



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação em Geologia

**Depósitos IOCG ricos em Ni e Co:
insights dos depósitos GT-34 e Castanha,
Província Mineral de Carajás, Brasil**

CAETANO RUTSATZ

Dissertação de Mestrado N° 538

Orientador: Prof^a. Dra. Maria Emília Schutesky

Brasília, 24/06/2025



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

Depósitos IOCG ricos em Ni e Co: insights dos depósitos GT-34 e Castanha, Província Mineral de Carajás, Brasil

CAETANO RUTSATZ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia – Instituto de Geociências – IG da Universidade de Brasília – UnB como requisito parcial obrigatório para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração:
Prospecção e Geologia Econômica

Orientador: Prof. Dra.
Maria Emília Schutesky

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho (IG/UnB);

Prof. Dra. Juliana Charão Marques (UFRGS);

Prof. Dra. Maria Emília Schutesky (IG/UnB)

Prof. Dr. Federico Alberto Cuadros Jiménez (Suplente IG/UnB).

RR981d

Rutsatz, Caetano

Depósitos IOCG ricos em Ni e Co: insights dos depósitos
GT-34 e Castanha, Província Mineral de Carajás, Brasil /
Caetano Rutsatz; orientador Maria Emília Schutesky.
Brasília, 2025.

98 p.

Dissertação (Mestrado em Geologia) Universidade de
Brasília, 2025.

1. Níquel Hidrotermal. 2. IOCG. 3. Província Mineral de
Carajás. I. Schutesky, Maria Emília, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Minha profunda e eterna gratidão à minha família, que sempre me motivou e impulsionou a alcançar meus objetivos, acreditando incondicionalmente nos meus sonhos. Agradeço também aos amigos espalhados pelo Brasil, com quem tanto aprendi e compartilhei momentos significativos ao longo da vida.

Sou especialmente grato à minha orientadora, Maria Emília, pela dedicação e pelo compartilhamento de conhecimento, fundamentais para que eu me encantasse pelos depósitos IOCG e pela Província Mineral de Carajás.

Agradeço ainda aos colegas da pós-graduação (e também da graduação) do Instituto de Geociências da UnB pelas trocas e discussões científicas enriquecedoras, pelos trabalhos de campo no Centro-Oeste e Norte do Brasil, e pelas conversas regadas a cerveja em mesas de bar, que tanto contribuíram para a minha formação.

Às amigadas construídas aqui em Brasília, agradeço pelo acolhimento e por todos os momentos vividos durante essa fase tão importante da minha vida.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001

RESUMO

O níquel é um metal importante para a transição energética, usado em baterias de veículos elétricos e ligas metálicas. Recentemente, uma série de depósitos hidrotermais de níquel foram relatados em todo o mundo, e na porção sul da Província Mineral de Carajás, que hospeda importantes depósitos de Fe, Mn, Cu-Au, Ni e Pt-Pd. Algumas ocorrências e depósitos hidrotermais de níquel foram reconhecidos e associados ao sistema mineral IOCG, como os depósitos Jaguar, Jatobá, Castanha e GT-34, controlados por estruturas regionais, como a zona de cisalhamento Canaã e falhas subsidiárias NE-SW. O depósito Castanha está hospedado em rochas vulcânicas subvulcânicas e ácidas do Grupo Grão Pará (2,75 Ga). O depósito GT-34 está hospedado em ortognaisses e migmatitos do Complexo Xingú (2,82 Ga). Ambos os depósitos são formados por corpos subverticais de brechas sulfetadas, controlados por estruturas regionais W-E e NE-SW. Co-pentlandita, pirrotita, calcopirita, a fase mais abundante, e pirita formam o minério do depósito Castanha. A sulfetação está associada a F-apatita, alanita e calcita. Uraninita, cerianita e torita ocorrem associadas ao minério, bem como esfalerita, cobaltita e argentita. O minério do depósito GT-34 consiste principalmente de pirrotita e pentlandita, seguidas por Ni-pirita e calcopirita, esta última associada à alteração potássica. Ni-pirita ocorre como inclusões em pentlandita, que se transforma em milerita. Ambos os depósitos apresentam sulfetação associada à alteração cálcica. As pirrotitas do GT-34 possuem muito mais Ni, Cu e Co do que as pirrotitas do depósito Castanha. Por outro lado, as pirrotitas do depósito de Castanha apresentam maior teor de U, Th, Bi e Sn. O depósito GT-34 possui pirritas ricas em Ni, que são pequenas inclusões em pentlandita, e pirritas pobres em Ni. As pirritas do depósito de Castanha apresentam maiores teores de Fe, Co, Cu, Zn, As e Ag em comparação com o depósito GT-34. A calcopirita do depósito GT-34 é rica em Ni-Co e pobre em Ag-Bi-Th-U-Sn, quando comparada ao depósito Castanha. A calcopirita do depósito Castanha possui teores maiores de Zn, As, Bi, Th, U e Sn do que o depósito GT-34, mas é pobre em Ni e Co. Análises de isótopos de enxofre ($\delta^{33}\text{S}$ e $\delta^{34}\text{S}$) foram realizadas em cristais de pirita, calcopirita, pirrotita e pentlandita utilizando o equipamento multicoletor SIMS (espectrometria de massas com íons secundários). Os valores de -3,2 a +0,36 ‰ para o depósito GT-34 e de +0,58 a +2,17 ‰ para o depósito Castanha sugerem fontes magmático-hidrotermais para os sulfetos de ambos os depósitos.

Palavras-chave: Níquel hidrotermal; IOCG; Província Mineral de Carajás

ABSTRACT

Nickel is an important metal for energy transition, used for electric vehicle batteries and metal alloys. Recently, a series of hydrothermal nickel deposits have been reported worldwide, and also in the southern portion of the Carajás Mineral Province, which hosts important deposits of Fe, Mn, Cu-Au, Ni and Pt-Pd. Some hydrothermal nickel occurrences and deposits have been recognized and associated with the IOCG mineral system, such as the Jaguar, Jatobá, Castanha and GT-34 deposits, controlled by regional structures, such as the Canaã shear zone and subsidiary NE-SW faults. The Castanha deposit is hosted in sub-volcanic and acidic volcanic rocks of the Grão Pará Group (2.75 Ga). The GT-34 deposit is hosted in orthogneisses and migmatites of the Xingú Complex (2.82 Ga). Both deposits are formed by sub-vertical bodies of sulfide breccias, controlled by W-E and NE-SW regional structures. Co-pentlandite, pyrrhotite, chalcopyrite, the most abundant phase, and pyrite form the ore from the Castanha deposit. Sulfidation is associated with F-apatite, allanite and calcite. Uraninite, ceryanite and thorite occur associated with the ore, as well as sphalerite, cobaltite and argentite. The ore from the GT-34 deposit consists mainly of pyrrhotite and pentlandite, followed by Ni-pyrite and chalcopyrite, the latter being associated with potassic alteration. Ni-pyrite occurs as inclusions in pentlandite, which changes to millerite. Both deposits have sulfidation associated with calcic alteration. The pyrrhotites from GT-34 have much more Ni, Cu and Co than the pyrrhotites from the Castanha deposit. On the other hand, the pyrrhotites from the Castanha deposit have higher contents of U, Th, Bi and Sn. The GT-34 deposit has Ni-rich pyrites, which are small inclusions in pentlandite, and Ni-poor pyrites. The pyrites from the Castanha deposit have higher contents of Fe, Co, Cu, Zn, As and Ag compared to the GT-34 deposit. The chalcopyrite from the GT-34 deposit is rich in Ni-Co and poor in Ag-Bi-Th-U-Sn, when compared to the Castanha deposit. The chalcopyrite from the Castanha deposit has higher contents of Zn, As, Bi, Th, U and Sn than the GT-34 deposit, but is poor in Ni and Co. Sulfur isotope analyzes ($\delta^{33}\text{S}$ and $\delta^{34}\text{S}$) were carried out on pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite and pentlandite crystals using the SIMS (secondary ion mass spectrometry) multi collector equipment. The values of -3.2 to +0.36 ‰ for the GT-34 deposit and +0.58 to +2.17 ‰ for the Castanha deposit suggest magmatic-hydrothermal sources for the sulfides of both deposits.

Keywords: IOCG; Hydrothermal Nickel; Carajás Mineral Province

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo dos depósitos GT-34 e Castanha.	15
Figura 2: Origens hidrotermais alternativas e arquiteturas para sistemas IOCG ilustrando possíveis fontes de fluidos, caminhos e distribuição de alteração e minérios (modificado de Barton MD e Johnson DA (2004).	20
Figura 3: Representação tridimensional de classificação de depósitos IOCG e ISCG, de acordo com sua mineralogia e estados de oxidação. Classificação em três sub-tipos: oxidados, intermediário-redox e reduzidos e classi. Os eixos são baseados na predominância de óxido de Fe <i>versus</i> minerais de sulfeto de Fe em corpos de minério de Cu-Au (eixo x), condições de formação redox de minerais Fe-Cu-Au-S (eixo y) e fonte de Fe no momento da deposição do minério. Fonte: Skirrow (2022).	22
Figura 4: Configurações tectônicas esquemáticas e evolução geodinâmica de depósitos IOCG. Painel superior: depósitos IOCG e IOA hospedados em arco magmático; painel intermediário: depósitos orogênicos IOCG e ISCG; painel inferior: depósitos IOCG pós-orogênicos. Fonte: Skirrow (2022).	23
Figura 5: Sequência paragenética da evolução hidrotermal dos depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás (Cristalino, Igarapé-Bahia, Salobo, Bacaba e Sossego-Sequeirinho). Fonte: Skirrow (2022).	25
Figura 6: Sequências paragenéticas generalizadas de assembleias minerais hidrotermais e seu caráter químico para depósitos IOCG orogênicos e pós-orogênicos, em comparação com depósitos de IOCG, IOA, pórfiro Cu-Au-Mo e skarn Fe-Cu-Au hospedados em arcos magmáticos. Caixas hachuradas representam conjuntos pouco desenvolvidos em comparação com caixas coloridas. Fonte: Skirrow (2022).	26
Figura 7: Faixa de valores $\delta^{34}\text{S}$ para sulfetos magmáticos de depósitos de Ni-Cu-EGP (modificado de Ripley e Li 2003). Os depósitos ricos em S apresentam maior intervalo de valores, sugerindo contaminação crustal de magmas. Os valores isotópicos são dados em permil (VCDT) Fonte: Seal (2006), modificado de Ripley e Li (2013). .	29
Figura 8: Composições isotópicas anteriores de sulfetos de enxofre dos depósitos IOCG e depósito Breves do Província Mineral de Carajás. Fonte: Santiago (2021).	31
Figura 9: Seção geológica esquemática do depósito de sulfeto de Ni de Avebury, mostrando a geometria complexa do corpo ultramáfico mineralizado de Avebury e a	

localização dos corpos de minério Viking (V), North Avebury (NA), Central Avebury (CA), Saxon, Seymour e Norland. Fonte: Keays (2013).....	33
Figura 10: Mapa geológico do Complexo Intrusivo Munali destacando as unidades máficas-ultramáficas marginais ao longo das margens norte e sul, Falha Munali, rochas metassedimentares e de embasamento locais. Fonte: Blanks <i>et al</i> (2022).....	34
Figura 11: (A) Localização da Província de Carajás no Cráton Amazônico. (B) Domínios tectônicos da Província Mineral de Carajás (baseado em Cordani et al., 2016). (C) Mapa geológico simplificado do Domínio Carajás e localização das principais minas, jazidas e prospectos polimetálicos. Fonte: Dutra et al., (2023), modificado de Moreto et al., 2020 e Ferreira Filho et al., 2020.....	35
Figura 12: Proportions of the diferente nickel species in the experimental solutions at 100, 150, 200, and 250 C, calculated using the log K values determined by Liu et al., (2012).	36
Figura 13: Mapa geológico do Domínio Carajás (C), na Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. Modificado de Vasquez et al., 2008.....	39
Figura 14: Mapa geológico do Domínio Rio Maria, sudeste do Cráton Amazônico. Fonte: Vasquez et al (2008).....	42
Figura 15: Mapa geológico da Província Mineral de Carajás e localização dos depósitos GT-34 e Castanha. Modificado a partir de Teixeira et al. (2021) e Vasquez et al. (2008).....	44

LISTA DE TABELAS

Tabela. 1 Quadro comparativo de depósitos de níquel hidrotermal. **35**

Tabela. 2: Representative sulfur isotope analyses of sulfides from the GT-34 and Castanha deposits

Tabela. 3: Representative EPMA analyses from the main ore minerals in the Castanha and GT-34 deposits

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	14
1.2	JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	14
1.3	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	15
1.4	MATERIAIS E MÉTODOS..... ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.	
1.4.1	<i>Pesquisa Bibliográfica</i>	16
1.4.2	<i>Petrografia</i>	16
1.4.3	<i>MEV / EDS</i>	16
1.4.4	<i>Análise mineralógica com QEMSCAN</i>	16
1.4.5	<i>Microsonda Eletrônica</i>	17
1.4.6	<i>Isótopos de Enxofre</i>	17
1.4.7	<i>In situ LA-ICP-MS Elementos-traço</i>	18
2	REFERENCIAL TEÓRICO	19
2.1	DEPÓSITOS DA CLASSE IOCG	19
2.1.1	<i>Ambiente tectônico</i>	22
2.1.2	<i>Alterações hidrotermais</i>	24
2.1.3	<i>Relação entre IOCG e IOA</i>	26
2.2	DEPÓSITOS IOCG DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.....	27
2.2.1	<i>Depósitos IOCG ricos em Níquel do setor sul da Província Mineral de Carajás</i> 28	
2.3	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE $\Delta^{34}\text{S}$	28
2.3.1	<i>Geoquímica isotópica $\delta^{34}\text{S}$ dos depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás</i>	30
2.4	DEPÓSITOS DE NÍQUEL HIDROTHERMAL	31
2.4.1	<i>Mobilidade do Níquel em Fluidos Hidrotermais</i>	35
3	GEOLOGIA REGIONAL	39
3.1	CRÁTON AMAZÔNICO	39
3.2	PROVÍNCIA CARAJÁS.....	40
3.2.1	<i>Domínio Carajás</i>	40
3.2.2	<i>Domínio Rio Maria</i>	42
3.3	PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	43

4	ARTIGO.....	46
5	CONCLUSÕES.....	83
	REFERÊNCIAS.....	84

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1 INTRODUÇÃO

O níquel é um importante metal para a transição energética, usado para baterias de veículos elétricos e ligas metálicas (Islam *et al.*, 2022). Os depósitos de níquel geralmente são divididos em ortomagmáticos, associados a intrusões máfico-ultramáficas estratificadas (Barnes *et al.*, 2016) e derrames de lavas komatiíticas (Barnes, 2006) e depósitos lateríticos, associados a processos supergênicos (Elias, 2002). Recentemente, uma série de depósitos de níquel hidrotermal têm sido reportados no mundo. Apesar da sua importância seja menos representativa, quando comparados aos depósitos magmáticos e lateríticos, o aumento da demanda mundial de níquel têm crescido a atenção para os depósitos hidrotermais.

As acumulações hidrotermais de níquel podem ocorrer pela alteração de rochas ultramáficas, como o depósito Doriri Creek (González-Álvarez *et al.*, 2013), pelo metassomatismo de sequências ofiolíticas, como o depósito Avebury (Keays & Jowitt, 2013), em encaixantes carbonáticas, como o depósito de Munali (Blanks *et al.*, 2022) ou relacionado a sistemas IOCG ricos em níquel, como os depósitos Jaguar, Jatobá, Castanha e GT-34 (Garcia *et al.*, 2020; A. L. S. Pestilho *et al.*, 2020; Veloso *et al.*, 2020) (Ferreira Filho *et al.*, 2021). A mobilidade do níquel em fluidos hidrotermais é relativamente baixa quando comparada a outros metais. Essa é a principal razão pela qual os depósitos hidrotermais de Ni são escassos e geralmente não são economicamente importantes (Liu *et al.*, 2012).

A Província Mineral de Carajás, localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico, norte do Brasil, representa uma área cratônica que hospeda uma ampla variedade de depósitos minerais de Fe, Mn, Au, Cu, Ni e EGP (Vasquez *et al.*, 2008). Depósitos IOCG neoarqueanos ocorrem na porção sul e norte do domínio Carajás, e são controlados por estruturas regionais WNW-ESSE dúcteis-rúpteis (Xavier *et al.*, 2012, 2017). Destacam-se os depósitos classe mundial do Sossego (355 Mt @ 1.1 wt.% Cu e 0.28 g/t Au; Monteiro *et al.*, 2008) e Cristalino (500 Mt @ 1.0 wt.% Cu e 0.3 g/t Au; Craveiro, 2018) no cinturão sul e os depósitos Salobo (1.112 Bt @ 0.69 wt.% Cu e 0.43 g/t Au; Réquia *et al.*, 2000; de Melo *et al.*, 2017) e Igarapé Bahia/Alemão (219 Mt @ 1.4 wt.% Cu e 0.86 g/t Au; Tallarico *et al.* 2005) no cinturão norte.

Recentemente uma série de depósitos com mineralizações hidrotermais de níquel relacionadas ao sistema mineralizador IOCG foram descobertos (Schutesky & De

Oliveira, 2020). Todos estão localizados no cinturão sul do cobre, associados espacialmente a estruturas regionais, como a zona de cisalhamento Canaã e falhas subsidiárias, a exemplo dos depósitos Jaguar (Mansur et al., 2023) (Ferreira Filho et al., 2021), Jatobá (Veloso et al., 2020), GT-34 (Garcia et al., 2020) e Castanha (A. L. S. Pestilho et al., 2020). Ambos os depósitos GT-34 e Castanha foram descobertos pela VALE no final dos anos 1990 e início dos anos 2000 através de levantamentos eletromagnéticos aerotransportados.

