



Universidade Federal do Rio de Janeiro  
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza  
Instituto de Geociências  
Departamento de Geologia

Petrografia, Calcografia e Microtectônica do Depósito Salobo, Província Mineral de Carajás,  
Sudeste do Pará, Brasil

Eric Bernard Gonçalves Prado

Rio de Janeiro  
2017

Eric Bernard Gonçalves Prado

**Petrografia, Calcografia e Microtectônica do Depósito Salobo, Província Mineral de Carajás, Sudeste do Pará, Brasil**

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 Geólogo.

Orientador: José Carlos Sícoli Seoane

Coorientador: Felipe Mattos Tavares

Rio de Janeiro

Fevereiro de 2017

## FICHA CATALOGRÁFICA

Prado, Eric Bernard Gonçalves

Petrografia, Calcografia e Microtectônica do Depósito Salobo, Província Mineral de Carajás, Sudeste do Pará, Brasil.

34f. 29,7cm (Instituto de Geociências- UFRJ, B.Sc, Curso de Graduação em Geologia, 2017)

Orientador: José Carlos Sícoli Seoane

Coorientador: Felipe Mattos Tavares

Monografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências, Departamento de Geologia.

1. Petrografia – Monografias. 2. Microtectônica – Monografias 3. Geologia Econômica – Monografias 4. Província mineral de Carajás –

Eric Bernard Gonçalves Prado

**Petrografia, Calcografia e Microtectônica do Depósito Salobo, Província Mineral de Carajás, Sudeste do Pará, Brasil**

Trabalho apresentado, como requisito para a conclusão do curso geologia, ao Departamento de Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro

Aprovada em de Fevereiro de 2017

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. José Carlos Sícoli Seoane

---

Dr. Carlos Eduardo Ganade de Araujo

---

Prof. Dr. Atlas Correa Neto

Rio de Janeiro  
2017

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Felipe Tavares por todo o suporte ao longo dos meus últimos períodos na faculdade, pela bagagem geológica compartilhada e os ensinamentos, se mostrando um ótimo profissional e bom amigo.

Agradeço ao Cainho por todas as oportunidades e as orientações fornecidas ao longo desse último ano e por sua amizade.

Agradeço aos professores André Ribeiro, Julinho, Everton, Ciro, Cainho pelas disciplinas em que tive oportunidade de ser monitor, ajudando muito na minha experiência profissional e pessoal e por todo o conhecimento compartilhado ao longo desses últimos anos.

Agradeço a equipe da CPRM que me acompanhou durante o trabalho de campo realizado para este trabalho, e Ana Dreher por toda ajuda com a descrição das lâminas ao longo desse último ano.

Agradeço aos meus veteranos em que muito me ensinaram desde o primeiro dia na faculdade, porque geologia se aprende com os mais velhos! Em especial André Assis, Gustavo Pires, Vitor Caputo, Rodolfo Reis, Joao Pedro Oliveira, Tomas Lisboa.

Agradeço aos meus colegas de turma em que muito me ajudaram e me ensinaram! Em especial Arthur Carlton Banks, Pedro Semedo, Felipe Cestari e Tomas.

Agradeço aos colegas do diretório acadêmico Joel Valença.

Agradeço ao CNPQ pela oportunidade concedida para a realização do programa Ciências sem fronteiras na Universidade Western Australia e aos amigos que fiz lá, Pedro Mendes, Novos, Isabelha, Leozinho, André, Mariana, Bia, Vitor.

Agradeço a Yasmin Barbosa por toda a ajuda, carinho e paciência ao longo desses últimos meses e por ser a melhor companhia de estudos!

Agradeço a Teresa Lopes por ter sido uma mulher de fibra na criação de seus três monstros, OBRIGADO MÃE! Em especial aos meus avós Dona Lisa e Seu Lino por todo o esforço em que fizeram durante a minha vida para que eu pudesse continuar estudando esses anos todos! Aos meus irmãos de sangue, carne, osso e alma por tudo em que a gente viveu junto e pelos ensinamentos dia após dia!

## RESUMO

Prado, Eric Bernard Gonçalves. **Petrografia, Calcografia e Microtectônica do Depósito Salobo, Província Mineral de Carajás, Sudeste do Pará, Brasil.** Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

O depósito Salobo é um depósito do tipo *Iron Oxide Copper Gold* situado no cinturão cupro aurífero da Província Mineral de Carajás, sudeste do Pará. Situado ao longo do lineamento do cinzento de evolução polifásica, trata-se de o maior de depósito de Cu-Au de uma série de ocorrências similares na Província Carajás. As rochas hospedeiras da mineralização possuem idades meso- a neoarqueanas e já foram atribuídas a rochas metavulcanossedimentares do Sgr. Itacaúnas, como também gnaisses neoarqueanos Igarape Gelado e do complexo Xingu. Independentemente de sua natureza as rochas hospedeiras se encontram intensamente deformadas e apresentam vasta alteração hidrotermal. Os principais litotipos descritos são quartzo-granada-magnetita-grunerita xisto, biotita-granada-quartzo xisto e ortognaisses, por vezes os litotipos estão tão alterados hidrotermalmente o que torna difícil o reconhecimento de sua natureza, sendo caracterizados como hidrotermalitos. Os hidrotermalitos apresentam duas gerações, uma apresenta minerais de mais alta temperatura deformados em regime dúctil a dúctil-rúptil, já a outra minerais de mais baixa temperatura não deformados. No depósito ocorrem 3 famílias de estruturas (D1, D2 e D3) formadas diferentes níveis crustais. D1 e D2 são associadas a metamorfismo regional e deformação dúctil a dúctil-rúptil, D3 a deformação francamente rúptil e hidrotermalismo. Também observou-se distintas petrotramas associadas a estas estruturas. As relações de corte e superposição para cada petrotrama remontam a uma história geológica de deformação polifásica. Foram identificados caracterizado dois episódios de mineralização de Cu (Pré-D1 e sin-D3) separados por uma trama formada em regime dúctil. As texturas reconhecidas para ambos episódios de mineralização são amplamente reconhecidas como formadas em regime rúptil sem relação genética com a trama dúctil. Dessa forma o ambiente em que se estabeleceu o depósito Salobo se aproxima da soma maioria dos depósitos IOCG pré-cambrianos.

Palavras chave: IOCG, Petrografia, Microtectônica, Salobo, Carajás, Depósito Deformado.

## Abstract

The Salobo deposit is located along the copper-gold belt within the Carajas Mineral Province, and it is classified as being part of the Iron Oxide Copper Gold group. It is the biggest of deposit from a series of similar occurrences displayed along the Cinzento lineament that comprises a WNW-ESE trend and multiple deformation history. The meso- a Neoproterozoic host rocks are understood as being part of metavolcanosediment rocks from Itacaiúnas Supergroup, and gneisses correlated to Neoproterozoic Igarapé Gelado and Xingu Complex. Independently of their nature, the host rocks are highly deformed and presents vast hydrothermal alteration. This paper aims to help the understanding of the structures superposition and their correlation to the timing of mineralization by tools such as microtectonics and petrography in samples collected from drill cores and from the mining site. The main lithotypes described are quartz-garnet-magnetite schist, quartz-garnet-biotite schist, and orthogneisses. The lithotypes commonly present intense hydrothermal alterations where it becomes difficult to recognize their nature, being characterized them as hydrothermalites. The hydrothermalites have two generations, one presents higher temperature minerals deformed in ductile to ductile-rutile, while the other presents lower temperature minerals not deformed. This study recognized three families of structures (D1, D2 and D3) formed at different crustal levels. D1 and D2 are associated with metamorphism and ductile to brittle-ductile deformation, D3 is frankly associated with brittle deformation and hydrothermal alteration. Distinct fabrics were also associated with those structures. The crosscut relationship and superposition for each fabric reflects a complex deformation geological history. For each lithotype was possible to rank the minerals that were affected for each deformation phase. The main result from this study is the correlation in between the fabrics and the structures observed within the ore zone. It was identified two episodes for Cu mineralization (Pre-D1 and sin-D3) separated by two ductile fabrics. The texture recognized for both mineralization episodes are widely understood as formed during extensional regime without any genetic association with the ductile fabric. In this manner, the extensional environment for the mineralization episodes described for the Salobo ore clearly links it with most of the IOCG Precambrian deposits.

Key words: IOCG, Petrography, Microtectonics, Salobo, Carajas, Deformed deposits.

## Lista simplificada de Figuras e Tabelas

Figura 1- Mapa geológico tectonoestratigráfico para o nordeste da província Carajás. Os depósitos IOCG são aqueles descritos com Cu-Au no mapa. Modificado de Tavares (2015) .....	3
Figura 2: Mapa geológico esquemático do depósito Salobo no level 250 (Modificado de Réquia, 2003; DOCEGEO, 1988).....	9
Figura 3: Visão panorâmica do limite sudoeste da Cava do depósito Salobo.....	12
Figura 4: <b>a</b> Ortognaisse do limite sudoeste do depósito <b>b</b> Foto de testemunho do Granada-grunerita-biotita-quartzo-magnetita xisto evidenciando um bandamento composicional paralelo a foliação S1. <b>c</b> Foto de testemunho do Granada-biotita-xisto. <b>d</b> Foto de testemunho evidenciando a correlação espacial entre metagranitos do tipo Old Salobo e hornblenditos mineralizados além de veios de turmalina .....	13
Figura 5: <b>a</b> um Grunerita-biotita xisto apresentando xistosidade S1 levemente crenulada e intensa alteração para clorita. <b>b</b> Magnetito da zona de alto teor apresentando textura em quebra-cabeça com matriz de Bornita levemente oxidada.....	14
Tabela 1: Tabela com as lâminas utilizadas para o trabalho microtectônico e petrográfico. * Testemunhos onde apenas uma amostra foi coletada para o estudo.....	14
Figura 6: Ordem de cristalização mineral relativa para os litotipos hospedeiros da mineralização. ....	16
Figura 7: <b>a</b> Cristais de magnetita envoltos por uma matriz de calcopirita <b>b</b> Cristais de hornblenda com coronas de grunerita em matriz de bornita + calcocita mostrando textura brechóide reliquiar bem preservada <b>c</b> Similar a anterior, mostrando textura em quebra-cabeça levemente deformada <b>d</b> Cristais de hornblenda em matriz de magnetita com textura quebra-cabeça orientada segundo S1.....	17
Figura 8: <b>a</b> Foto de testemunho de metagranito do tipo Old Salobo apresentando foliação pentetrativa S1. <b>b</b> Fotomicrografia de uma parte deste mesmo veio apresentando cristais de turmalina rotacionados segundo a xistosidade S1 contínua, representada por quartzo + microclina + plagioclásio + biotita. <b>c</b> Cristal de allanita rotacionada segundo a xistosidade S1 marcada por biotita + grunerita. No canto superior esquerdo destaca-se um veio (sin-D3) que corta a xistosidade S1 ....	18
Figura 9: Estereograma para as medidas obtidas durante o trabalho de Campo.....	20

Figura 10: Xistosidade S1 contínua apresentando textura granonematoblástica a granolepidoblástica, indicativo de fácies anfíbolito.....	21
Figura 11 Fotomicrografias sob luz transmitida: <b>a</b> Granada-grunerita-biotita xisto com textura granonematoblástica a granolepidoblástica <b>b</b> Ortognaisse com textura milonítica do limite sudoeste do depósito. <b>c</b> A direita apresenta-se a xistosidade S1 (linha tracejada amarela) marcada por cristais poligonais de grunerita + hornblenda truncada por um milonito S2. <b>d</b> Acima o Hornblendito e abaixo metagranito tipo Old Salobo. Destaca-se que ambos apresentam xistosidade S1 truncada por zonas de cisalhamentos D2 de baixa temperatura.....	22
Figura 12: <b>a</b> Espelho de Falha Sin-D3 preenchido por clorita. <b>b</b> Estrias sub-horizontais comumente observadas nestes planos. <b>c</b> Foto de testemunho evidenciando granito <i>Young</i> Salobo cortando o xisto hospedeiro da mineralização. <b>d</b> Fraturas extensionais que cortam claramente a trama tectônica da rocha.....	23
Figura 13: <b>a</b> Fotomicrografia sob luz transmitida, veios sin-D3. <b>b</b> Magnetita ocorrendo em planos segundo a foliação S1 cortados por uma fratura com Bornita + Calcocita em intercrescimento mimerquítico e Clorita <b>d</b> Intercrescimento mimerquítico de calcocita + bornita crescidas estavelmente junto com actinolita e clorita, ocorrendo de forma tardia à magnetita.....	24
Figura 14: Fotomicrografias de veios sin-D3. <b>a</b> Veio sin-D3 zonado com escapolita e estilpnomelana no centro e sulfetos na borda. <b>b</b> O mesmo veio da imagem anterior evidenciando calcopirita sin-D3 ocorrendo de forma tardia a bornita. <b>c</b> Ocorre na metade superior cristais não deformados de quartzo e um veio de biotita verde sintaxial, já na metade inferior os veios apresentam-se com textura ataxial e são compostos por clorita. <b>D</b> Enxame de veios compostos por estilpnomelanas com crescimento sintaxial e cristais com crescimento radial.....	25

## Sumário

Lista Simplificada de Figura e Tabelas.....	vii
1. Introdução .....	1
1.1 Objetivo .....	2
2. Geologia Regional.....	4
2.1 Arcabouço tectonoestratigráfico regional.....	4
2.2 Depósitos IOCG da província Carajás .....	5
2.3 Depósito Salobo .....	7
3 Materias e Métodos .....	10
3.1 Trabalho de Campo .....	10
3.2 Estudo petrográfica e microtectônico .....	10
4. Resultados .....	10
4.1 Litotipos da zona mineralizadas .....	10
4.2 Deformação, metamorfismo e hidrotermalismo .....	15
4.2.1 Associação mineral pré-D1 .....	15
4.2.2 Estruturas e paragêneses sin-D1 .....	18
4.2.3 Estruturas e paragêneses sin-D2 .....	20
4.2.4 Estruturas e paragêneses sin-D3 .....	21
5. Discussão .....	25
5.1 Considerações sobre o timing da mineralização IOCG do Salobo.....	25
5.2 Comparação com depósitos IOCG de colocação em nível crustal profundo	26
6. Conclusão .....	29
7. Bibliografia .....	30

## 1. Introdução

O depósito de óxido de Fe Cu-Au (Ag – U – Co - Mo – F - ETRL; Réquia e Fontboté, 2000) do Salobo, 1112 Mt @ 0,69 Wt% Cu, 0,43g/tAu, 55g/t Ag (Vale 2012), é de classe mundial e amplamente reconhecido como do tipo IOCG (iron oxide coppergold) (Huhn e Nascimento, 1997; Lindenmayer, 2003; Réquia *et al.*, 2003; Melo *et al.*, 2016). Ocorre no norte da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cratón Amazônico, tratando-se do maior depósito de uma série de ocorrências similares dispostas ao longo do lineamento do cinzento (Costa e Siqueira, 1990), um corredor estrutural de orientação WNW-ESE de evolução polifásica (ver figura 1).

As rochas hospedeiras da mineralização apresentam evidências de metamorfismo (Machado *et al.*, 1991; Réquia, 1995), foliação com tramas miloníticas e forte alteração hidrotermal (Lindenmayer, 1990, 2003; Réquia *et al.*, 2003) o que dificulta a determinação dos protólitos. As rochas hospedeiras já foram interpretadas como rochas metavulcanossedimentares neoarqueanas do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988; Melo *et al.*, 2016), gnaisses neoarqueanos da suíte Igarapé Gelado (Barbosa, 2004; Melo *et al.*, 2016) e rochas mesoarqueanas do Complexo Xingu (Melo, 2014). No depósito ainda ocorrem dois granitos intrusivos (Lindenmayer, 1990) que cortam as rochas arqueanas citadas acima, o granito *Old Salobo*, deformado, datado de 2573 Ma (U-Pb em zircão; Machado *et al.*, 1991) e o granito *Young Salobo*, não deformado, datado de 1880 Ma (Rb-Sr; Cordani, 1981). Por último, diques de diabásio datados em  $552 \pm 32$  Ma (Cordani, 1981) cortam a área do depósito.

