alteração de silicatos hidratados de Fe. A mineralização, que ocorre em

corpos lenticulares verticalizados, é espacialmente relacionada a alteração potássica e férrica. É composta predominantemente de calcocita e bornita, comumente expressando textura mimerquítica, entre grãos de magnetita. A calcopirita é menos comum e ocorre em finos cristais em meio ao minério principal, ou em veios de quartzo tardios. O ouro ocorre como inclusões na calcocita, bornita, calcopirita e magnetita.

Idades para a mineralização variam de $2571 \pm 1,4$ a 2452 ± 14 Ma (Réquia *et al.*, 2003; Melo *et al.*, 2016). A primeira é uma idade Re-Os em molibdenita e deve representar o estágio principal de mineralização; a segunda é uma idade U-Pb em monazita e pode representar eventos tardios de atividade hidrotermal.

Posterior a mineralização principal, é descrito um hidrotermalismo associado a fraturas e zonas de falhas (Prado, 2019) afetando o granito *Old Salobo* e as porções mais profundas do depósito (Melo *et al.*, 2016). Essa fase é representada por veios com assembleias de quartzo, clorita, carbonato, k-feldspato e fluorita subordinada, além de sulfetos como calcocita, bornita e calcopirita (Melo *et al.*, 2016; Prado, 2019). Associado aos veios, ocorrem halos de alteração clorítica (Prado, 2019). Prado (2019) enfatiza o fato de que ambos os veios e alteração hidrotermal são indeformados, e infere a idade paleoproterozóica de $\sim 1,88$ Ga baseado em relações de campo e comparação com a literatura dos depósitos de Cu-Au de Carajás.

No mapa geológico da Figura 9, estão a amostra e o furo onde foram encontradas e estudadas as ocorrências de adularia do depósito Salobo.

3.1.4 Alvo GT-46 (Igarapé Cinzento)

O depósito GT-46 (Figura 10) é um depósito IOCG hospedado por rochas metavulcanossedimentares do Grupo Grão Pará (Silva *et al.*, 2005; Toledo *et al.*, 2019). Na região, anfíbolitos, biotita e almandina biotita xistos, granada silimanita xisto e biotita granada xisto intercalado com formações ferríferas, mergulham subverticalmente (Figura 10). Essas unidades são cortadas por tonalitos a granodioritos foliados, pegmatito e granito isotrópico (ca. 2557 ± 26 Ma; Toledo *et al.*, 2019) e diques de diabásio de direção N-S (Figura 10). O pegmatito e o granito cortam os granitoides foliados e na zona de contato do pegmatito com as encaixantes, se dá o crescimento de grossos cristais de granada e biotita (até 5 cm) e de clorita de forma pervasiva.

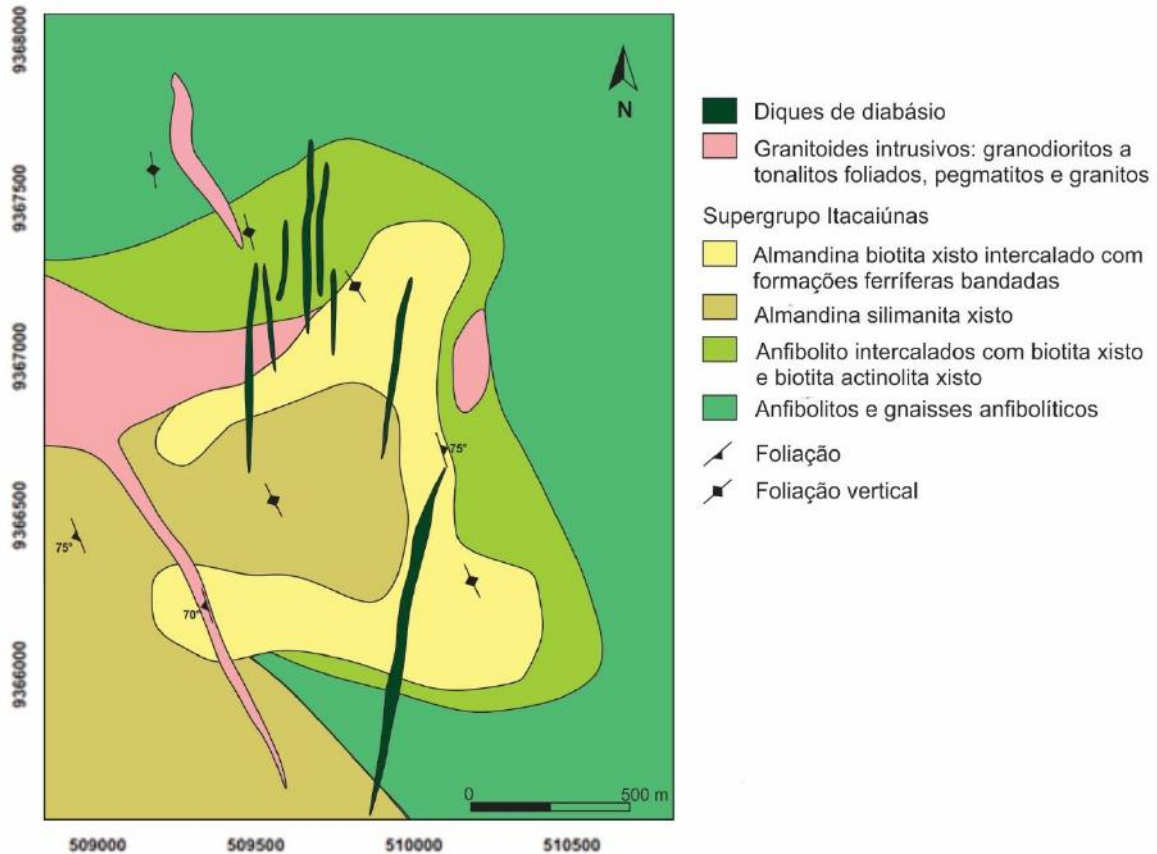


Figura 10- Mapa geológico simplificado do depósito GT-46. Modificado de Toledo *et al.* (2019) e Silva *et al.* (2005). Para a localização, ver Figura 4.

Uma alteração hidrotermal calco-sódica é seguida de uma alteração potássica e metassomatismo férrico que está espacialmente associado a mineralização principal (Toledo *et al.*, 2019). Essa mineralização é composta de calcopirita e bornita associadas com magnetita e, em menores proporções, molibdenita, pirita, cassiterita, esfalerita, teluretos, petlandita e calcocita, os quais ocorrem disseminados, principalmente nos anfibolitos (Silva *et al.*, 2005), e preenchendo fraturas e planos de clivagem de minerais.

Uma segunda mineralização é descrita por Toledo *et al.* (2019) cortando a primeira e as estruturas das rochas encaixantes, cuja forma de ocorrência é dada por brechas, preenchimento de fraturas e veios e vênulas, e uma assembleia de calcopirita, magnetita, clorita, calcita, quartzo, allanita e albita.

A idade U-Pb em zircão de 2557 ± 26 Ma obtida por Toledo *et al.* (2019) para o granito isotrópico que corta a mineralização principal e as alterações hidrotermais relacionadas, somado a idade Re-Os em molibdenita de 2711 ± 9 Ma, sustentam a interpretação desses autores de que a primeira mineralização se deu em 2,71 Ga, contrapondo idades de 1854 ± 5 e 1809 ± 6 obtidas por Silva *et al.* (2005). Idades entre 2,6 e 2,55 Ga obtidas em monazita e

molibdenita (Silva *et al.*, 2005), associado a observações de campo permitiram Toledo *et al.* (2019) atribuir esse período à segunda mineralização, que se mostra coeva as idades do depósito Salobo (Réquia *et al.*, 2003; Melo *et al.*, 2016). Entretanto, as idades orosirianas de Silva *et al.* (2005) podem indicar a recorrência de um outro evento hidrotermal no depósito (Toledo *et al.*, 2019).

4. O CONTEXTO DE SISTEMAS EPITERMAIS DE BAIXA SULFETAÇÃO

O termo epitermal foi cunhado por Lindgren (1922, 1933) para depósitos principalmente de ouro e prata, mas também contendo metais base e mercúrio, formados em ambientes rasos (até 1 km) e com temperaturas variando de 50 a 200° C, deduzido a partir de assembleias minerais e das texturas observadas. Atualmente, se considera para os sistemas epitermais profundidades que podem atingir entre 1-2 km, embora poucos depósitos mostrem profundidades superiores a 1km, e temperaturas que vão de 50 a 300°C (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987; Hedenquist *et al.*, 2000; White e Hedenquist, 1995; John *et al.*, 2018; Simmons *et al.*, 2005).

Dois ambientes hidrotermais, que representam membros finais, compõem os sistemas epitermais (Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005): o geotermal e o magmático-hidrotermal (Figura 11). O primeiro, ocorre comumente relacionado a rochas vulcânicas, embora não apresente nenhuma relação espacial e de contemporaneidade centros vulcânicos, é formado pela circulação convectiva de fluidos meteóricos, aquecidos pela intrusão de um magma (Figura 11), com pH próximo ao neutro, reduzidos, geralmente de baixa salinidade e em equilíbrio com a rocha encaixante. Já no segundo, os fluidos são predominantemente magmáticos, ácidos, oxidados, em desequilíbrio com as encaixantes devido a rápida ascensão do fluido em uma região proximal aos condutos vulcânicos (Figura 11).

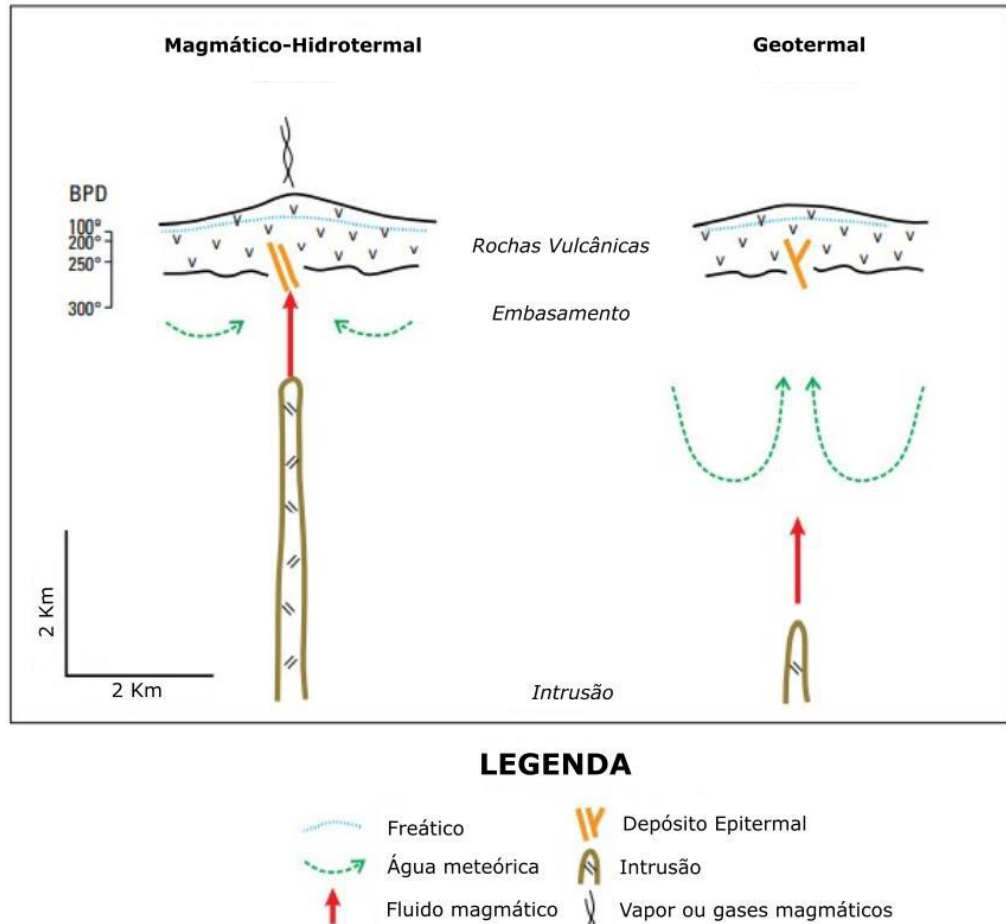


Figura 11- Seção esquemática mostrando os sistemas magmático-hidrotermal e geotermal, e a posição dos ambientes epitermais de alta sulfetação (fluidos ácidos) e de baixa sulfetação (fluidos neutros) nesses sistemas. Modificado de Simmons *et al.* (2005).

Devido a mineralogia de alteração de ambos os ambientes serem bem distintas, diversos termos como adulária-sericita e ácido-sulfato (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987) foram empregados para representar os membros finais desses depósitos (Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe e Hedenquist, 2003). Entretanto, alguns depósitos do tipo adulária-sericita não apresentam adulária e ambos os tipos de depósitos podem desenvolver alteração argílica avançada no topo. Portanto, Hedenquist (1987) introduz o conceito “sulfetação” para tratar do estado de oxidação do enxofre no fluido e assim classificar e diferenciar os depósitos, onde os termos baixa- e alta sulfetação substituíram os termos adulária-sericita e ácido-sulfato, respectivamente. Posteriormente, essa definição evoluiu para descrever a fugacidade de enxofre e o potencial de oxidação da assembleia de sulfetos dos veios (Einaudi *et al.*, 2003; Hedenquist *et al.*, 2000), além de separar os depósitos de baixa sulfetação em baixa sulfetação *stricto sensu* e sulfetação intermediária para cobrir os depósitos formados em condições intermediárias em relação aos membros finais (Hedenquist *et al.*, 2000). Essa classificação segue sendo a mais

utilizada nos trabalhos sobre sistemas epitermais (John *et al.*, 2018; Sillitoe e Hedenquist, 2003; Simmons *et al.*, 2005).