O presente estudo é baseado em petrografia de minérios, análise de isótopos de enxofre e geoquímica de elementos-traço das mineralizações dos depósitos de Castanha e GT-34. O foco da presente dissertação está no minério de níquel hidrotermal, visando entender a fonte de metais para a formação desses depósitos. As amostras utilizadas na pesquisa foram fornecidas pela Vale S.A. Os resultados obtidos nesse estudo indicam que o níquel pode ter sido lixiviado e remobilizado a partir de rocha rochas em níquel e canalizado através das estruturas regionais, durante eventos magmático-hidrotermais. O sistema de cisalhamento Canaã apresenta especial vocação para as mineralizações de níquel hidrotermal, uma vez que todos os depósitos com essa característica seguem o trend Canaã W-E e suas falhas subsidiárias NE-SW. Os fluidos hidrotermais apresentam afinidade magmático-hidrotermal e os corpos de brecha mineralizados desenvolvem texturas semelhantes às que ocorrem em depósitos de sulfetos magmáticos, sugerindo que o magmatismo causador dos fluidos mineralizados seja de natureza máfico-ultramáfica.

1.1 Estrutura da Dissertação

A presente dissertação de mestrado está estruturada na forma de artigo, conforme a regulamentação do programa de pós-graduação, a ser publicada na revista “Ore Geology Reviews”.

1.2 Justificativa e Objetivos

A Província Mineral de Carajás é uma das províncias mais importantes do mundo, com uma série de depósitos minerais classe mundial de Fe, Mn, Cu-Au, Ni e Pd-Pt. Recentemente, depósitos de níquel hidrotermal relacionados a sistemas IOCG têm sido descobertos na porção sul da Província de Carajás, abrindo novas fronteiras exploratórias na região. Mineralizações hidrotermais de níquel são raras, e seus processos geradores ainda são pouco compreendidos. Estudos baseados em análises isotópicas e do comportamento de elementos traço em sulfetos podem elucidar questões relacionadas a evolução desses depósitos e dos sistemas IOCG da Província Mineral de Carajás.

Os objetivos da pesquisa são caracterizar a gênese e o controle da mineralização de níquel dos depósitos GT-34 e Castanha, sul da Província Mineral de Carajás. Os objetivos específicos são: i) Investigar o comportamento de elementos traço, especialmente elementos do grupo da platina, e isótopos de S em sulfetos (Po, Pn, Py, Cpy); ii) comparar os dados obtidos com os dados de depósitos de sulfetos magmáticos e; iii) discutir potenciais fontes e processos envolvidos nas mineralizações magmático-hidrotermais neoarqueanas de Ni dos depósitos GT-34 e Castanha. iv) Discutir a relação com outros depósitos não usuais de Ni em Carajás (Jaguar) e no mundo (Munali).

1.3 Localização da área de estudo

A área estudo está localizada na região norte do Brasil, no sudeste do estado do Pará, município de Canaã dos Carajás (Figura 1). O depósito GT-34 está situado a 35 km ao oeste da sede do município e à 12 km a sudoeste da mina do Sossego, enquanto o depósito Castanha situa-se 8 km a nordeste da mesma mina. A partir de Belém, o acesso à área é feito através das rodovias federais BR-010 e BR-222, passando pelo município de Marabá até o município de Canaã dos Carajás, através da rodovia estadual PA-160. A partir da sede do município, através de estradas vicinais é possível chegar aos depósitos GT-34 e Castanha.

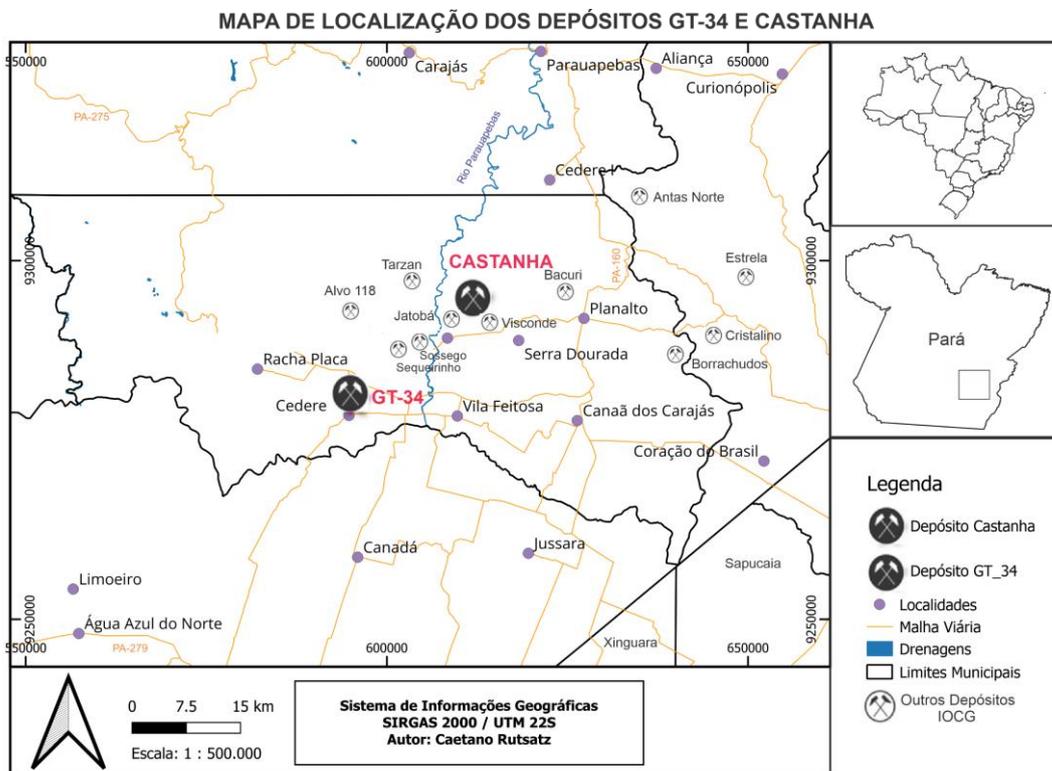


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo dos depósitos GT-34 e Castanha.

1.4 Métodos

1.4.1 Pesquisa Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica abrangeu temas como os depósitos minerais da classe IOCG e depósitos de níquel hidrotermal; geologia regional da Província Mineral de Carajás e os depósitos IOCG da província; e a fundamentação teórica das metodologias de análises empregadas na presente pesquisa.

1.4.2 Petrografia

As análises petrográficas de luz transmitida e luz refletida foram realizadas a partir de 32 lâminas delgadas e polidas (13 do depósito Castanha e 19 do depósito GT-34) das rochas encaixates, zonas de alteração hidrotermal e do minério. As amostras do depósito Castanha são do furo de sondagem CATD-FD-15 da VALE S.A., enquanto as amostras do depósito GT-34 são do furo de sondagem GT-FD-005. Um microscópio Zeiss® foi utilizado nas instalações do Laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB) realizar o estudo petrográfico.

1.4.3 MEV/EDS

As análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) com EDS (Energy dispersive x-ray spectrometer) acoplado foram realizadas no Laboratório de MEV/EDS do Instituto de Criminalística da Polícia Federal, em Brasília. Foram selecionadas 10 lâminas do minério de ambos os depósitos Castanha e GT-34. O objetivo foi analisar os minerais associados às mineralizações que não são possíveis de serem observados através do microscópio óptico e identificar diferentes associações minerais. As análises MEV/EDS foram realizadas com distâncias de trabalho de 8,5 mm para o EDS e 4,5 mm para imagens, usando um feixe de 500 µm.

1.4.4 Análise mineralógica com QEMSCAN

Oito amostras foram selecionadas para análises através de Quantitative Evaluation of Materials by Scanning Electron Microscopy (QEMScan), que é uma técnica de avaliação mineralógica quantitativa automatizada, que possibilita a obtenção de dados estatísticos. As amostras utilizadas nas análises foram CAT-04, CAT-05, CAT-07 e CAT-12A, referentes ao depósito Castanha, e GT-34-04, GT-34-13, GT-34-16 e GT-34-20 do depósito GT-34.

Esse sistema de mineralogia automatizada gera informação mineralógica integrando dados de microscopia eletrônica, análise de imagem e química mineral. A identificação mineral é realizada por meio da coleta de espectros de EDS em uma malha

predefinida. Os sinais de elétrons retroespalhados (Back-Scattered Electrons – BSE) e os de espectroscopia de dispersão de energia por raios X (Energy Dispersive Spectroscopy – EDS) são captados pelo equipamento em cada ponto de medição.

A investigação foi realizada no Laboratório QEMLab da Universidade de Brasília. O instrumento empregado foi QUANTA FEI 650F modelo QEMSCAN com dois detectores de EDS modelo BRUKER XFLASH. As condições de análise estabelecidas para gerar os mapas geoquímicos foram tensão de 25kV executada sob a corrente de 10 nA e alto vácuo. As configurações de análise field image com espaçamento de 25 μm entre cada pixel e field size de 1500 μm .

1.4.5 Microsonda Eletrônica

Análises de microsonda eletrônica foram realizadas em silicatos e sulfetos, analisados com um JEOL JXA-8230 SuperProbe equipado com cinco espectrômetros dispersivos de comprimento de onda (WDS) no Laboratório de Microsonda Eletrônica (EPMA) da Universidade de Brasília. Os minerais analisados incluíram apatita, monazita, alanita, pentlandita, pirrotita, pirita, calcopirita, esfalerita, galena, cobaltita e milerita.

1.4.6 Isótopos de Enxofre

As análises de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{33}\text{S}$ e $\delta^{32}\text{S}$) em sulfetos foram realizadas no laboratório NordSIMS do Museu Sueco de História Natural, em Estocolmo na Suécia, em parceria com o professor e chefe do laboratório Martin Whitehouse. Os sulfetos Pirrotita, Pentlandita, Pirita e Calcopirita dos depósitos GT-34 e Castanha foram analisados pelo equipamento SIMS (*Secondary ion mass spectrometry*) multicoletor Cameca IMS 1270 *ion micropobe*. Os métodos analíticos e parâmetros do instrumento seguiram aqueles descritos em Whitehouse *et al* (2005).

Um feixe primário com uma energia incidente de +10 kV e um diâmetro de iluminação do feixe de 100 μm produziu uma corrente de feixe de aproximadamente 10–20 nA e criou uma cratera elíptica de fundo plano. O espectrômetro de massa foi operado em alta resolução de massa. A compensação de carga foi obtida usando uma pistola de elétrons de incidência normal. O feixe secundário foi ajustado em -10 kV. O instrumento utilizou o software Cameca CIPS (versão 4) para centralização automatizada da fenda de entrada, abertura de campo e configurações de massa. A detecção simultânea de ^{32}S , ^{33}S e ^{34}S foi obtida com três detectores de copo de Faraday alinhados ao longo do plano focal, operando em uma alta resolução de massa efetiva de 4600 para o canal ^{33}S

1.4.7 In situ LA-ICP-MS Elementos-traço

A geoquímica dos elementos traço foi determinada pela análise in situ no modelo quadripolar LA-ICP-M iCAP Q – Thermo Scientific da Universidade de São Paulo (IGC/USP). Os sulfetos analisados dos depósitos Castanha e GT34 foram calcopirita, pirita, pentlandita e pirrotita, onde foram determinadas as concentrações de 29Si, 45Sc, 49Ti, 51V, 52Cr, 55Mn, 57Fe, 59Co, 60Ni, 63Cu, 66Zn, 71Ga, 75As, 77Se, 85Rb, 88Sr, 89Y, 91Zr, 93Nb, 95Mo, 107Ag, 111Cd, 115In, 118Sn, 121Sb, 125Te, 133Cs, 139La, 140Ce, 141Pr, 145Nd, 147Sm, 151Eu, 157Gd, 159Tb, 163Dy, 165Ho, 166Er, 169Tm, 173Yb, 175Lu, 178Hf, 181Ta, 195Pt, 197Au, 202Hg, 205Tl, 206Pb, 207Pb, 208Pb, 209Bi, 232Th, 238U. Os resultados foram processados usando os softwares IOLITE, IoGAS e Excel.

CAPÍTULO 2

REFERENCIAL TEÓRICO

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Depósitos da classe IOCG

Os depósitos da classe “Iron Oxide Copper Gold”, embora definidos apenas por (Hitzman et al., 1992), são conhecidos há muitas décadas por suas mineralizações de cobre e ouro associadas com óxidos de ferro, apresentando nítido controle estrutural e alteração hidrotermal em escala local e regional. Os primeiros trabalhos, durante as décadas de 1980 e 1990, descreveram depósitos semelhantes nas regiões de Olympic Dam, Austrália (Roberts e Hudson 1983), sudeste do Missouri, nos EUA (Einaudi & Oreskes, 1991), Wernecke Mountains e Yukon, no Canadá (Bell, 1982) e Kiruna, na Suécia (Forsell e Godin, 1980). Primeiramente, foram descritos como depósitos proterozóicos de óxido de ferro (Cu-U-Au-ETR) por Hitzman et al. (1992) e posteriormente a sigla “IOCG” foi definida por Porter (2000).

Os depósitos IOCG são caracterizados por apresentarem mineralizações econômicas de cobre e ouro, são ricos em óxidos de ferro (hematita em níveis mais rasos e magnetita nos níveis profundos) com baixo teor de titânio, e geralmente os corpos de minério ocorrem ao longo de zonas de falha, com a presença de brechas hidrotermais associadas a ambientes extencionais (Groves et al., 2010; Hitzman et al., 1992) (Porter, 2000;). A alteração hidrotermal é caracterizada por zonas de alteração sódica em níveis mais profundos, alteração potássica na zona intermediária e alteração hidrolítica/silicificação nas porções superficiais (Hitzman et al., 1992).

Desde a definição dessa classe de depósitos, os processos geológicos envolvidos em sua geração são amplamente debatidos. As principais discussões a respeito dos depósitos IOCG se concentram nas características dos fluidos hidrotermais, fonte do enxofre e dos metais, idades das mineralizações, bem como a relação das mineralizações com as rochas encaixantes, que se mostram variáveis. Inicialmente, acreditava-se que esse grupo de depósitos eram restritos ao paleo-mesoproterozóico. Entretanto, com as descobertas dos depósitos IOCG neoarqueanos de Carajás (Xavier et al., 2012) (Réquia et al., 2000) e dos de depósitos andinos de idade jurássica-cretácea (Sillitoe, 2000, 2003), atualmente, é consenso que os depósitos iron-oxide-copper-gold podem ocorrer desde o arqueano até o cenozóico. Os fluidos que transportam os metais são altamente salinos. Contudo, diferentes modelos já foram propostos, como fluidos magmático-hidrotermais

(Pollard, 2001), fluidos baciais superficiais (Barton & Johnson, 1996) e fluidos metamórficos (Hunt *et al.*, 2007) (Figura 2).

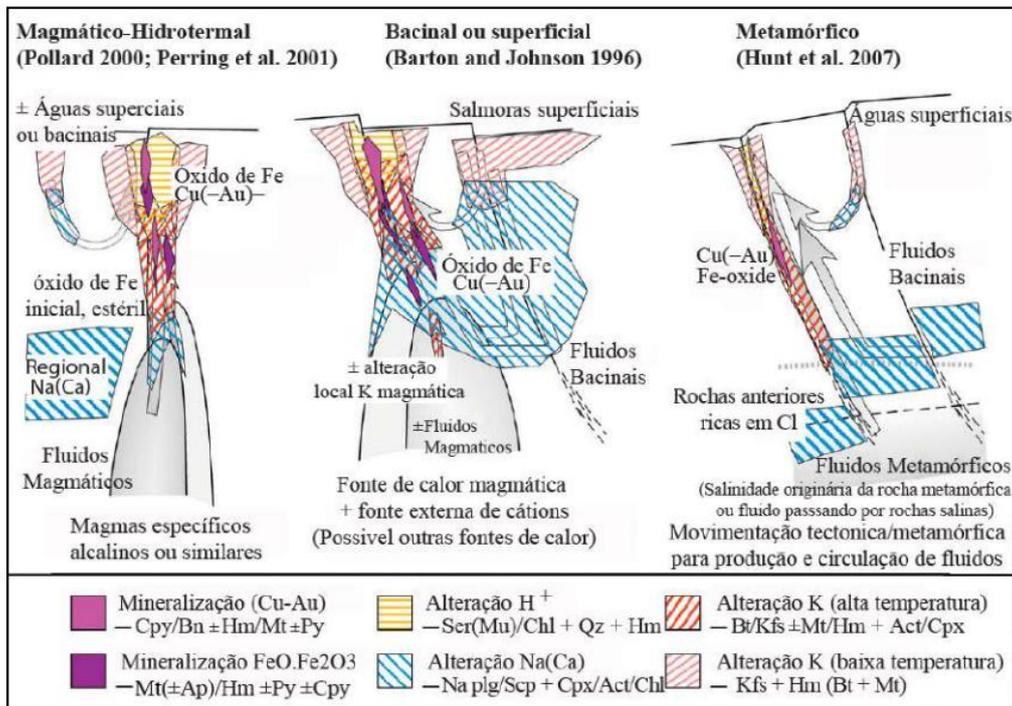


Figura 2: Origens hidrotermais alternativas e arquiteturas para sistemas IOCG ilustrando possíveis fontes de fluidos, caminhos e distribuição de alteração e minérios (modificado de Barton MD e Johnson DA (2004).

Hitzman (1992) propôs que os depósitos IOCG ocorrem associados à tectônica extensional, em ambientes intra-continentais e em margens de placas. Recentemente, a revisão dos depósitos da classe IOCG, elaborada por Skirrow (2022), separou em três ambientes tectônicos de ocorrência: orogênico, pós-orogênico e de arco magmático continental.