O termo IOCG foi introduzido por Hitzman *et al.* (1992) e desde então é usado para classificar um número crescente de depósitos de óxido de ferro cobre e ouro. Os depósitos possuem ambiente tectônico variado, apresentam vasto estilo de alteração hidrotermal e relação com rochas ígneas intrusivas, motivos que abrem espaço para a classificação imprecisa de muitos depósitos hoje inseridos na classificação proposta (Willians *et al.*, 2005). Groves *et al.* (2010) usou o termo IOCG strictu sensu para definir depósitos magmático-hidrotermal, com metais principais de cobre ouro, com sulfetos de baixo estágio de sulfetação, apresentam enriquecimento nos elementos ETRL, baixa presença de Ti, silicatos de Fe, além de apresentarem relação temporal com intrusões ígneas (porém sua relação espacial com as intrusões pode não ser clara), e possuem forte controle estrutural, podendo ocorrer um grande volume de brechas hidráulicas hidrotermais.

A mineralização do depósito do Salobo apresenta um forte controle estrutural (Huhn e Nascimento, 1997; Lindenmayer, 2003; Melo, 2014) e as rochas do depósito, com exceção dos diabásios e o granito *Young Salobo*, apresentam foliação bem desenvolvida de direção NW-SE e mergulho íngreme ora para SW ora para NE. Réquia (2003) datou a mineralização IOCG em  $2576 \pm 8$  (Re-Os em molibdenita), síncrona à colocação do Granito *Old Salobo* (2573 Ma, U-Pb em zircão; Machado *et al.* 1991). Grainger *et al.* (2007) consideram que a formação do depósito ocorreu em nível crustal relativamente profundo, em rochas metamórficas com condições de pressão e temperatura de fácies anfíbolito. É tido que a mineralização ocorreu de forma síncrona a um episódio regional de deformação dúctil-rúptil transpressiva

(Lindenmayer, 2003; Melo et al., 2016). Entretanto, o principal minério de cobre (Bornita + Calcocita) não apresenta deformação (Lindenmayer, 2003).

Novos dados recentemente produzidos pela CPRM (Tavares e Silva, 2013; Tavares, 2014, 2015; Justo, 2014) indicam que o principal episódio de deformação registrado nas rochas da porção norte da província mineral de Carajás é de idade Riacciana e resultante da orogênese transamazônica. Nesse contexto o lineamento do cinzento e o próprio depósito do Salobo podem também registrar deformação e metamorfismo desse evento. Adicionalmente a estes trabalhos, Tassinari *et al.* (2003) reconheceram no depósito um evento tectono-termal de idade de  $2112 \pm 12$  Ma (Pb-Pb em magnetita), porém esse evento e sua expressão na gênese do depósito ainda não são claros.

Nas últimas décadas diversos autores publicaram dados sobre geocronologia, geoquímica, petrologia e suas implicações sob a gênese do depósito (Lindenmayer, 1990, 2003; Melo *et al.*, 2016; Réquia *et al.*, 2003; Souza e Vieira, 2000; Tassinari *et al.*, 2003), contudo algumas questões permanecem em aberto: (i) Qual é a relação entre as microestruturas e as paragêneses minerais do depósito? (ii) Quais são os regimes tectônicos em que foram criadas as estruturas e seu possível empilhamento tectônico em relação a mineralização? (iii) O depósito do Salobo registra metamorfismo e deformação do evento Transamazônico?

### **1.1 - Objetivo**

As características e origens dos depósitos IOCG são melhores entendidas quando estes são comparados com depósitos de Cu-Au similares (Groves *et al.*, 2010). Este trabalho tem como objetivo estabelecer a ordem relativa de cristalização das associações minerais e sua relação com as estruturas do depósito do Salobo, a partir de descrições de microtectônica, petrografia e estruturas observadas em campo, a fim de melhor entender algumas das questões citadas acima. Os dados obtidos também serão comparados com os de depósitos IOCG que possuem paragêneses minerais semelhantes e ambientes tectônicos bem estudados, em especial Monakoff e Ernest Henry, ambos de idade mesoproterozóica e localizados no nordeste australiano.

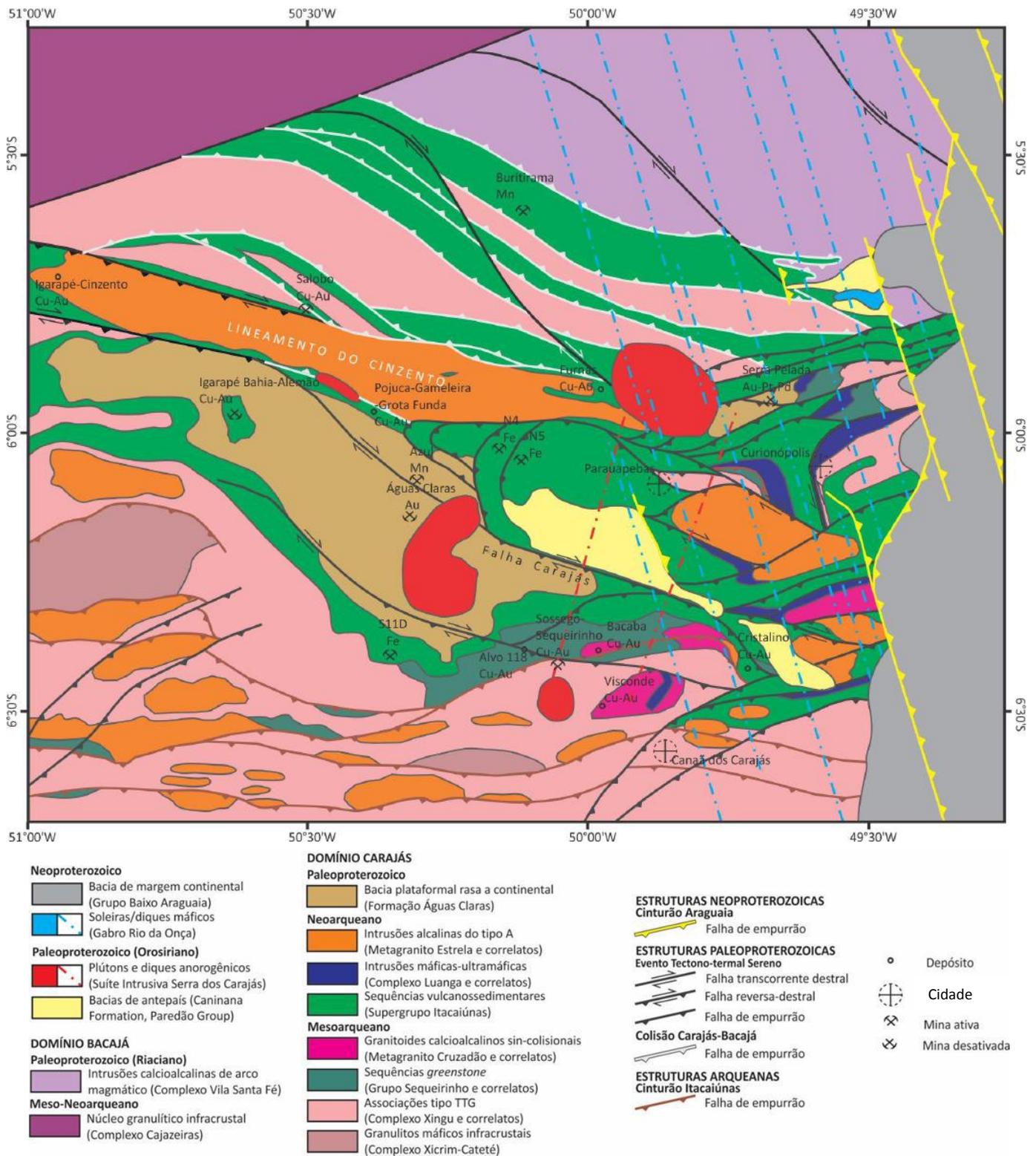


Figura 1- Mapa geológico tectonoestratigráfico para o nordeste da província Carajás. Este mapa é o mais recente publicado e difere-se dos apresentados anteriormente na literatura por reconhecer e hierarquizar estruturas formadas em diferentes épocas ao longo do tempo geológico. Os depósitos IOCG são aqueles descritos com Cu-Au no mapa. Modificado de Tavares (2015).

## 2. Geologia regional

### 2.1 – Arcabouço tectonoestratigráfico regional

A Província Carajás é a porção de crosta mais antiga do Cráton Amazônico, aflorante no seu limite sudeste (Cordani *et al.*, 1984; Teixeira *et al.*, 1989). Apresenta três principais conjuntos de associações tectonoestratigráficas, que refletem períodos importantes de geração e/ou retrabalhamento de crosta no Mesoarqueano, no Neoarqueano e no Paleoproterozoico / Orosiriano. As unidades Mesoarqueanas compõem uma associação granito-greenstone típica, também conhecida como Terreno Granito-Greenstone Rio Maria na porção sul da província (Althoff *et al.*, 2000; Souza *et al.*, 2001), ou Domínio Rio Maria (Santos, 2003), onde ocorrem greenstone belts e granitoides tipo TTG de natureza juvenil, cronocorrelatos, com idades entre 3,08 e 2,93 Ga, cortados por granitoides de alto K e natureza adakítica com idades entre 2,87 e 2,83 Ga (Feio *et al.*, 2013; Dall’Agnol *et al.*, 2013; Silva, 2014). As mesmas associações também ocorrem mais a norte, na assembleia de embasamento do Cinturão Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988), ou Domínio Carajás (Santos, 2003), porém ocorrendo intensamente deformadas e apresentando metamorfismo de alto grau, interdigitadas com ortognaisses migmatíticos com idades de cristalização entre 3,04 a 2,95 Ga, metamorfismo em torno de 2,85 Ga e forte herança crustal (TDMs de até 3,39 Ga; Macambira *et al.*, 2001; Galarza e Macambira, 2002), usualmente englobados no Complexo Xingu (DOCEGEO, 1988; Machado *et al.*, 1991; Moreto *et al.*, 2014).

Exclusivamente na porção norte da Província Carajás (ver figura 1), sobre o embasamento mesoarqueano fortemente estruturado, ocorrem as sucessões metavulcanossedimentares neoarqueanas do Supergrupo Itacaiúnas e intrusões graníticas / máficas-ultramáficas síncronas (DOCEGEO, 1988). Trata-se de uma sequência tipo Rifte (Gibbs *et al.*, 1986) dominada por rochas (meta)vulcânicas máficas e félsicas (vulcanismo bimodal) na sua base, com idades de cristalização entre 2,76 e 2,73 Ga (Machado *et al.*, 1991; Trendall *et al.*, 1998) formações ferríferas bandadas na porção intermediária e por associações (meta)sedimentares clasto-químicas plataformais no topo (DOCEGEO, 1988; Tavares, 2015). A mesma natureza bimodal do seu vulcanismo se reflete nas intrusões neoarqueanas, com idades de cristalização entre 2,76 e 2,70 Ga, dividindo-se entre complexos máficos-ultramáficos acamadados (p. ex. Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga; Suíta e Nilson, 1988; Ferreira Filho *et al.*, 2007) e granitos subalcalinos tipo A (p. ex. Metagranito Igarapé Gelado, Barbosa, 2004; Complexo Granítico Estrela, Barros *et al.*, 2001). Há ainda uma segunda geração de granitos tipo A, pouco expressiva em termos de volume de rochas reconhecidas, representada pelo Granito *Old* Salobo, com idades em torno de 2,57 a 2,55 Ga (Machado *et al.*, 1991; Melo *et al.*, 2016). Por fim, também ocorre na porção norte a Formação Águas Claras, uma sequência sedimentar de ambiente marinho raso a continental e idade incerta, algo entre o Neoarqueano e o Paleoproterozoico / Riáciano (Fabre *et al.*, 2011; Trendall *et al.*, 1998).

Ao longo de toda a Província Carajás, e gradualmente mais abundante para oeste, ocorrem ainda corpos graníticos paleoproterozoicos, de natureza alcalina tipo A, bem como pequenas exposições de rochas sedimentares clásticas / vulcanoclásticas correlatas, associados à SLIP Uatumã (Machado *et al.*, 1991). Na porção norte destacam-se, por exemplo, os granitos Cigano e Serra dos Carajás, pertencentes à Suíte Intrusiva Serra dos Carajás (Dall'Agnol *et al.*, 2005).

O limite Norte da Província Carajás, a cerca de 35 km do depósito Salobo, foi definido por Tavares (2015) como tectônico e de natureza colisional com associações tectonoestratigráficas paleoproterozoicas / riacianas. Cordani *et al.* (1984) e Santos (2003) reconhecem o retrabalhamento das rochas a norte deste limite na Orogênese Transamazônica. Imediatamente a norte do limite, ocorrem granulitos ortoderivados do Complexo Vila Santa Fé, que representam associações de arco magmático continental com idades de cristalização entre 2,15 e 2,10 Ga e metamorfismo entre 2,10 e 2,05 Ga (Tavares e Silva, 2013; Tavares, 2015). Para Tavares (2015), com base em dados de termocronologia pelo método Ar-Ar, os efeitos tectono-termiais da Orogênese Transamazônica atingiram toda a extensão norte da Província Carajás, deformando e metamorfisando as unidades neoarqueanas e associações de embasamento, de forma crescente de sul para norte, sendo a região do Lineamento do Cinzento (e o próprio depósito Salobo) afetada por metamorfismo regional de fácies anfíbolito. Tavares (2015) ainda reconheceu um segundo evento tectono-termial de baixa intensidade afetando a Província Carajás entre 2,00 e 1,95 Ga, denominado Evento Sereno, supostamente correlacionado à expressão intracontinental de um segundo ciclo orogênico pós-Transamazônico e anterior à SLIP Uatumã.

Outros autores sugerem que o principal controle estrutural do Domínio Carajás, inclusive das assembleias neoarqueanas, se deu a partir de grandes transcorrências e empurrões oblíquos, relacionando estas estruturas a um sistema de deformação oblíquo na margem de um hipotético orógeno colisional que se estenderia para norte, ocorrido no fim do Neoarqueano e/ou no início do Paleoproterozoico (em torno de 2,60 a 2,50 Ga), com reativações tardias por até centenas de milhões de anos após o estágio principal de deformação (Costa *et al.*, 1995, Araújo *et al.*, 1988, Pinheiro e Holdsworth, 2000).

## **2.2 Depósitos IOCG da Província Carajás**

A primeira mineralização a ser descrita como do tipo IOCG na província Carajás foi o depósito Cristalino (Huhn *et al.*, 1999) e, desde então, diversos estudos foram conduzidos na região reconhecendo vários depósitos desta natureza. Tallarico (2003) denominou a área de maior concentração de depósitos IOCG, no nordeste da província, como Cinturão Cupro-Aurífero de Carajás. Moreto *et al.* (2015) ilustrou que os depósitos IOCG deste cinturão são dispostos ao longo de dois setores preferenciais. Os depósitos do setor mais ao sul são melhores estudados e referem-se ao cinturão sul do cobre (CSC) contendo os depósitos do Sossego-Sequeirinho, Bacaba, Visconde, Serra Dourada, Cristalino, entre outros. Os depósitos situados no setor

norte constituem o cinturão norte do cobre (CNC), onde se encontra o depósito Salobo e outros, como Igarapé Cinzento, Igarapé Bahia-Alemão e Grota Funda (ver figura 1).

O CSC tem depósitos dispostos geograficamente mais próximos uns dos outros, enquanto os depósitos do CNC ocorrem em uma maior amplitude geográfica, tanto norte-sul quanto leste-oeste. Em grande parte, os depósitos estão situados ao longo de corredores estruturais regionais ou em regiões próximas (Grainger *et al.*, 2007; Xavier *et al.*, 2010). O CNC ocorre ao longo do lineamento do Cinzento, enquanto o CSC situa-se entre a Zona de Cisalhamento Canaã dos Carajás e a Falha Carajás.