Os depósitos **epitermais de alta sulfetação** apresentam minério formado de enargita, covelita, luzonita e farmatinita com alteração hidrotermal de quartzo, alunita, dickita e pirofilita relacionados a fluidos hidrotermais ácidos (Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe e Hedenquist, 2003; John *et al.*, 2018; Simmons *et al.*, 2005). Esses depósitos são encaixados em rochas lixiviadas que sofreram alteração argílica avançada e silicificação. Depósitos de **sulfetação intermediária** mostram uma assembleia mineral composta de quartzo, carbonatos, adulária, pirita, galena, esfalerita (pobre em Fe), calcopirita e tetraedrita-tennantita. Os fluidos formadores são neutros, reduzidos e possuem uma salinidade que pode chegar a 23 % de Na eq. (John *et al.*, 2018). Em geral ambos os sistemas compartilham ambientes geotectônicos, que diferem do de baixa sulfetação. Ocorrem em arcos magmáticos e relacionados ao magmatismo calcialcalino no intra-arco ou a zonas compressivas na região do retro-arco (Sillitoe e Hedenquist, 2003).

Os depósitos **epitermais de baixa sulfetação** ocorrem em veios concordantes e discordantes com assembleias minerais estratificadas, brechas hidrotermais, *stockworks* e disseminado (Hedenquist *et al.*, 2000; John *et al.*, 2018; Simmons *et al.*, 2005). A mineralogia da ganga é dada principalmente por quartzo, calcedônia, adulária e calcita, com halos de alteração hidrotermal sericítica e propilítica; e a assembleia de sulfetos é representada por arsenopirita, pirita e esfalerita, com menores quantidades de calcopirita, galena, tennantita-tetraedrita, e raras ocorrências de pirrotita (Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe e Hedenquist, 2003; John *et al.*, 2018; Simmons *et al.*, 2005; White e Hedenquist, 1995).

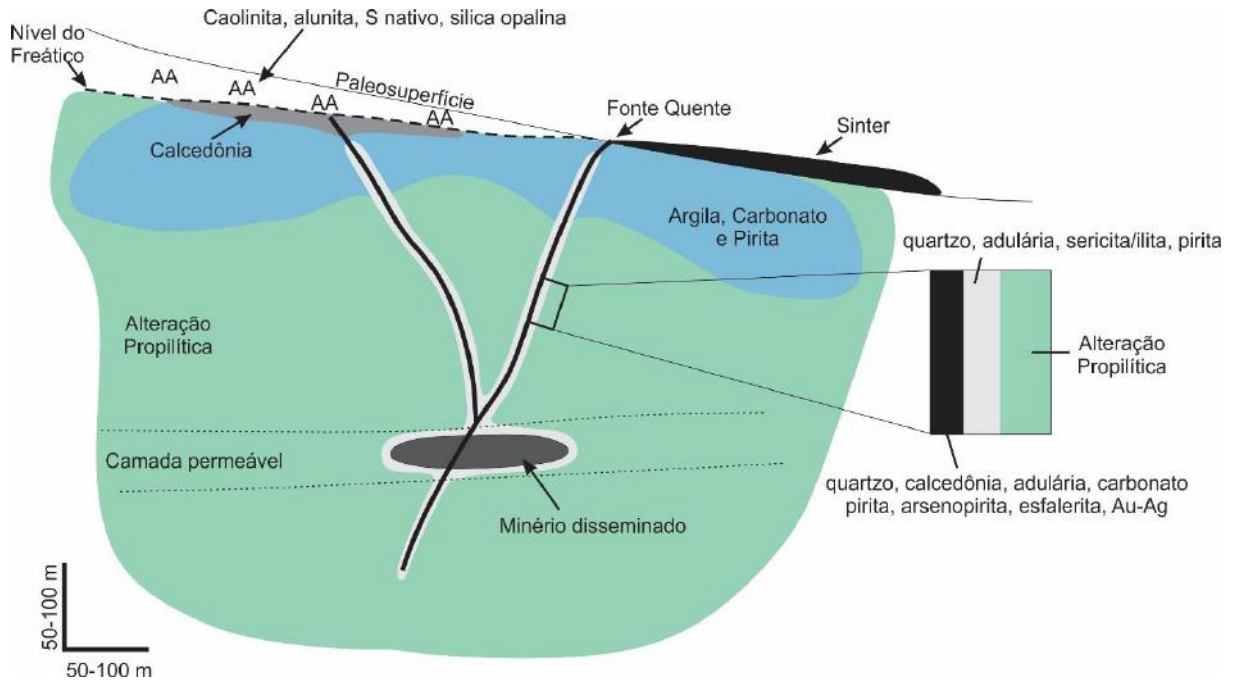


Figura 12- Seção esquemática de um sistema epitermal de baixa sulfetação mostrando os veios principais onde ocorre a mineralização (em preto), os padrões de alteração hidrotermal, variáveis lateralmente e em profundidade, assim como a distribuição do terraço de sinter, da capa de alteração argílica avançada (AA) e a zona de silicificação (calcedônia) na base do freático. Modificado a partir de Hedenquist *et al.* (2000) e Simmons *et al.* (2005).

No limite superficial dos sistemas de baixa sulfetação, a feição mais distintiva é a ocorrência de sinter (Figura 12), que se caracteriza por um terraço de sílica amorfa laminada próxima a saída das fontes hidrotermais quentes de pH neutro (*hot springs*) (Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005). Outra feição comum é a presença de uma capa de alteração argílica avançada (caulinita, esmectita etc.; Figura 12) formada por águas aquecidas com a passagem de vapor, acima do lençol freático. Na base dessa capa, pode-se desenvolver uma densa zona de silicificação composta geralmente de calcedônia (Figura 12; Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005). Abaixo, em porções intermediárias, a alteração é dada por argilominerais e carbonato (Figura 12; Simmons *et al.*, 2005). Lateralmente aos veios mineralizados, se seguem halos de alteração sericítica (Figura 12), com adulária e pirita (Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005); e propilítica (Figura 12), com clorita, epidoto, albita e calcita, que ocorre em escala regional e nas regiões mais profundas (Simmons *et al.*, 2005). No limite basal, esses depósitos não mostram uma clara relação com intrusões ígneas e nem continuidade com sistemas do tipo pórfiro, como é observado nos sistemas epitermais de sulfetação intermediária e alta (Hedenquist *et al.*, 2000; John *et al.*, 2018; Simmons *et al.*, 2005). Somente os depósitos epitermais de baixa sulfetação associados a rochas vulcânicas alcalinas apresentam

continuidade, em profundidade, com sistemas minerais do tipo pórfiro alcalinos (Kelley *et al.*, 2020).

Os depósitos de baixa sulfatação podem ocorrer em uma diversidade de ambientes extensionais como em retroarcos e riftes (Sillitoe e Hedenquist, 2003). As rochas encaixantes são predominantemente vulcânicas, mas também podem ser hospedadas por rochas sedimentares e metamórficas. Das rochas vulcânicas, os depósitos de baixa sulfatação geralmente são associados a rochas vulcânicas calcialcalinas como andesitos, dacitos e riolitos; a rochas toleíticas com basaltos e riolitos bimodais; e alcalinas, que variam de traquitos a fonolitos e foiditos. As formas de ocorrência desse tipo de depósito variam de controlado por veios concordantes e discordantes com assembleias minerais estratificadas, brechas hidrotermais, *stockworks* e disseminado (Hedenquist *et al.*, 2000; John *et al.*, 2018; Simmons *et al.*, 2005).

Os fluidos formadores desse sistema possuem pH neutro, são reduzidos e pouco salinos (<2% de NaCl eq.; Sillitoe e Hedenquist, 2003), salvo quando associado a rochas alcalinas (0,5-10% de NaCl eq.; Kelley *et al.*, 2020). O ouro é transportado por complexos bissulfetados. O mecanismo de efervescência (*boiling*) causa a perda de CO₂ para o vapor, que aumenta o pH, faz com que campo de estabilidade da illita mude para o da adulária, induz a precipitação de carbonato (formando a típica textura de calcita em lâminas associada a adulária), e a perda de ligantes como o bissulfeto (HS⁻) para o vapor, induzindo a precipitação de ouro (Hedenquist *et al.*, 2000). Um outro processo de grande importância nos sistemas epitermais e que também pode gerar efervescência é o de geração de brechas hidrotermais. Acontece quando materiais de baixa permeabilidade criam um aumento na pressão de fluidos, geralmente associados com o acúmulo de gases, até que essa pressão é liberada de forma explosiva. Uma das consequências é que a grande perda de pressão gere efervescência e precipitação da ganga e do minério (John *et al.*, 2018).

5. RESULTADOS

5.1 Descrição macroscópica

Em observação macroscópica, a adularia possui coloração alaranjada e ocorre de duas formas: (i) em veios de espessura milimétrica e (2) em brechas centimétricas (Figura 13 a,b,c,d,e,f). Os veios são retilíneos e fazem contato brusco com a encaixante (Figura 13 a,f). As brechas, que somente ocorrem no depósito Furnas, fazem contato brusco e sinuoso com a encaixante (Figura 13 b,c), possuem espessuras que ultrapassam 2,5 cm, e no seu interior ocorrem clastos angulosos das rochas encaixantes que variam de 2 mm a 1,7 cm. Cavidades são observadas no centro de veios (Figura 13 a) e na matriz das brechas (Figura 13 c). Pontualmente ocorrem vênulas de carbonato tardias cortando os veios de adularia (Figura 13 a).

A adularia ocorre com quartzo (Figura 13 b) e sulfetos (Figura 13 d) nas brechas, e com quartzo, sulfetos e carbonato (Figura 13 e) nos veios. Os sulfetos, que podem chegar a 1 cm, se encontram na matriz das brechas e preenchendo a porção central dos veios (Figura 13 d) e, também, disseminados nas zonas de alteração hidrotermal ao redor das brechas e veios. Além disso, esses veios e brechas são discordantes às estruturas das rochas encaixantes, como foliação metamórfica e veios pretéritos.

As rochas que hospedam os veios de adularia são quartzitos cinza (Figura 13 a) a esverdeados quando mais alterados (Figuras 13 c), restritos ao depósito Furnas, e xistos de cor verde escuro, ricos em biotita e clorita nos demais depósitos (Figura 13 b,d,e,f). Não foi possível, no entanto, observar a extensão da alteração relacionados aos veios, tampouco ter certeza de que se tratava de halos em descrição macroscópica, pois as amostras dos testemunhos são descontínuas. Somente na descrição petrográfica a relação entre os veios e as alterações hidrotermais ficaram mais claras.

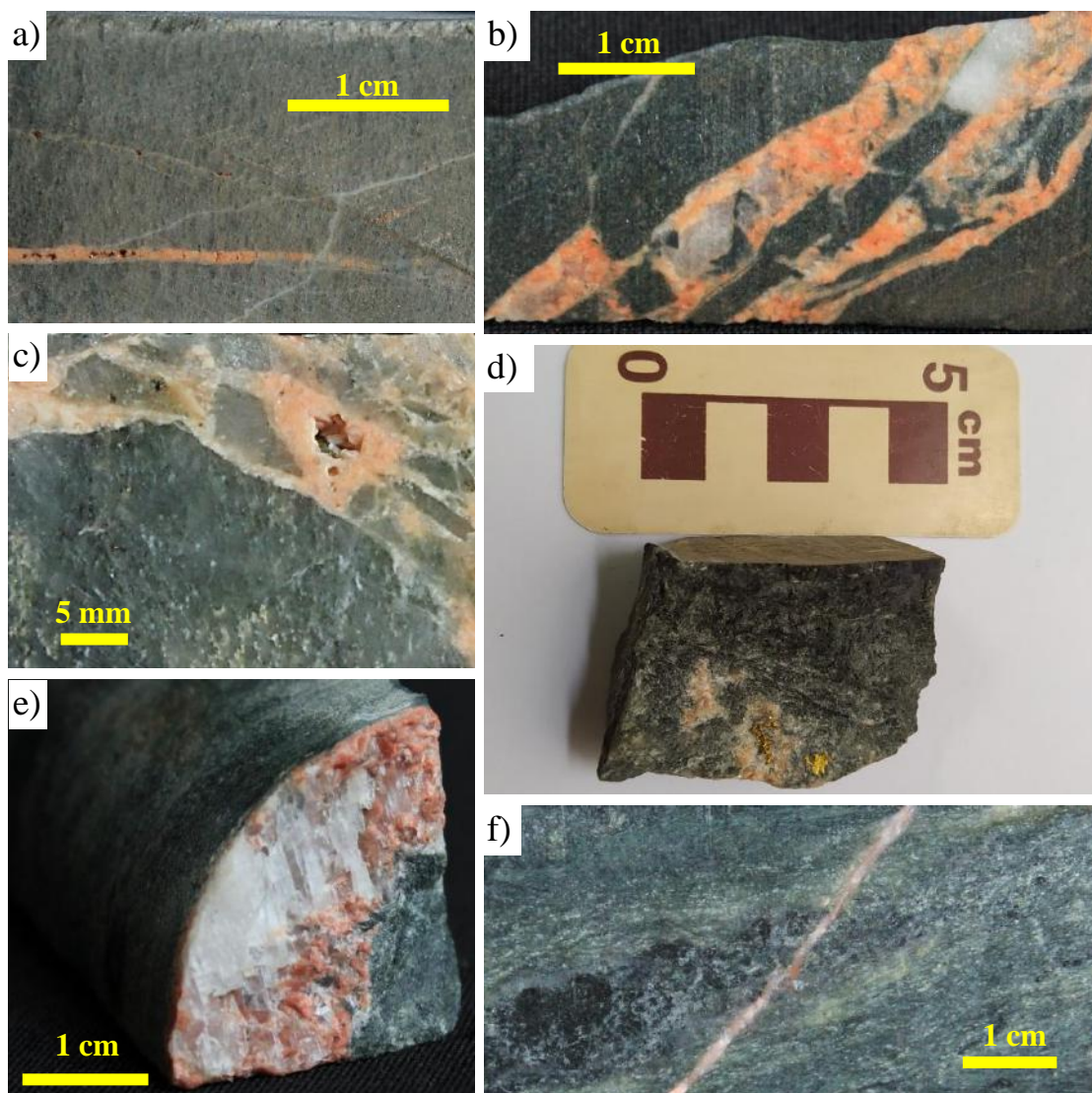


Figura 13- Feições macroscópicas das ocorrências de adulária. a) Veio retilíneo de adulária (laranja-rosado) com cavidades abertas no centro. É possível observar que a foliação do quartzito é cortada discordantemente e cortando tanto o veio de adulária quanto a rocha encaixante está uma vênula tardia de carbonato (branco). b) Brecha hidrotermal composta de adulária e quartzo (branco), fazendo contato brusco e sinuoso e contendo fragmentos angulosos de rocha encaixante alterada. c) Brecha com matriz rica em adulária apresentando espaço não preenchido. d) Calcopirita centimétrica intersticial em veio de adulária. e) Veio de adulária e carbonato (branco) cortando xisto. f) Veio milimétrico e retilíneo de adulária cortando discordantemente a foliação do xisto.