O ambiente tectônico da maioria dos grandes depósitos IOCG são ambientes orogênicos e pós-orogênicos, onde a inversão das bacias em extensão dos arcos magmáticos ocorre dentro de arcos magmáticos anteriores, coincidindo com o magmatismo sin a pós-orogênico (figura 4) (Skirrow, 2022). Por outro lado, os grandes depósitos IOA (*iron oxide apatite*) ocorrem em arcos magmáticos que passaram por extensão e/ou transtensão e são comumente associados aos depósitos IOCG.

Diversos modelos de classificação já foram propostos para os depósitos da classe IOCG. A definição pioneira foi proposta por Hitzman (1992), que agrupou depósitos proterozóicos ricos em óxidos de ferro com baixo titânio, e formados em ambiente tectônico extensional, em um grupo de depósitos de Fe-Cu-U-Au-ETR. Williams *et al.* (2005) elencou cinco características fundamentais: (1) cobre com ou sem ouro como

metais econômicos; (2) estilo de mineralização hidrotermal com forte controle estrutural; (3) abundância de magnetita e/ou hematita; (4) óxidos de ferro com razões Fe/Ti maiores que aquelas encontradas na maioria das rochas ígneas e na crosta; e (5) ausência de associação espacial clara com intrusões ígneas, o que é observado em depósitos do tipo pórfiro e skarn.

Hunt *et al* (2007) sugere uma divisão em depósitos de origem magmática, depósitos híbridos e depósitos não magmáticos, baseado em um espectro contínuo entre os membros finais magmáticos e não magmáticos. As principais características que determinam a categoria dos depósitos são a associação espacial e temporal da mineralização com intrusões ígneas e a fonte dos fluidos mineralizantes. Os depósitos IOCG do membro final magmático apresentam características em comum com os depósitos tipo pórfiro, enquanto os depósitos não magmáticos têm similaridades com os depósitos sedimentares de cobre estratiforme (Hunt *et al.*, 2007).

Williams (2010) propõe uma classificação de depósitos IOCG mais restritiva. Embora tenham muitas características em comum, os depósitos IOA, do tipo Kiruna, depósitos de Fe-skarn, e os depósitos associados a rochas alcalinas e carbonatíticas, como Palabora (Cu) e Bayan Obo (Fe, P, ETR), são tratados a parte. Porter (2010) agrupa esses depósitos semelhantes em uma classificação mais abrangente, como *Iron Oxide Alkaline-Altered* (IOAA), que também inclui os IOCG *sensu stricto*.

A classificação mais recente dos depósitos da classe IOCG foi feita por Skirrow (2022), abordando características tectônicas, geoquímicas, alterações hidrotermais, distribuição global e ocorrência durante o tempo geológico. Os depósitos IOCG fazem parte de um grupo que inclui também os depósitos ISCG (*Iron Sulfide Copper Gold*), e IOA (*Iron Oxide Apatite*) formados por processos metalogenéticos semelhantes. A Figura 3 ilustra a classificação tridimensional dos depósitos IOCG e ISCG, com base nas condições redox, fonte de Fe, mineralogia e ambiente tectônico de formação das mineralizações. Depósitos oxidados são marcados pela presença de hematita, formada em condições de alta log fO_2 , enquanto os depósitos reduzidos são caracterizados pela presença de sulfetos de ferro, como pirrotita, e silicatos de ferro, como grunerita, sob condições de baixa log fO_2 . Os depósitos sob condições redox intermediárias apresentam magnetita e/ou silicatos de ferro e pirita. A abundância de óxidos de ferro e sulfetos de ferro reflete a disponibilidade relativa de enxofre no fluido, em relação ao ferro.

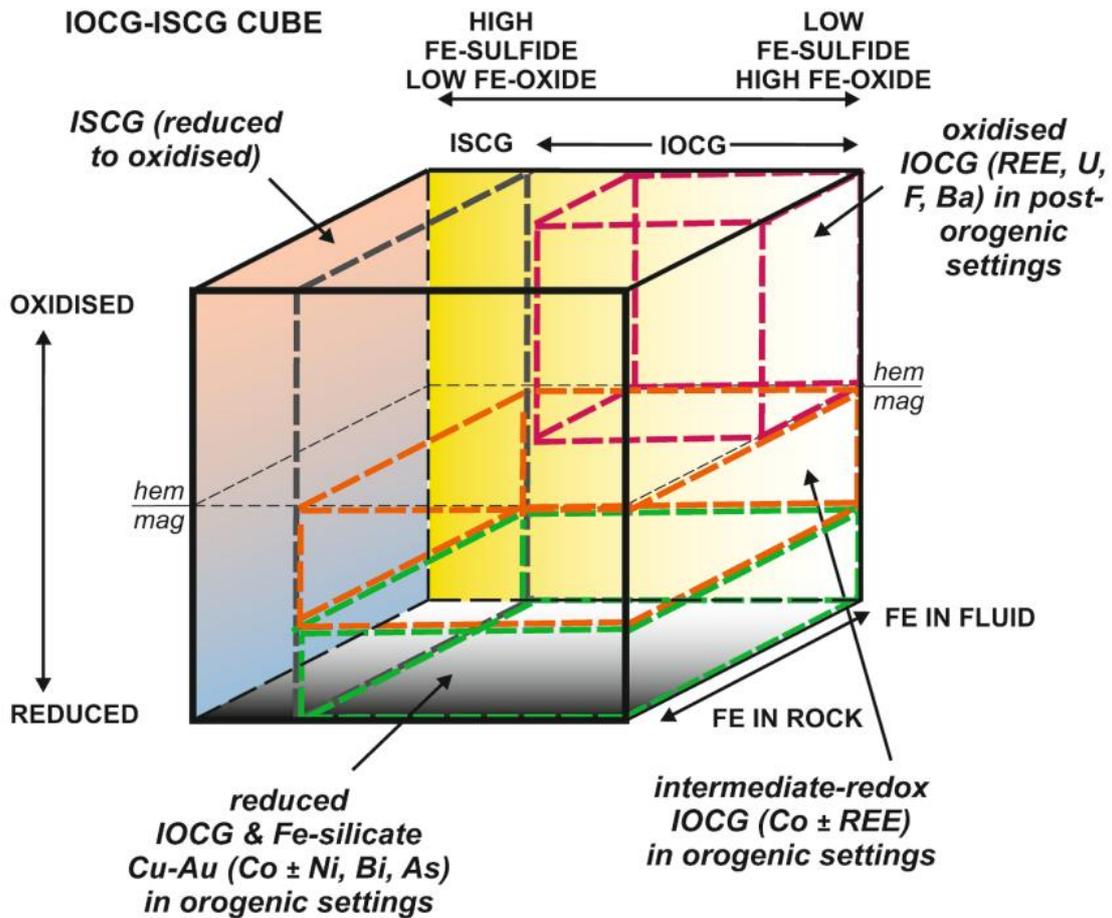


Figura 3: Representação tridimensional de classificação de depósitos IOCG e ISCG, de acordo com sua mineralogia e estados de oxidação. Classificação em três sub-tipos: oxidados, intermediário-redox e reduzidos e classi. Os eixos são baseados na predominância de óxido de Fe *versus* minerais de sulfeto de Fe em corpos de minério de Cu-Au (eixo x), condições de formação redox de minerais Fe-Cu-Au-S (eixo y) e fonte de Fe no momento da deposição do minério. Fonte: Skirrow (2022).

2.1.1 Ambiente tectônico

O conjunto de depósitos IOCG, ISCG e IOA ocorrem em três ambientes tectônicos: ambiente de arco magmático (pré-orogênico), orogênico e pós-orogênico (Figura 4: Configurações tectônicas esquemáticas e evolução geodinâmica de depósitos IOCG. Painel superior: depósitos IOCG e IOA hospedados em arco magmático; painel intermediário: depósitos orogênicos IOCG e ISCG; painel inferior: depósitos IOCG pós-orogênicos. Fonte: Skirrow (2022). Os depósitos da Província de Cloncurry, na Austrália, representam uma província IOCG formada pelo colapso orogênico de uma bacia (Hitzman, 2000). Outros depósitos também se enquadram nesse grupo, como em Carajás (Brasil), Guelb Mohgrein (Mauritânia), Sin Quyen (Vietnã) e Tennant Creek (Austrália). O termo orogênico é empregado pois esses depósitos são formados durante a deformação regional e eventos tectono-termais em níveis de crosta média a superior, sob condições metamórficas de baixo a médio grau, ao longo de estruturas rúpteis-dúcteis, como zonas

de cisalhamento. Os sistemas minerais formados em ambiente orogênico se desenvolveram preferencialmente durante a fase de inversão do estilo tectônico de compressivo para transpressional, e então transtensional e extensional (Skirrow et al. 2018, 2019). Durante a inversão tectônica da bacia, comumente ocorre magmatismo bimodal associado, caracterizado por rochas vulcânicas félsicas e intrusivas do tipo A e I, com rochas máficas em menor proporção (Skirrow, 2022).

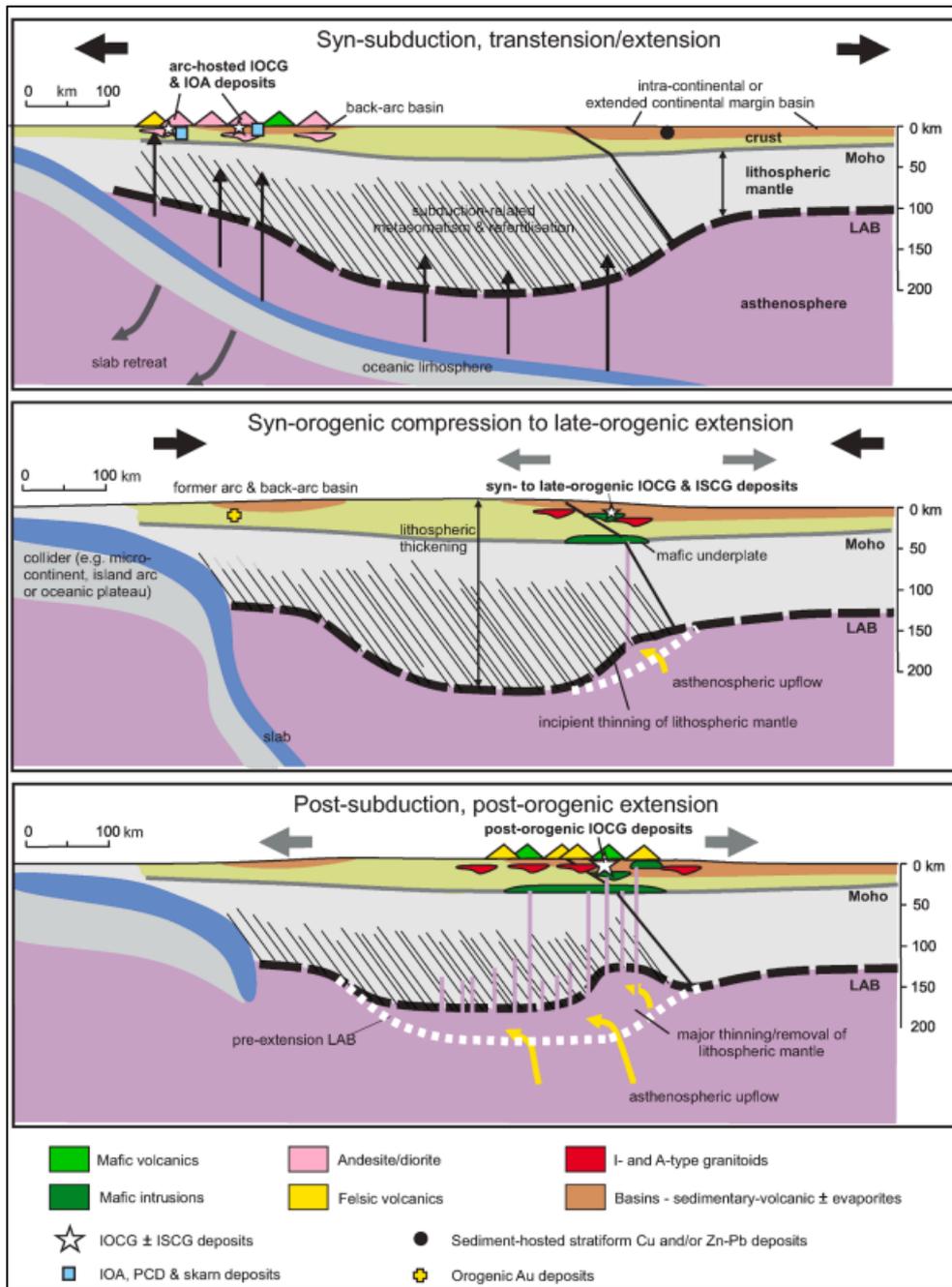


Figura 4: Configurações tectônicas esquemáticas e evolução geodinâmica de depósitos IOCG. Painel superior: depósitos IOCG e IOA hospedados em arco magmático; painel intermediário: depósitos orogênicos IOCG e ISCG; painel inferior: depósitos IOCG pós-orogênicos. Fonte: Skirrow (2022).

Os melhores exemplos de depósitos IOCG formados em ambiente pós-orogênico, relacionados com magmatismo anorogênico intracotinental, são aqueles da porção leste do Cráton de Gawler e da Província de Curnamona, ambos na Austrália. O exemplar mais notório é o depósito de Cu-U-Au Olympic Dam (Groves et al., 2010). As mineralizações IOCG em ambiente pós-colisional ocorrem na fase extensional ou transtensional, logo após a inversão do estilo tectônico de colisional para extensional (Skirrow, 2022). Essa fase é marcada por um expressivo magmatismo bimodal predominantemente félsico, composto por rochas intrusivas tipo A e I, com menor proporção de rochas vulcânicas e intrusivas máficas a intermediárias ricas em K. Atividade ígnea alcalina sin-mineralização é mais comum em ambientes pós-orogênicos, quando comparados aos outros ambientes. Outra característica do ambiente pós-colisional é a abundância de corpos de óxidos de ferro de origem hidrotermal, bem como depósitos de minério de ferro relacionados a formações ferríferas bandadas que são anteriores às mineralizações de Cu-Au. Os corpos de óxidos de ferro hidrotermal são estéreis em Cu-Au e representam zonas de alteração hidrotermal do sistema mineral IOCG (Skirrow, 2022).

A principal província IOCG pré-orogênica, formada por extensão ao longo de arcos magmáticos, é a província juro-cretácea dos Andes, no Chile e Peru (Sillitoe, 2003). Os depósitos IOCG cretáceos andinos se formaram até 15 Ma antes do início de um grande evento de inversão tectônica, diferentemente dos ambientes orogênicos e pós-orogênicos. As rochas encaixantes na província andina são vulcânicas e plutônicas de composição intermediária a félsica, com uma pequena proporção de rochas máficas, sedimentares e metamórficas. Uma diferença marcante das províncias em ambiente de arco magmático é a abundância de rochas cálcio-alcalinas intermediárias e a relação direta no tempo e no espaço entre a mineralização tipo IOCG e intrusões ígneas. Outra característica marcante da província andina é a presença de depósitos IOA, cobre pórfiro, skarn e Cu-Ag tipo manto. Os depósitos IOA geralmente são um pouco mais antigos (5-15 Ma) que os depósitos IOCG na mesma província (Skirrow, 2022).

2.1.2 Alterações hidrotermais

As mineralizações em sistemas minerais IOCG estão relacionadas a alterações hidrotermais locais e regionais, que podem anteceder, ocorrer concomitante e até mesmo após os eventos mineralizadores. (Corriveau et al., 2016) mapeou as zonas de alterações hidrotermais da região do *Great Bear Magmatic Zone*, individualizando zonas de alteração sódica (Na) e cálcica-ferrosa de alta temperatura (Ca-Fe) nas porções profundas

de forma pervasiva, potássica ferrosa de alta temperatura e potássica férrica de baixa temperatura nas porções mais proximais. Nas porções mais superficiais comumente a alteração mais comum é a hidrolítica, silicificação e sericitica.

A alteração sódica, com ou sem alteração cálcica associada, é a mais comum nos estágios precoces em todos os ambientes tectônicos. Os minerais sódico-cálcicos mais presentes são albita ± escapolita ± Ca-anfibólios (actinolita) e alanita. Em muitas províncias metalogenéticas, a alteração Na-Ca é seguida de alteração Ca-Fe, caracterizada por óxidos de ferro (magnetita e/ou hematita) e Ca-anfibólios (actinolita e hastingsita), com menor participação de granada Ca-Fe (almandina). Os estágios tardios de hidrotermalismo são marcados por um metassomatismo potássico e potássico-férrico (K-Fe), desenvolvido por k-feldspato, biotita e óxidos de ferro (magnetita e/ou hematita). Essa fase tardia de alteração K-Fe é importante, pois geralmente acompanha a mineralização sulfetada de Cu-Au (Figura 5 e 6). Uma característica importante da fase de mineralização é a deposição de uma série de minerais ricos em voláteis, como turmalina (B), apatita (P), fluorita (F), carbonato (CO₂) e sulfatos (SO₄) (Skirrow, 2022).