Os depósitos Sequeirinho, Cristalino e o Salobo apresentam corpos de minérios alongados e controlados por falhas e zonas de cisalhamento, já o corpo de minério dos depósitos do Igarapé-Bahia-Alemão e Sossego ocorrem na forma de pipes subcirculares ou em domos estruturais (Grainger *et al.*, 2008). A diferença entre a morfologia dos corpos de minério evidencia uma evolução diversificada para os depósitos.

As mineralizações em geral compartilham de similaridades tais como: intenso metassomatismo de Fe; ocorrência de sulfetos de baixa sulfetação (Calcopirita, bornita e calcocita); enriquecimento em ETR leves; rochas hospedeiras metamorfisadas; concentrações variáveis de Co, Ni, Pb, Zn, As, Bi, W e U; correlação temporal (e, por vezes, espacial) com magmatismo do tipo A; e associação com brechas hidrotermais (Soares *et al.*, 1999; Réquia e Fontboté, 2000; Tazava e Oliveira, 2000; Tallarico *et al.*, 2000; Ronzê *et al.*, 2000; Grainger *et al.*, 2006; Xavier *et al.*, 2010). Porém, diferem entre si em relação a: rochas encaixantes; presença de assembleias de minerais hidrotermais diversificadas; ocorrência de diferentes minerais de minério (Bornita-Calcocita-Calcopirita no Salobo versus Calcopirita-Pirita no Sossego e Calcopirita-Pirrotita-Pirita no Sequeirinho, por exemplo), indicativos de variação no estágio de oxidação, pH, fO<sub>2</sub>, fS<sub>2</sub>, nível crustal e fonte dos fluidos mineralizantes (Xavier *et al.*, 2010; Moreto *et al.*, 2015).

Diversos autores reconheceram duas épocas metalogenéticas para a formação dos depósitos IOCG em Carajás, de idades neoarqueana e paleoproterozóica (Tallarico, 2003; Grainger *et al.*, 2007). Os depósitos neoarqueanos apresentam idades entre 2,72 e 2,55 Ga, sendo os depósitos do CSC formados em 2,72 a 2,68 Ga e, no CNC, em 2,61 a 2,57 Ga (Melo *et al.*, 2016, Moreto *et al.*, 2015, e referências por estes citadas). Já o evento paleoproterozoico ocorreu em torno de 1,88 Ga (Moreto *et al.*, 2015 e referências neste citadas). Há, contudo, diversos casos de recorrência de mineralização de idades paleoproterozóica e neoarqueana ocorrendo superpostos ou espacialmente próximos em um mesmo depósito, como no Igarapé Cinzento (Silva *et al.*, 2005), Gamaleira-Grota Funda (Pimentel *et al.*, 2003; Marschick *et al.*, 2005) e Sossego-Sequeirinho (Moreto *et al.*, 2015).

Os depósitos do tipo IOCG neoarqueanos ocorrem indiscriminadamente quanto aos litotipos hospedeiros e unidades litoestratigráficas. Porém, são mais comuns em rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, ou no seu contato com outras

unidades (Moreto *et al.*, 2014). É amplamente reconhecido que os depósitos neoarqueanos foram concomitantes a eventos de reativação tectônica ao longo de corredores estruturais (Moreto *et al.*, 2015; Melo *et al.*, 2016; Xavier *et al.*, 2010).

Restam dúvidas quanto ao ambiente geotectônico no qual se deu o processo mineralizante do tipo IOCG. Alguns autores sugerem que são cronocorrelatos ao desenvolvimento e/ou reativação de zonas de cisalhamento dúcteis em torno de 2,6 Ga, onde ocorreria supostamente processos de metamorfismo dinâmico associado a hidrotermalismo sintectônico (Moreto *et al.*, 2015, Pinheiro e Holdsworth, 1997). Outros autores indicam que os depósitos foram formados em regime de extensão, associados com um magmatismo alcalino rico em voláteis, ainda que os depósitos estejam hospedados em rochas metamórficas (Grainger *et al.*, 2007, Tavares, 2015). Tavares (2015) sugeriu que os depósitos foram deformados e metamorfisados durante a Orogênese Transamazônica, especialmente aqueles do CNC, o que explicaria a natureza metamórfica de suas hospedeiras.

Moreto *et al.* (2015) descrevem que, durante o Paleoproterozoico, novas zonas de alterações hidrotermais e mineralizações foram formadas devido ao calor proveniente do magmatismo anorogênico do tipo-A, que se estabeleceu na província Carajás em Ca. 1.88 Ga, cronocorrelato à SLIP Uatumã. Esse magmatismo ocasionou a circulação de fluídos hidrotermais em descontinuidades crustais, possivelmente remobilizando metais (Cu, Au, Fe) tanto em rochas hospedeiras quanto em depósitos neoarqueanos. Essas novas zonas hidrotermais se estabeleceram em níveis crustais mais rasos, ao contrário dos depósitos neoarqueanos que se estabeleceram em níveis crustais profundos (Grainger *et al.*, 2007; Moreto *et al.*, 2015).

### **2.3 Depósito Salobo**

Como mencionado anteriormente, o depósito Salobo (ver figura 2), 1112 Mt @ 0,69 Wt% Cu, 0,43g/tAu, 55g/t Ag (Vale 2012), ocorre no CNC, ao longo do Lineamento do Cinzento (Huhn e Nascimento, 1997; Lindenmayer, 2003; Melo, 2014). Está hospedado em rochas fortemente hidrotermalizadas, cujos protólitos já foram interpretados como sendo de diversas naturezas: metagrauvas, anfibolitos, quartzitos e formações ferríferas de fácies silicato-óxido do Grupo Igarapé Salobo (DOCEGEO, 1988; Lindemayer, 1990; Requia e Fontboté, 2000); metadacitos e metabasaltos do Supergrupo Itacaiúnas (Lindenmayer, 2003); ortognaisses neoarqueanos correlatos ao Metagranito Igarapé Gelado (Barbosa, 2004; Melo, 2014; Melo *et al.*, 2016); fragmentos de sequências greenstone e ortognaisses mesoarqueanos do Complexo Xingu (Machado *et al.*, 1991; Melo, 2014; Melo *et al.*, 2016). As hospedeiras foram tardiamente intrudidas por duas gerações de granitoides, o granito *Old* Salobo (2,57 Ga, U-Pb em zircão; Machado *et al.*, 1991) e o granito *Young* Salobo (1,88 Ga, Rb-Sr em rocha total; Cordani *et al.*, 1981).

O minério é composto por óxido + sulfetos (bornita, calcocita, calcopirita e ouro), ocorrendo associados majoritariamente a magnetitos nas zonas de mais alto teor (Lindenmayer, 2003).

Zonas de intensa alteração potássica e de enriquecimento em ferro envelopam o corpo de minério (Requia e Fontboté, 2000, Requia *et al.*, 2003), representadas por rochas ricas em biotita (alteração potássica), magnetita (enriquecimento em ferro) e granada. Lindenmayer (2003) descreve três paragêneses para as rochas hospedeiras do depósito: hastingsita e plagioclásio; biotita, granada e quartzo; grunerita, magnetita, almandina, fayalita, biotita e hastingsita.

A idade da mineralização principal é 2,57 Ga (Re-Os molibdenita; Réquia *et al.*, 2003), o que sugere que o granito *Old Salobo* (Ca. 2,54 Ma; Melo *et al.*, 2016) teve um papel fundamental durante a gênese do depósito (Melo *et al.*, 2016).

O depósito é estruturalmente controlado, apresentando foliação amplamente descrita como milonítica (Souza e Vieira, 2000; Requia *et al.*, 2003, Melo *et al.*, 2016). O metamorfismo e a evolução das estruturas presentes no depósito ainda não são bem entendidos e sua correlação com eventos regionais ainda carece de melhor entendimento. Para diversos autores, a mineralização está hospedada em rochas metamorfisadas (Lindenmayer, 1990; Requia *et al.*, 1995; Grainger *et al.*, 2007). Porém, estudos recentes mencionam a ocorrência de assembleias minerais de origem metamórfica-hidrotermal para as rochas do depósito, fruto de hidrotermalismo síncrono a metamorfismo dinâmico, em zonas de cisalhamento dúcteis transpressivas saturadas em fluidos, sugerindo que a mineralização é sin-tectônica à deformação dúctil que estrutura o depósito (Lindenmeyer, 2003; Melo, 2014; Melo *et al.*, 2016).

Globalmente, os depósitos IOCG que mais se assemelham à mineralização do Salobo em termos de texturas e associações minerais são aqueles da região de Mount Isa Inlier, de idade mesoproterozoica, no nordeste da Austrália, especialmente os depósitos Ernest Henry e Monakoff. Aqueles depósitos apresentam história de deformação polifásica, bem correlacionada com eventos tectônicos regionais. A mineralização é hospedada por sequências metavulcanossedimentares e granitoides, sendo correlacionada a uma fase de deformação compressiva de regime dúctil a dúctil-rúptil associada a dobras, reativações de grandes estruturas, falhas de empurrão e milonitos. Hospeda-se em estruturas de dilatação associadas a esse sistema (saddle reefs, gash veins, entre outros). As hospedeiras destes depósitos apresentam-se fortemente milonitizadas, principalmente nas imediações do corpo de minério, assim como o próprio minério se apresenta em parte milonitizado. É registrado nas hospedeiras um metamorfismo com paragênese mineral que remonta condições até fácies anfibolito (Davidson *et al.*, 2002 e as referências nestes; Porter, 2013 e as referências nestes), paragêneses em geral muito semelhantes às observadas nas hospedeiras do depósito Salobo.

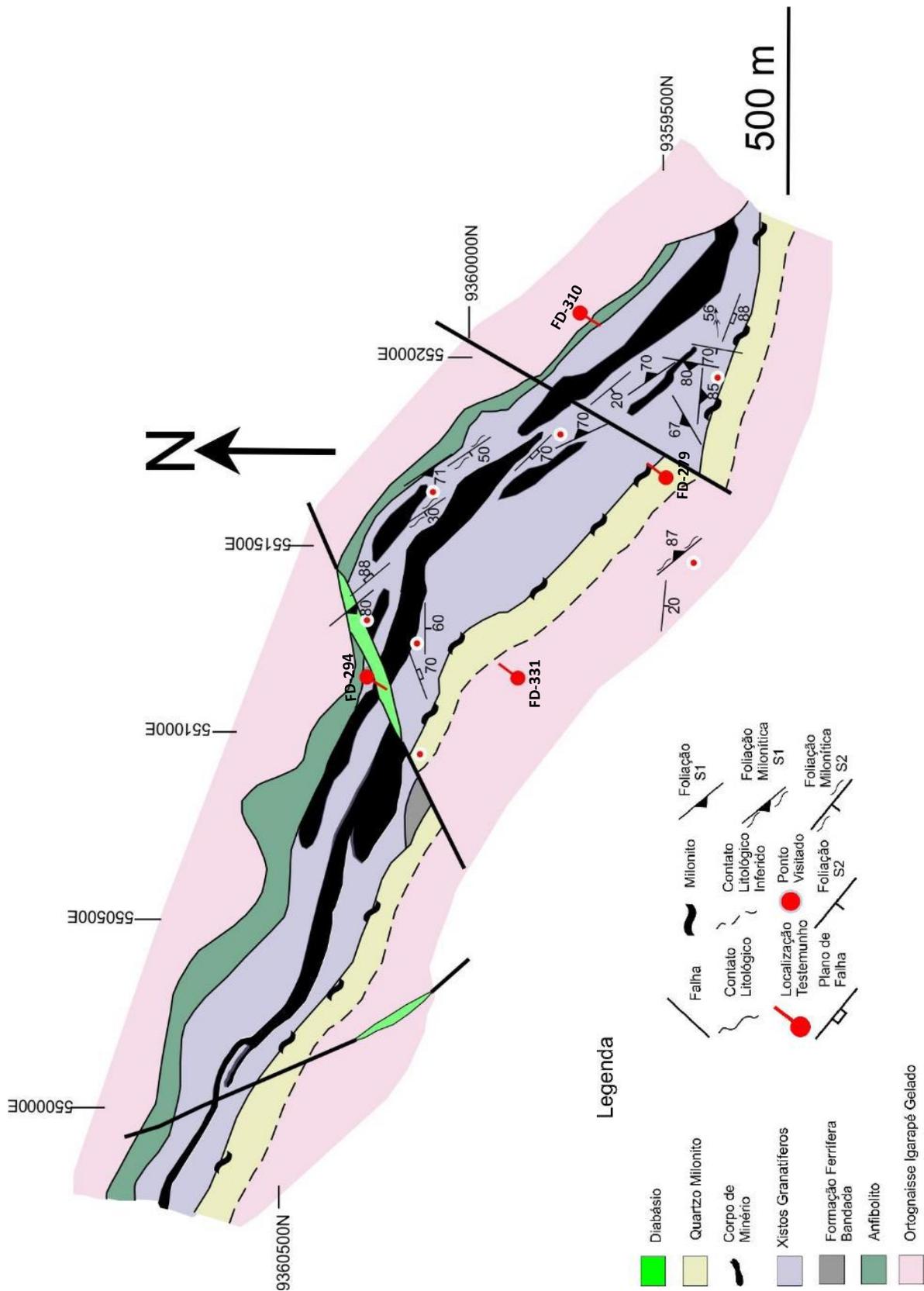


Figura 2: Mapa geológico esquemático do depósito Salobo no level 250 (Modificado de Réquia, 2003; DOCEGEO, 1988)

### **3. Materias e Métodos**

#### **3.1 Trabalho de Campo**

O trabalho de campo foi realizado na área do depósito Salobo, onde foi possível reconhecer e descrever diferentes estruturas e litotipos, tanto na cava da mina e entorno, como também através da descrição de 400m testemunhos de sondagem. A partir das medidas estruturais obtidas em bancadas, foram realizados estereogramas através do software *OpenStereo* (Grohmann *et al.*, 2010).

#### **3.2 Estudo petrográfico e microtectônico**

O material de estudo consiste em 32 lâminas delgadas-polidas confeccionadas a partir de amostras coletadas em 06 testemunhos não em trabalhos de campo anteriores realizados pela CPRM. A partir de quatro amostras coletadas, sendo duas orientadas, em bancadas da mina foram confeccionadas lâminas delgadas-polidas visando complementar o material de estudo. As lâminas, 36 no total (ver tabela 1), foram estudadas sob luz transmitida e luz refletida a fim de se descrever as paragêneses minerais, suas texturas e a relação com as microestruturas. Para cada lâmina, foi realizada uma estimativa de campo visual para definir percentuais dos minerais. As informações obtidas foram sintetizadas em tabelas de ordem de cristalização mineral relativa, de acordo com o observado para cada litotipo. Este método é utilizado com sucesso para o estudo de rochas que apresentam complexidade estrutural pois busca informações a partir de descrições petrográficas e microtectônicas que auxiliem a determinar o momento de cristalização relativo de cada mineral em relação a deformação observada, respeitando assim as relações de corte entre a microestruturas e a superposição de diferentes minerais.

### **4. Resultados**

#### **4.1 Litotipos da zona mineralizada**

A zona mineralizada do depósito apresenta-se em uma faixa NW-SE, sendo delimitada a sudoeste e a nordeste por ortognaisses. O limite sudoeste (ver figura 3) é de caráter tectônico e apresenta uma faixa de quartzo milonito entre a zona mineralizada e o ortognaisse (ver figura 4 a), o último apresenta textura milonítica pertencendo à unidade Metagranito Igarapé Gelado. O limite a nordeste diferencia-se do a sudoeste por não apresentar uma faixa de quartzo milonito entre a zona mineralizada e o ortognaisse. A menos de 1500 metros do limite nordeste foi descrito a ocorrência de um quartzito grosso por vezes milonítico sem evidências de mineralização (zona da usina, fora do limite do mapa da figura 2b).

Na região da zona mineralizada, cava do depósito Salobo e nos furos de sondagem analisados, foi possível reconhecer três litotipos que hospedam a mineralização que se encontram foliados e interdigitados: Granada-biotita-magnetita-quartzo-grunerita xistos; Granada-quartzo-magnetita-biotita xistos; e metagranitoides foliados (tipo “Old Salobo”). Estes

litotipos apresentam diferentes estágios de alterações hidrotermais. Em algumas amostras a alteração ocorre de forma tão intensa que foram classificadas genericamente como hidrotermalitos.