5.2 Petrografia

A etapa de petrografia consistiu na descrição de 11 lâminas contendo adulária. Foram reconhecidos sete litotipos encaixantes, dentre os quais predominam rochas com foliação metamórfica bem desenvolvida, como: quartzitos, xistos granatíferos, granada biotita gnaiss, turmalina muscovita xisto, biotita gnaiss e anfibolitito. Além disso, os veios apresentam halos de alteração hidrotermal do tipo sericítica e propilítica. Essas feições são descritas abaixo e estão resumidas e separadas por lâmina na Tabela 3.

Tabela 3- Tabela com as descrições petrográficas das principais feições de cada amostra.

Depósito	Lâmina/ profundidade	Rocha Encaixante	Minerais do Veio	Sulfetos	Adulária	Forma de ocorrência	Tipo de Veio	Halo de Alteração (% em relação ao total da lâmina)	Observações
Furnas	FD-02-117,2	Quartzito	Adularia e clorita	Calcopirita, bornita e covelita disseminados na rocha e no interior dos bolsões.	Tabular - 0,2 a 1 mm	Vênulas em <i>stockworks</i> e pequenos bolsões ricos em sulfetos	-	-	Observa-se exolução em alguns cristais de adulária. Bornita e calcopirita intercrescidas e covelita secundária. Espaços vazios na matriz da brecha.
	FD-02-156,8 (1)	Quartzito	Adularia	Calcopirita disseminada na rocha e na matriz da brecha.	Rômbo e tabular - < 0,1 a 1 mm	Brecha hidrotermal (>2,5 cm), Veios e zonas de <i>stockworks</i> .	Sintaxial. Duas fases de crescimento da adulária	Sericítica pervasiva (15%): Sericitita (10%) e clorita (5%) ocorrendo em conjunto com adulária nas adjacências da brecha.	
	FD-02-156,8 (2)	Quartzito	Adularia, calcopirita	Calcopirita disseminada na rocha e na matriz da brecha.	Rombico, subrômbo, tabular e formas complexas - 2 a 0,1 mm e < 0,1 mm	Brecha hidrotermal (>2,5 cm), Veios e zonas de <i>stockworks</i> .	Sintaxial. Duas fases de crescimento da adulária	Sericítica pervasiva (11%): Sericitita (7%) e clorita (4%) ocorrendo em conjunto com adulária nas adjacências da brecha.	
	FD-02-164,5	Quartzito	Adularia e clorita	Calcopirita disseminada na alteração sericítica.	Tabular, rombico e subrômbo - < 0,1 a 0,3 mm	Veios (~ 0,2 mm) e bolsões associados	Sintaxial. Duas fases de crescimento da adulária	Sericítica preenchendo vênulas (17%): Sericitita (15%), clorita (3%) e rara turmalina (Tr), englobam os grãos de quartzo nos contatos.	Cristais granulares de epidoto nas bordas do veio.
	FD-02-245	Xisto granatífero	Adulária e quartzo		Rômbo, subrômbo e tabular, com média de 50 µm	Veios < 0,5 mm	Sintaxial. Uma fase de crescimento de adulária	Sericítica pervasiva: Sericitita + algum argilomineral (4%) localizados em uma região, substituindo de forma parcial a total a biotita. Clorita (2%) alterando as bordas da biotita.	

	FD-45-127,69-127,84	Xisto granatífero	Adulária e biotita		Rômbico, subrômico e tabular - 0,1 a 1 mm	Veios <i>pinch and swell</i> (0,1 a 4 mm)	Sintaxial. Uma fase de crescimento de adulária	Propilítica pervasiva (30%): Clorita (29%) e epidoto (1%) substituindo parcial- a completamente a granada e biotita (principalmente). A faixa onde há predominância da biotita, mostra cerca de 60% de alteração.	Vênulas de carbonato tardios cortam o veio de adulária.
	FD-45-252,88-253,03	Xisto granatífero	Adularia e quartzo	Calcopirita e bornita	Rômbico e tabular - 1,3 a 0,1 mm	Veios centimétricos e brecha hidrotermal	Sintaxial. Duas fases de crescimento da adulária	Propilítica pervasiva (40%): Clorita e epidoto (<1%) substituindo principalmente a granada. Ocorrendo zonas com pura clorita.	
GT-46	1183-6	Granada biotita gnaisse	Adulária e calcita	Bornita, calcopirita e covelita no centro do veio.	Rômbico, tabular e formas complexas -0,05 a 0,2 mm e 0,5 a 2,5 mm.	Veios com espessura entre 0,1 a 2,5 mm.	Sintaxial. Duas fases de crescimento da adulária	Propilítica pervasiva (7%): Clorita substituindo biotita.	Observa-se evolução de albita em alguns cristais de adularia. A calcita é euédrica.
Salobo	3A-FD-310-209,72-209,92	Turmalina muscovita xisto	Adularia e carbonato	Calcopirita e bornita disseminados na rocha, mas especialmente associados ao crescimento de epidoto e clorita hidrotermal.	Tabular, rômbico e subrômico - 0,1 a 0,8 mm, com média de 0,2 mm	Veio único retilíneo com espessura média de 1 mm.	Sintaxial. Uma fase de crescimento de adulária.	Propilítica pervasiva (32%): clorita (13%), epidoto (7%), sericita (10%), albita (1%) e adulária (1%) substituindo parcialmente a totalmente a muscovita, turmalina e biotita.	Calcita intersticial no centro do veio.
	EB-13-A,B	Biotita gnaisse	Adulária e quartzo		Rômbico e tabular	Veio único com até 1,8 mm	Sintaxial. Duas fases de crescimento da adulária	Sericítica pervasiva (35%): A sericita (22%) substitui o feldspato e a biotita; e a clorita (13%), a biotita e a turmalina. A substituição pode ser parcial ou total.	Quartzo intersticial.

Pojuca	FD-31- 298,15 - 298,35	Anfibolitito	Adulária, plagioclásio, quartzo, epidoto, carbonato e biotita	Calcopirita e pirita intersticiais no veio e bolsão.	Subrômbo e anédrico	Veio (0,4 a 1,5 mm) e bolsão (3 mm) com contatos irregulares com a rocha encaixante de.	-	Propilítica pervasiva (37%). Clorita (10%) e epidoto (3%) substituindo o anfíbólio nas adjacências do veio. Também se observa o crescimento de hastingsita secundária (25%) com hábito fibroso.	<i>Bladed calcite</i> indicando <i>boiling</i> . Alta proporção de sulfetos.
--------	------------------------------	--------------	--	--	------------------------	---	---	--	--

5.2.1 Rochas encaixantes

5.2.1.1 Quartzito

Quartzito puro com textura granoblástica. Os grãos de quartzo são orientados compondo a foliação da rocha, ocorrem em tamanhos finos de 0,5mm, com cristais maiores espalhados podendo chegar a 1 mm, possuem contato irregular, por vezes interlobado, com extinção brusca a ondulante fraca, podendo apresentar recristalização do tipo *bulging* nas bordas. A ocorrência do quartzito é restrita ao depósito Furnas (Tabela 3).

5.2.1.2 Xistos granatíferos

Rocha formada por quartzo (37%), granada (43%) e biotita (15%), com zircão (5%) como mineral acessório. A biotita ocorre em cristais finos (0,1 a 0,4 mm) que compõem a xistosidade espaçada da rocha - desenvolvida em porções com predomínio de biotita, sendo o restante da rocha composta predominantemente de cristais granulares de granada e quartzo, que compõem textura granoblástica. O zircão ocorre normalmente como inclusões na biotita, formando halos pleocróicos característicos.

O quartzo está disposto em cristais granulares muito finos (em média 0,07 mm), principalmente associado a granada, e localmente com biotita. A granada que está em contato com o quartzo (maioria) está disposta em grãos muito finos (0,05 a 0,09 mm) e a que ocorre junto a biotita, chega a tamanhos médios (1 mm) e não deflete a biotita, indicando um crescimento posterior a formação da foliação. Localmente o crescimento da granada pós-tectônica chega a interconectar, englobando a foliação pretérita, incluindo os minerais opacos e sendo limitada somente por trilhas de quartzo. Esta litologia só foi descrita no depósito Furnas (Tabela 3).

5.2.1.3 Granada biotita gnaisse

A rocha é composta de biotita (37%), quartzo (33%), microclina (7%) e plagioclásio (14%), além de granada (2%), allanita (2%) e anfobólio (1%) como mineralogia acessória. A foliação é marcada pela orientação da biotita e por um bandamento marcado pela alternância de porções onde predomina biotita, com o aparecimento de granada e pouca quantidade de quartzo, e outras com predomínio do quartzo, sem granada e surgimento de anfibólio. O quartzo é poligonal e a biotita é geralmente anédrica e quando bem desenvolvida, subédrica. Esta litologia ocorre somente no depósito GT-46 (Tabela 3).

5.2.1.4 Turmalina muscovita xisto

Rocha é composta de quartzo (45%), muscovita (30%) e turmalina (20%), com minerais opacos (5%) e allanita (< 1%) como acessórios. Apresenta xistosidade anastomosada definida pela orientação de *augens* de muscovita (provavelmente substituição de feldspato pré-metamorfismo) e por cristais orientados de quartzo. O quartzo ocorre em cristais de 2,3 mm a 1 mm que possuem extinção ondulante forte e bordas recristalizadas por *bulging* em grãos que apresentam extinção ondulante fraca a brusca e tamanhos médios de 0,1 mm. A muscovita se apresenta em *augens* de até 0,5 mm. A turmalina ocorre em cristais finos a médios (0,5 a 3,1 mm) concentrados em uma faixa que segue a foliação e em cristais finos (média de 0,2 mm) espalhados em pequenas proporções na rocha. Esta litologia só é observada no depósito Salobo (Tabela 3).

5.2.1.5 Biotita gnaisse

A rocha é composta de quartzo (40%), plagioclásio (15%), K-feldspato (5%) e biotita (35%) como mineralogia principal, e turmalina (3%), minerais opacos (2%) e zircão (Tr) como acessórios. A xistosidade Sn é dada pela orientação do quartzo deformado e biotita e cortada por bandas de cisalhamento com foliação Sn+1 que fazem aproximadamente 45° com Sn e onde os mesmos minerais se deformam e se reorientam. O quartzo é anédrico e mostra extinção ondulante forte, os cristais variam de 0,2 a 2 mm, tendo os maiores as bordas recristalizadas. O feldspato ocorre em grãos anédricos a subédricos que variam de 0,5 a 1 mm. A biotita ocorre em cristais de até 1,25 mm orientados na direção de Sn e dobrada e reorientada segundo Sn+1 e possui inclusões de zircão com halo pleocróico. Um veio de turmalina recristalizado e boudinado subparalelo a xistosidade Sn ocorre cortando a rocha. A turmalina se dispõe em grãos poligonizados com média de 0,3 mm no interior do veio e raros cristais espalhados na rocha. Esta litologia ocorre no depósito Salobo (Tabela 3).

5.2.1.6 Anfibolitito

A rocha se trata de um anfibolitito com textura hipidiomórfica e granulação média. O anfibólio é hastingsita e tem um pleocroísmo que chega a um intenso verde azulado e cores de interferência que chegam ao rosa de 2° ordem. Os grãos são tabulares, dispostos em cristais médios (de 1 a 3,5 mm) e possuem *blebs* de quartzo e diversas inclusões de opacos que seguem a estrutura da clivagem. Esta rocha só foi observada apenas no depósito Pojuca (Tabela 3).