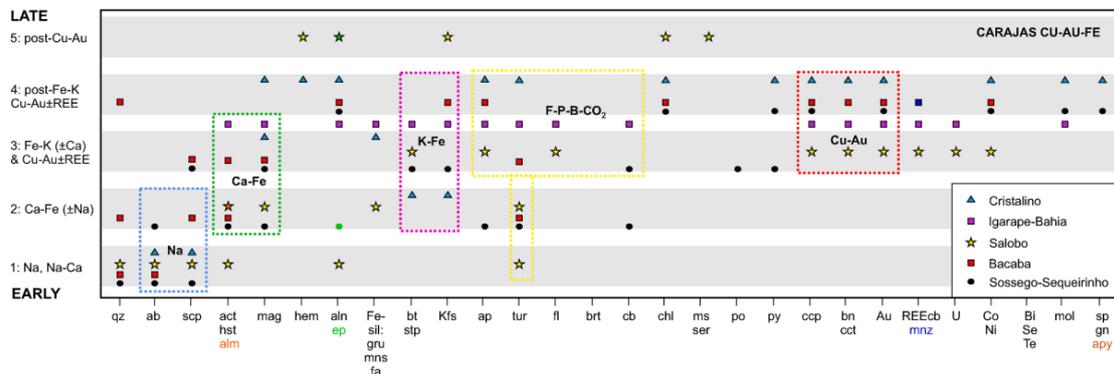


Figura 5: Sequência paragenética da evolução hidrotermal dos depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás (Cristalino, Igarapé-Bahia, Salobo, Bacaba e Sossego-Sequeirinho). Fonte: Skirrow (2022).

O zoneamento de metais associado às alterações hidrotermais, proposto por Corriveau et al. (2017), sugere que o cobre aparece na forma de sulfetos associados a alteração potássica de baixa e alta temperatura. O níquel e o cobalto, presentes em sulfetos como a pentlandita, ocorrem nas fases de alteração cálcica de alta temperatura e/ou em veios tardios. Os sulfetos de ferro, como pirrotita e pirita, ocorrem amplamente, exceto na fase de alteração sódica. O chumbo e o zinco podem ocorrer em sulfetos associados às fases tardias de hidrotermalismo. Metais preciosos, como o ouro e a prata, ocorrem associados à alteração potássica e a veios tardios. O urânio pode ocorrer como uraninita em todas as fases de alteração, sobretudo na potássica. Os elementos terras raras (ETR)

ocorrem como alanita, monazita e carbonatos ricos em ETR, com ETR pesados associados à alteração cálcica de alta temperatura e ETR leves na alteração potássica de baixa temperatura (Corriveau *et al.*, 2016; Skirrow, 2022).

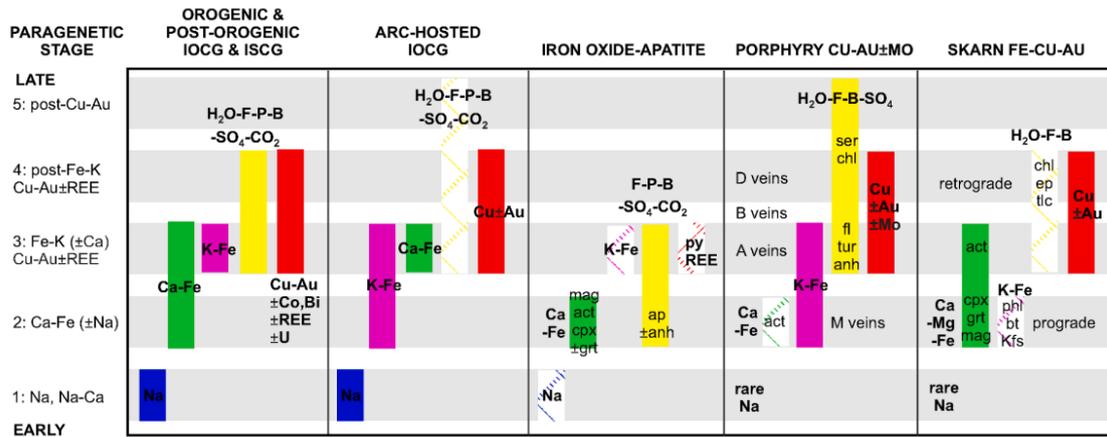


Figura 6: Sequências paragenéticas generalizadas de assembleias minerais hidrotermais e seu caráter químico para depósitos IOCG orogênicos e pós-orogênicos, em comparação com depósitos de IOCG, IOA, pórfiro Cu-Au-Mo e skarn Fe-Cu-Au hospedados em arcos magmáticos. Caixas hachuradas representam conjuntos pouco desenvolvidos em comparação com caixas coloridas. Fonte: Skirrow (2022).

2.1.3 Relação entre IOCG e IOA

As relações entre os depósitos *Iron Oxide Copper Gold* (IOCG) e *Iron Oxide Apatite* (IOA) são discutidas desde os anos 1990, quando o depósito de Kiruna, na Suécia, foi incluído na família de depósitos Proterozóicos de óxidos de ferro (Cu-Au-U-ETR) (Groves *et al.*, 2010; Hitzman *et al.*, 1992). Hitzman *et al.* (2000) sugere uma ligação direta entre os depósitos IOCG e IOA, que representam membros finais, porém com algumas diferenças e não obrigatoriamente formados contemporaneamente quando ocorrem na mesma província mineral.

Corriveau (2010; 2016) propôs um modelo de zoneamento de alteração, baseado em evidências obtidas no Great Bear magmatic zone, indicando que os depósitos IOA ocorrem em níveis crustais mais profundos, de maior temperatura e precoces em relação aos depósitos IOCG da província, que ocorrem em zonas mais superficiais, de menor temperatura e formação mais tardia. Em Olympic Dam, no Cráton de Gawler, os corpos de minério ricos em magnetita e apatita do prospecto IOA Acrópolis têm idades 4 Ma mais jovens que as clássicas mineralizações de Cu-U-Au dos sistemas IOCG do distrito de Olympic Dam, baseado em precisas idades U-Pb (Cherry *et al.*, 2018; Courtney-Davies *et al.*, 2019). Os depósitos IOA da Província Andina são geralmente 10-15 Ma mais jovens que os depósitos IOCG (Skirrow, 2022).

2.2 Depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás

Os depósitos de Cu-Au do Domínio Carajás, sudeste do Cráton Amazônico, podem ser agrupados como depósitos *Iron Oxide Copper Gold (IOCG) ou intrusion-related* (Xavier et al., 2017). Esses sistemas minerais representam múltiplos eventos hidrotermais para a formação de depósitos IOCG durante o Neoarqueano (2.70 Ga e 2.56 Ga) e intrusion-related durante o Paleoproterozóico (1.88 Ga).

Os depósitos tipo IOCG da Província de Carajás podem ser divididos em dois grupos, em relação a sua distribuição espacial e temporal. O cinturão norte do cobre apresenta mineralizações de Cu-Au com idades entre 2.57 – 2.53 Ga, como o depósito Salobo (789 Mt a 0.96% Cu, 0.52 g/t Au, 55 g/t Ag), Igarapé Bahia/Alemão (219 Mt a 1.4% Cu, 0.86 g/t Au), Gameleira (100 Mt @ 0,6% Cu), Grota Funda, GT-46 e Furnas (Diniz et al., 2023; Xavier et al., 2012, 2017).

No cinturão sul do cobre, as mineralizações de Cu-Au são um pouco mais antigas, entre 2.72 – 2.68 Ga, porém com uma sobreposição de alterações hidrotermais em 1,90 – 1,88 Ga. Os exemplos mais notórios são os depósitos Sossego (245 Mt a 1.1% Cu, 0.28 g/t Au), Cristalino (500 Mt a 1.0% Cu; 0.3 g/t Au), e Alvo 118 (170 Mt a 1.0% Cu, 0.3 g/t Au) (Xavier et al., 2012). Outros depósitos IOCG menores ocorrem, a exemplo dos depósitos Bacaba, Castanha, Bacuri, Visconde, GT-34, Jatobá, Antas e Corta Goela.

Entre 1,90 – 1,88 Ga, ocorreu o evento regional Uatumã de magmatismo anorogênico bimodal tipo-A ocorreu no Cráton Amazônico, representado na Província Carajás por vários corpos graníticos, incluindo os granitos Central e Cigano (Reis et al., 2022). A SLIP está relacionada à fase extensional, e gerou uma sobreposição de mineralizações em Cu-Au no sistema IOCG neoarqueano. Idades ^{40}Ar - ^{39}Ar obtidas por Pollard *et al.* (2019) em biotitas em greisens, veios de quartzo e brechas indicaram idades paleoproterozóicas para os depósitos Alvo 118 (1885 ± 4 Ma), Breves (1886 ± 5 Ma), Estrela (1896 ± 7 Ma) e Gameleira (1908 ± 7 Ma).

Em ambos os setores norte e sul, os depósitos tipo IOCG apresentam nítido controle estrutural através de falhas regionais WNW-ESSE dúcteis-rúpteis. Os depósitos do setor sul (2.72 – 2.68 Ga) apresentam características de mineralizações mais profundas, com desenvolvimento de alterações sódico-magnesianas (Na-Mg), sódico-cálcicas (Na-Ca) e cálcico-férrica (Ca-Fe) de alta temperatura. Nas porções mais rasas, ocorrem alterações potássicas de baixa temperatura (Moreto et al., 2015). Os depósitos do setor norte (2.56

Ga) apresentam alterações hidrotermais sódico-cálcicas (Na-Ca) e potássico-férricas (K-Fe) (Xavier et al., 2017).

2.2.1 Depósitos IOCG ricos em Níquel do setor sul da Província Mineral de Carajás

Recentemente uma série de depósitos com mineralizações hidrotermais de níquel relacionadas ao sistema mineralizador IOCG foram descritos (Schutesky & De Oliveira, 2020). Todos estão localizados no cinturão sul do cobre, associados espacialmente a estruturas regionais, como a zona de cisalhamento Canaã e falhas subsidiárias, a exemplo dos depósitos Jaguar (Oliveira, 2018; Ferreira Filho et al., 2021), Jatobá (Veloso et al., 2020), GT-34 (Garcia et al., 2020) e Castanha (A. L. S. Pestilho et al., 2020).

Dutra *et al* (2023) aplicou técnicas de sensoriamento remoto e aerogeofísica para avaliar a influência do arcabouço estrutural relacionado ao sistema IOCG com às alterações metassomáticas e mineralizações hidrotermais de níquel. O controle regional das mineralizações de níquel hidrotermal segue uma tendência NW-SE e N-S, enquanto as estruturas mais rasas, que controlam as mineralizações em escala local de depósito, seguem uma tendência NE-SW e E-W (Dutra *et al.*, 2023).

2.3 Geoquímica isotópica de $\delta^{34}\text{S}$

O estudo da variação das composições isotópicas de enxofre contribui para o entendimento das fontes de S presente nas rochas, bem como de processos de contaminação crustal que tenham ocorrido. Estudos pioneiros (Thode et al., 1961, 1962) investigaram as características geoquímicas e isotópicas do enxofre, bem como suas variações isotópicas em depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-PGE. Existem quatro isótopos de S (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , ^{36}S) e suas razões relativas variam em proporções constantes. A razão isotópica mais empregada em estudos isotópicos é a $\delta^{34}\text{S} / \delta^{32}\text{S}$, por serem os isótopos mais abundantes (Seal, 2006).

O padrão de referência global utilizado para a composição do isótopo $\delta^{34}\text{S}$ é o Vienna-CDT. As variações isotópicas de enxofre podem variar através de dois tipos de fracionamento: troca isotópica e redução de sulfato. A troca isotópica ocorre quando uma reação química atinge o equilíbrio, concentrando os isótopos mais pesados em alguns minerais e isótopos mais leves em outros minerais. A redução do sulfato pode ocorrer através de redução assimilatória ou por redução dissimilatória (Seal, 2006). A variabilidade isotópica do enxofre encontrada em todas as rochas ígneas, desde as mais primitivas até as mais evoluídas, parece refletir o ciclo global do enxofre, moderado por

reações de oxidação devido ao desenvolvimento de uma atmosfera oxigenada, e reações de redução devido à atividade bacteriana (Seal, 2006). Rochas básicas tendem a apresentar valores próximos de $0 \pm 2\%$ $\delta^{34}\text{S}$, o que reflete sua origem mantélica (Thode et al., 1961).

Estudos de isótopos de S são uma importante ferramenta para a compreensão de depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP, uma vez que são eficientes para indicar contaminação do magma por rochas encaixantes. A composição isotópica do enxofre no manto é tradicionalmente considerada como $0 \pm 2\%$, similar à composição condrítica (Thode et al., 1961). Enquanto os depósitos pobres em S favorecem mineralizações de PGE, os depósitos ricos em S favorecem depósitos de Ni-Cu, e comumente apresentam contaminação de rochas encaixantes como fonte de enxofre (Ripley e Li, 2013; Naldret, 2005).

Esses depósitos ricos em S com contaminação geralmente exibem um intervalo de valores de $\delta^{34}\text{S}$ mais amplo, quando comparados aos depósitos pobres em S, que exibem um intervalo mais discreto, semelhante aos valores mantélicos, como é possível observar na Figura 7 (Ripley e Li, 2013). Depósitos magmático-hidrotermais, como sistemas IOCG e pórfiro apresentam alta variação de valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$, em virtude da presença de sulfatos nos fluidos hidrotermais, da natureza mais oxidada do magma e pela contaminação crustal (Seal, 2006) (Ripley e Li, 2013).

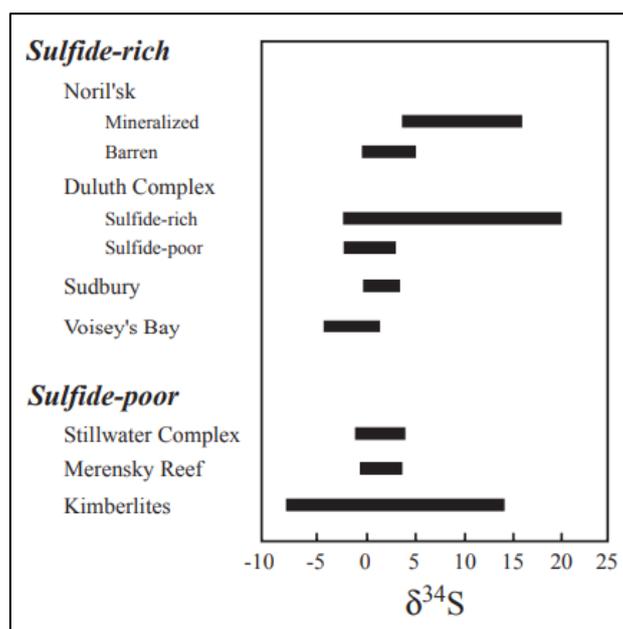


Figura 7: Faixa de valores $\delta^{34}\text{S}$ para sulfetos magmáticos de depósitos de Ni-Cu-EGP (modificado de Ripley e Li 2003). Os depósitos ricos em S apresentam maior intervalo de valores, sugerindo

contaminação crustal de magmas. Os valores isotópicos são dados em permil (VCDT) Fonte: Seal (2006), modificado de Ripley e Li (2013).

2.3.1 Geoquímica isotópica δ 34S dos depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás

Os sulfetos dos depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás apresentam um amplo intervalo de valores de δ 34S_{V-CDT}, que vai de -10.8‰ a +7.6‰ (Figura 8) (Santiago *et al.*, 2021). A alta variação desses valores é resultado das mudanças das condições físico-químicas - como fO₂, ph e T – durante a percolação dos fluidos hidrotermais e a precipitação do minério, devido às diferentes assinaturas isotópicas de enxofre das rochas encaixantes lixiviadas e múltiplas fontes de enxofre (Xavier *et al.*, 2011).

Muitos depósitos IOCG neoarqueanos apresentam valores de δ 34S próximos a 0 (+-2‰), interpretados como fonte magmática mantélica, como o Salobo (+0.2 a +1.6‰ em calcopirita e bornita) e Castanha (+0.1‰ to +3‰ em calcopirita) (A. L. S. Pestilho *et al.*, 2020). Outros depósitos não mostram correspondência com fonte magmática, é o caso do corpo Sossego-Curral (+7.6‰), mais raso e de idade paleoproterozóica, que apresenta valores de δ 34SV-CDT mais pesados do que o corpo profundo nearqueano Pista-Sequeirinho (+2,2‰) (Torresi *et al.*, 2012). Essa tendência de valores de δ 34S mais positivos em posições mais superficiais de um mesmo depósito é interpretado por uma maior contribuição de água meteórica (Monteiro *et al.*, 2008 a,b).

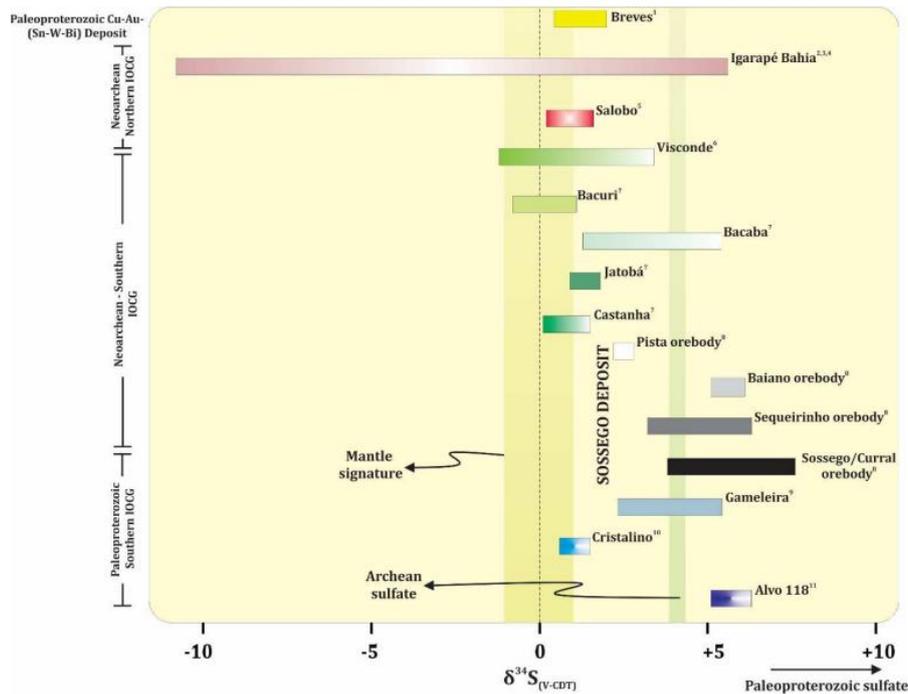


Figura 8: Composições isotópicas anteriores de sulfetos de enxofre dos depósitos IOCG e depósitos Breves do Província Mineral de Carajás. Fonte: Santiago *et al* (2021).