Os xistos compõem a maior parte do material de estudo, dividindo-se em dois grupos principais. O mais abundante possui coloração verde escura a negra, forte xistosidade e predomínio de granada, grunerita, biotita, magnetita e quartzo. Apresentam textura granolepidoblástica a granonematoblástica, onde as granadas ocorrem como porfiroblastos milimétricos a centimétricos, alcançando até 7 cm de diâmetro, em matriz predominantemente biotítica-grunerítica. Os xistos podem apresentar marcante bandamento composicional (ver figura 4b), com interdigitação de bandas submilimétricas a centimétricas de silicatos  $\pm$  magnetita  $\pm$  quartzo com bandas predominantemente de magnetita e/ou quartzo. Porções sem bandamento, no entanto, também foram reconhecidas. Cristais de allanita submilimétricos ocasionalmente ocorrem como inclusões em biotita e grunerita, bem como cristais de apatita granulares, submilimétricos a milimétricos, esporadicamente ocorrem intercrescidos com os minerais da matriz, de gênese sugestiva de alteração hidrotermal.

Ocorrem também xistos granatíferos sem grunerita (ver figura 4c), baixas concentrações de magnetita e grande quantidade de quartzo e biotita, por vezes observa-se trilhas de turmalina e cristais isolados de apatita. São rochas escuras, amarronzadas a marrom-esverdeadas, granolepidoblásticas e com forte xistosidade. As granadas apresentam comumente textura poiquiloblástica e por vezes formam aglomerações monominerálicas.

Níveis de metagranitoides foliados, lentiformes, gnaissificados, geralmente de espessura centimétrica a decimétrica, também ocorrem junto aos xistos. São rochas grossas, granoblásticas, formadas principalmente por quartzo, plagioclásio e microclina, apresentando de forma acessória hornblenda e/ou biotita esverdeada, por vezes concentrada em veios lenticulares centimétricos envolvidos por material quartzo-feldspático. Os principais traços são turmalina, apatita e allanita, ocorrendo ainda raros sulfetos disseminados. Apresentam íntima correlação espacial (ver figura 4d) com hidrotermalitos (hornblenditos, magnetititos). Os feldspatos são subidiomórficos, podendo apresentar extinção ondulante, subgrãos e, localmente, poligonização. Quartzo e hornblenda geralmente estão poligonizados. Em uma lâmina, observou-se a ocorrência de massas de Iddingsita(?) de forma circular, provavelmente resultantes de pseudomorfismo de cristais de olivina.

Os hidrotermalitos apresentam grande variedade mineralógica e, em geral, não é possível o reconhecimento de texturas pretéritas das rochas alteradas. Foram identificados três tipos principais de hidrotermalitos, de acordo com o predomínio de hornblenda, magnetita (ver figura 5a) ou clorita (ver figura 5b). Os hornblenditos (hornblenda  $\pm$  clinopiroxênio  $\pm$  sulfetos  $\pm$  magnetita  $\pm$  apatita  $\pm$  allanita) e magnetititos (magnetita  $\pm$  sulfetos  $\pm$  quartzo) apresentam textura brechóide reliquiar (tipo quebra-cabeça) e são fracamente a fortemente foliados e recristalizados, ocorrendo em níveis / veios alongados e lentiformes, subparalelos à foliação principal, com espessuras centimétricas a métricas e comprimentos centimétricos a

decamétricos. Ocorrem hospedados em todos os litotipos descritos anteriormente; entretanto há maior correlação dos hornblenditos com os metagranitoides deformados, bem como dos magnetitos com granada-biotita-grunerita-magnetita-quartzo-xistos. Veios de turmalinito também ocorrem associados aos hornblenditos, de forma bastante restrita. Já os clorititos (clorita  $\pm$  epidoto  $\pm$  estilpnomelana  $\pm$  escapolita  $\pm$  biotita verde  $\pm$  sulfetos  $\pm$  allanita), não apresentam deformação dúctil e envelopam zonas de intenso fraturamento / venulação em stockwork que cortam a trama dúctil a dúctil-rúptil das diversas rochas hospedeiras, principalmente na zona de alto teor do depósito. Tratam-se de halos de alteração onde ocasionalmente se observa textura de substituição de fases mais antigas (especialmente granada e biotita) por clorita e outros minerais correlatos. A mesma associação mineral ocorre na forma de veios preenchendo as fraturas, entretanto a concentração de sulfetos (especialmente bornita e calcocita) é muito maior nas zonas de fraturamento que nos halos cloritizados. Em um ponto visitado na cava, observou-se ainda a presença de matéria carbonosa associada à zona de cloritização.

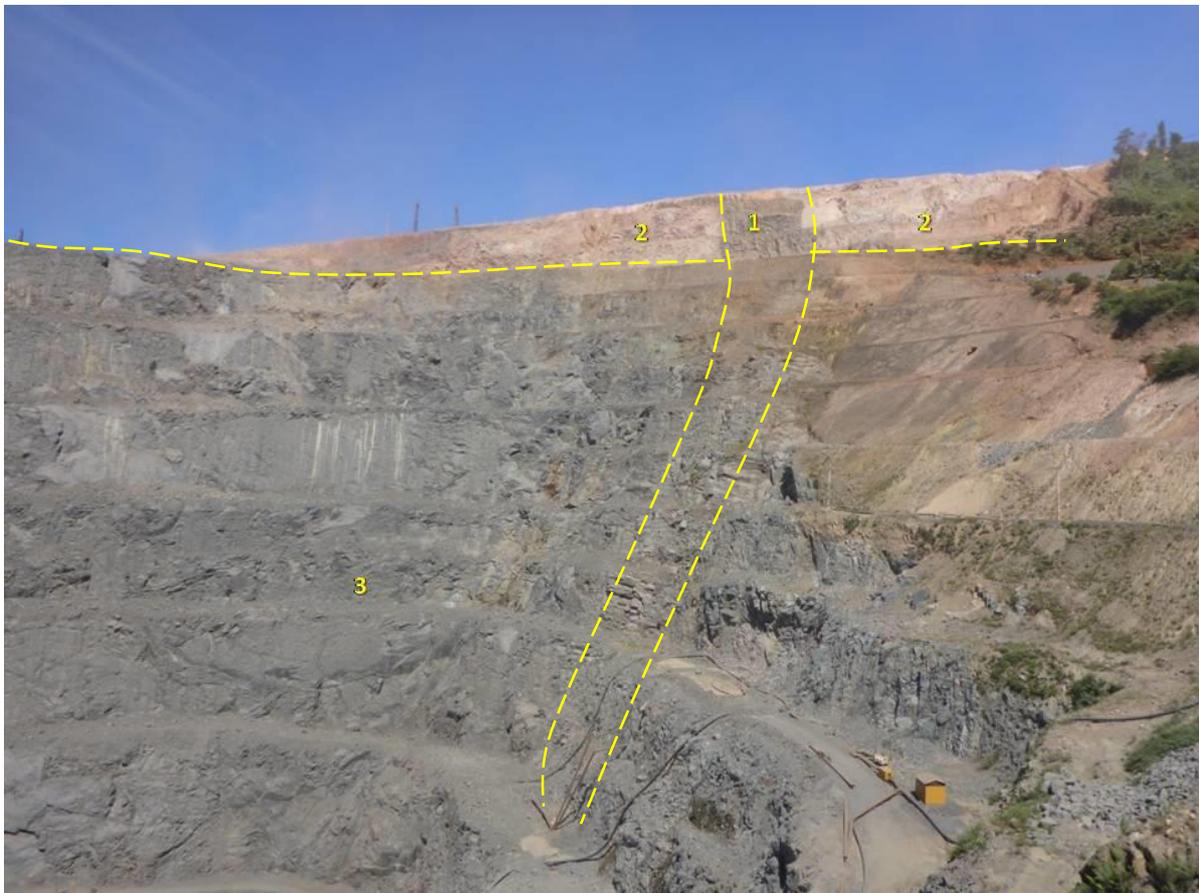


Figura 3: Visão panorâmica da cava da mina, foto para sudoeste em Junho de 2016 – (1) Dique de diabásio cortando tanto o ortognaisse (2) quanto a zona mineralizada (3) o quartzo milonito não é observado nesta foto.

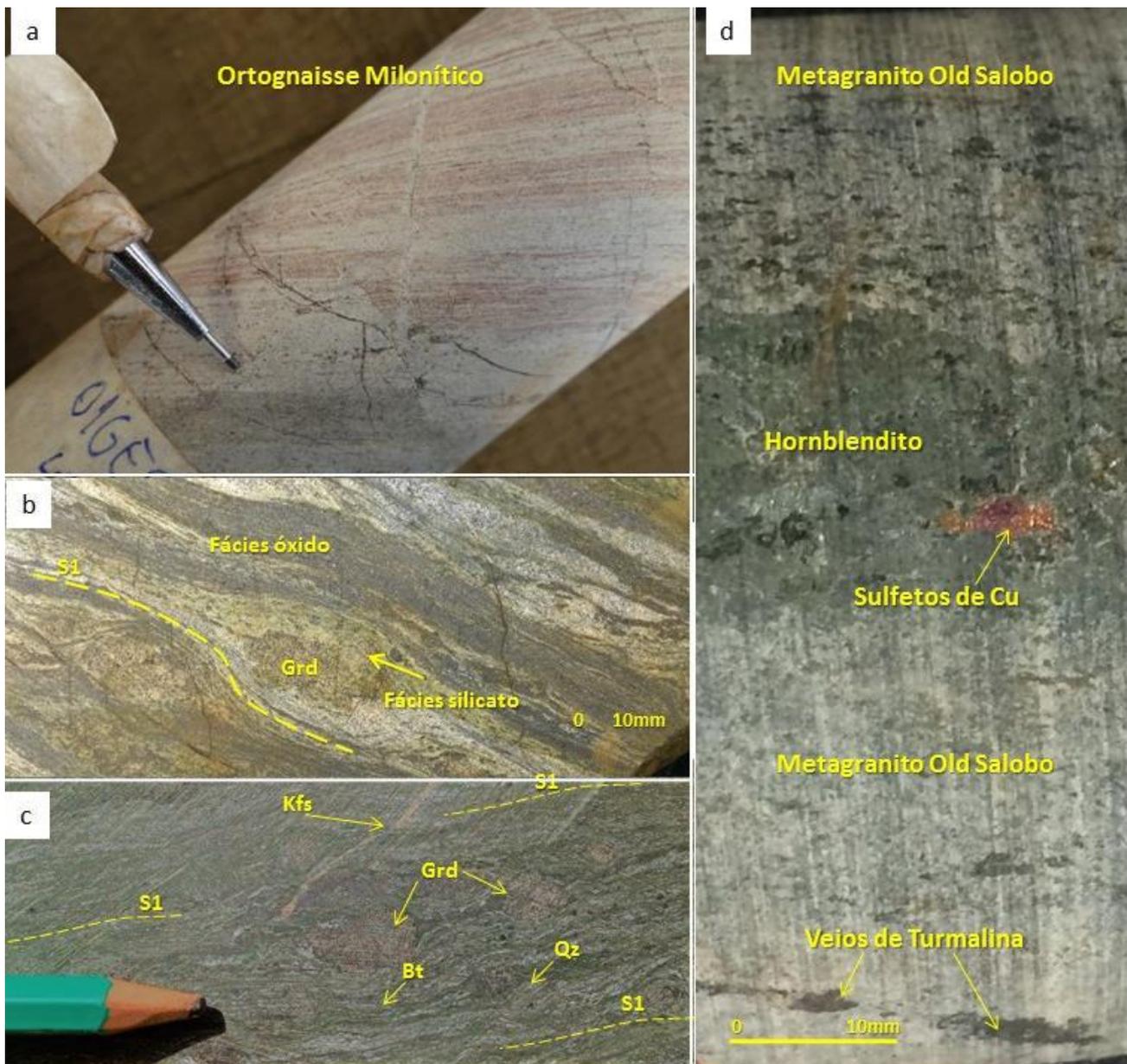


Figura 4: **a** Ortognaisse do limite sudoeste do depósito, apresentando foliação bem desenvolvida sendo cortada por planos de falhas **b** Foto de testemunho do Granada-grunerita-biotita-quartzo-magnetita xisto evidenciando um bandamento composicional paralelo a foliação S1. Provável herança composicional de formações ferrífera bandada de fácies óxido (cor preta e branca) predomínio de Quartzo + Magnetita e de fácies silicato (cor amarelo limão) predomínio de Biotita e Grunerita e Granada. **c** Foto de testemunho do Granada-biotita-xisto, ocorre um veio tardio de K-feldspato (centro da foto inclinado para esquerda) cortando a foliação S1 marcada por Biotita + Quartzo além de cristais de granadas. **d** Foto de testemunho evidenciando a correlação espacial entre metagranitos do tipo *Old Salobo* e hornblenditos mineralizados (parte central da foto) além de veios monominerálicos de turmalina (rodapé da foto), ambos a concordantes com a foliação.

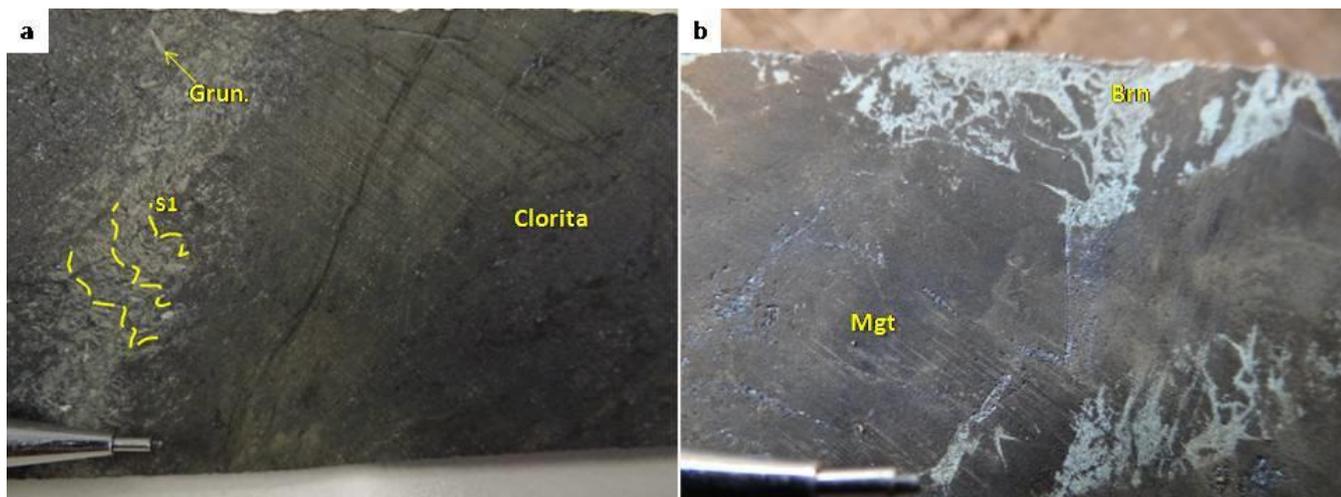


Figura 5: **a** A esquerda da foto observa-se um Grunerita-biotita xisto apresentando xistosidade S1 levemente crenulada. Do centro da foto até a direita, a rocha encontra-se intensamente alterada para clorita em um halo envelopando a fratura (centro da foto inclinada para a esquerda). **b** Magnetito (cor cinza chumbo) da zona de alto teor apresentando textura em quebra-cabeça com matriz de Bornita levemente oxidada (cor azul). A Bornita ocorre também em veios que cortam a textura primária de quebra-cabeça, provavelmente indicando que a Bornita é tardia ao primeiro evento de brechação do magnetito.