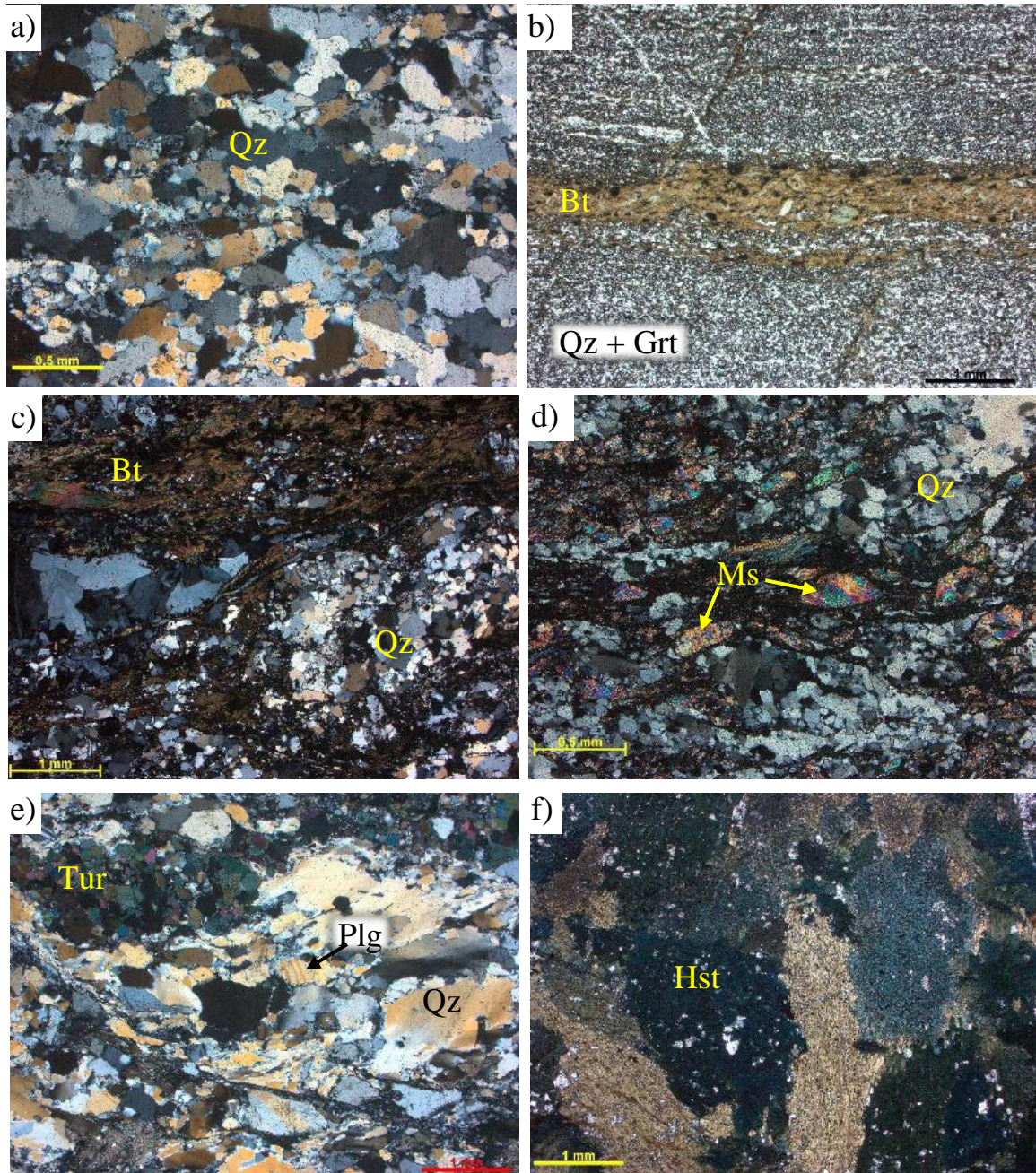


Figura 14- Rochas encaixantes. a) Quartzito puro com textura granoblástica. b) Xisto granatífero onde se observa uma faixa com predomínio de biotita separada por regiões com predomínio de granada e quartzo. c) Granada biotita gnaiss, onde se observa a porção superior da imagem mais rica em biotita que a inferior e um veio de adularia ocorrendo no limiar de ambas. d) Turmalina muscovita xisto mostrando a foliação anastomosada e os *augens* de muscovita. e) Grãos de quartzo e feldspato bem deformados formando uma xistosidade S_n subparalela a horizontal na imagem e cortados por uma outra foliação S_{n+1} quase ortogonalmente, em biotita gnaiss. Pode-se notar, também, o veio de turmalina subparalelo a S_n deformado e recristalizado. f) Cristais tabulares de anfibólio com inclusões de opacos e blebs de quartzo, em anfibolito. Qz- quartzo, Bt- biotita, Grt- granada, Ms- muscovita, Tur- turmalina, Plg- plagioclásio, Hst- hastingsita.

5.2.2 Alteração hidrotermal

5.2.2.1 Sericítica

A alteração sericítica ocorre de forma pervasiva nas rochas encaixantes e os minerais da alteração não mostram nenhuma direção preferencial (Figura 15 a), evidenciando a ocorrência pós-tectônica dessa alteração. Em um primeiro estágio, a alteração ocorre restrita aos quartzitos, disseminada entre os cristais de quartzo (Figura 15 b) e corresponde predominantemente a sericita, clorita e turmalina subordinada. A sericita e a clorita ocorrem em cristais anédricos muito finos de até 1 mm e turmalina aparece em grãos subédricos de até 0,2 mm. Veios de adulária cortam discordantemente essa alteração (Figura 15 b), o que aponta para sua ocorrência precoce aos veios. Ressalta-se que é observado um crescimento tardio de sericita e clorita sobre os veios de adulária (Figura 15 c), indicando uma relação dinâmica entre a alteração e entrada dos veios.

Em um segundo estágio, a alteração é contemporânea aos veios (Figura 15 d,e), pois não mostra nenhuma relação de corte, ocorre em gnaisses e xistos (Tabela 3), e é composta por sericita e clorita. A sericita ocorre concentrada em massas junto com a clorita; e a clorita em grãos anédricos a subédricos de até 0,7 mm com cor de interferência azul anômala, e em pequenas concentrações em meio a sericita ou preferencialmente alterando os planos de clivagem, fraturas e bordas da biotita e da turmalina. Os minerais substituídos nessa alteração são a biotita, feldspato, granada e turmalina, de forma parcial a total. Por fim, em um período mais tardio, se observa o crescimento de sericita e clorita subordinada, de forma pervasiva, mas restrito aos cristais de adulária de veios e vênulas (Figura 15 f).

5.2.2.2 Propilítica

Esta alteração ocorre pervasiva nas rochas encaixantes, nos xistos e no anfibolitito (Tabela 3 e Figura 16 a), assim como a alteração sericítica, é pós-tectônica (não perfaz foliação), e é composta de clorita e epidoto subordinado (Figura 16 b), raramente apresentando sericita, albita e adulária (somente observada a assembleia clorita-epidoto-albita-adulária no depósito Salobo; Tabela 3). A clorita se dispõe em cristais anédricos, por vezes radiais, com cores de interferência do cinza de primeira ordem. O epidoto ocorre como grãos anédricos a euédricos com tamanhos que chegam a 3 mm. A hastingsita, a granada, a biotita e a turmalina são os minerais alterados, sendo substituídos parcialmente por clorita e epidoto nas bordas ou segundo os planos de clivagem; a totalmente, com pseudomorfos de clorita substituindo grãos de granada

(Figura 16 c) e biotita ou, quando a alteração é mais intensa, ocorrendo em massas homogêneas de clorita e epidoto subordinado, onde até o quartzo é substituído (Figura 16 d). Localmente é observada a formação de hastingsita fibrosa aonde o veio de adularia está em contato com cristais tabulares de hastingsita (Figura 16 e), indicando a desestabilização de cristais tabulares com a entrada dos fluidos dos veios e a reestabilização em uma forma fibrosa pouco desenvolvida. Nota-se, também, que esses cristais fibrosos são posteriormente alterados para clorita e epidoto (Figura 16 f).

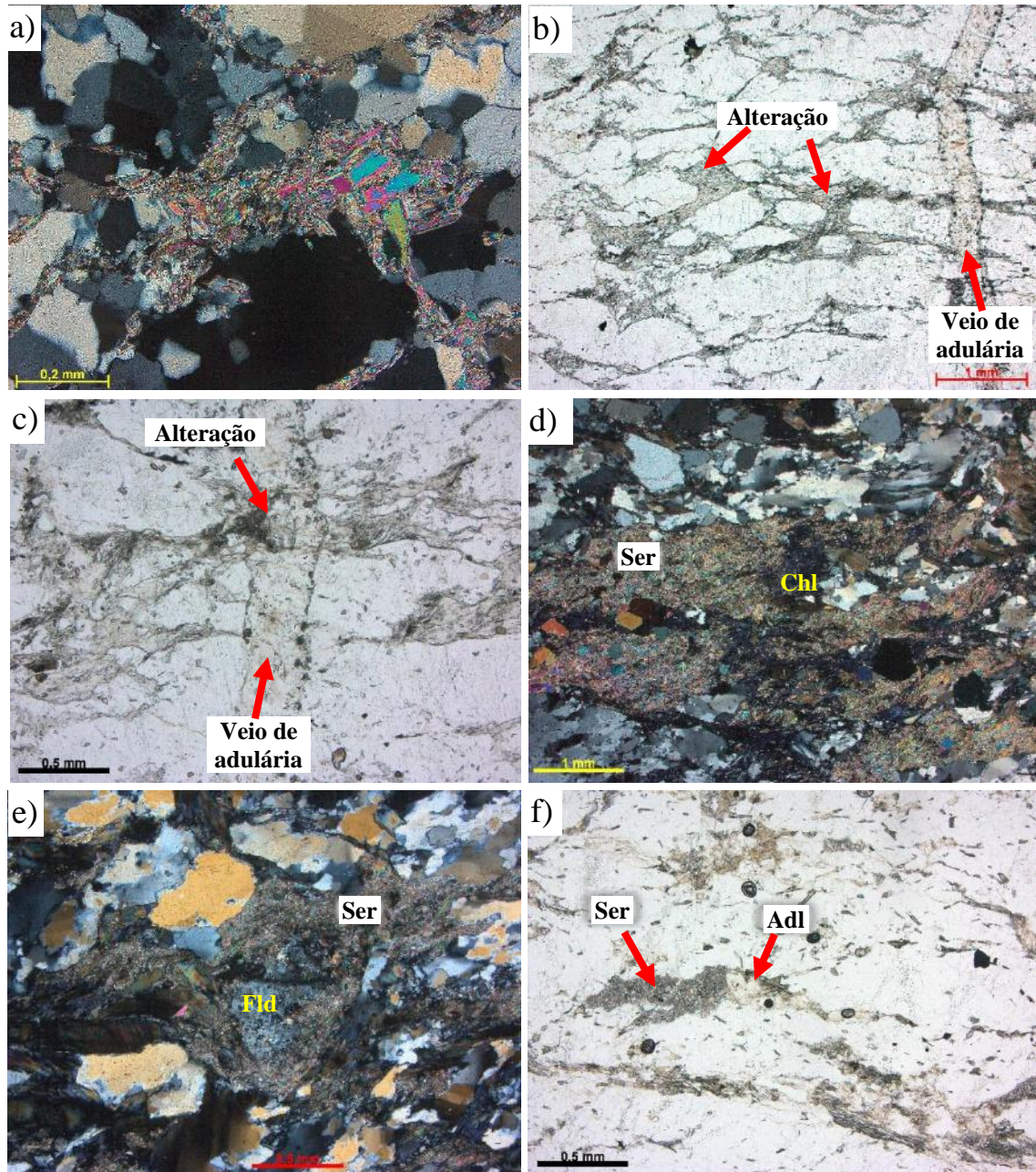


Figura 15- Formas de ocorrência da alteração sericítica. a) Cristais de sericita sem direção preferencial entre grãos de quartzo. b) Alteração sericítica em vênulas cortada por veio submilimétrico de adulária e clorita. c) detalhe na mesma lâmina em que se observa o crescimento de sericita transpondo a adulária no veio, apontando para uma relação dinâmica da alteração e entrada do veio. d) Alteração sericítica pervasiva substituindo granada, biotita e turmalina em gnaisses. No centro da imagem se observa a presença de clorita com cor de interferência azul anômala. e) Alteração sericítica pervasiva substituindo parcialmente um cristal tabular de feldspato. f) Sericita crescendo de forma pervasiva sobre cristais de adulária em vênulas. Ser- sericita; Chl- clorita; Fld- feldspato; Adl- adulária.