2.4 Depósitos de Níquel Hidrotermal

Os depósitos de níquel têm tradicionalmente sido categorizados em duas tipologias principais: ortomagmáticos, associados a intrusões máfico-ultramáficas estratificadas (Barnes *et al.*, 2016) e derrames de lavas komatiíticas (Barnes, 2006); ou depósitos lateríticos, associados a processos supergênicos (Elias, 2002). A partir dos anos 2000, depósitos de níquel formados por processos hidrotermais têm sido relatados em vários lugares do mundo (tabela 1). Os sistemas hidrotermais de níquel são independentes do ambiente e do tempo geológico (González-Álvarez *et al.*, 2013).

O níquel é um metal de baixa mobilidade em fluidos hidrotermais, o que resultou em uma baixa procura por depósitos de níquel hidrotermal ao longo do tempo. No entanto, o aumento da demanda mundial de níquel causado pela transição energética tem chamado a atenção para essa classe de depósitos (Liu *et al.*, 2012) (Mudd & Jowitt, 2022; Islam *et al.*, 2022). A revisão mais recente sobre depósitos de níquel quantificou 627 depósitos de níquel, sendo 341 depósitos magmáticos, 234 depósitos lateríticos e 47 depósitos hidrotermais até o ano de 2018 (Mudd & Jowitt, 2022). Houve um aumento significativo das descobertas de depósitos hidrotermais, uma vez que em 2011 existiam apenas 3 depósitos classificados como hidrotermais (Mudd & Jowitt, 2014). Dos 350,2 Mt de recursos globais de Ni, 35,4 Mt são recursos de depósitos hidrotermais, representando

10,11% dos recursos globais. As maiores parcelas dos recursos globais de Ni são em depósitos lateríticos (54,32%) e magmáticos (35,44%) (Mudd & Jowitt, 2022).

Tabela 1: Quadro comparativo de depósitos de níquel hidrotermal.

DEPÓSITO	Munali	Avebury	Doriri Creek	Jaguar	GT-34	CASTANHA
PAÍS	Zâmbia	Austrália	Papua Nova Guiné	Brasil	Brasil	Brasil
TIPO	Carbonáticas Metassomatizadas	Ofolitos Metassomatizados	Ultramáficas Alteradas	IOCG	IOCG	IOCG
GEOMETRIA	Brechas	Lentes de Sulfetos	Lentes de Sulfetos	Brechas	Brechas	Brechas
ENCAIXANTE	Carbonáticas	Serpentinitos	Pendotitos e Piroxenitos	Granitos e subvulcânicas	Ortognaisse	Vulcânicas Ácidas
IDADE	Neoproterozóico	Devoniano	Eoceno	Neoarqueano	Neoarqueano	Neoarqueano
PROCESSO	Intrusão ultramáfica ao longo de falha	Intrusão granítica na sequência ofiolítica	Obdução de Ofolito e Hidrotermalismo	Metassomatismo em zonas de cisalhamento	Metassomatismo em zonas de cisalhamento	Metassomatismo em zonas de cisalhamento
MINERALIZAÇÃO	Ni	Ni	Ni-Pd-Pt	Ni(Cu)	Ni(Cu)	Ni-Cu (Zn-Co)
MINERAIS DE MINÉRIO	Pirrotita, Pentlandita e Calcopirita	Pentlandita, Pirrotita, Violarita, Milerita, Heazlewoodita, Niquelina e Gersdorffita	Pentlanditas e Ni - Cloritas	Pentlandita, Pirrotita, Calcopirita e Pirita	Pentlandita + Pirrotita (Calcopirita + Pirita)	Calcopirita + Pirita + Pirrotita (Co- Pentlandita + Esfalenta+Marcasita)
CONTROLE	Falha	Litológico	Zonas de Cisalhamento e Litológico	Zonas de Cisalhamento	Zonas de Cisalhamento	Zonas de Cisalhamento
TONELAGEM / TEOR	-	29.3 Mt a 0.9% Ni	1.55 % Ni	>100 Mt at 0.95 wt% Ni	-	-
δ34S	δ34S ~-6‰; Δ33S ~-0‰	-	-	δ34S 0‰ a + 3,8‰	δ34S - 3,2‰ a + 0,36‰	δ34S + 0,58‰ a + 2,17‰
REFERÊNCIA	Blanks (2022)	Keays (2013)	González-Álvarez (2013)	Mansur et al. (2023)	Garcia et al.(2020); Autor	Pestilho et al.(2020); Autor

As mineralizações hidrotermais de níquel podem ocorrer através de diferentes processos. O exemplo mais conhecido é o depósito Avebury (Figura 9), na Tasmânia, hospedado em sequências ofiolíticas metassomatizadas (29.3 Mt a 0.9% Ni). A mineralização foi gerada pela exsolução de fluídos causada pela intrusão do granito devoniano Heemskirk na sequência ofiolítica contendo rochas ultramáficas. Os minerais de minério são pentlandita, pirrotita, violarita, milerita, heazlewoodita, niquelina e gersdorffita (Keays & Jowitt, 2013).

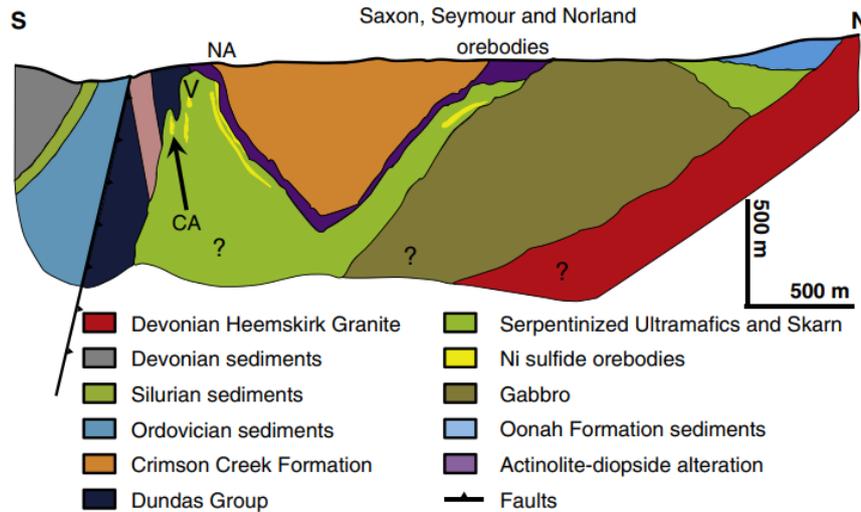


Figura 9: Seção geológica esquemática do depósito de sulfeto de Ni de Avebury, mostrando a geometria complexa do corpo ultramáfico mineralizado de Avebury e a localização dos corpos de minério Viking (V), North Avebury (NA), Central Avebury (CA), Saxon, Seymour e Norland. Fonte: Keays (2013).

O depósito de Ni-Pd-Pt Doriri Creek, localizado em Papua Nova Guiné, foi formado pela alteração de rochas ultramáficas, como peridotitos e piroxenitos. Está inserido no Cinturão Ultramáfico Papuano (CUP), uma *nappe* ofiolítica jurássica-cretácea que foi obductada em Papua Nova Guiné durante o Eoceno (Keays & Jowitt, 2013). O CUP é entendido como um terreno altamente prospectivo para depósitos de níquel hidrotermal, uma vez que é abundante em rochas ultramáficas ricas em níquel, motores de fluxo térmico ativos, zonas de cisalhamento que canalizam os fluidos e presença de rochas carbonáticas e siliciclásticas e suítes máficas. O minério de níquel está hospedado em pendlanditas e cloritas niquelíferas (González-Álvarez et al., 2013).

O depósito Enterprise (40 Mt @ 1.07% Ni), na Zâmbia, é um depósito de níquel hidrotermal hospedado em rochas metassedimentares carbonáticas e carbonosas neoproterozóicas (Zimba *et al.*, 2012). O minério é formado por millerita-vaesita-pirita e uma posterior agregação de millerita-bravoita-(molibdenita). A idade da mineralização foi obtida através do método Re-Os em molibdenita ($540,6 \pm 1,8$ Ma), idade aproximada do metamorfismo (Capistrant *et al.*, 2015). O depósito de Munali, localizado na Zâmbia, está inserido no Cinturão Zambezi, entre os crátons do Congo e Kalahari (Blanks *et al.*, 2022). O Complexo Intrusivo Munali representa um conduto máfico-ultramáfico de pequeno a médio porte, hospedado em sequências metassedimentares ao longo da falha de Munali (Figura 10). É constituído por um núcleo gabróico estéril, circundado por brechas ultramáficas mineralizadas em sulfetos. A assembleia de minério representa uma típica associação ortomagmática, com pirrotita, pentlandita e calcopirita (Capistrant et al.,

2015)(Blanks *et al*, 2022). Contudo, algumas características atípicas nesse sistema são encontradas em Munali, como a associação rica em apatita e magnetita, a depleção em Cr das rochas ultramáficas, as brechas mineralizadas ricas em apatita e carbonato, afinidade com magmas carbonatíticos e rochas encaixantes carbonáticas (Holwell *et al*, 2017).

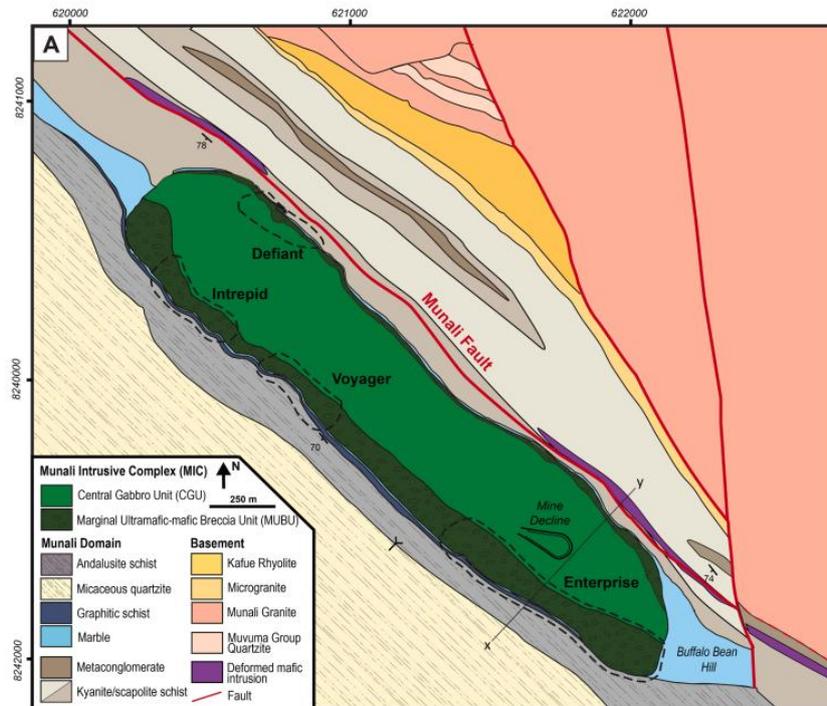


Figura 10: Mapa geológico do Complexo Intrusivo Munali destacando as unidades máficas-ultramáficas marginais ao longo das margens norte e sul, Falha Munali, rochas metassedimentares e de embasamento locais. Fonte: Blanks *et al* (2022).

Recentemente, na Província Mineral de Carajás, localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico, uma série de trabalhos têm comprovado a vocação para mineralizações de níquel hidrotermal relacionadas com sistemas IOCG ricos em níquel (Schutesky & De Oliveira, 2020). Os depósitos Jatobá, Castanha, GT-34 e Jaguar (Garcia *et al.*, 2020; A. L. S. Pestilho *et al.*, 2020; Veloso *et al.*, 2020) (Ferreira Filho *et al*, 2021) são constituídos por corpos subverticais de brechas mineralizadas controladas por zonas de cisalhamento de direção NW-SE e N-S (Figura 11).

Todos os depósitos estão localizados na zona de influência do sistema de cisalhamento Canaã, porção sul do Domínio Carajás (Figura 11). Todos os quatro depósitos compartilham idades neoarqueanas de alterações hidrotermais, controladas pela zona de cisalhamento Canaã e falhas subsidiárias. Alteração hidrotermal Na-Ca distal é superposta por uma alteração Ca-Fe e K-Fe proximal e tardiamente por cloritização, carbonatação e silicificação (Dutra *et al.*, 2023).

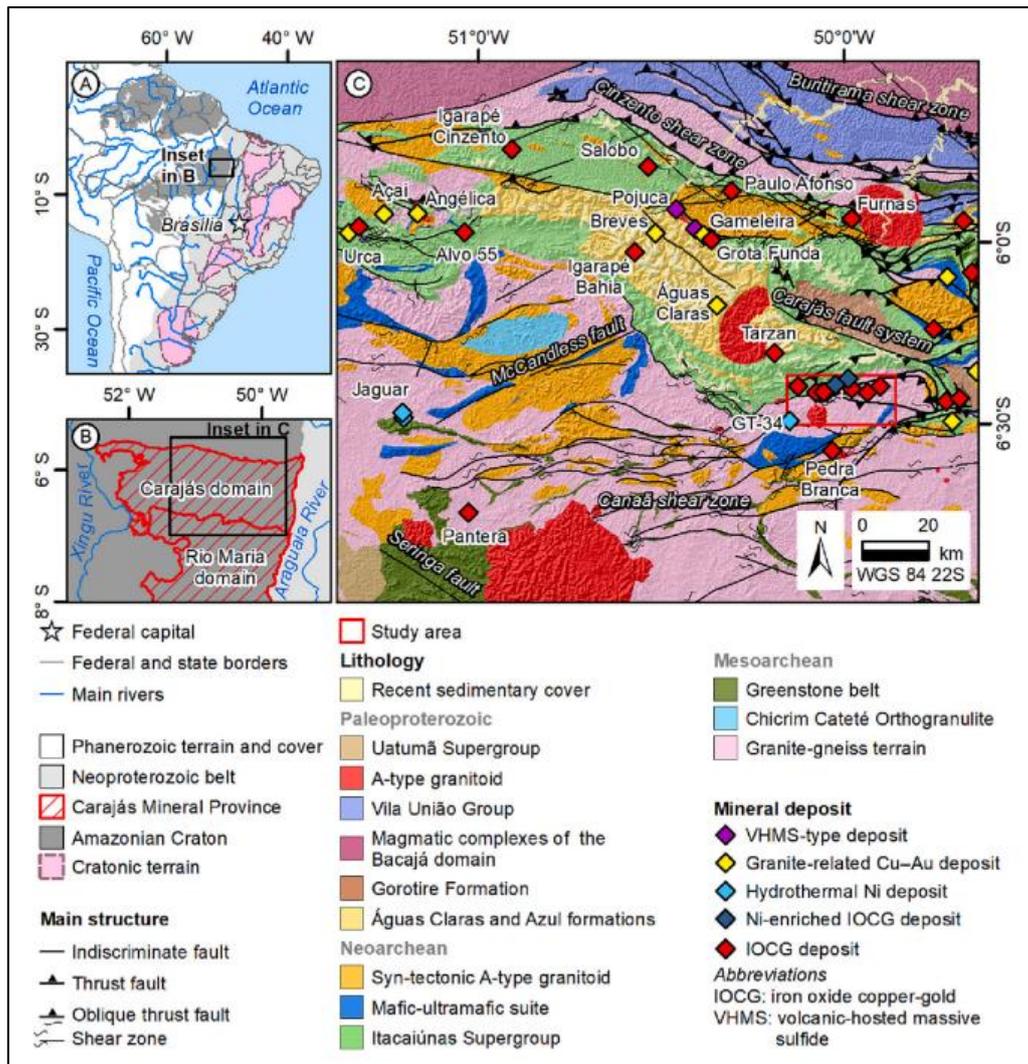


Figura 11: (A) Localização da Província de Carajás no Cráton Amazônico. (B) Domínios tectônicos da Província Mineral de Carajás (baseado em Cordani et al., 2016). (C) Mapa geológico simplificado do Domínio Carajás e localização das principais minas, jazidas e prospectos polimetálicos. Fonte: Dutra et al., (2023), modificado de Moreto et al., 2020 e Ferreira Filho et al., 2021.

2.4.1 Mobilidade do Níquel em Fluidos Hidrotermais

Níquel e platina têm um comportamento semelhante em fluidos hidrotermais, com transporte em estado de oxidação bivalente como complexos aquosos ou cloro-complexos (Liu et al., 2012; Scholten et al., 2018). O níquel apresenta valência +2, com dois elétrons na última camada, enquanto o cloro apresenta valência -1, o que favorece a formação de soluções complexas de níquel-cloretos, como NiCl_2 . Como um metal de transição de primeira linha, o Ni^{2+} aquoso exibe uma estrutura octaédrica típica com seis ligantes de água na primeira camada de coordenação, formando $[\text{Ni}(\text{H}_2\text{O})_6]^{2+}$ (Liu et al., 2012). A absorção do níquel nesses complexos clorídricos aumenta com o aumento da temperatura

e pressão, e com a diminuição do pH. Os resultados obtidos por Liu *et al.*, (2012) mostram que as espécies de Ni^{2+} predominam em soluções de baixa temperatura e baixo teor de cloreto, enquanto as espécies de cloreto (NiCl^+ , $\text{NiCl}_2^{\text{(aq)}}$ e NiCl_3^-) tornam-se cada vez mais importantes com o aumento da temperatura e da concentração de cloreto (Figura 12).