Furo FD – 310/ SW/60 DIP / UTM: 552100 9359700 WGS84 Zona 22S		
Amostra	Litotipo	Profund. Down the hole
JKS3A	Hornblenda Hidrotermalito	208,30 – 208,40m
JKS3B1	Ortognaisse tipo <i>Old Salobo</i>	209,72 - 209,92m
JKS3B2	Ortognaisse tipo <i>Old Salobo</i>	209,72 - 209,92m
JKS3D	Ortognaisse tipo <i>Old Salobo</i>	215,62 - 215,80m
JKS3E	Hornblenda Grunerita Xisto	221,73 - 221,84m
JKS3G	Granada Biotita Grunerita Xisto	286,81 - 286,88m
JKS3J	Hornblenda hidrotermalito	290,00 – 290,07m
JKS3K	Granada Hornblenda Grunerita Xisto	339,32 - 339,43 m
JKS3L	Hornblenda grunerita Xisto	340,03 – 340,10m
JKS3M	Hornblenda grunerita Xisto	341,02 – 341,12m
FD – 279/ NE/60 DIP / UTM 551675 9359480 WGS84 Zona 22S		
JKS5C	Clorita Hidrotermalito	361,08 – 361,14m
JKS5E1	Granada Grunerita Biotita Xisto	363,45 – 363,54m
JKS5E2	Quartzo Magnetita Xisto	363,45 – 363,54m
JKS5G	Granada Biotita Xisto	366,71 – 366,75m
JKS5J	Granada Hornblenda Quartzo Biotita Xisto	508,12 – 508,35m
JKS5K	Granada Quartzo Biotita Xisto	510,05 – 510,10m
JKS5L	Hornblenda Quartzo Biotita Xisto	514,95 – 515,00m
FD – 294/ SW/60 DIP / UTM 551265 9360180 WGS84 Zona 22S		
JKS6A	Diabásio cortando Clorita Hidrotermalito	84,75-84,79m
JKS6B	Clorita Hidrotermalito	287,45 – 287,55m
JKS6C	Brecha hidrotermal	289,27 – 289,34m
JKS6D1	Epidoto Clorita Hidrotermalito	294,56 – 294,64m

JKS6E	Clorita Hidrotermalito	298,38 – 298,43 m
JKS6H	Diabásio cortando quartzo anfibolito	372,65 – 372,71 m
JKS6I	Granada quartzo xisto	375,50 – 375,54m
FD – 331/ NE/60 DIP- UTM 551150 9359900 WGS84 Zona 22S		
JKS7A	Clorita Hidrotermalito	169,67 – 169,73 m
JKS7B	Quartzo Magnetita Xisto	171,06 – 171,14m
JKS7C	Calcopirita Magnetita Hidrotermalito	175,21 – 175,26m
JKS7D	Granada Magnetita Grunerita Xisto	99,33 – 99,40m
JKS7E	Granada Grunerita Xisto	106,68 – 106,72m
JKS7F	Quartzo Magnetita Xisto	108,95 – 109,00m
FT01*		
FT01-9	Granada Biotita Grunerita Xisto	-
GEOT01 *		
L-1	Ortognaisse milonítico tipo Igarapé Gelado	-
Amostras coletadas em Bancadas		
Amostra	Litotipo	UTM WGS84 Zona 22S
L-3	Ortognaisse tipo <i>Old</i> Salobo	551705 9360010
L-6	Quartzo Granada Biotita Xisto	551878 9359667
L-7	Hornblenda Magnetita Hidrotermalito	551995 9359233
FE05	Hornblenda Hidrotermalito	551995 9359233

Tabela 1: Tabela com as lâminas utilizadas para o trabalho microtectônico e petrográfico. Notar a localização dos testemunhos na figura 2.\* Testemunhos onde apenas uma amostra foi coletada para o estudo.

## 4.2 Deformação, metamorfismo e hidrotermalismo

As descrições de campo e microtectônica permitiram reconhecer a superposição de três famílias de estruturas e sua relação temporal com os litotipos hospedeiros (ver figura 6) e as zonas mineralizadas do depósito Salobo. A família D1 e D2 representam estruturas formadas em regimes dúcteis a dúcteis-rúpteis, enquanto a família D3 é francamente rúptil. Correlacionam-se a essas famílias de estruturas quatro gerações de assembléias minerais, descritas em lâminas, sendo uma pré-tectônica a D1 e as demais de cristalização síncrona a D1, D2 e D3, respectivamente, segundo as relações de superposição entre as distintas associações e das relações de corte entre as microestruturas.

### 4.2.1 Associação mineral pré-D1

A associação mineral pré-D1 é de natureza hidrotermal e composta por quartzo + magnetita + hornblenda + allanita + apatita + turmalina + calcopirita + biotita (ver figura 7a), configurando a principal trama relacionada à mineralização IOCG. Ocorre na forma de veios subconcordantes com a foliação principal (S1), fraca a fortemente foliada, e também disseminada nos litotipos hospedeiros. Em partes mais preservadas os veios podem apresentar em lâmina textura brechoide reliquiar (ver figura 7b, 7c, 7d) localmente em quebra-cabeça, com cristais de hornblenda e magnetita em matriz sulfetada. Quando



Figura 6: Ordem de cristalização mineral relativa para os litotipos hospedeiros da mineralização. Simbologia: **————** Ocorrência **————** Abundante ocorrência **.....** Momento de cristalização inferido **?** Ocorrência incerta

Hornblenditos e magnetitos fazem parte das associações desta geração, assim como cristais de allanita (ver figura 8c), apatita e hornblenda disseminados nos xistos granatíferos e nos metagranitoides tipo “Old Salobo”. Requia *et. al*(2003) consideram que a biotita presente nas hospedeiras do depósito representa o envelope de potassificação (proximal) da mineralização IOCG. Entretanto, assim como os demais minerais desta associação, cristais de biotita foram reorientados e recristalizados por processos tectônicos subseqüentes, especialmente D1. Também é frequente a observação de texturas de desequilíbrio que indicam substituição de minerais pré-D1 por fases das paragêneses sin-D1 a sin-D3, como coronas de grunerita e tremolita (sin-D1) e/ou actinolita (sin-D3) ao redor de cristais de hornblenda (pré-D1).

Na porção periférica do depósito, onde a influência da associação sin-D3 é menor, tanto a matriz das brechas quanto as inclusões em anfibólitos são de calcopirita. Já na zona de alto teor do depósito, a calcopirita da associação pré-D1 foi descrita apenas na forma de inclusões dentro de hornblenda, enquanto que na matriz das brechas se observa calcocita+bornita sin-D3, em desequilíbrio com as paragêneses pré-D1, sugerindo que estas fases substituíram a calcopirita pré-existente.

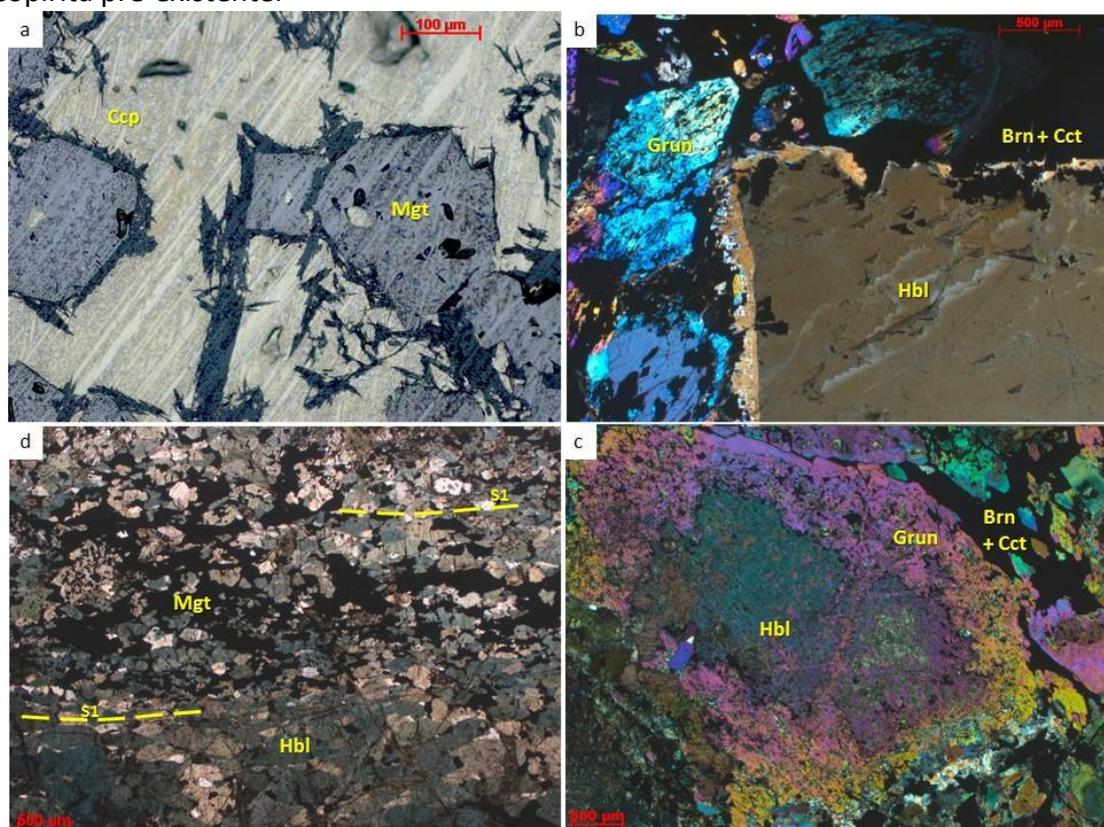


Figura 7: a Fotomicrografia sob luz refletida, apresentando cristais de magnetita envolvidos por uma matriz de calcopirita. No contato entre os mesmos ocorrem cristais aciculares da assembléia mineral

sin-D3 (coloração azul chumbo). **b** Fotomicrografia com nicóis cruzados mostrando cristais de hornblenda com coronas de grunerita em matriz de bornita + calcochita mostrando textura brechóide reliquiar bem preservada **c** Fotomicrografia com nicóis cruzados, similar a anterior mostrando textura em quebra-cabeça levemente deformada **d** Fotomicrografia com nicóis paralelos mostrando cristais de hornblenda em matriz de magnetita com textura quebra-cabeça orientada segundo S1.

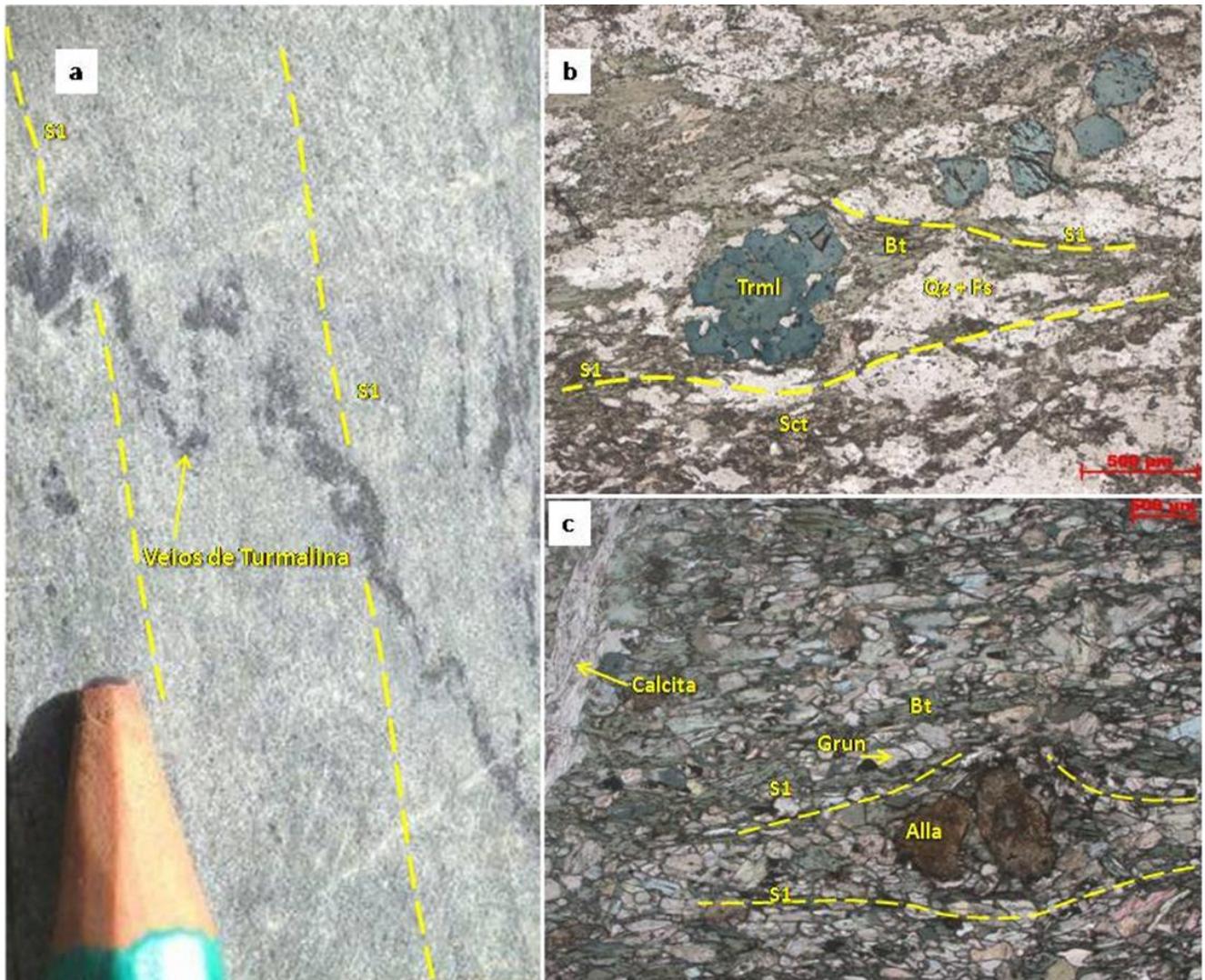


Figura 8: **a** Foto de testemunho de metagranito do tipo Old Salobo apresentando foliação penetrativa S1, repara-se em um veio monominerálico de turmalina que se apresenta dobrado D1 com plano axial paralelo a foliação S1. **b** Fotomicrografia de uma parte deste mesmo veio apresentando cristais de turmalina rotacionados segundo a xistosidade S1 contínua, representada por quartzo + microclina + plagioclásio + biotita. Evidenciando o caráter pré-tectônico da turmalina, nota-se que os cristais de turmalina ocorrem alinhados e levemente discordantes da foliação. **c** Cristal de allanita rotacionada segundo a xistosidade S1 marcada por biotita + grunerita. No canto superior esquerdo destaca-se um veio (sin-D3) que corta a xistosidade S1 cujo preenchimento é calcita.

#### 4.2.2 Estruturas e paragêneses sin-D1

As estruturas D1 são de caráter dúctil e representam a principal trama tectônica do depósito. Correlacionou-se a D1 a foliação S1, a lineação mineral / de estiramento L1, apresentando dobras e zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo.

A xistosidade S1 é contínua e subparalela a paralela ao bandamento composicional das rochas. Em geral, S1 é sub-vertical ou de alto ângulo, mergulhando ora para SW, ora para NE (ver figura 9). Entretanto, a NE do depósito (região da Usina), quartzitos não mineralizados apresentam foliação com mergulho de médio ângulo para NNE (S1: 025/52). Nos xistos, S1 é comumente marcada pelo alinhamento de cristais poligonizados de hornblenda, grunerita e biotita (ver figura 10), bem como deflete ao redor de granadas. As granadas possuem dois padrões de inclusões de grunerita, orientadas ou não orientadas, ambos evidenciando o crescimento tardio da granada em relação à grunerita. Quando orientadas, as inclusões de grunerita mostram padrão rotacionado em relação à foliação da matriz, evidenciando crescimento sin a tardi-tectônico para as granadas em relação a D1 (ver figura 11a). Já nos metagranitóides do tipo *Old Salobo*, a xistosidade S1 é marcada pelo alinhamento de cristais de feldspato, hornblenda, quartzo e biotita. A xistosidade S1 também deflete ao redor de apatitas, allanitas e turmalinas da paragênese pré-D1.