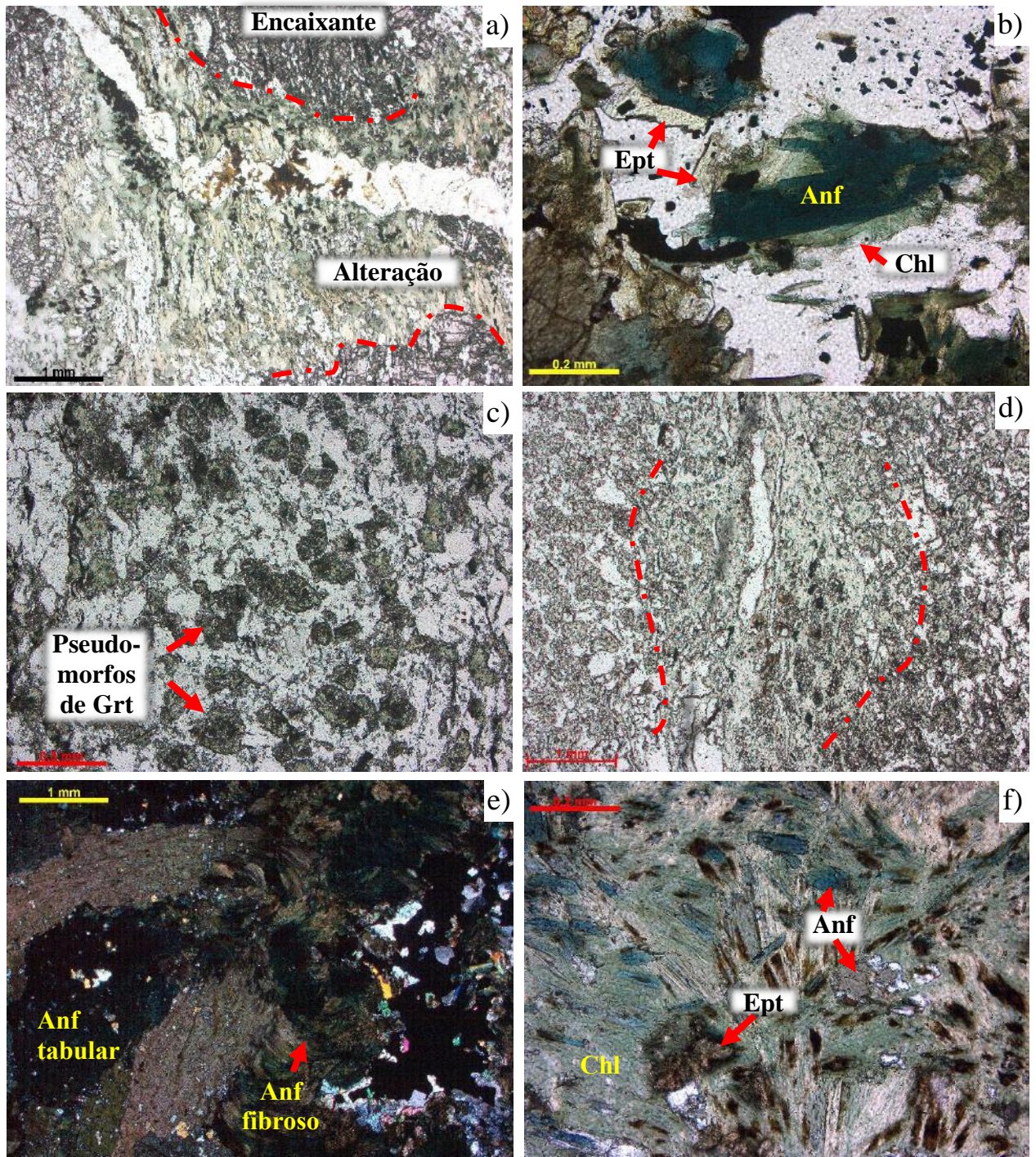


Figura 16- Alteração propilítica. a) Halo de alteração propilítica pervasiva em xisto granatífero e ao redor de veio de adulária e biotita. Nota-se que há uma concentração de opacos na alteração. b) Anfibólio substituído parcialmente para clorita e epidoto. c) Clorita pseudomorfisando cristais granulares de granada em xisto granatífero. d) Halo de alteração pervasiva relacionado a um veio de quartzo-adulária, na mesma rocha de (c), mostrando que na maior intensidade da alteração somente sobra uma massa de clorita que oblitera a textura inicial da rocha ainda observada na figura c. e) Hastingsita fibrosa (centro) crescendo a partir de hastingsita tabular (esquerda) nas proximidades de um bolsão de adulária-quarzo-carbonato-sulfetos. f) Clorita e epidoto alterando a hastingsita fibrosa, que se dispõe em relictos. Nota-se que, apesar da clorita e epidoto terem substituído grande parte do anfibólio, ainda é possível observar o hábito fibroso. Ept- epidoto; Chl- clorita; Grt- granada; Anf- anfibólio.

5.2.3 Forma de ocorrência da adulária

A adulária ocorre como: (i) veios e vênulas; (ii) brechas hidrotermais centimétricas (passando de 2,5 cm; Figura 17 a); e (iii) bolsões de até 4,5 mm (Figura 17 b). Os veios, de até 1 cm, em geral são retilíneos, fazem contato brusco com a encaixante, são compostos por adulária + quartzo + calcita \pm clorita \pm biotita \pm albita \pm epidoto + calcopirita \pm bornita \pm pirita \pm covelita, e ocorrem em todos os depósitos (Tabela 3). As vênulas possuem até 0,2 mm, variam de retilíneas a irregulares, por vezes descontínuas, ocorrem nas adjacências de veios e brechas do depósito Furnas, paralelas ou formando pequenas zonas de *stockwork* (Figura 17 a), e são compostas predominantemente por adulária, mas também por clorita, calcopirita e bornita. As brechas se restringem ao depósito Furnas (Tabela 3), possuem uma matriz preenchida por adulária, quartzo, calcopirita e bornita. Os bolsões são compostos por adulária, quartzo, carbonato, clorita, albita, calcopirita, pirita, bornita e covelita, e aparecem nos depósitos Furnas e Pojuca (Tabela 3).

Os veios e vênulas possuem morfologia de crescimento sintaxial, dada pela direção de maior crescimento dos cristais de adulária perpendiculares às paredes e para regiões centrais destes (Figura 17 c). Além disso, estes apresentam zoneamento marcado por ao menos 2 estágios de formação desse mineral. O primeiro estágio consiste em grãos muito finos a finos restritos às bordas dos veios, diretamente em contato com a rocha encaixante (Figura 17 c); e o segundo é representado por cristais finos a médios que crescem na linha final do crescimento da adulária da primeira fase (Figura 17 c).

Ocorrem, de forma localizada, vênulas de carbonato cortando veios de adulária e zonas cataclásticas que afetam veios de quartzo a adulária, onde os cristais de adulária se encontram fraturados e os de quartzo, além de fraturados, mostram extinção ondulante forte.

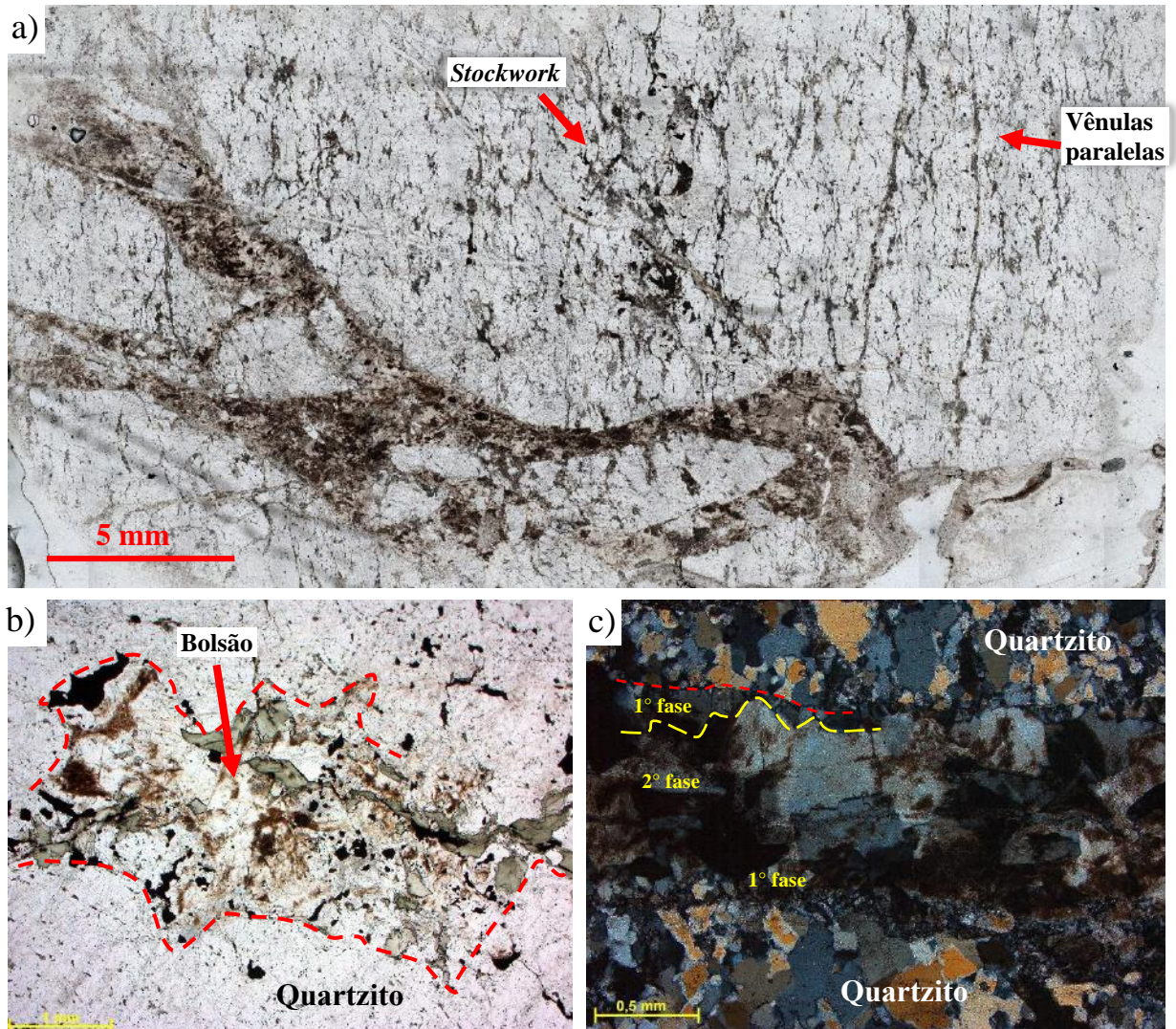


Figura 17- Formas de ocorrência e morfologia de crescimento dos veios. a) Brecha hidrotermal com matriz composta por adulária (cor bege). Nas adjacências se observa diversas vênulas paralelas que aproveitam a foliação da rocha encaixante, e que chegam a formar pequenas zonas de *stockwork*. b) Bolsão de adulária (bege), clorita (verde claro) e opacos. c) Veio de adulária mostrando duas fases de crescimento syntaxial de adulária.

A adulária ocorre em cristais euédricos, subédricos e localmente anédricos, nas morfologias rômbrica (Figura 18 a), tabular (Figura 18 b) e subrômbrica (com terminação rômbrica) e em tamanhos que variam de muito fino à médio (0,05 - 2,5 mm). Os grãos mostram uma estruturação complexa (Figura 18 c), com variação em um único cristal, o que acaba refletindo nos padrões de geminação, sendo localmente observado microtextura similar a geminação da microclina, mal formada e descontínua ao longo do cristal (Figura 18 b). O conjunto dessas feições é característico de cristais de adulária (Deer *et al.*, 2013; Dong e Morrison, 1995; Smith, 1974). Comumente os grãos de adulária são recobertos por óxido de ferro microcristalino, o que dá uma coloração alaranjada em amostra de mão e ajuda na distinção do quartzo (sempre límpido) em lâmina. Quando ocorre em conjunto com a albita,

apresenta um crescimento coevo, com cristais subédricos em contato ou com texturas de exolução (Figura 18 d); ou crescimento posterior com textura de substituição da albita por adulária (Figura 18 e).

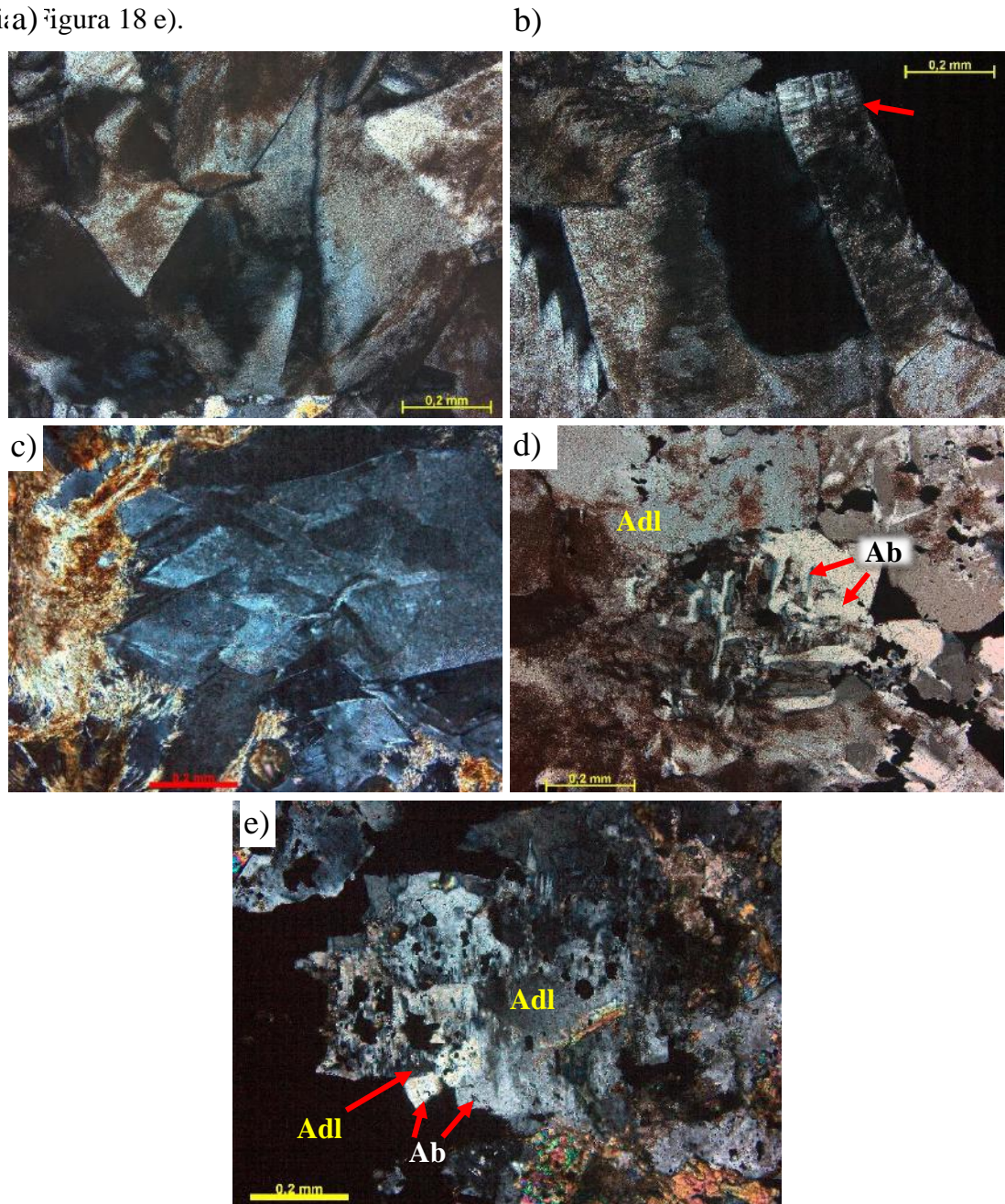


Figura 18- Hábitos e feições petrográficas dos cristais de adularia. a) Cristais rômnicos de adularia. b) Cristais tabulares de adularia, nos quais é possível observar a gemação similar à da microclina (seta vermelha). c) Gemação complexa em grão de adularia em contato com biotita. d) Adularia mostrando exsolução de albita. e) Textura de substituição de grãos tabulares de albita para adularia. Adl- Adularia; Ab- Albita.