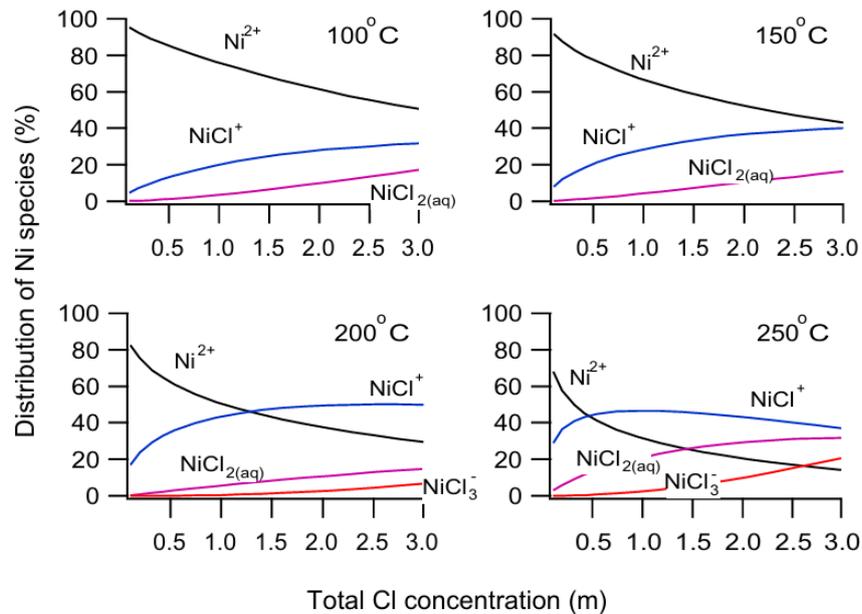


Figura 12: Proportions of the different nickel species in the experimental solutions at 100, 150, 200, and 250 C, calculated using the log K values determined by Liu *et al.*, (2012).

Em sistemas de baixa temperatura, ligantes orgânicos e salmouras bacinais reúnem as características químicas adequadas para promover a mobilidade do níquel, fracionando-o de Cu e Co (González-Álvarez, 2013). A partir de análises da solubilidade da Co-pentlandita, se observou que o cobalto é muito mais móvel que o níquel em fluidos hidrotermais, o que explica a maior abundância de depósitos hidrotermais de Co em detrimento de depósitos lateríticos, diferentemente do níquel (Liu *et al.*, 2012). A principal forma de cobalto dissolvido em sistemas hidrotermais é CoHS^+ em $T < 200^\circ\text{C}$, enquanto em temperaturas mais altas a forma dominante de Co é CoCl_4^{2-} (Migdisov *et al.*, 2011).

As solubilidades da millerita (NiS) e da pentlandita ($\text{Ni}_{4.5}\text{Fe}_{4.5}\text{S}_8$) mostram que o níquel se dissolve em concentrações significativamente mais altas em soluções hidrotermais do que o estimado em estudos anteriores. No entanto, a solubilidade é consideravelmente inferior à dos minerais de sulfetos de cobalto correspondentes. A millerita é o principal mineral de níquel em depósitos hidrotermais, enquanto a

pentlandita é o mineral de níquel mais comum em depósitos de sulfetos magmáticos alterados por processos hidrotermais (Liu et al., 2012).

A solubilidade da millerita é independente do estado de oxidação no campo de predominância de HS^- , enquanto solubilidade da pentlandita é redox dependente, ou seja, aumenta com o aumento da $f\text{O}_2$. A solubilidade da millerita aumenta de 0,1 ppm nas condições redutoras para 0,9 ppm nas condições oxidantes, em uma solução de cloreto a 250°C. Ambos os minerais são mais solúveis sob condições de alta fugacidade de O_2 , devido à predominância de espécies mais oxidados de enxofre e à atividade correspondentemente menor de espécies reduzidas, como HS^- (Liu et al., 2012).

Embora o níquel seja mobilizado por fluidos clorídricos ácidos com facilidade, por outro lado a platina permanece imóvel em fluidos hidrotermais com qualquer concentração de HCl que seja possível de ocorrer na natureza. As reações redox desempenham importante papel na mobilização e precipitação de arsenetos, e as espécies arseniatos são mais estáveis em fluidos hidrotermais (Scholten *et al.*, 2018). A solubilidade de $\text{PtS} + \text{PtS}_2$ em soluções de $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{SO}_4$ a 300°C e encontraram concentrações elevadas de Pt dissolvida (>1 ppm) apenas em $f\text{O}_2$ muito alta e pH baixo. Em condições reduzidas e temperaturas entre 100 a 350°C, a solubilidade da platina em soluções aquosas ricas em H_2S é muito baixa (<1 ppm) como complexos de HS^- e extremamente baixa como complexos de cloreto (Gammons *et al.*, 1992).

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA REGIONAL

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Cráton amazônico

O Cráton Amazônico representa uma extensa porção crustal cuja complexa evolução remonta ao mesoarqueano, com sobreposição de eventos tectônicos durante o neoarqueano e paleoproterozóico. Não foi afetada pela última orogenia brasileira – panafricana e atingiu estabilidade por volta de 1 Ga (Brito Neves & Cordani, 1991). A sua evolução e divisão tectonoestratigráfica é amplamente discutida, com diversas propostas, como Amaral (1974), Cordani et al. (1984), Teixeira et al. (1989), Santos (2003) e Vasques et al. (2008) (Figura 13).

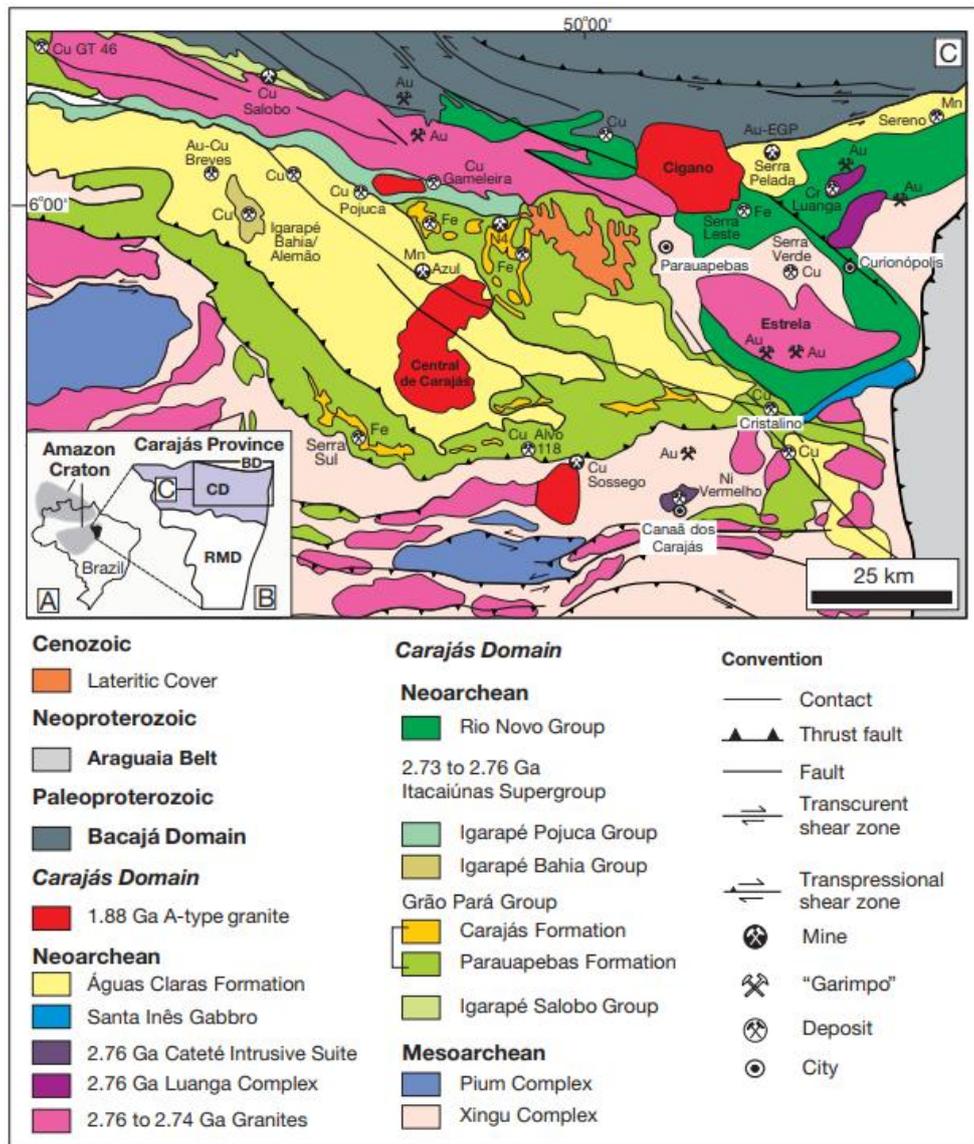


Figura 13: Mapa geológico do Domínio Carajás (C), na Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. Modificado de Vasquez et al., 2008.

A porção leste do Cráton Amazônico é constituída por dois blocos tectônicos distintos, a Província Carajás a sul e a Província Maroni-Itacaiúnas (ou Transamazonas) a norte. Enquanto a primeira representa um núcleo crustal arqueano, a segunda, a norte, representa um bloco desenvolvido por uma colagem paleoproterozóica (Vasquez & Rosa-Costa, 2008). A porção central e oeste do Cráton Amazonas foi desenvolvida durante sucessivas acreções de núcleos crustais, da Província Ventuari-Tapajós (2,03 – 1,80 Ga), Província Amazônia Central (1,88 - 1,85 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,80 - 1,55 Ga), Província Rondônia-San Ignácio (1,55 - 1,30 Ga) e Província Sunsás (1,25 - 1 Ga). A porção oeste do Cráton Amazônico é recoberta e intrudida por vulcanismo e plutonismo anorogênico orosiriano, correlato ao evento Uatumã (Klein et al., 2012).

3.2 Província carajás

A Província de Carajás, localizada no sudeste do Cráton Amazônico, é um segmento crustal de idade arqueana-paleoproterozóica (Cordani et al., 1984; Teixeira et al., 1989). Faz contato a norte com o Domínio Bacajá ao norte, Domínio Rio Maria a sul, Província Tocantins a leste e Domínio Iriri-Xingú, da Província Amazônia Central, a oeste. A Província Carajás é dividida em dois blocos arqueanos: Domínio Rio Maria, a sul, e o Domínio Carajás, a norte (Santos, 2003).

3.2.1 Domínio Carajás

O Domínio Carajás (Figura 13), também chamado de Cinturão Itacaiúnas (Araújo et al., 1988), é constituído por um embasamento mesoarqueano representado por gnaisses tonalíticos a trondjemíticos e migmatitos do Complexo Xingú (2974 ± 15 Ma U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991), ortogranulitos máficos a félsicos do Complexo Pium (3002 ± 14 Ma U-Pb SHRIMP em zircão, Pidgeon *et al.* 2000) e sequências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (2,76 – 2,73 Ga). Intrusões graníticas e máfico-ultramáficas neoarqueanas (2,76 – 2,70 Ga) seccionam as rochas do embasamento.

O embasamento do Domínio Carajás foi desenvolvido pela aglutinação e colisão de crosta continental nos intervalos 3,08 - 2,93 Ga e 2,87 – 2,83 Ga (Dall’Agnol *et al.*, 2013; Silva, 2014). Um metamorfismo de alto grau afetou as rochas do embasamento em 2859 ± 2 Ma (U-Pb em zircão, Machado et al., 1991). A deposição do Supergrupo Itacaiúnas, entre 2,76 – 2,73 Ga, se desenvolveu em ambiente marinho, porém o estilo da tectônica de abertura da bacia ainda é discutido, com hipóteses de um rifte

intracontinental (Docegeo et al., 1988) ou associada a um arco magmático (Lindenmayer et al., 2005).

O Complexo Xingu pode ser dividido em três eventos magmáticos e tectono-térmicos. O primeiro evento, entre 3,05 e 3,00 Ga, formou o protólito do Complexo Pium (Pidgeon et al., 2000), o Tonalito Bacaba (Moreto et al., 2011; 2015), Granito Sequerinho (Moreto, 2013) e Ortognaisse Bom Jesus de composição granodiorítica a tonalítica (Silva, 2014). O segundo evento ocorreu entre 2,95 e 2,93 Ga, com granitogênese cálcio-alcálica responsável pela geração do Granito Canaã dos Carajás (2,95 e 2,92 Ga; Feio et al., 2013) e do Trondjhemito Rio Verde (2,93 Ga; Feio et al., 2013). O último evento, entre 2,87 e 2,83 Ga, é representado por metamorfismo de alto grau no Ortogranulito Chicrim-Cateté (2,86 Ga; Pidgeon et al., 2000) e pela cristalização do Granito Serra Dourada (2,85–2,83 Ga; Feio et al., 2013), Granito Cruzadão (2,86–2,85 Ga; Feio et al., 2013), Complexo Tonalítico Campina Verde (2,87–2,85 Ga; Feio et al., 2013) e Trondjhemito Rio Verde (2,86 Ga; Feio et al., 2013). Os dados geológicos e geoquímicos sugerem que as rochas do Complexo Xingu representam parte de uma crosta inferior exumada com evolução mesoarqueana (Silva, 2014).

O Supergrupo Itacaiúnas é composto na base pelo Grupo Igarapé Salobo e pelo Grupo Grão Pará, o qual é subdividido nas formações Parauapebas e Carajás (Vasquez & Rosa-Costa, 2008). A Formação Parauapebas é constituída por rochas vulcânicas máficas e subordinadamente vulcânicas félsicas, folhelhos, arenitos e rochas piroclásticas. A Formação Carajás é composta por espessos pacotes de formações ferríferas bandadas (BIF), que marcam uma quiescência do vulcanismo (Macambira, 2003; Justo, 2018). O topo do Supergrupo Itacaiúnas é composto pelos Grupos Igarapé Bahia e Igarapé Pojuca, compostos por derrames vulcânicos máficos, rochas piroclásticas e, em menor proporção, folhelhos e formações ferríferas bandadas (BIF).

Sobre as rochas do Supergrupo Itacaiúnas, estão depositados os arenitos e conglomerados da Formação Águas Claras, que representa a fase *sag* da bacia durante o paleoproterozóico (Teixeira et al., 2021; Vasquez & Rosa-Costa, 2008). Essa expressiva cobertura sedimentar é constituída por metapelitos, metarenitos e metaconglomerados, interpretados por Nogueira (1995) como depósitos marinhos e costeiros. Um extensivo magmatismo anorogênico orosiriano é representado por granitos tipo-A e diques ácidos com direção NNE-SSW a NE-SW da Suíte Serra dos Carajás (Dalla'gnol et al., 2005), datados em 1883 ± 2 Ma (Machado et al., 1991).

3.2.2 Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria (Figura 14) representa uma típica associação de TTG – *greenstone*, caracterizada pela amalgamação de terrenos granito-*greenstone* juvenis durante o mesoarqueano, entre 3,05 – 2,82 Ga (Dall’Agnol et al., 2006). A principal estrutura do Domínio Rio Maria foi gerada por encurtamento N-S durante processos acrescionários e colisionais no mesoarqueano, influenciado pela tectônica vertical do tipo “domos e quilhas” (Althoff et al., 2000). O evento metamórfico de alto grau, registrado nas rochas do Complexo Pium em 2,86 – 2,85 Ga, marca o fim da fase colisional que gera as principais estruturas do Domínio Rio Maria (Avelar et al., 1999). A porção norte do domínio Rio Maria apresenta semelhanças geoquímicas e isotópicas com a porção sul do Domínio Carajás, porém com retrabalhamento tectônico (Dall’Agnol et al., 2013).

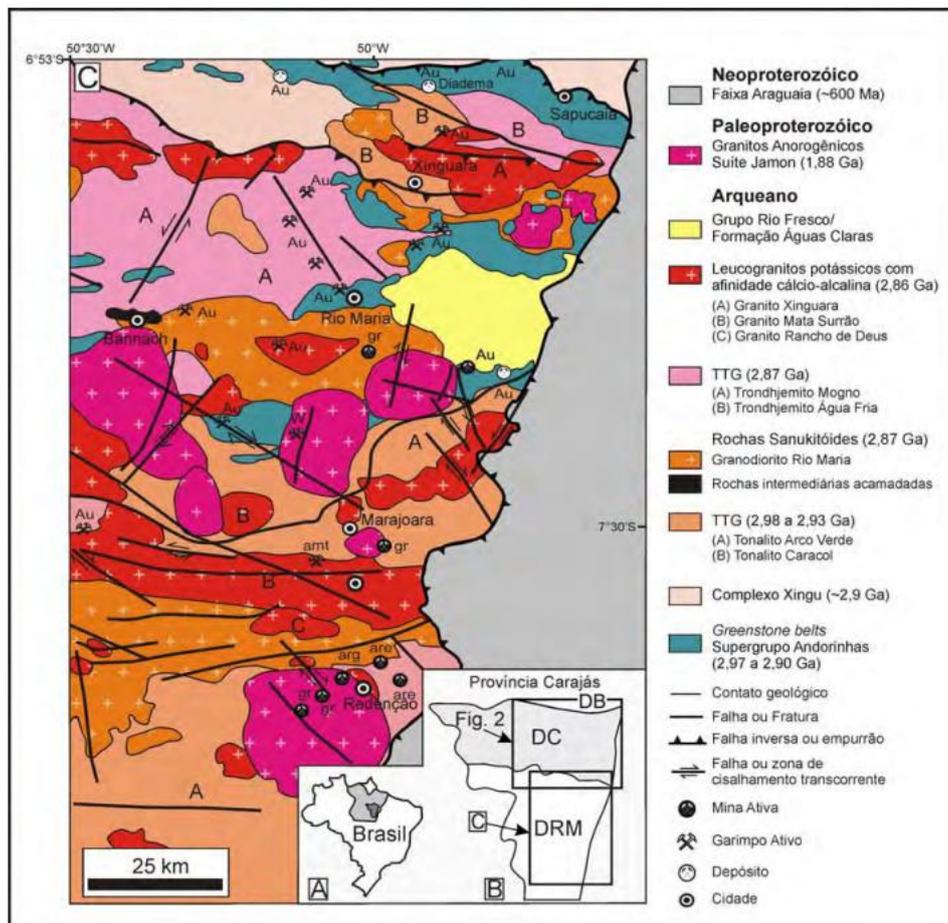


Figura 14: Mapa geológico do Domínio Rio Maria, sudeste do Cráton Amazônico. Fonte: Vasquez et al (2008).