Em poucos afloramentos foi reconhecida uma lineação mineral / de estiramento down-dip a levemente oblíqua segundo o plano de foliação S1. É marcada por trilhas de minerais máficos (biotita, anfibólios) nos xistos e por cristais estirados de quartzo em litotipos metagraníticos.

Ao contrário de Souza e Vieira (2000), a mineralização de alto teor não apresenta evidências de milonitização sin-D1. Foram observados milonitos sin-D1 apenas na periferia do depósito, onde balizam o contato da zona mineralizada com os ortognaisses correlatos ao Metagranito Igarapé Gelado, a sudoeste. Tratam-se de zonas de cisalhamento espessas. Foi possível descrever em lâmina um ortogneisse milonítico da borda SW do depósito (ver figura 11b). Apresenta matriz composta por quartzo e feldspatos recristalizados em fitas e porfiroclastos de microclina manteados. Os feldspatos estão parcialmente sericitizados. Pequenas falhas oblíquas à foliação milonítica também são observadas. As microestruturas são indicativas de que se trata de um milonito de média temperatura (500 a 650°C, Passchier & Trouw, 2005). Relações entre planos S/C indicam cinemática reversa para a amostra observada, coerente com as lineações de estiramento observadas em campo nos milonitos.

A associação mineral sin-D1 é composta por minerais metamórficos que compõem paragêneses de fácies anfibolito, que foram cristalizados e orientados segundo S1. As paragêneses variam de acordo com o protólito afetado: em rochas de protólito rico em ferro descreveu-se intercrescimento de grunerita + quartzo + granada + biotita + magnetita; em lâminas de protólito aparentemente mais aluminoso, observou-se grunerita + biotita + granada; em granitóides tipo "*Old Salobo*", observou-se o intercrescimento estável de plagioclásio + quartzo ± microclina ± hornblenda. Os cristais de biotita são idiomórficos, apresentando inclusões de allanitas e estão em aparente equilíbrio com as gruneritas e granadas. Os cristais de grunerita são geralmente idiomórficos e podem apresentar localmente inclusões de calcopirita. Hornblendas da associação pré-D1 podem apresentar coronas de grunerita.

### 4.2.3 Estruturas e paragêneses sin-D2

A família de estruturas D2 é de caráter dúctil a dúctil-rúptil, representada por uma xistosidade espaçada e bandas miloníticas anastomosadas. A clivagem S2 é espaçada e marcada pela orientação de biotita + clorita + quartzo  $\pm$  sericita; ocorre como plano axiais de crenulações na xistosidade S1. O plano axial de crenulações possui mergulho moderado para sul-sudoeste e eixo de crenulação de mergulho moderado para ENE.

Os milonitos são as principais estruturas dessa família e são representados por bandas de espessura milimétrica a submilimétrica que cortam a xistosidade S1 (ver figura 11c e 11d) e o bandamento composicional. O contato entre os milonitos e a rocha sã se dá de forma abrupta. Os milonitos aproveitam as estruturas D1 e também as heterogeneidades do protólito para se instalarem/desenvolverem (figura 11 d). A ocorrência dessa família é restrita apenas a certos pontos do depósito. Em lâmina, os milonitos apresentam mais que 75% de matriz sendo os porfiroclastos de grunerita, hornblenda, magnetita e raramente granada. Foi observado o crescimento de biotita na matriz milonítica.

A associação mineral sin-D2 é composta por minerais que ocorrem orientados segundo a clivagem S2, sua ocorrência é bem mais restrita que os minerais da associação sin-D1. Nos xistos de protólito enriquecido em ferro observou-se o crescimento de quartzo  $\pm$  clorita  $\pm$  biotita  $\pm$  sericita, já em rochas de protólito metagranítico observou-se sericita.

Os minerais que constituem a clivagem espaçada S2 estão em paragênese retrometamórfica de fácies xisto verde, e os milonitos possuem microestruturas compatíveis com milonitos de baixa temperatura (Passchier e Trouw, 2005).

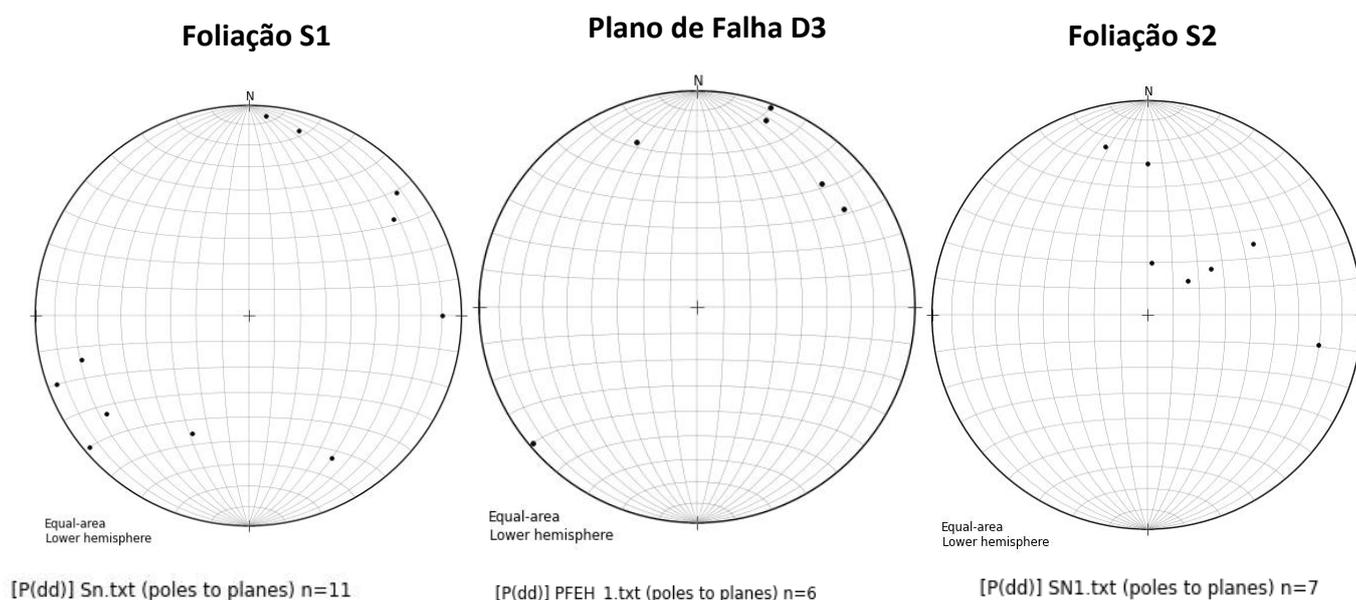


Figura 9: Estereograma para as medidas obtidas durante o trabalho de Campo.

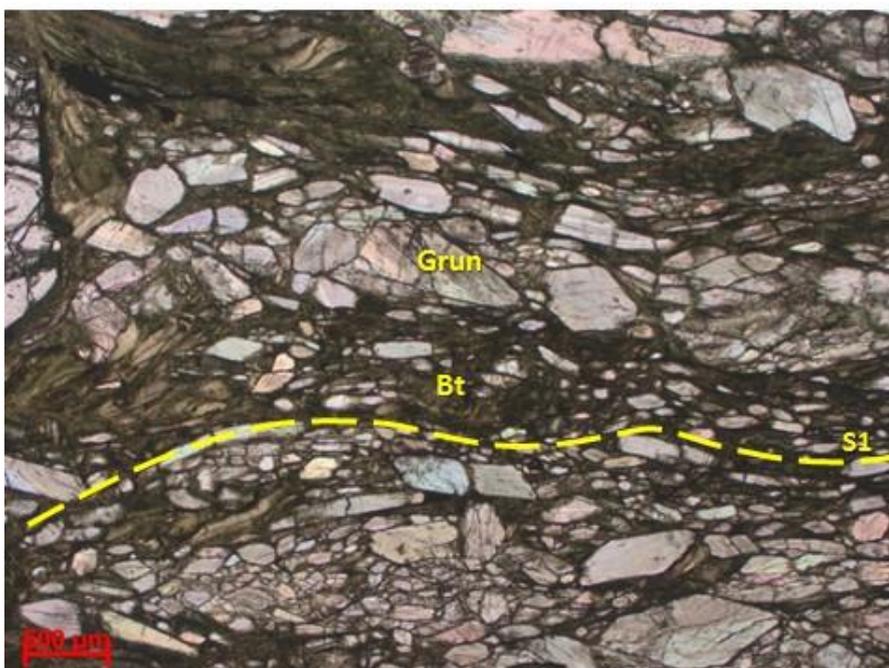


Figura 10: Xistosidade S1 contínua (linha tracejada amarela) marcada por cristais poligonizados de grunerita e biotita no grunerita-biotita xisto apresentando textura granonematoblástica a granolepidoblástica, indicativo de fácies anfibolito.

#### 4.2.4 Estruturas e associação mineral sin-D3

A família de estruturas D3 é representada por estruturas de regime rúptil extensional a transtraccional que cortam todos os litotipos descritos acima. São marcados em afloramento por um conjunto de juntas e falhas com múltiplas direções, porém orientadas preferencialmente segundo a foliação principal (WNW-ESE), com mergulhos verticais a sub-verticais. As falhas possuem rejeitos até métricos e em geral se superpõem ou reaproveitam estruturas anteriores (D1 e D2), eventualmente apresentando estrias sub-horizontais e degraus que indicam movimento dextral (ver figura 12a e 12b).

Em campo observa-se principalmente o preenchimento por clorita, carbonato, quartzo e sulfetos nessas fraturas, especialmente associadas ao granito *Young Salobo* (ver figura 12c e 12d). Em lâmina, identificou-se uma associação mineral sin-D3 (ver figura 13a) composta por quartzo + turmalina + allanita + apatita + calcopirita + magnetita + bornita + plagioclásio + clorita + sericita + biotita verde + estilpnomelana + escapolita + fluorita + actinolita + carbonato + calcocita + epidoto + covelita + albita. Nesta associação ocorre a principal fase do minério de cobre (bornita, calcocita e, mais restritamente, calcopirita) do depósito (ver figura 13b, 13c e 13d)

Os minerais que constituem a associação sin-D3 ocorrem intercrescidos nessas fraturas/falhas, e também são observados ocorrendo de forma disseminada e/ou envelopando essas fraturas. Apresentam-se principalmente na forma de halos compostos por clorita, biotita verde e estilpnomelana que substituem minerais de paragênese mais antigas

(especialmente biotita e granada) e/ou obliteram todas as tramas anteriores. Este processo de substituição é aparentemente mais forte na parte central do depósito, onde os teores de Cu são maiores (zona de alto teor) enquanto que na sua porção periférica as substituições são em geral menos expressivas.

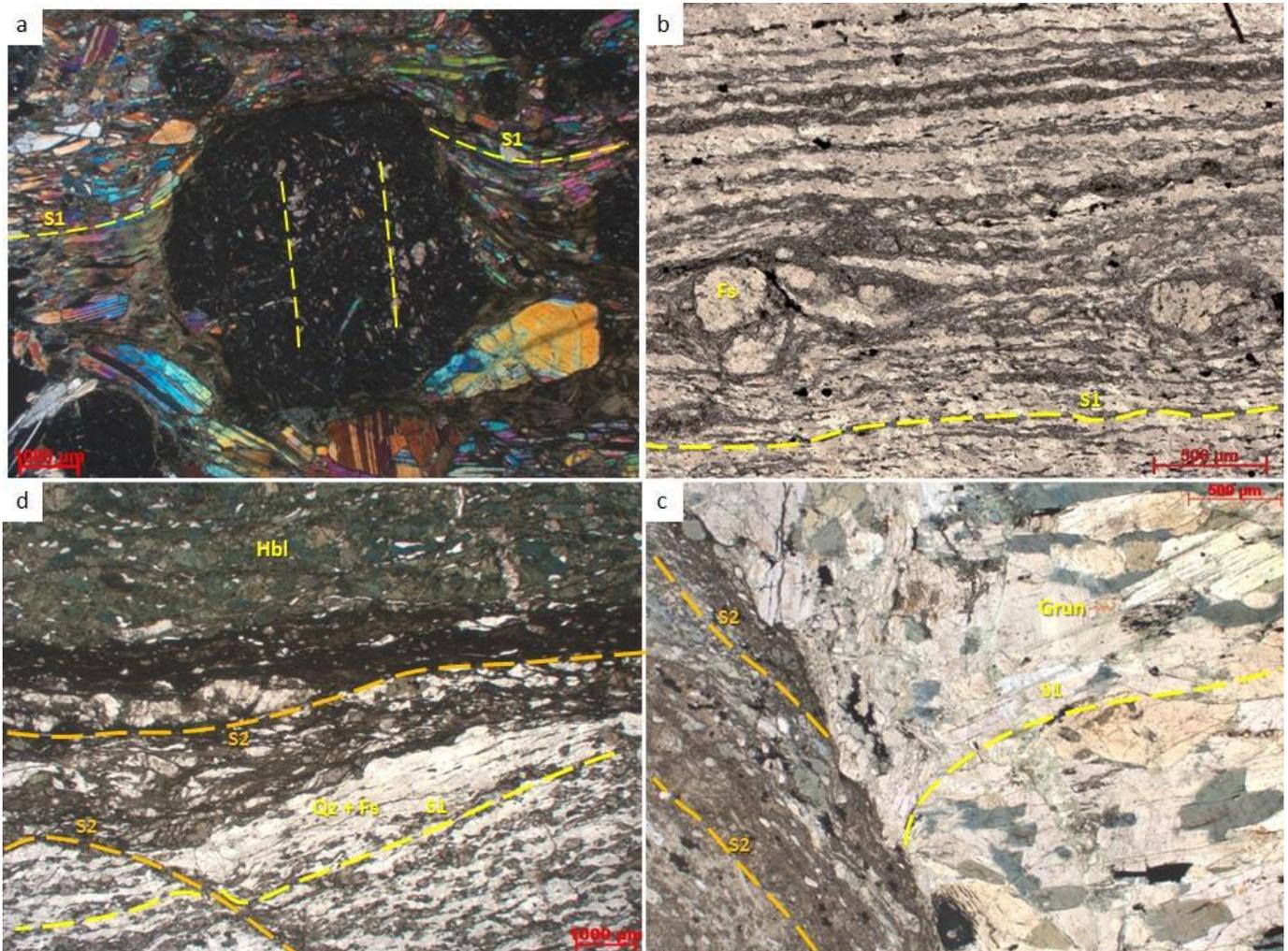


Figura 11 Fotomicrografias sob luz transmitida: **a** Granada-grunerita-biotita xisto sob nicóis cruzados, a xistosidade S1 (linha amarela) marcada por grunerita + biotita marrom deflete ao redor da granada, centro da imagem. A rocha apresenta textura granonematoblástica a granolepidoblástica assim como a figura 10. É notável que as inclusões de grunerita dentro da granada estão orientadas. **b** Ortogneisse com textura milonítica do limite sudoeste do depósito. No canto inferior esquerdo ocorrem cristais de feldspatos manteados, já na parte superior o quartzo e o feldspato apresentam-se em fitas, os pórfiroclastos apresentam-se substituídos por sercitas tardias, identificáveis na foto por massas de coloração cinza escura sobrecrescidas ao feldspatos manteados e em fitas. **c** A direita apresenta-se a xistosidade S1 (linha tracejada amarela) marcada por cristais poligonais de grunerita + hornblenda. No canto esquerdo, a xistosidade S1 é truncada por um milonito de baixa temperatura com pórfiroclastos de hornblenda e grunerita apresentando xistosidade S2 (linha tracejada laranja). **d** Acima o Hornblendito e abaixo metagranito tipo *Old Salobo*. Destaca-se que ambos apresentam xistosidade S1 (linha amarela) truncada por zonas de cisalhamentos D2 (linha laranja) de baixa temperatura, submilimétricas e anastomosadas, bem como desenvolvida ao longo do contato entre os dois. Nota-se que as condições de P e T de desenvolvimento dos milonitos e da foliação não são as mesmas devido a diferença textural.