O quartzo é geralmente intersticial nos veios (Figura 19 a), possui extinção brusca a ondulante fraca (somente próximo a uma zona cataclástica na amostra FD-45-252, mostra extinção ondulante forte com o desenvolvimento de subgrãos), os cristais são anédricos a subédricos, pontualmente euédricos e possuem uma grande variação de tamanhos, indo de 0,2

a 6 mm. A calcita se dispõe em grãos que variam de 0,1 a 2 mm com hábitos romboédricos, em placas (Figura 19 b) e poligonais quando euédricos e subédricos, e ocorrem intersticialmente no centro dos veios (Figura 19 c), localmente reagindo com as bordas da adulária, quando anédricos. A clorita ocorre em cristais com hábito radial (Figura 19 d), em tamanhos que vão de 50 μm a 0,5 mm, possui cor verde claro, por vezes acastanhado por conta de incrustação de óxido de ferro, a incolor e cor de interferência do cinza ao amarelo-castanho anômalo de primeira ordem. Inclusões de zircão com halo pleocróico são observadas (Figura 19 d). Os cristais de albita são subédricos, finos (entre 0,1 e 0,25 mm) e tabulares, quando bem formados (Figura 18 e). Pontualmente, a albita é observada exsolvida na adulária (Figura 18 d). A biotita ocorre com hábito fibroso, em cristais com até 0,7 mm, ocorrendo tanto nas bordas quanto no interior dos veios e é síncrona (Figura 19 e) a tardia em relação a adulária, evidenciado pelo crescimento intersticial (Figura 19 f). Forte incrustação de óxido de ferro afeta localmente a biotita, a tornando quase opaca. Localmente grãos de epidoto tabular de até 0,15 mm são observados nas bordas dos veios, sendo essa fase mineral principalmente localizada nos halos de alteração propilítica.

Os minerais opacos ocorrem em massas anédricas a subédricas intersticiais nos veios e brechas (Figura 20 a) e disseminados na rocha encaixante (mas sempre associados as vênulas de adulária; Figura 20 b) e nos halos de alteração propilítica, associados a clorita e epidoto (Figura 20 c).

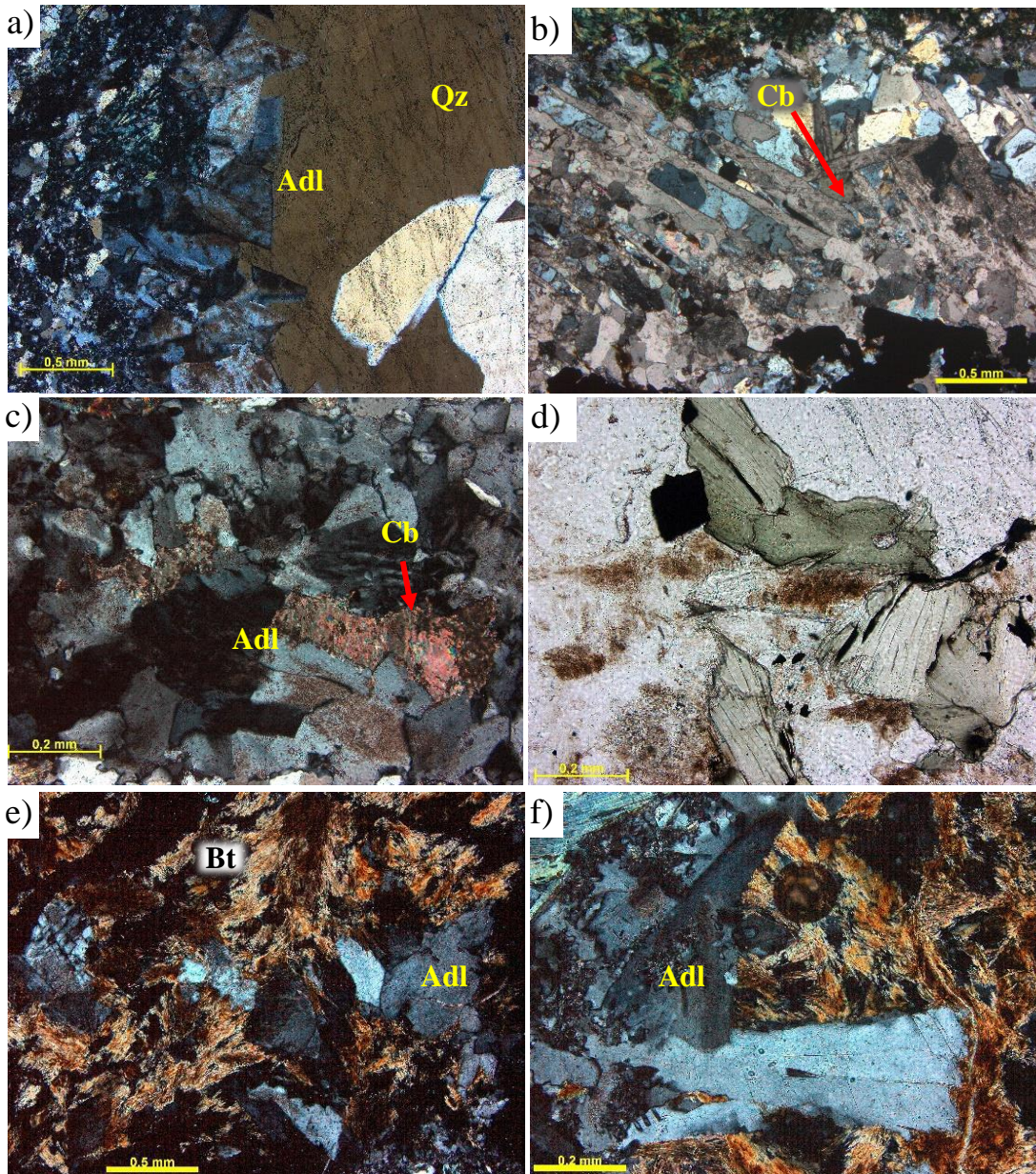


Figura 19- a) Cristais intersticiais de quartzo anédrico. b) Carbonato em placas. c) Carbonato anédrico e intersticial no interior de veio de adulária. d) Cristais médios e radiais de clorita em um bolsão de adulária-corita-sulfetos. Reparar os halos pleocróicos em volta das inclusões de zircão. Biotita fibrosa majoritariamente coeva a adulária (e) e tardia (f), evidenciada por estar crescendo entre os grãos subédricos de adulária. Adl- Adulária; Qz- Quartzo; Cb- Carbonato; Bt- Biotita.

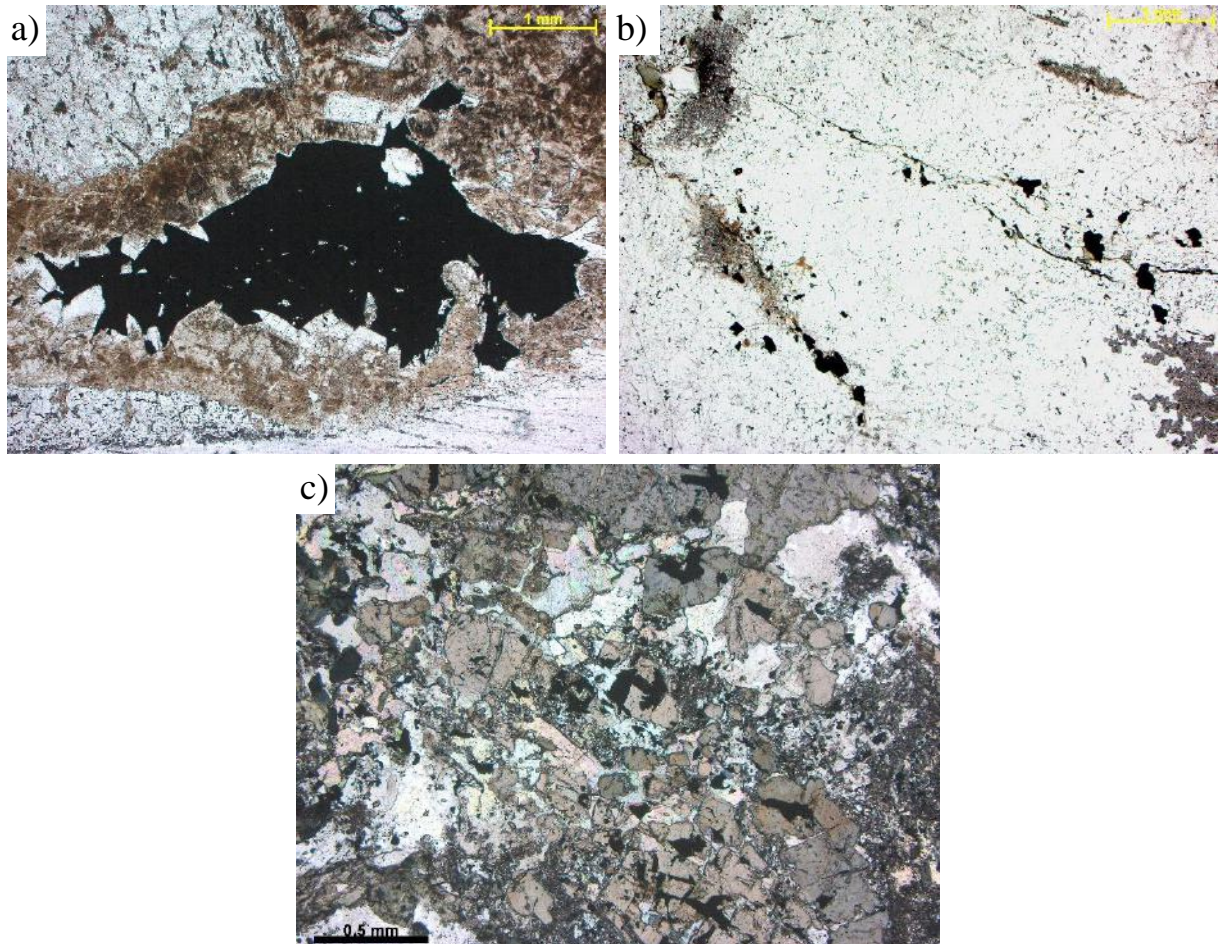

















Figura 20- Forma de ocorrência dos minerais opacos. a) Intersticiais em veio de adulária. b) Relacionados as vênulas de adulária e clorita. c) Disseminados na alteração propilítica (epidoto e clorita) preenchendo as fraturas de cristais de turmalina.

Na Tabela 4 está apresentada a ordem de crescimento de cada mineral descrito nos veios, brechas, bolsões e vênulas que contêm adulária, assim como dos minerais dos halos de alteração hidrotermal associados.

Tabela 4- Tabela Paragenética dos veios de adulária e alterações hidrotermais associadas

	Veios, vênulas e brechas	
Adulária		
Carbonato		
Clorita		
Quartzo		
Albita		
Biotita		
Epidoto		
Pirita		
Calcopirita		
Bornita		
Covelita		
	Halo de Alteração	
Sericita		
Clorita		
Turmalina		
Epidoto		

5.3 Calcografia

Os sulfetos, representados por calcopirita, bornita, pirita e covelita, ocorrem em massas anédricas de até 4,5 mm intersticiais nos veios, brechas e vênulas de adulária e disseminados nos halos de alteração propilítica, não sendo observado na alteração sericítica. A calcopirita é o sulfeto mais abundante, presente em quase todas as amostras. Está disposta em grãos anédricos que chegam a 4,5 mm tanto no interior dos veios, brechas e vênulas (Figura 21 a) quanto nos halos de alteração propilítica, podendo ocorrer em conjunto ou não com bornita ou pirita. Localmente é observado crescimento contemporâneo de calcopirita com biotita em finas placas (Figura 21 b). Quando a calcopirita está associada com a bornita, mostra textura de intercrescimento (Figura 21 c). Já, quando a calcopirita ocorre em conjunto com a pirita, a última é incluída (Figura 21 d). A bornita se dispõe em grãos anédricos com tamanhos variando de 0,05 a 0,3 mm, sempre associado a calcopirita (Figura 21 c), em massas anédricas a

subédricas, intersticiais nos veios e disseminadas nas rochas encaixantes. A pirita é restrita a amostra do depósito Pojuca e ocorre em grãos subédricos a anédricos, entre 0,1 e 0,8 mm em contato com a calcopirita e intersticialmente nos veios de adularia. A covelita é rara e encontrada somente nas bordas das da calcopirita e bornita (Figura 21 c).