As rochas mais antigas do Domínio Rio Maria são agrupadas pelo Supergrupo Andorinhas, interpretadas como *greenstone belts*, que podem ser subdividas nos Grupos Lagoa Seca e Babaçu (Souza e Dallagnol, 1996) e também representadas pelo Tonalito

Arco Verde e Caracol, geradas por um magmatismo sin-tectônico tipo TTG (2,98 – 2,93 Ga) (Rolando e Macambira 2003). Um segundo evento mais recente é representado pelos greenstone belts Tucumã, Gradaús e São Félix (2868 ± 8 Ma) (Avelar et al., 1999), granitoide tipo TTG (2,87 Ga) e granitoides cálcio-alcálicos (2,86 Ga). O último evento magmático em 1885 ± 32 Ma intrudiu as rochas arqueanas por granitos anorogênicos tipo-A da Suíte Jamon (Avelar et al., 1999).

3.3 Província mineral de carajás

A Província Mineral de Carajás está inserida no contexto geotectônico da Província Carajás, Domínio Carajás, na porção sudeste do Cráton Amazônico. Após as descobertas dos depósitos gigantes de ferro pela empresa Companhia Meridional de Mineração em 1967 (Tolbert et al., 1970), uma série de depósitos classe-mundial de Mn, Cu, Au, Ni foram descobertos. Além disso, outros depósitos de Al, Pt-Pd e Cu-Zn também foram descobertos na Província Mineral de Carajás (Moreto et al., 2015; Xavier et al., 2017).

Muitos modelos geotectônicos já foram propostos para explicar a evolução tectônica da Província Mineral de Carajás (CMP). Os cinco principais modelos propostos para o desenvolvimento da sequência plutono-vulcânica-sedimentar neoarqueana do Supergrupo Itacaiúnas são: rifte ensialico (Docegeo et al., 1988), arco de ilhas ou continental (Dardenne *et al.*, 1988), bacia de pull-apart (Araújo et al., 1988), greenstone belts (Vásquez *et al.*, 2008), e bacia intracratônica (Grainger *et al.*, 2008). Recentemente, (Teixeira et al., 2021), em um trabalho de revisão sobre a evolução tectônica da CMP, propôs um modelo baseado no conceito de um rifte que evoluiu sobre uma quilha litosférica cratônica (Figura 15). O metassomatismo do manto litosférico, amplamente difundido na CMP através das estruturas translitosféricas, seria o principal processo de fertilização do manto, que formou as variadas mineralizações da província (Teixeira et al., 2021).

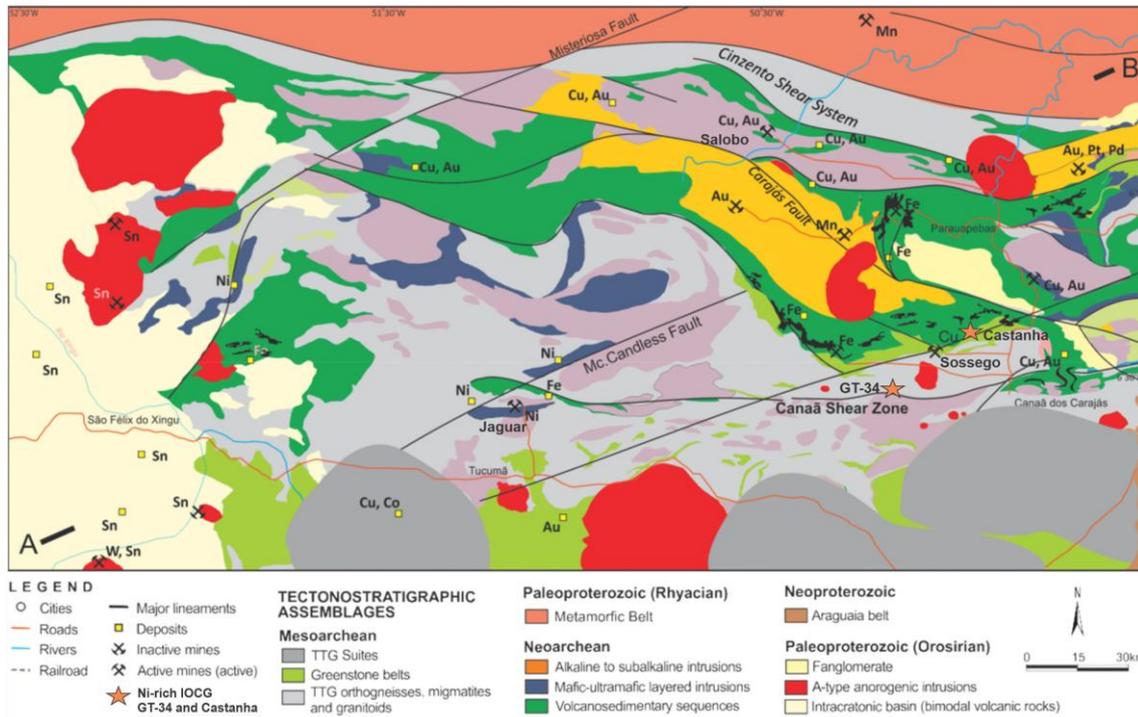


Figura 15: Mapa geológico da Província Mineral de Carajás e localização dos depósitos GT-34 e Castanha. Modificado a partir de Teixeira et al. (2021) e Vasquez et al. (2008).

Em relação às classificações genéticas dos depósitos minerais da Província de Carajás, é possível observar uma ampla variedade de processos geológicos e metalogenéticos na geração desses depósitos. Desde depósitos sedimentares (Fe e Mn), supergênicos (Fe, Al, Ni), ortomagmáticos (Ni, Cr, Pt-Pd) e até depósitos magmático-hidrotermais de Cu-Au (*IOCG, Intrusion-related*) e Mo-Sn-W (greisens).

CAPÍTULO 4

ARTIGO

4 ARTIGO

Ni- and Co-rich IOCG deposits: insights from the Castanha and GT-34 deposits, Carajás Mineral Province, Brazil

Keywords:

Castanha deposit; GT-34 deposit; Hydrothermal Nickel; Iron-oxide-copper-gold; Carajás Mineral Province

Nickel is an important metal for energy transition, used for electric vehicle batteries and metal alloys. Recently, a series of hydrothermal nickel deposits have been reported worldwide, and also in the southern portion of the Carajás Mineral Province, which hosts important deposits of Fe, Mn, Cu-Au, Ni and Pt-Pd. Some hydrothermal nickel occurrences and deposits have been recognized and associated with the IOCG mineral system, such as the Jaguar, Jatobá, Castanha and GT-34 deposits, controlled by regional structures, such as the Canaã shear zone and subsidiary NE-SW faults. The Castanha deposit is hosted in sub-volcanic and acidic volcanic rocks of the Grão Pará Group (2.75 Ga). The GT-34 deposit is hosted in orthogneisses and migmatites of the Xingú Complex (2.82 Ga). Both deposits are formed by sub-vertical bodies of sulfide breccias, controlled by W-E and NE-SW regional structures. Co-pentlandite, pyrrhotite, chalcopyrite, the most abundant phase, and pyrite form the ore from the Castanha deposit. Sulfidation is associated with F-apatite, allanite and calcite. Uraninite, ceryanite and thorite occur associated with the ore, as well as sphalerite, cobaltite and argentite. The ore from the GT-34 deposit consists mainly of pyrrhotite and pentlandite, followed by Ni-pyrite and chalcopyrite, the latter being associated with potassic alteration. Ni-pyrite occurs as inclusions in pentlandite, which changes to millerite. Both deposits have sulfidation associated with calcic alteration. The pyrrhotites from GT-34 have much more Ni, Cu and Co than the pyrrhotites from the Castanha deposit. On the other hand, the pyrrhotites from the Castanha deposit have higher contents of U, Th, Bi and Sn. The GT-34 deposit has Ni-rich pyrites, which are small inclusions in pentlandite, and Ni-poor pyrites. The pyrites from the Castanha deposit have higher contents of Fe, Co, Cu, Zn, As and Ag compared to the GT-34 deposit. The chalcopyrite from the GT-34 deposit is rich in Ni-Co and poor in Ag-Bi-Th-U-Sn, when compared to the Castanha deposit. The chalcopyrite from the Castanha deposit has higher contents of Zn, As, Bi, Th, U and Sn than the GT-34 deposit, but is poor in Ni and Co. Sulfur isotope analyzes ($\delta^{33}\text{S}$ and $\delta^{34}\text{S}$) were carried out on pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite and pentlandite crystals using the SIMS (secondary ion mass spectrometry) multi collector equipment. The values of -3.2 to +0.36 ‰ for the GT-34 deposit and +0.58 to +2.17 ‰ for the Castanha deposit suggest magmatic-hydrothermal sources for the sulfides of both deposits.

*Corresponding author at: University of Brasília, Geoscience Institute, Darcy Ribeiro campus, ICC centro, 70.910-900, Brasília-DF, Brazil.

E-mail address: caetanorutsatz@gmail.com (Caetano Rutsatz)

1 INTRODUCTION

Nickel assumes a pivotal role in the context of the clean energy transition, primarily due to its utilization in electric vehicle batteries and metal alloys (Islam, 2022). Nickel deposits are conventionally categorized into two main types: orthomagmatic, closely associated with layered mafic-ultramafic intrusions (Barnes et al., 2016) or komatiite-hosted lava flows (Barnes, 2006); and laterite deposits, which are formed through supergene processes (Elias, 2002). In the last two decades, owing to their high ore contents, hydrothermal nickel deposits have gained due importance, being discovered in several places worldwide. While these hydrothermal deposits may not be as prevalent as their magmatic and laterite counterparts, the growing global demand for nickel has culminated in increased research and interest in these hydrothermal deposits.

Hydrothermal nickel accumulations can occur through the alteration of ultramafic rocks, such as the Doriri Creek deposit (1,7–2,43 % Ni) in Australia (González-Álvarez *et al.*, 2013), through the metasomatism of ophiolitic sequences, the Avebury deposit (0,26M ton @ 0,9% Ni), in Tasmania (Keays & Jowitt, 2013), metasomatism of carbonate-rich host rocks, the Munali deposit (40 Mt of 1,07% Ni) in Zambia (Blanks et al., 2022) or related to nickel-rich IOCG systems, such as Jaguar (100 Mt @ 0,95 % Ni), Castanha and GT-34 deposits in the Carajás Mineral Province (Ferreira Filho *et al.*, 2021) (Garcia et al., 2020; A. L. S. Pestilho et al., 2020). The mobility of nickel in hydrothermal fluids is debatable, being relatively low compared to other metals, like cobalt (Liu et al., 2012). However, hypersaline systems, such as those described in IOCG deposits, can mobilize large amounts of base metals, such as Fe, Ti and possibly Ni (Pochon *et al.*, 2017), which is one of the reasons for the growing interest in hydrothermal deposits enriched in base metals like Ni.

Hydrothermal pentlandite exhibits a higher Fe/Ni ratio and a lower Co content than magmatic pentlandite. Similarly, hydrothermal pyrrhotite shows a higher Fe/S ratio and greater As content compared to magmatic pyrrhotite (Staude *et al.*, 2023). Although the GT-34 and Castanha ores displays textures similar to those typical of magmatic sulfides, geochemical evidence suggests that these sulfides were remobilized by hydrothermal processes. For significant Ni transport under these conditions, the metal-bearing hydrothermal fluids likely needed to be highly acidic and/or at elevated temperatures (Staude *et al.*, 2023). Precipitation of pentlandite and pyrrhotite is most effectively achieved by increasing the pH to slightly alkaline levels, which enables their

formation without significant coprecipitation of pyrite, hematite, or millerite (Staude *et al.*, 2023).

The Carajás Mineral Province, situated in the southeastern part of the Amazon Craton in northern Brazil, is a cratonic area that hosts a diverse range of mineral deposits, including Fe, Mn, Au, Cu, Ni, and EGP. Neoproterozoic iron-oxide-copper-gold (IOCG) deposits are found in both the southern and northern portions of the Carajás domain. They are controlled by regional WNW-ESSE ductile-ruptile structures (Xavier *et al.*, 2012, 2017). Recently, a series of deposits exhibiting hydrothermal nickel mineralization associated with the IOCG mineral system were documented (Schutesky & De Oliveira, 2020). All these deposits are located in the southern copper belt and are spatially linked to regional structures, including the Canaã shear zone, and subsidiary faults. The Ni-rich IOCG deposits of the Carajás Mineral Province are the Jaguar (Campo Rodriguez *et al.*, 2024; Mansur *et al.*, 2023) (Oliveira, 2018; Ferreira Filho *et al.*, 2021;), the Jatobá (Campo Rodriguez *et al.*, 2024; Veloso *et al.*, 2020), the GT-34 (Garcia *et al.*, 2020; Siepierski, 2008), and the Castanha deposits (A. L. S. Pestilho *et al.*, 2020).

This study aims to investigate the origin, metal sources, and precipitation mechanisms of nickel sulfides in two unusual IOCG deposits—GT-34 and Castanha—located in the southern segment of the Carajás Mineral Province (CMP), Brazil. Despite their proximity, these deposits display contrasting mineralogical and geochemical signatures, raising key questions about the processes controlling nickel and cobalt enrichment in iron oxide-copper-gold (IOCG)-related systems. To address this, we integrate multiple analytical approaches, including petrography, scanning electron microscopy (SEM-EDS), QEMSCAN automated mineralogy, sulfide geochemical signature (EPMA and LA-ICP-MS), and multiple sulfur isotope analyses via SIMS. By combining textural, mineral chemical, and isotopic data, we evaluate the ore-forming processes, assess fluid signature and metal mobility, and refine genetic models for nickel- and cobalt-rich IOCG systems. This approach contributes to understanding the metallogenic evolution of the CMP and provides future exploration strategies for Ni and Co.

2. GEOLOGICAL SETTING OF THE CARAJÁS MINERAL PROVINCE

The Carajás Mineral Province is inserted in the geotectonic context of the Carajás Domain, in the southeastern portion of the Amazon Craton (Fig.1). Following the discoveries of giant iron deposits by Companhia Meridional de Mineração in 1967 (Tolbert et al., 1970), a series of world-class deposits of Mn, Cu, Au, Ni were discovered. Furthermore, Al, Pt-Pd and Cu-Zn deposits were also discovered in the Carajás Mineral Province (Moreto et al., 2015; Xavier et al., 2017).

Many geotectonic models have been proposed to explain the tectonic evolution of the Carajás Mineral Province (CMP). The five main models proposed for the development of the Neoproterozoic plutonic-volcanic-sedimentary sequence of the Itacaiúnas Supergroup are: i) ensialic rift (Docegeo et al., 1988); ii) island or continental arc (Dardenne et al., 1988), iii) pull-apart basin (Araújo *et al.*, 1988), iv) greenstone belts (Vasquez & Rosa-Costa, 2008) and; v) intracratonic basin (Grainger *et al.*, 2008). Recently (Teixeira et al., 2021), in a review work on the tectonic evolution of the CMP, proposed a model based on the concept of a rift that evolved over a cratonic lithospheric keel (Fig.1). Metasomatism of the lithospheric mantle, widely spread in the CMP through translithospheric structures, would be the main fertilization process of the mantle, which formed the varied metalliferous ore types in the province (Teixeira et al., 2021).

Concerning the genetic classifications of mineral deposits in the Carajás Province, it is possible to observe a wide variety of geological and metallogenetic processes in generating these deposits. From Fe-Mn sedimentary deposits (Justo, 2018), supergene (Fe, Al, Ni and Au) (Costa et al., 1997) (Rosa, 2015; Porto, 2016; Siepierski and Ferreira Filho, 2020) orthomagmatic Ni, Cr, Pt-Pd (Mansur et al., 2020) (Mansur and Ferreira Filho, 2016, 2017) and even magmatic-hydrothermal deposits of Cu-Au (IOCG and Intrusion-related) (Pollard, 2006) and Mo-Sn-W (greisens) (Pollard *et al.*, 2019).