Há veios comumente zonados que apresentam minerais com textura de crescimento sintaxial e/ou radial (ver figura 14**d**); subordinadamente ocorrem veios laminados, onde os minerais apresentam hábitos alongados segundo a direção das fraturas. Nas fraturas ocorre intensa concentração de sulfetos de cobre, especialmente bornita e calcocita, por vezes apresentando intercrescimento mimerquítico. Calcopirita sin-D3 ocorre apenas em veios sintaxiais zonados, com crescimento tardio em relação à bornita (ver figura 14 **a** e 14 **b**), junto a carbonato e quartzo. Os minerais dessa associação mineral não apresentam evidências de deformação dúctil (ver figura 14**c**), apesar de o quartzo por vezes apresentar extinção ondulante.



Figura 12: **a** Espelho de Falha Sin-D3. **b** Estrias sub-horizontais comumente observadas nestes planos. **c** Foto de testemunho evidenciando granito *Young Salobo* cortando o xisto hospedeiro da mineralização, nota-se que o contato entre os dois não é brusco evidenciando que a diferença de temperatura entre o *Young Salobo* e a hospedeira no momento de colocação do *Young Salobo* foi pequena. **d** Fraturas extensionais que cortam claramente a trama tectônica da rocha. Nessa foto o veio possui preenchimento de sulfetos, cloritas além de quartzo. Destaca-se halos de clorita envelopando as zonas de fraturas.

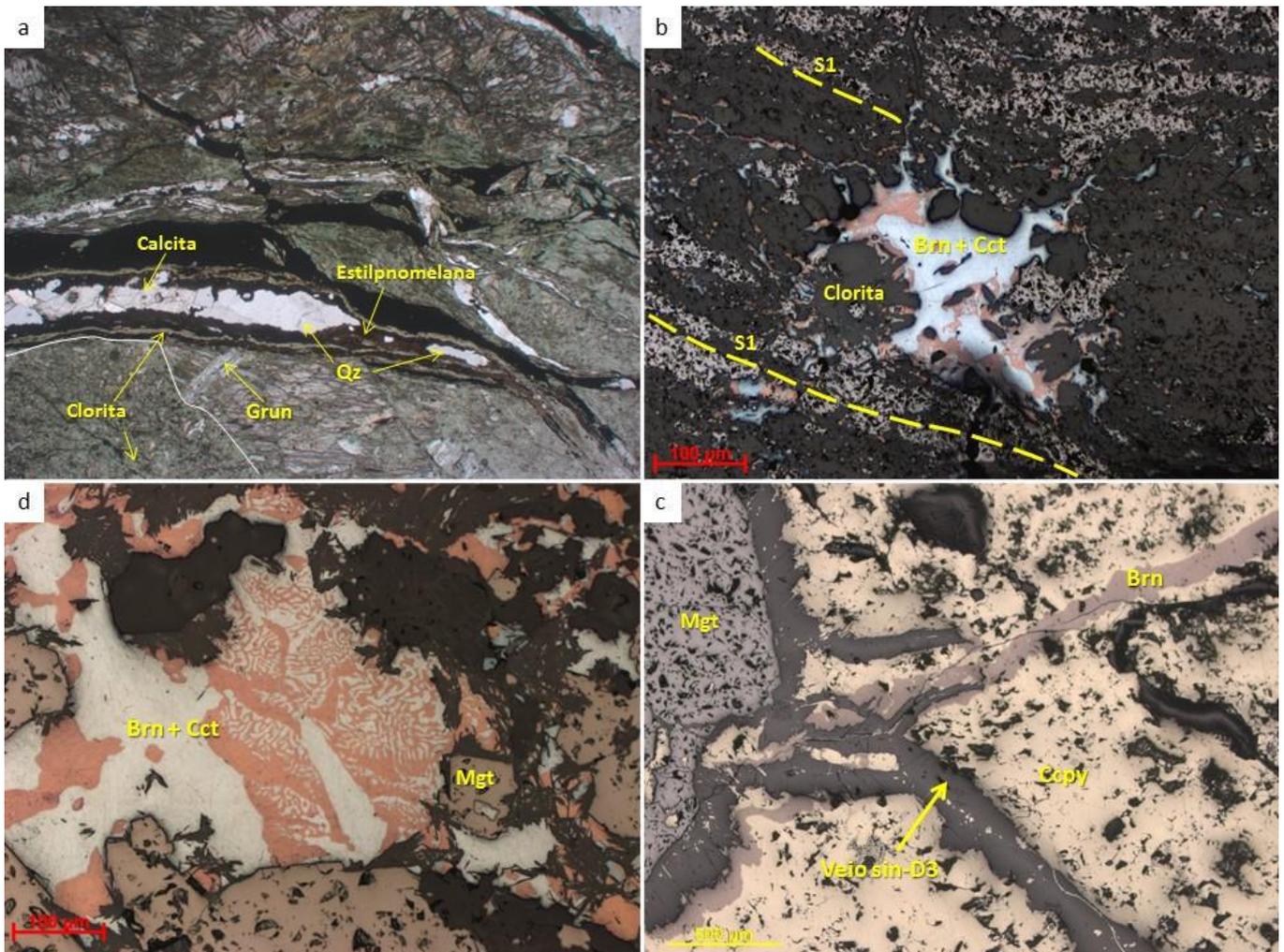


Figura 13: **a** Fotomicrografia sob luz transmitida, mostrando veios sin-D3 zonados com clorita nas bordas, e preenchimento de quartzo, carbonato e estilpnomelana. No canto inferior esquerdo destaca-se, por uma linha em branco, uma granada completamente substituída por clorita. **b** Fotomicrografia de luz refletida mostrando magnetita (cor cinza claro) ocorrendo em planos segundo a foliação S1 (inclinados suavemente para a direita, linhas amarelas tracejadas) cortados por uma fratura com Bornita + Calcocita em intercrescimento mimerquítico e Clorita. Nota-se que o minério ocorre em fraturas discordante a foliação. **c** Fotomicrografia sob luz refletida com cristais de magnetita em matriz de calcopirita (pré-D1) sendo cortados por veios preenchidos por paragênese sin-D3. A presença de bornita cortando a calcopirita pré-D1 sugere que no momento de cristalização da bornita a calcopirita não era estável. **d** Fotomicrografia sob luz refletida evidenciando intercrescimento mimerquítico de calcocita + bornita crescidas estavelmente junto com actinolita e clorita, ocorrendo de forma tardia à magnetita.

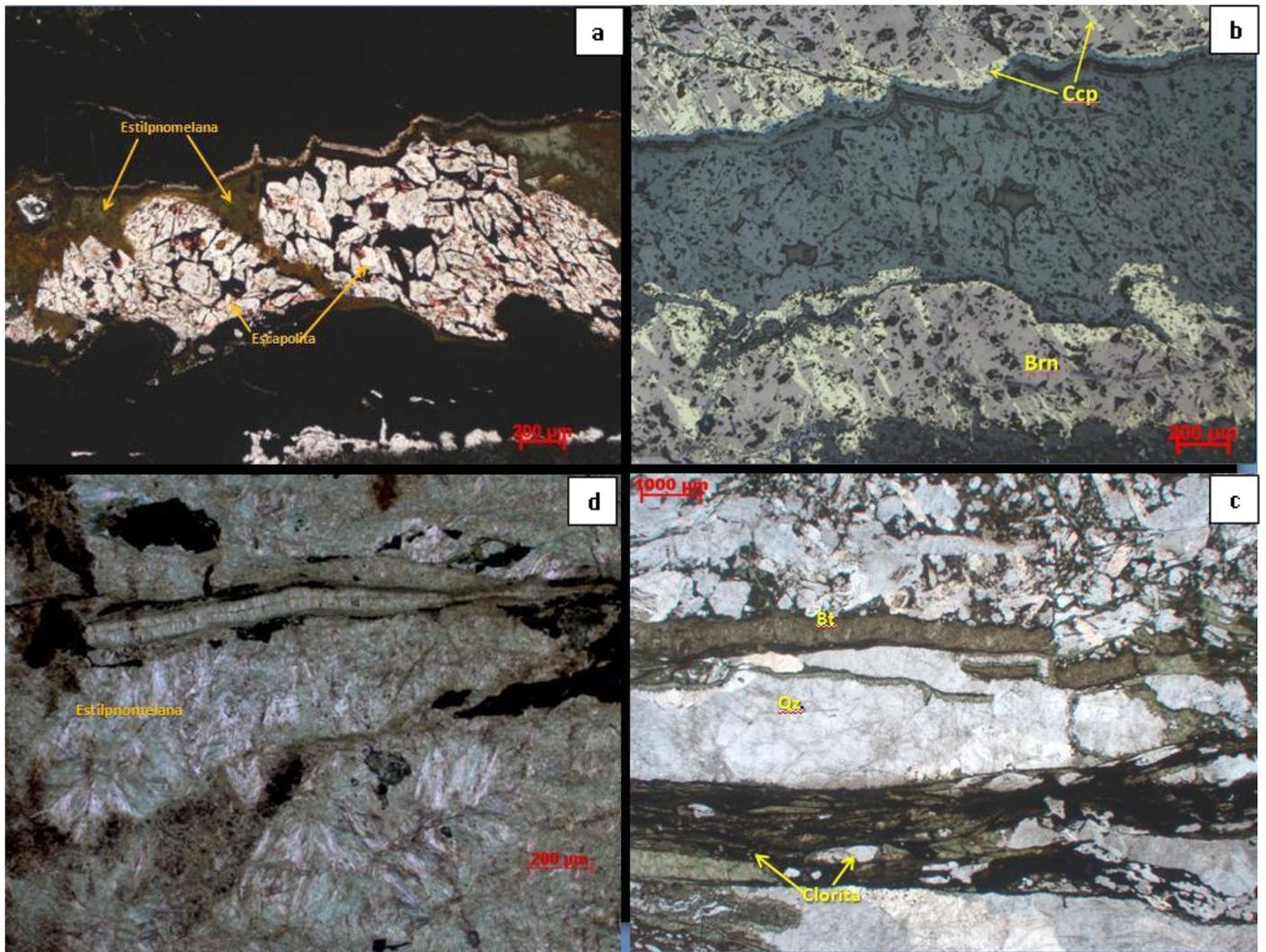


Figura 14: Fotomicrografias de veios sin-D3. **a** Veio sin-D3 zonado com escapolita e estilpnomelana no centro e sulfetos na borda, sob luz transmitida. **b** O mesmo veio da imagem anterior, sob luz refletida, evidenciando calcopirita sin-D3 ocorrendo de forma tardia a bornita. **c** Sob luz transmitida, ocorre na metade superior cristais não deformados de quartzo e um veio de biotita verde, já na metade inferior os veios apresentam-se com textura ataxial e são compostos por clorita. **d** Sob luz transmitida, veios compostos por estilpnomelanas com crescimento sintaxial, centro superior na imagem, e cristais com crescimento radial, porção inferior.

## 5. Discussão

### 5.1 Considerações sobre o timing da mineralização IOCG do Salobo

É notável a diferença da ordem relativa de cristalização reconhecida neste trabalho e aquelas propostas por outros autores para o depósito Salobo (Melo et al., 2016; Requia et al., 2003; Lindenmayer, 2003). Isso se deve em grande parte à nova abordagem estrutural aqui adotada, que leva em consideração a superposição de três famílias de estruturas na zona mineralizada. Nesse contexto de deformação polifásica, o estudo de microtectônica aliado com a petrografia-calvografia foi ferramenta essencial para chegar à ordem de eventos aqui apresentada.

Assim como apresentado neste trabalho, diversos autores reconheceram dois estágios de crescimento de sulfetos de cobre no depósito (Souza e Vieira, 2000; Lindenmeyer, 2003; Melo et al., 2016). Entretanto, para estes autores, ambos os estágios são progressivos e relativos a um único pulso de mineralização, ocorrido em torno de 2,57 Ga, sin-tectônico à deformação dúctil principal que afeta o depósito. Para Souza e Vieira (2000), a primeira etapa de mineralização é sin-tectônica à deformação dúctil principal, enquanto a segunda já se relaciona a deformação rúptil, o que evidenciaria progressivo soerguimento do depósito durante seu desenvolvimento.

Neste trabalho, entretanto, foi determinado que a primeira assembleia hidrotermal é pré-tectônica em relação a deformação principal (D1). Os minerais das paragênese Pré-D1 se apresentam invariavelmente recristalizados e/ou rotacionados segundo a foliação principal (S1), assim como veios portadores das paragêneses pré-D1 por vezes estão dobrados, com foliação S1 em posição paralela ao plano axial. Do mesmo modo, como ressaltado anteriormente, parte das brechas pré-D1 conservou de forma reliquiar texturas que indicam colocação em ambiente extensional, corroborando a hipótese de Grainger *et al.* (2007) para o provável ambiente geotectônico de colocação dos depósitos IOCG neoarqueanos de Carajás. Cabe ressaltar que a grande maioria dos depósitos IOCG conhecidos no mundo estão relacionados a ambientes extensionais (Hitzman, 2000; Williams, 2005).

A segunda assembleia hidrotermal (Sin-D3) apresenta minerais não deformados, ocorrendo como preenchimento de fraturas que cortam a trama dúctil (D1 / D2) ou como halos de alteração ao redor destas. Os veios que preenchem fraturas sin-D3 possuem evidências tanto microtectônicas quanto na escala de afloramento de desenvolvimento em ambiente extensional a transtraccional. Ao contrário do reconhecido por Souza e Vieira (2000), no entanto, evidências de campo apontam consistentemente para uma cinemática normal-destral para as estruturas deste evento.

Outro ponto relevante diz respeito à correlação temporal entre ambas as fases de sulfetação. Souza e Vieira (2000), Lindenmeyer (2003) e Melo et al. (2016) consideram os estágios como progressivos. No entanto, neste trabalho, identificou-se uma complexa história de deformação entre as duas assembleias minerais (pré-D1 e sin-D3), o que sugere considerável lapso temporal entre os dois eventos hidrotermais. Considera-se que a idade de mineralização de 2,57 Ga (Re-Os em molibdenita; Requía *et al.*, 2003) representa a assembleia mineral pré-D1, temporal e espacialmente correlacionada ainda à colocação do granito *Old Salobo*. Já a segunda associação hidrotermal, Sin-D3, apresenta mineralogia e texturas compatíveis com aquelas esperadas para fluidos derivados do granito Young Salobo (1,88 Ga; Cordani et al., 1981), anorogênico e de colocação rasa (epizonal). Essa mesma relação temporal já foi demonstrada anteriormente para os depósitos do Igarapé-Cinzento (Silva et al., 2005) e Sossego-Sequeirinho (Moreto et al., 2015).

Melo et al. (2016) dataram zircões de uma rocha rica em magnetita-bornita-calcocita da zona de alto teor do depósito, encontrando idade de  $2535 \pm 8,4$  Ma. Entretanto este trabalho

evidencia que de acordo com critérios petrográficos, bornita e calcocita da zona de alto teor fazem parte da associação Sin-D3 e estão em claro desequilíbrio com os cristais de magnetita e zircão, estes últimos pertencentes à associação mineral pré-D1.

Tassinari *et al.* (2003) dataram cristais de calcocita pelo método Pb-Pb (lixiviação), encontrando idade de  $2705 \pm 42$  Ma, porém trata-se de um método pouco robusto, considera-se tal como idade máxima para a mineralização, refletindo provável herança da fonte do Pb ou/e a idade de cristalização da calcocita.

É amplamente reconhecido que a mineralização ocorre associada a rochas com foliação milonítica (Lidenmayer, 1990, 2003; Machado *et al.*, 1991; Souza e Vieira, 2000; Melo *et al.*, 2016; Réquia, 2003; Moreto *et al.*, 2015;). No entanto, de acordo com a classificação de milonitos proposta por Trouw *et al.* (2010) e Passchier e Trouw (2005), a foliação S1 em suma maioria do depósito sequer é protomilonítica, tratando-se de uma xistosidade bem desenvolvida. Conforme citado anteriormente, milonitos sin-D1 ocorrem apenas nos limites do depósito com as encaixantes. Além destes, apenas raras bandas ultramiloníticas de baixa temperatura sin-D2 afetam a zona mineralizada, porém com mergulhos de baixo a médio ângulo e discordantes da foliação principal.