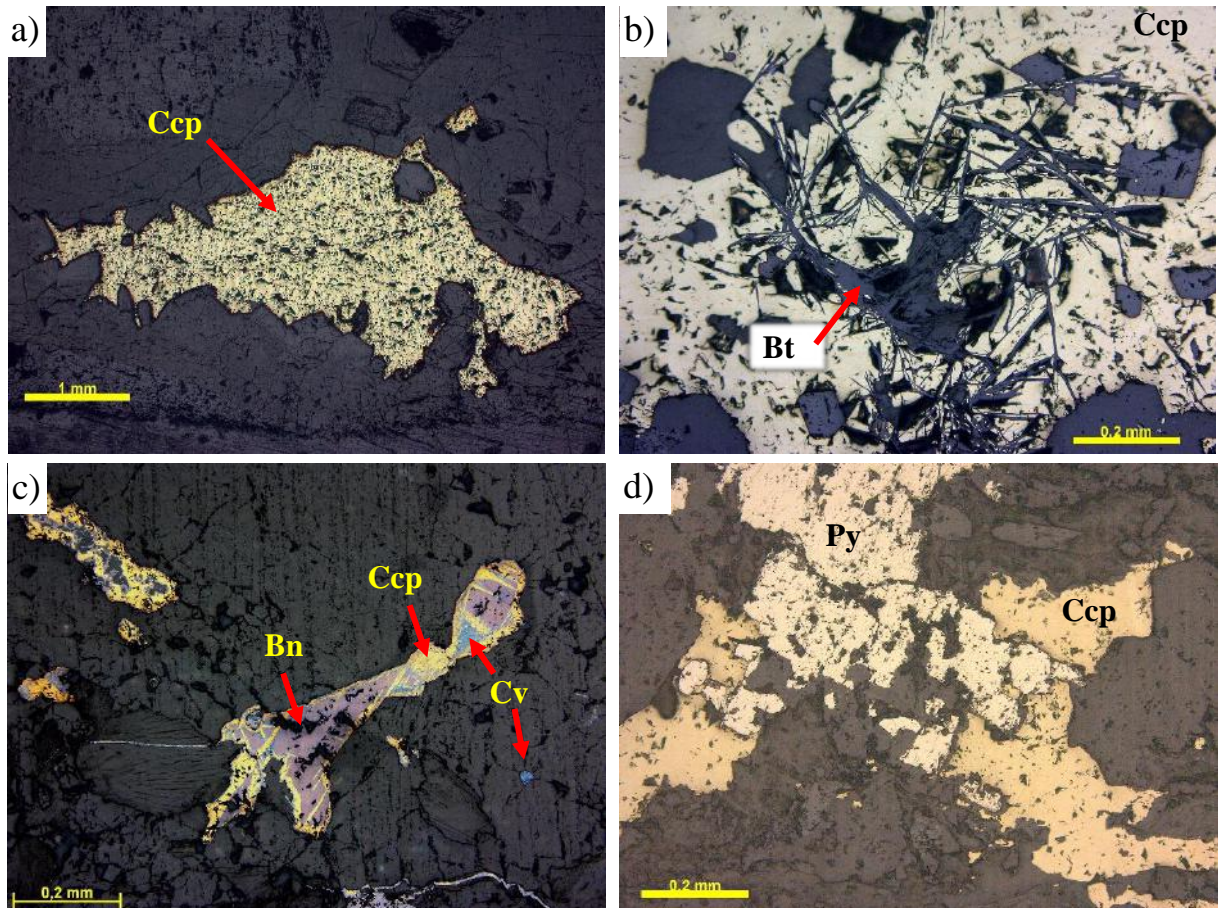


Figura 21- a) Calcopirita intersticial em brecha hidrotermal. b) Intercrescimento entre calcopirita em biotita em finas placas. c) Intercrescimento entre bornita e calcopirita. A covelita ocorre como mineral secundário. d) Cristais subédricos de pirita envoltos por calcopirita anédrica. Ccp- Calcopirita; Bt- Biotita; Bn- Bornita; Cv- Covelita; Py- Pirita.

6. DISCUSSÃO

As descrições macroscópica, petrográfica e calcográfica das ocorrências de adulária nos depósitos de Cu-Au do CNC mostram que: (i) a adulária preenche veios e vênulas, bolsões e matriz de brechas; (ii) a adulária está majoritariamente associada a quartzo, carbonato, clorita e albita; (iii) alterações hidrotermais pervasivas sericítica e propilítica formam halos em torno desses veios, brechas e bolsões; e (iv) as ocorrências de adulária e a alteração hidrotermal associada são pós-tectônicas se diferenciando temporalmente das mineralizações IOCG e VMS que são os episódios principais registrados nos depósitos. Além disso, no interior dos veios e brechas é observada textura de carbonato em lâminas e a presença de cavidades abertas. Na primeira, as lâminas de carbonato estão em paragênese com a adulária e juntas apontam para a ocorrência de efervescência (*boiling*), que consiste em um importante processo de precipitação de metais (Hedenquist *et al.*, 2000). O segundo indica que os veios e brechas se colocaram em baixas profundidades. A associação de adulária, quartzo, carbonato, albita e clorita, associada aos halos alteração hidrotermal propilítica e sericítica indicam que os fluidos hidrotermais formadores dos veios são neutros (Simmons *et al.*, 2005), e a presença de sulfetos como pirita, calcopirita e bornita, que os fluidos são reduzidos. O conjunto dessas feições aponta para uma possível existência de um sistema geotermal que representa um potencial para depósitos epitermais de baixa sulfetação região. Corroborando para essa interpretação, está a descrição de Jesus (2016), no depósito Furnas, de veios com mesmas estruturas e que além de adulária, possuíam fluorita e ouro livre. A franca predominância de adulária em relação ao quartzo nos veios indica condições mais alcalinas que observadas em um sistema de baixa sulfetação tradicional, se assemelhando mais ao subtipo alcalino (Jensen e Barton, 2000). Entretanto, a assembleia de sulfetos composta de calcopirita, bornita e pirita difere da arsenopirita, pirita e esfalerita como de um depósito de baixa sulfetação *end-member* clássico. Isto pode estar relacionado ao fato desses veios e brechas estarem encaixados em mineralizações prévias do tipo IOCG e VMS e conseqüentemente, devem ter remobilizado esses sistemas geoquímicos enriquecidos em cobre.

Nos trabalhos de Tavares *et al.* (2017, 2018) e Prado (2019) foi reconhecido que as rochas meso- e neoarqueanas do Cinturão Norte do Cobre foram afetadas por deformação compressiva e metamorfismo no Riaciono pela Orogenia Transamazônica (ca. 2,1 a 2,05 Ga) e no começo do Orosiriano pelo evento Sereno (ca. 1,98 a 1,93 Ga). Posterior a esses eventos compressivos, a colocação dos granitos alcalinos da Suíte Serra dos Carajás em 1,88 Ga foi o principal fator gerador de fluidos hidrotermais na Província Mineral de Carajás, sendo

responsáveis pela formação de sistemas IOCG (Moreto *et al.*, 2015; Xavier *et al.*, 2017) e Cu-Au polimetálico (Grainger *et al.*, 2008; Pollard *et al.*, 2019).

O fato de os veios cortarem discordantemente a foliação das rochas encaixantes e de serem, assim como os halos de alteração hidrotermal associados, indeformados, permite os classificar como pós tectônicos, ou seja, possuindo uma idade máxima de 1,93 Ga. Além disso, a proximidade espacial das ocorrências dos veios de adularia nos depósitos com os granitos anorogênico de 1,88 Ga (vide Figura 4,5,7), como ocorre com o granito Cigano e o depósito Furnas, o granito Pojuca e os depósitos Pojuca-Gameleira-Grota Funda, e o granito *Young Salobo* e o depósito Salobo, permite interpretar que esse magmatismo é o provável gerador dos veios estudados.

Os trabalhos de Melo *et al.* (2016) e Toledo *et al.* (2019) relacionaram as alterações hidrotermais tardias e pós-tectônicas dos depósitos Salobo e GT-46, respectivamente, a eventos hidrotermais ocorridos no Arqueano. Entretanto, Jesus (2016) relaciona, no depósito Furnas, a gênese de veios tardios que contém adularia, com o granito Cigano e Prado (2019) sugere que a alteração hidrotermal tardia do depósito Salobo tenha idade orosiriana ~1,88 Ga. A composição e a forma de ocorrência desses veios tardios descritos por Jesus (2016) são iguais as observadas nesse trabalho e muito semelhante as descritas nos trabalhos de Melo *et al.* (2016), Prado (2019) e Toledo *et al.* (2019). Além disso, idades de 1,85 obtidas por Silva *et al.* (2005) em biotita hidrotermal no depósito GT-46, corroboram para correlação com granitos coevos.

Ressalta-se que cálculos de temperatura realizados para os halos de alteração clorítica tardios nos depósitos Furnas e Salobo indicam que esses foram formados em temperaturas de aproximadamente 330°C-210°C (Jesus, 2016; Prado, 2019), que são condizentes com o limite superior de temperatura de depósitos epitermais (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987; Hedenquist *et al.*, 2000; White e Hedenquist, 1995; John *et al.*, 2018; Simmons *et al.*, 2005).

Além disso, no Domínio Tapajós, são encontrados depósitos epitermais de baixa e alta sulfetação com idades de ~1,87 Ga (Juliani *et al.*, 2005) e hospedados em rochas vulcânicas do Grupo Iriri (ca. 1,89-1,87 Ga; Lamarão *et al.*, 2002). Tanto os depósitos quanto as rochas hospedeiras são cronocorrelatas aos granitos da Suíte Serra dos Carajás e seus depósitos minerais associados. Além disso, a forma de ocorrência da adularia em veios e brechas e com o recobrimento de óxido de ferro descritos no trabalho de Dreher *et al.* (1998) e de depósitos de baixa sulfetação ricos em calcopirita (Correa-Silva, 2002), se assemelham com as feições aqui descritas. Ou seja, para além de rochas plutônicas e vulcânicas coevas, chama-se atenção

para possíveis similaridades entre os sistemas minerais do Domínio Carajás e do Domínio Tapajós.

Por fim, depósitos epitermais são geralmente associados, ou mesmo transicionais, a diversos outros depósitos relacionados a intrusões como pórfiros, *Skarns* e polimetálicos (John *et al.*, 2018). Na Província Carajás, além de diversos depósitos de Cu polimetálicos formados em ~1,88 Ga (Grainger *et al.*, 2008), como já mencionado, recentemente foi caracterizado um depósito do tipo *Skarn* de Cu (-Au) no alvo Açaí (Fernandes, 2020), ~40 km a sudoeste do depósito GT-46. A mineralização de *Skarn* nesse depósito foi descrita como posterior ao metamorfismo regional e relacionado a intrusão de granitos orosirianos. Assim, a ocorrência de um sistema epitermal de baixa sulfetação no contexto geológico apresentado se torna ainda mais plausível, ainda mais se levado em conta que o magmatismo orosiriano da suíte Serra dos Carajás é responsável por uma variedade de sistemas hidrotermais e que até o momento ainda estão sendo feitas descobertas de novos depósitos e sistemas hidrotermais na Província Carajás.

7. CONCLUSÕES

A partir das descrições macroscópica, petrográfica, calcográfica e de microtectônica das ocorrências de adulária, aliadas à revisão bibliográfica dos sistemas minerais e suas idades registrados na Província Carajás, e da revisão de sistemas epitermais, pode-se concluir que:

i) Este trabalho expande o conhecimento de ocorrências de adulária, até então restritas ao depósito Furnas, para os depósitos Salobo, Pojuca e GT-46. Além disso, pelas relações de corte, assembleia mineral e halos de alteração hidrotermal, pôde-se correlacionar as ocorrências de adulária aqui descritas com os veios e brechas e halos de alteração clorítica/propilítica tardios descritos na literatura dos depósitos Salobo, GT-46 e Pojuca.

ii) A presença de textura que indica efervescência, carbonato em placas em paragênese com adulária, aliado a cavidades não preenchidas no interior de veios e na matriz de brechas, permite deduzir que esses veios e brechas se formaram em baixas profundidades.

iii) A forma de ocorrência de adulária, a paragênese mineral em conjunto com fluorita e ouro livre descritos no depósito Furnas e os halos de alteração hidrotermal observados, aliados a texturas que indicam baixas profundidades e temperaturas ($T= 210-330^{\circ}\text{C}$ em clorita hidrotermal), permitem sugerir que essas ocorrências estejam associadas a um sistema epitermal de baixa sulfetação.

iv) Os veios, brechas e bolsões, assim como os minerais que os preenchem não mostram sinais de deformação dúctil, ou qualquer sinal de metamorfismo, somente sendo observado deformação rúptil/cataclástica localizada. Assim, atribui-se a colocação pós-tectônica em relação aos eventos compressivos Paleoproterozoico para essas ocorrências.

v) Pelo fato dos granitos de 1,88 Ga da Suíte Serra dos Carajás mostrarem grande proximidade com os depósitos onde são reportadas ocorrências de adulária; por minerais hidrotermais datados em todo o CNC apresentarem idades muito semelhantes aos granitos; e pela forma de ocorrência desses sistemas hidrotermais mostrarem algumas semelhanças com as ocorrências aqui descritas, propõe-se que os veios e brechas de adulária estejam relacionados aos granitos orosirianos. A proposta de um sistema epitermal de baixa sulfetação associado aos granitos do tipo A orosirianos precisa ser melhor avaliada, necessitando de trabalhos futuros de mapeamento de detalhe das ocorrências de adulária no CNC, de análises de caracterização mineral (DRX, Microsonda Eletrônica) e de inclusões fluidas e de datações (eg. Ar-Ar em adulária). Entretanto, ela pode abrir espaço para novas oportunidades de exploração na Província Carajás, como ainda vem ocorrendo para outros sistemas como *Skarns*, e conduzir novas campanhas de exploratórias.