É notável que as zonas de alteração hidrotermal pré-D1 foram metamorfisadas em fácies anfibolito. Tal fato se evidencia tanto pela existência de texturas de desequilíbrio entre minerais pré e sin-D1 (p.ex. coronas de grunerita em hornblenda), quanto pelo crescimento de porfiroblastos sin-D1 nas hospedeiras e nas zonas mineralizadas pré-D1 (p.ex. diopsídio, granada, grunerita). Entretanto, boa parte das hornblendas e biotitas pré-D1 (alterações calco-sódica e potássica, respectivamente) não foram totalmente consumidas no decorrer do metamorfismo, sendo apenas reorientadas e recristalizadas segundo a xistosidade S1.

Destaca-se que para alguns autores as assembléias minerais presentes nas rochas do depósito são frutos de hidrotermalismo associado a metamorfismo (Melo *et al.*, 2016; Lindenmayer, 2003; Réquia *et al.*, 2003). Por essa razão postulou-se que o depósito se estabeleceu em nível crustal profundo, devido à ocorrência de minerais de alta temperatura (almandina, diopsídio, grunerita e olivina). Pelo atual entendimento, esses minerais (almandina, diopsídio, grunerita) são em realidade produto de metamorfismo sobre uma paragêneses hidrotermal e as condições de pressão e temperatura de cristalização dos mesmos não são indicativas do nível crustal em que se colocou a mineralização e sim ao metamorfismo regional atuante. Por outro lado, a mineralogia descrita para o hidrotermalismo pré-D1 é muito semelhante à dos depósitos neoarqueanos do cinturão sul do cobre resumidos por Moreto *et al.* (2014, 2015).

Em parte esta visão reitera o trabalho de Lindenmayer (1990) reconhecendo uma assembléia mineral como produto de metamorfismo na fácies anfibolito e outra de mais baixa temperatura relacionada a retrometamorfismo. Lindenmayer (1990), por outro lado, não reconhece a assembléia pré-D1. Souza e Vieira (2000) e Lindenmayer (1990) entenderam que a assembléia de mais baixa temperatura é de fácies xisto-verde, mas apesar de os minerais

dessa assembléia poderem ser indicativos de fácies xisto-verde, eles estão associados a estruturas francamente rúpteis, sugerindo nível crustal mais raso e compatível com a profundidade rasa de colocação do granito *Young Salobo*.

A ocorrência de uma segunda geração de calcopirita tardi-D3 sugere que o sistema hidrotermal sin-D3 passou por perturbações no seu estado equilíbrio, provavelmente associado a um aumento de temperatura e/ou na fs2. Logo, a temperatura estimada por Melo *et al.*(2016) para coexistência de calcocita e bornita em textura mimerquítica inferior a 350°C, reflete apenas parte da história térmica do evento D3.

A superposição de hidrotermalismo, deformação e metamorfismo aqui descrita para o depósito do Salobo certamente não é de ocorrência restrita á mineralização. Dentre os modelos de evolução de geotectônicas regionais disponíveis para a região nordeste da Província Carajás, encontra-se maior correlação deste trabalho com a proposta de Tavares (2015). Neste contexto a deformação principal D1 e o metamorfismo associado, com estruturas orientadas em média na direção NW-SE, podem representar a influência da orogênese transamazônica (2,10 a 2,05 Ga) descrita por aquele autor. Da mesma maneira, as estruturas D2, de baixo a médio ângulo, são correlacionáveis ao evento Sereno (2,00 a 1,95 Ga). Por fim, as estruturas D3 são correlatas a estruturas rúpteis extensionais desenvolvidas durante a SLIP Uatumã (1,88 Ga). O modelo de Costa e Siqueira (1990) e Pinheiro Holdsworth (2000) não são aplicáveis para a região do depósito, pois sua estruturação dúctil principal é de caráter compressivo a transpressivo, sem evidências de transcorrência conforme sugerido por aqueles autores.

## **5.2 Comparação com depósitos IOCG de colocação em nível crustal profundo**

O depósito Salobo é frequentemente comparado a depósitos da região de Mount Isa Inlier (Austrália), quanto ao seu nível crustal de colocação e suas paragênese minerais hidrotermais reconhecidas. Os depósitos Monakoff e Ernest Henry são especialmente mencionados por se tratarem de depósitos sin-tectônicos a deformação dúctil regional. Entretanto, como demonstrado neste trabalho, a mineralização do Salobo não apresenta tais características. Enquanto os depósitos Monakoff e Ernest Henry apresentam minério com textura milonítica, além de minério precipitado em zonas de dilatação típicas de ambientes compressivos-transpressivos (*neck de boudins, saddle reefs, etc*), intensa milonitização ao longo da zona de minério e paragêneses metamórfico-hidrotermais indicativas de hidrotermalismo em ambiente profundo, no Salobo a mineralização é em parte pré-tectônica, sem foliação milonítica generalizada na zona de minério e metamorfsada em fácies anfibolito. Na realidade, a aparente semelhança entre as associações minerais reflete metamorfismo no Salobo em condições de P e T semelhantes às condições de colocação dos depósitos australianos. (Davidson *et al.*, 2002 e as referências nestes; Porter, 2013 e as referências nestes)

## 6. Conclusão

i) Ambos os episódios de mineralização de Cu descritos no depósito Salobo (pré-D1 e sin-D3), apesar de temporalmente espaçados, apresentam evidências petrográficas e microtectônicas de formação durante regimes de natureza rúptil extensional, sem nenhuma correlação genética com as estruturas dúcteis compressivas a transpressivas que afetam a zona mineralizada. A sincronidade dos pulsos de mineralização com regimes extensionais aqui reconhecidos para o depósito o aproxima com a soma maioria dos depósitos IOCG precambrianos mundo afora, tal qual o gigante Olympic Dam, e o afasta de depósitos considerados sin-tectônicos como Ernest Henry e Monakoff, até então tidos como análogos ao Salobo.

ii) A importância do magmatismo de 1,88 Ga para o depósito Salobo precisa ser melhor avaliada. O minério da zona de alto teor do depósito ocorre principalmente associado a assembleias minerais de baixa temperatura sin-D3, aproximando-o espacial e temporalmente à colocação do granito *Young* Salobo, e não ao granito *Old* Salobo, que em realidade possui correlação com a mineralização pré-D1. É discutível se o magmatismo de 1,88 Ga agiu no depósito enriquecendo a zona mineralizada com aporte de novo minério ou apenas de forma a reconcentrar ao longo de falhas/fraturas sin-D3 a mineralização pré-existente. Independentemente desta questão, a superposição dos dois episódios de magmatismo é aqui indicada como vetor para ocorrência de zonas de alto teor dentro do depósito, interpretação que provavelmente se estende para outros depósitos IOCG do CNC.

iii) A principal trama tectônica do depósito foi formada decorrente de processos compressivos em fácies anfíbolito (sin-D1), e posteriormente reestruturada em outro evento de fácies xisto verde (sin-D2), sem qualquer correlação com os pulsos de mineralização. O metamorfismo registrado nas rochas foi aqui reconhecido como produto de metamorfismo regional e não como metamorfismo dinâmico associado a hidrotermalismo sin-tectônico. Devido a este fato, a trama principal de fácies anfíbolito não deve ser usada como indicador de que a colocação do depósito Salobo se deu em nível crustal mais profundo que os demais da Província Carajás.

iv) É natural que o depósito Salobo apresente no seu arcabouço estrutural elementos dúcteis correlatos à Orogênese Transamazônica, considerando que o mesmo se localiza a menos de 40km de uma zona de sutura deste ciclo (limite entre os domínios Bacajá e Carajás), onde o grau metamórfico reconhecido por outros autores atingiu até fácies granulito.

v) Até o momento, não existe descrição na literatura de nenhum outro depósito IOCG fortemente afetado por metamorfismo regional, sendo este trabalho o primeiro estudo de caso com estas características. As paragêneses metamórficas reconhecidas para as zonas mineralizadas e para os halos de alteração são semelhantes àquelas reconhecidas para depósitos de natureza sin-tectônica, porém com diferenças texturais e estruturais conspícuas. É necessário, contudo, o aprofundamento do estudo do metamorfismo com métodos mais robustos.

## 7. Bibliografia

Althoff, F.J., Barbey, P., e Boullier, A.M., 2000, 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, v. 104, p. 187-206.

Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge-João, X.S. Costa, e J.B.S., 1988. A megaestruturação da folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latino Americano de Geologia., 7, pp. 324-333.

Barbosa, J.P.O., 2004, Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região de Igarapé Gelado, Norte da Província Mineral de Carajás. Tese de Mestrado, Belém, Brasil, Universidade do Pará, 105p.

Barros, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. Resumos Expandidos. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia. P.17-20.

Cordani U., 1981. Comentários sobre as determinações geocronológicas da região da Serra dos Carajás. Relatório Interno, Universidade de São Paulo, DOCEGEO.

Cordani, U.G.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, 9: 6-11.

Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira MJB, Lafon JM. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 199-235.

Costa, J.B.S. & Siqueira, J.B., 1990 – Transtração e Transpressão ao longo do Lineamento Cinzento (Região da Serra dos Carajás). *Rev. Bras.Geoc.* **20**(1-4): 234-238, São Paulo.

Dall’Agnol, R., Almeida, J.A.C., 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.

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* 80: 101–129.

Davidson G. J., Davis B. K., Garner A. 2002 - Structural and geochemical constraints on the emplacement of the Monakoff oxide Cu-Au (-Co-U-REE-Ag-Zn-Pb) deposit, Mt Isa Inlier, Australia: in Porter T M (Ed), 2002 Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective, PGC Publishing, Adelaide, v2 pp 49-75.

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.

Fabre, S, Nédélec, A, Poitrasson, F, Strauss, H, Thomazo, C, Nogueira, A, 2011. Iron and sulphur isotopes from the Carajás mining province (Pará, Brazil): Implications for the oxidation of the

ocean and the atmosphere across the Archaean–Proterozoic transition. *Chemical Geology* 289:124–139.

Feio, G.R.L., Dall’Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., e Soares J.E.B., 2013, Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 227:157-186.

Ferreira Filho, C.F., Cançado, F., Correa, C., Macambira, E.M.B., Junqueira-Brod, T.C., e Siepierski, L. 2007, Mineralizações estratiformes de PGE-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. In: Rosa-Costa, L. T., Klein, E.L., Viglio, E.P. (Ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 5, p. 1-14.

Galarza, M.A.; Macambira, M.J.B., 2002. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, 2:143-159.

Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., e Olszewski Jr., W.J., 1986, Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 201–211.

Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C. e Soares Junior, A.V., 2001. Openstereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.

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 mineralization. *Ore Geol Rev* 33:451–489.

Groves DI, Bierlein FP, Meinert LW, Hitzman MW (2010) Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinctions from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology* 105:641–654.

Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T., 1992, Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58:241–287.

Huhn S. R. B. & Nascimento J. A. S., 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: M. L. Costa; R. S. Angélica (Coord) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG, Belém, 143-160.

Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V., 1999. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada região da Serra do Rabo - Carajás – PA. In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, *Anais*, p. 140–143.

Justo, A. P., 2014. Programa Geologia do Brasil - PGB Serra dos Carajás - SB.22-Z-A-II Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000.

Lindenmayer Z.G., 2003. Depósito de Cu–Au do Salobo, Serra dos Carajás: Uma revisão, *In: Ronchi L.H., Althoff F.J., eds. In: Caracterização e modelamento de depósitos minerais*. São Leopoldo, Editora Unisinos, p. 69–98.

Lindenmayer, Z.G., 1990. Salobo sequence, Carajás, Brasil: Geology, Geochemistry and Metamorphism. Tese de Doutorado, University of Ontario, Canada, 407p.

Macambira, M.J.B., Barros, C.E.M., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozoico no sudeste do Cráton Amazônico. Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Brazil, Sociedade Brasileira de Geologia Anais..., CD-ROM.

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. EVOLUÇÃO TEMPORAL DO DEPÓSITO DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO DE SALOBO, PROVÍNCIA CARAJÁS. Tese de Mestrado, UNICAMP, Campinas, 81p.

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. *Miner Deposita*, 24p.

Moreto CPN, Monteiro LVS, Xavier RP, Creaser RA, Dufrane SA, Tassinari CCG, Sato K, Kemp AIS, Amaral WS (2015) Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the Sossego deposit, Carajás Province, Brazil, Re-Os and U-Pb geochronological evidence. *Economic Geology* 110:809–835.

Moreto, CPN, Monteiro, LVS, Xavier, RP, Creaser, RA, Dufrane, A, Melo, GHC, Delinardo Silva, MA, Tassinari, CCG, Sato, K, 2014. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide copper gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, X, p. 1.

Passchier, C. W. e Trouw, R. A. J., 2005. *Microtectonics*. Springer, 366 p.

Pinheiro RVL & Holdsworth RE. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society of London*, 154: 99-103.

Pinheiro, R.V.L., Holdsworth, R.E., 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archaean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*, 22: 1105-1023.

Porter, T.M. IOCG 2013 Content and descriptions of ore deposits. Disponível em: <<http://www.portergeo.com.au/tours/iocg2013/iocg2013deposits.asp#pagetop>>. Acesso em 25 de Janeiro de 2017.

Réquia, K. & Fontboté, L., 2000 – The Salobo Iron Oxide Copper-Gold Deposit, Carajás, Northern Brazil; in Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Volume 1; PGC Publishing, Adelaide, pp 225-236.

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. *Mineralium Deposita*, **38**:727–738

Réquia, K; Xavier RP; Figueiredo, B. 1995. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas no depósito polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*, **7**:27-39.

Santos, JOS, 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), pp 169-226 (Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais: Brasília).

Silva, MAD, 2014. Metatexitos e diatexitos do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução mesoarqueana do Domínio Carajás. Unpublished másters dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 106p.

Souza, L.H., Vieira, E.A.E., 2000. Salobo 3 Alpha deposit: geology and mineralization. In: Porter, T. M., (ed), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits A Global Perspective*, Austral Miner Fund, Adelaide, p. 213-224.

Souza, Z.S., Potrel, H., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall’Agnol, R., e Oliveira, C.G., 2001, Nd, Pb and Sr isotopes of the identidade belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the archaean geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precambrian Research* 109: 293–315.

Suita, M.T.F., Nilson, A.A., 1988. Geologia do complexo máfico–ultramáfico Luanga (Província de Carajás, Pará) e das unidades encaixantes. XXXV Cong. Bras. Geol. Belém. (6): 2813–2823.

Tallarico F.H.B., 2003. O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas, 229 p.

Tassinari C.C.G., Mellito M.K., Babinski M., 2003, Age and origin of the Cu (Au–Mo–Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, northern Brazil: Episodes, v. 26, p.2–9.

Tavares, F. M. 2015. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO NORDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 115p.

Tavares, F. M., 2014. Programa Geologia do Brasil – PGB, Rio Verde - SB.22-Z-A-III, Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000

Tavares, F. M., Silva, C. M. G., 2013. Programa Geologia do Brasil – PGB, Serra Pelada - SB.22-X-C-VI, Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2013, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000.

Teixeira W, Tassinari CCG, Cordani UG, Kawashita K (1989) A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Res* 42: 213–227.

Trendall, A.F., Basei, M.A.S., De Laeter, J.R., e Nelson, D.R., 1998, SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 265-277.

Trouw R. A. J., Passchier C. W., Wiersma, D. J., 2010. *Atlas of Mylonites - and related microstructures*. Springer, 322 p.

VALE, 2012, Vale obtains operation license for Salobo (<http://saladeimprensa.vale.com/en/release/interna.asp?id=22000>), Acesso em 18 de fevereiro de 2013.

Williams P.J., Barton M.B., Johnson D.A., Fontboté L., Haller A., Mark G., Oliver N.H., Marschik R., 2005, Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible models of origin. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 371-405.

Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Souza Filho C.R., Torresi I., Carvalho E.R., Dreher A.M., Wiedenbeck M., Trumbull R.B., Pestilho A.L.S., Moreto C.P.N. 2010. The iron oxide copper-gold deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: an updated and critical review. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Miner. Fund, Adelaide, Vol 3, pp. 285-306.