8. REFERÊNCIAS

- Almeida, J.A.C.; Dall'Agnol, R. & Leite, A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42:103-127.
- Almeida, J.A.C.; Dall'Agnol, R.; Oliveira, M.A.; Macambira, M.J.B.; Pimentel, M.M.; Rämö, O.T.; Guimarães, F.V. & Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, v. 120, p. 235-257.
- Araújo Filho, R.C.; Nogueira, A.C.R. & Araújo, R.N. 2020. New stratigraphic proposal of a Paleoproterozoic siliciclastic succession: Implications for the evolution of the Carajás Basin, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 102.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Serra dos Carajás, folha SB.22-ZA, Estado do Pará. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 164p.
- Barbosa, J.P.O. 2004, Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 112 p.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 53, p. 23-40.
- Cordani, U., 1981. Comentários sobre as determinações geocronológicas da região da Serra dos Carajás. Universidade de São Paulo-DOCEGEO.
- Corrêa-Silva R.H. 2002. Caracterização de um Sistema epitermal low-sulfidation (adulária-sericita) mineralizado em Au-Cu-Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós: Implicações metalogenéticas e tectônicas. Dissertação de Mestrado, IG/USP.
- Costa, U.A.P.; Paula, R.R.; Silva, D.P.B.; Barbosa, J.P.O.; Silva, C.M.G.; Tavares, F.M.; Oliveira, J.K.M. & Justo, A.P.; 2016, Programa Geologia do Brasil. Mapa de Integração Geológico-Geofísica da ARIM Carajás, Escala 1:250.000. CPRM, Estado do Pará.
- Dall'Agnol, R.; Teixeira, N.P.; Rämö, O.T.; Moura, C.A.V.; Macambira, M.J.B. & Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, v. 80, p. 101 – 129.
- Dall'Agnol, R.; Rämö, O.T.; Magalhães, M.S. & Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic, A-type Granites. *Lithos* 46, 431–462.

- Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, J. 2013. An introduction to the rock-forming minerals. 3rd ed., 549 p.
- Dias, G. S.; Macambira, M. B.; Dall’Agnol, R.; Soares, A. D. V. & Barros, C. E. M. 1996. Datações de zircões de sill de metagabro: comprovação de idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará, Simpósio de Geologia da Amazônia, V. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 376–378.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: 34º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, Anais, p. 11–54.
- Dong, G. & Morrison, G.W. 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita*, v. 30, p. 11-19.
- Dreher, A.M.; Tavares, F.M. & Oliveira, J.K.M. 2018. Wall rocks and hydrothermal alteration associated with the Pojuca and Furnas deposits, Carajás Province. 49º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.
- Einaudi, M.T.; Hedenquist J.W. & Inan E.E. 2003. Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments. *Society of Economic Geologists Special Publication*, v. 10, p. 285—313.
- Fernades, K.G. 2020. O depósito alvo Açaí: Um exemplo de Skarn de cobre na província Carajás. Dissertação (Mestrado)– Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 118 p.
- Grainger, C.J.; Groves, D.I.; Tallarico, F.H.B. & Fletcher, I.R. 2008. Metallogenesis of the carajás mineral province, southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation. *Ore Geology Reviews*, v. 33, p. 451–489.
- Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P., and Foley, N.K., 1985, Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 2, p. 129–16.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. & Gonzalez-Urien, E., 2000, Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 245–277.
- Hunger, R.B. 2017. O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) Grota Funda, domínio Carajás (PA): alteração hidrotermal, regime de fluidos e idade da mineralização. Dissertação de Mestrado. Unicamp, Campinas, 92 p.
- Jensen, E.P. & Barton, M.D. 2000. Gold deposits related to alkaline magmatism: *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 210-314.
- Jesus, S.S.G.P., 2016. Múltiplos estágios de alteração hidrotermal do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Furnas, Província Carajás: evolução paragênica e química mineral. Dissertação (Mestrado)- IGc/USP, São Paulo, 164 p.

- John, D.A., Vikre, P.G., du Bray, E.A., Blakely, R.J., Fey, D.L., Rockwell, B.W., Mauk, J.L., Anderson, E.D., and Graybeal, F.T. 2018. Descriptive models for epithermal gold-silver deposits: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–Q, 247 p.
- Juliani, C.; Rye, R.O.; Nunes, C.M.D.; Snee, L.W.; Silva, R.H.C.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Neumann, R. & Alcover Neto, A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable isotope constraints. *Chemical Geology*, v. 215, p. 95-125.
- Kelley, K.D., Spry, P.G., McLemore, V.T., Fey, D.L., and Anderson, E.D., 2020, Alkalic-type epithermal gold deposit model: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–R, 74 p.
- Lamarão, C.N.; Dall'Agnol, R.; Lafon, J.M. & Lima, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb/Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 119, p. 189-223.
- Leite, A.A.S.; Dall'Agnol, R.; Macambira, M.J.B. & Althoff, F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguaguara-PA e suas implicações na evolução do terreno granito-greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34(4), p. 447-458.
- Lindenmayer, Z.G. 1990. Salobo sequence, Carajás, Brasil: Geology, geochemistry and metamorphism. PhD Thesis, University of Ontario.
- Lindenmayer, Z.G. 2003. Depósito de Cu–Au do Salobo, Serra dos Carajás: Uma revisão. In: Ronchi LH, Althoff FJ (eds) *Caracterização e modelamento de depósitos minerais*. São Leopoldo, Editora Unisinos, p. 69–98.
- Lindgren, W. 1922. A suggestion for the terminology of certain mineral deposits: *Economic Geology*, v. 17, p. 292-294.
- Lindgren, W. 1933. *Mineral deposits*: New York, McGraw-Hill, 4th ed., 930 p.
- 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.
- Melo, G.H.C.; Monteiro, L.V.S.; Xavier, R.P.; Moreto, C.P.N.; Arquaz, R.M. & Silva, M.A.D. 2019. Evolution of the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province (Brazil): Early syngenetic chalcopyrite overprinted by IOCG mineralization: *Ore Geology Reviews*, v. 111, p. 697–718.
- Melo, G.H.C.; Monteiro, L.V.S.; Xavier, R.P.; Moreto, C.P.N.; Santiago, E.S.B.; Dufrane, S.A.; Aires, B. & Santos, A.F.F. 2016. Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology. *Mineralium Deposita*, v. 52, p. 709–732.

- Moreto, C.P.N.; Monteiro L.V.S.; Xavier R.P.; Amaral W.S.; Santos T.J.S.; Juliani C. & Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita* V. 46, pps. 789-811.
- Moreto, C.P.N.; Monteiro, L.V.S.; Xavier, R.P.; Creaser, R.A.; Dufrane, S.A.; Tassinari, C.C.G.; Sato, K.; Kemp, A.I.S. & Amaral, W.S. 2015. Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the Sossego deposit, Carajás Province, Brazil, Re-Os and U-Pb geochronological evidence. *Econ Geol* 110:809–835.
- Mougeot, R.; Respaut, J. P.; Briquieu, L.; Ledru, P.; Milesi, J. P.; Macambira, M. J. B. & Huhn, S. B. 1996. Geochronological constrains for the age of the Águas Claras Formation (Carajás province, Pará, Brazil): 39° Congresso Brasileiro de Geologia, Brazil, 1–6, p. 579-581.
- Nogueira, A.C.R.; Truckenbrodt, W. & Pinheiro, R.V.L., 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescritção e redefinição litoestratigráfica. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, v. 7, p. 177–277.
- Oliveira J.K.M.; Tavares F.M. & Costa I.S.L. 2018. Mapa Geológico Geofísico do Lineamento Cinzento, Escala 1:100.000, Serviço Geológico do Brasil, Belém.
- Oliveira, J.R.; Silva Neto, C.S. & Costa, E.J.S. 1994. Serra Pelada; folha SB.22.X.C. Estado do Pará, escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 220 p.
- Pereira, R.M.P.; Rosière, C.A.; Santos, J.O.S.; Lobato, L.M.; Figueiredo e Silva, R.C. & McNaughton, N.J. 2009. Unidade Caninana: sequência clástica paleoproterozoica revelada por datação U-Pb em zircões detríticos da Província Mineral Carajás. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 11, Manaus, p. 376-379.
- 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*, v. 166, p. 159–171.
- Pimentel, M. M.; Lindenmayer, Z. G.; Laux, J. H.; Armstrong, R. & Araújo, J. 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8-1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, v.15, p. 803-813.
- Pollard, P.J.; G. Taylor; R., Peters, L.; Matos, F.; Freitas, C. D. O.; Saboia, L.; Bacelar, S. 2019. ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of Archean iron oxide Cu-Au and Paleoproterozoic granite-related Cu-Au deposits in the Carajás Mineral Province, Brazil: Implications for genetic models: *Mineralium Deposita*, v. 53, p. 1–18.
- Réquia, K.; Stein, H.; Fontboté, L. & Chiaradia, M. 2003. Re–Os and Pb–Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *Mineral Deposita*, v. 38, p. 727–738.

- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central, in *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (eds: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti e J.H. Gonçalves), p. 169-226 (Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais: Brasília).
- Santos, M.H.L. 2014. Dados geofísicos magnéticos de depósitos IOCG da Província Carajás. Universidade de Brasília, Tese Doutorado, 128p.
- Schwartz, M. & Frantz, J. 2013. Depósito de Cu-Zn Pojuca Corpo Quatro: IOCG ou VMS? *Pesquisas em Geociências*, v. 40, p. 5-19.
- Sillitoe, R.H. & Hedenquist, J.W. 2003. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. *Society of Economic Geologists Special Publication*, v. 10, p. 315-343.
- Simmons, S.F., White, N.C., and John, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits: *Economic Geology—100th Anniversary Volume*, p. 485–522.
- Smith, J.V. 1974. *Feldspar Minerals*. New York, Springer-Verlag, 1627 p.
- Souza, S. R. B.; Macambira, M. J. B. & Scheller, J. 1996, Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiunas (Serra dos Carajás, PA): implicações estratigráficas: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5th, Belém, v. 2, 1996, p. 380–383.
- Tallarico, F.H.B.; Figueiredo, B.R.; Groves, D.I.; Kositcin, N.; McNaughton, N.J.; Fletcher, I.R. & Rego, J.L. 2005. Geology and SHRIMP U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper–gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron–oxide–Cu–Au–(U–REE) mineralization. *Economic Geology*, v. 100, p. 7–28.
- Tallarico, F.H.B.; McNaughton, N.J.; Groves, D.I.; Carvalho, J.B.; Rego, J.L. & 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*, v. 39, p. 68–86.
- Tavares, F.M.; Oliveira, J.K.M.; Paula, R.R.; Costa, I.S.L. & Prado, E.B.S., 2017. O Cinturão Norte do Cobre da Província Mineral de Carajás: épocas metalogenéticas e controles críticos das mineralizações. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 15, Belém, Pará.
- Tavares, F.M.; Trouw A.J.R.; da Silva C.M.G.; Justo A.P. & Oliveira J.K.M. 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 88, p. 238–252.
- Teixeira, M.F.B.; Dall’Agnol, R.; Santos, J.O.S.; Oliveira, D.C.; Lamarão, C.N.; & McNaughton, N.J., 2018. Crystallization ages of Paleoproterozoic A-type granites of Carajás province, Amazon craton: Constraints from U–Pb geochronology of zircon and titanite. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 88, p. 312–331.
- Teixeira, W.; Hamilton, M.A.; Girardi, V.A.V.; Faleiros, F.M. & Ernst, R.E. 2019. U–Pb baddeleyite ages of key dyke swarms in the Amazonian Craton (Carajás/Rio Maria and

Rio Apa areas): Tectonic implications for events at 1880, 1110 Ma, 535 Ma and 200 Ma. *Precambrian Research*, v. 329, p. 138-155.

Toledo, P. I.; Moreto, C.P.N.; Xavier, R.P.; Gao, J.; de Matos, J.H.S.N.; & Melo, G.H.C. 2019. Multistage Evolution of the Neoproterozoic (ca. 2.7 Ga) Igarapé Cinzento (GT-46) Iron Oxide Copper-Gold Deposit, Cinzento Shear Zone, Carajás Province, Brazil: *Economic Geology*, v. 114, p. 1-34.

White, N.C. & Hedenquist, J.W. 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, n. 23, p. 1, 9-13.

Williams, H.; Turner, F.J. & Gilbert, C.M. 1954. *Petrography*. W.H. Freeman: San Francisco.

Xavier, R.P.; Moreto, C.P.N.; Melo, G.; Toledo, P.; Hunger, R.; Silva, M.A.; Faustinoni, J.; Lopes, A.; Monteiro, L.; Previato, M. & Jesus, S.G.P. 2017. Geology and metallogeny of Neoproterozoic and Paleoproterozoic copper systems of the Carajás Domain, Amazonian Craton, Brazil. *Mineral Resources to Discover - 14th SGA Biennial Meeting*, v. 3, p. 899-902.