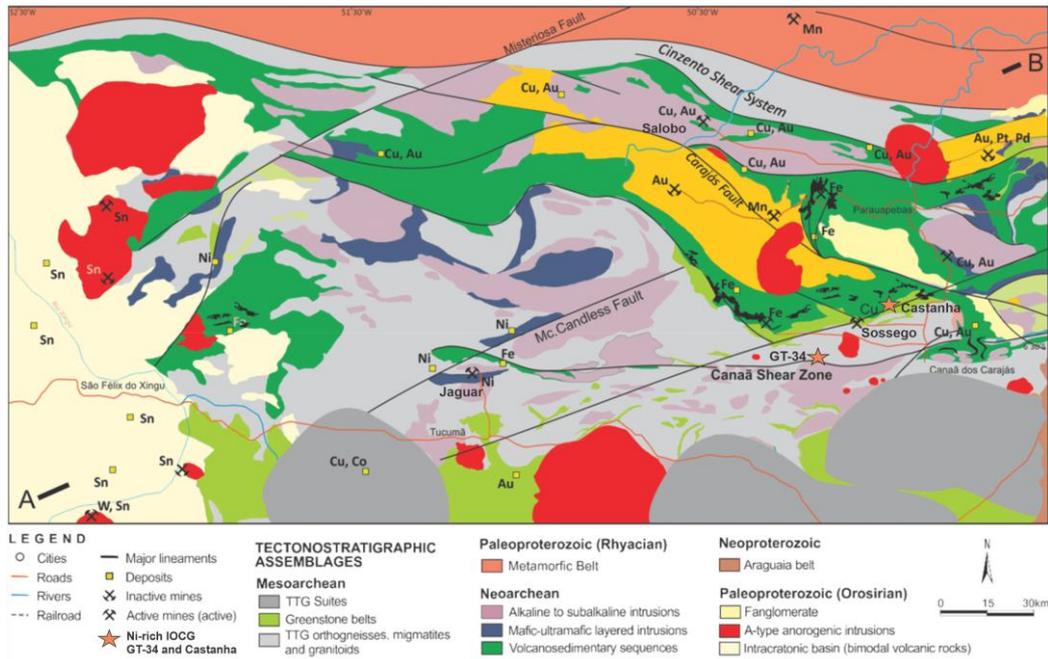


Fig.1: Geological setting of the Carajás Mineral Province, Amazon craton. Modified after Teixeira et al. (2021).

The Mesoarchean basement of the Carajás Mineral Province is composed of 3.0 – 2.97 Ga gneisses, migmatites and granites of the Xingu Complex (Silva, 2014) and the 3.0 - 2.9 Ga greenstone belt of the Sequeirinho, Rio Novo, Selva and Sapucaia groups (Justo et al., 2015; Tavares, 2015; Siepieski and Ferreira Filho, 2016; Sousa, 2020).

The Rio Novo Group is composed mainly of metaultramafic rocks with banded iron formations, metachert and biotite-schists on top. The Rio Novo group is especially important, as it occurs in areas close to the GT-34 and Castanha deposits. In the Sequeirinho Group there are mafic and ultramafic metavolcanic rocks interdigitated with intermediate to acidic metavolcanic rocks, banded iron formations, metachert, biotite-schists, quartz-schists and thin paragneisses. (Tavares, 2015).

The Sapucaia Group is a Mesoarchean greenstone belt occurs on the border between the Rio Maria and Carajás domains. It is composed of metaultramafic, mafic and metasedimentary units, mainly amphibole-chlorite schists, serpentinites, quartz-chlorite schists and biotite-muscovite schists. It has a strong spatial relationship with regional shear zones, contacts with granitoids, marked by intense mylonitization (Sousa, 2013; 2015; 2020).

The Selva group represents an ultramafic base of a greenstone belt sequence, with spinifex metakomatiites (MgO ~ 22-29%), occurring south of Serra Sul to Serra do Rabo, close to Sossego mine, in an ENE direction. The metakomatiites are chlorite-talc-schists

with subordinate association of 2,97 Ga acidic (Moreto, 2013), basic and ultramafic metasedimentary and metavolcanic rocks (Justo *et al.*, 2015; 2020). The metakomatiites were variably affected by hydrothermal and/or metamorphic alteration, resulting in enrichment of CaO, Na₂O and REE, associated with negative Nb-Ta anomalies and absent of positive Th anomalies. Thus, ruling out a dominant crustal contamination as source of LREE enrichment in komatiites. The hydrothermal alteration of komatiites from the Selva belt may be associated with processes related to Ni-Cu-Au mineralization in the region (Justo *et al.*, 2015; Siepierski and Ferreira Filho, 2016).

The Xingu Complex can be divided into three magmatic and tectono-thermal events. The first event, between 3.05 and 3.00 Ga, formed the protolith of the Pium Complex (Pidgeon *et al.*, 2000), the Bacaba Tonalite (Moreto *et al.*, 2011), the Sequerinho Granite (Moreto, 2013) and the granodiorite to tonalite Bom Jesus Orthogneiss (Silva, 2014). The Mesoarchean greenstone belts are subdivided in Rio Novo and Sequerinho groups.

The second event occurred between 2.95 and 2.93 Ga, with calc-alkaline granitogenesis responsible for the generation of the Canaã dos Carajás Granite (2.95 and 2.92 Ga; Feio *et al.*, 2013) and the Rio Verde Trondjhemite (2.93 Ga; Feio *et al.*, 2013). The last event, between 2.87–2.83 Ga, is represented by high-grade metamorphism in the Chicrim-Cateté Orthogranulite (2.86 Ga; Pidgeon *et al.*, 2000) and by crystallization of the Serra Dourada Granite (2.85–2.83 Ga; Feio *et al.*, 2013), Cruzadão Granite (2.86–2.85 Ga; Feio *et al.*, 2013), Campina Verde Tonalite Complex (2.87–2.85 Ga; Feio *et al.*, 2013) and Rio Verde Trondjhemite (2.86 Ga; Feio *et al.*, 2013). Geological and geochemical data suggest that the rocks of the Xingu Complex represent part of an exhumed lower crust with mesoarchean evolution (Silva, 2014).

The basement is overlaid by the Neoproterozoic volcano-sedimentary Itacaiúnas Supergroup (2.76 - 2.73 Ga), that hosts the giants iron deposits, made up of the Rio Novo, Igarapé Salobo, Grão Pará, Igarapé Bahia and Igarapé Pojuca groups (Docegeo *et al.*, 1988). The neoproterozoic bimodal magmatism is represented by the syn-kinematic A-type granites and mafic-ultramafic intrusions, that host Cr-EGP and Ni laterite deposits (Mansur *et al.*, 2020). The Paleoproterozoic Azul and Águas Claras formations represents the fluvial to shallow marine sedimentary cover (Araújo Filho *et al.*, 2020). The Azul Formation host the homonymous manganese deposit (Araújo Filho *et al.*, 2021). An

anorogenic granitic magmatism of 1.89–1.87 Ga is related to the collapse of the Trans-Amazonian Orogeny (Dallagnol et al., 2005).

3. CASTANHA AND GT-34 NICKEL RICH IOCG DEPOSITS

Recently, a series of deposits with hydrothermal nickel mineralization related to the IOCG mineralization system were described (Campo Rodriguez et al., 2024, 2024; Campo-Rodriguez et al., 2025; Garcia et al., 2020; A. L. S. Pestilho et al., 2020; Schutesky & De Oliveira, 2020; Veloso et al., 2020). Located in the Southern Copper Belt (Fig.2), these deposits are spatially associated with regional structures, such as the Canaã shear zone and subsidiary faults, such as the Jaguar (Oliveira, 2018; Ferreira Filho *et al.*, 2021), Jatobá (Campo Rodriguez et al., 2024, 2024; Campo-Rodriguez et al., 2025; Veloso et al., 2020), GT-34 (Garcia et al., 2020) and Castanha deposits (A. L. S. Pestilho et al., 2020). Although the deposits do not belong to the same lithostratigraphic unit nor share the same host lithologies, metasomatism and magmatic-hydrothermal mineralization occur pervasively in different lithologies.

Dutra *et al* (2023) applied remote sensing and aerogeophysics techniques to evaluate the influence of the structural framework related to the IOCG system, metasomatism and hydrothermal nickel mineralization. Accordingly, the regional structural control of hydrothermal nickel mineralization follows a NW-SE and N-S trend, while the shallower structures, which locally control deposit-scale mineralization, follow a NE-SW and E-W trend (Dutra et al., 2023).

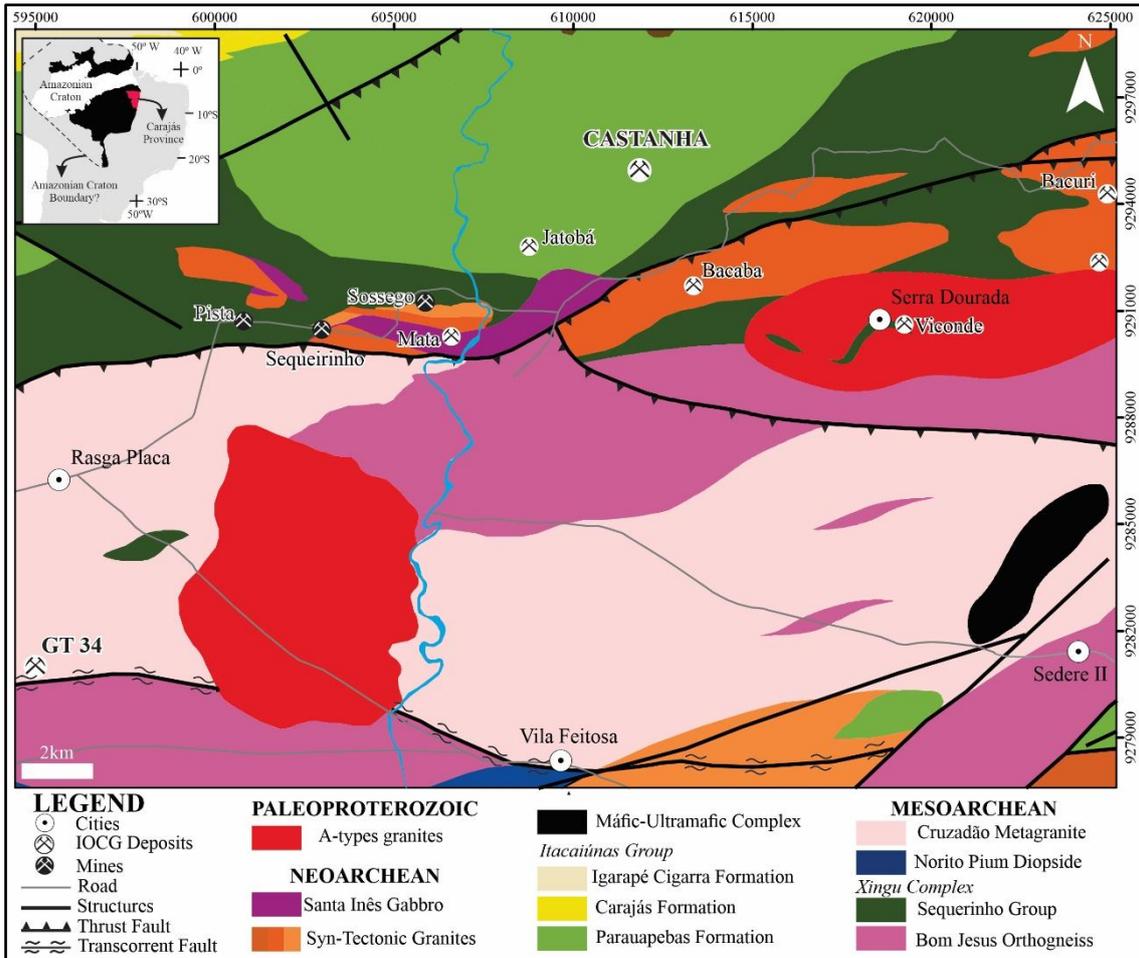


Fig.2. Geological map of the adjacent areas of GT-34 and Castanha deposits, Carajás Mineral Province.

3.1 GT-34 Deposit

The GT-34 deposit is located 12km to the SW of the world-class Sossogo copper-gold mine (Fig 3), occurring as NE-SW subvertical bodies parallel to shear zones. It is hosted by migmatites and tonalitic to granodioritic gneiss of the Xingu Complex (2828 ± 4 Ma) (Garcia et al., 2020). While Garcia et al. (2020) interprets zircon U-Pb ages in the 2751-2720 Ma interval as representative of the timing of mineralization, biotite Ar-Ar dating suggests a 2512 ± 7 Ma age for potassic hydrothermal alteration after the sulfide deposition (Pollard *et al.*, 2019).

The hydrothermal evolution starts with an initial Na-Mg alteration based on the orthopyroxene and marialite association, followed by Ca metasomatism with hornblende and apatite, sulfide mineralization, epidotization, potassium metasomatism (phlogopite and k-feldspar) and subsequent chloritization. Orthopyroxene crystals are rich in Mg, with En between 68 and 77.5%, showing no positive correlation between TiO_2 , Cr_2O_3 , CaO, and Al_2O_3 , suggesting an origin other than magmatic for these pyroxenes

(Siepierski, 2008). The atypical orthopyroxene-marialite assemblage indicate a high-temperature, above 700 °C at pressures between 5 and 7 kbar, associated with a low aH₂O hypersaline fluid (Garcia et al., 2020).

Sulfide zones occur as massive to semi-massive ore, veins, and stockwork, and are composed of pentlandite, pyrrhotite, pyrite and chalcopyrite. The mineralized zones present iron-rich sulfides, although they do not present iron oxides like magnetite and hematite. The crystallization of pyrite and pyrrhotite in the absence of iron oxides suggests high sulfur fugacity (fS₂) and low oxygen fugacity (fO₂) conditions (Garcia et al., 2020; Siepierski, 2008).

3.2 Castanha Deposit

The Castanha cobalt-rich IOCG deposit is located 10km to the NE of the Sossego Cu-Au mine (Fig 4), occurring as sub-vertical breccia bodies hosted by subvolcanic to volcanic rhyodacitic rocks and hydrothermally altered gabbros of the Itacaiúnas Supergroup (A. L. S. Pestilho et al., 2020). The host rocks of the Castana deposit are dominated by dark-gray rhyodacitic volcanic (ca 2,74 Ga) and quartz-feldspar porphyry subvolcanic rocks (U-Pb SHRIMP II zircon 2745 ± 4 Ma) (Moreto et al., 2015).

The deposit presents an initial Na hydrothermal alteration with albite and scapolite, followed by Ca-Fe metasomatism with apatite, amphibole and magnetite, sulfide mineralization and potassic alteration (biotite), chloritization and subsequent abundant carbonate precipitation (A. L. S. Pestilho et al., 2020). Sulfide zones occur subvertical sulfide breccias and veinlets and are associated with scapolite, amphibole, calcite and apatite enrichment in the host rocks. Calcite carbon isotopic data (δ¹³C) and sulfide sulfur isotopes (δ³⁴S_{CDT}) indicates values ranging from -3.34‰ to -7.1‰ and 0,1 – 1,5‰, respectively, suggesting a magmatic origin for the fluids (A. L. Pestilho, 2011).

4. METHODS

The study was conducted on core samples obtained from drill holes in the mineralized domains of the GT-34 and Castanha deposits. The selection of forty was oriented by whole-rock analyses provided by VALE S.A. Thirty-five polished thin sections were prepared and examined using a Zeiss petrographic microscope under polarized and reflected light to determine the modal composition, textures, and mineralogy of the host rocks, alteration zones, and ore.

Ten samples from the ore zones were selected for scanning electron microscope (SEM) analyses with energy-dispersive spectroscopy (EDS) to investigate the paragenetic

relationships within the ore assemblage. Scanning electron microscope (SEM) analyses with EDS coupling were carried out in the laboratory of the Criminalistics Institute of the Federal Police, in Brasília. The SEM analysis was performed with working distances of 8.5 mm for EDS and 4.5 mm for imaging, using a 500 µm beam.

Eight samples were selected for Quantitative Evaluation of Materials by Scanning Electron Microscopy (QEMSCAN) analyses at the Quantitative Electron Microprobe Laboratory (QEMLab) at the University of Brasília. The Castanha deposit's samples are CAT-04, CAT-05, CAT-07 and CAT-12A, while the samples of the GT-34 deposit are GT-34-04, GT-34-13, GT-34-16 and GT-34-20. This automated mineralogy system generates mineralogical information by integrating electron microscopy, image analysis and mineral chemistry data. Mineral identification is performed by collecting EDS spectra on a predefined grid. Back-Scattered Electrons (BSE) and Energy Dispersive Spectroscopy (EDS) signals are captured by the equipment at each measurement point.

The analysis was conducted in a QUANTA FEI 650F, model QEMSCAN, equipped with two Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy (EDS) detectors of the Bruker Xflash model. The analysis conditions established to generate the geochemical maps were 25kV voltage performed under 10 nA current and high vacuum. The field image analysis settings with 25 µm pixel spacing and 1500 µm field size.

Silicate and sulfide minerals were analyzed with a JEOL JXA-8230 SuperProbe equipped with five wavelength-dispersive spectrometers (WDS) in the Electron Probe Microanalyzer (EPMA) Laboratory of the University of Brasília. The analyzed minerals included apatite, monazite, allanite, pentlandite, pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, cobaltite, and millerite.

Trace elements geochemistry was determined by the analysis *in situ* in quadrupole LA-ICP-M iCAP Q – Thermo Scientific model at the University of São Paulo (IGC/USP) in chalcopyrite, pyrite, pentlandite and pyrrhotite where the concentrations of ²⁹Si, ⁴⁵Sc, ⁴⁹Ti, ⁵¹V, ⁵²Cr, ⁵⁵Mn, ⁵⁷Fe, ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶³Cu, ⁶⁶Zn, ⁷¹Ga, ⁷⁵As, ⁷⁷Se, ⁸⁵Rb, ⁸⁸Sr, ⁸⁹Y, ⁹¹Zr, ⁹³Nb, ⁹⁵Mo, ¹⁰⁷Ag, ¹¹¹Cd, ¹¹⁵In, ¹¹⁸Sn, ¹²¹Sb, ¹²⁵Te, ¹³³Cs, ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ¹⁴⁵Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁵¹Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁶Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷³Yb, ¹⁷⁵Lu, ¹⁷⁸Hf, ¹⁸¹Ta, ¹⁹⁵Pt, ¹⁹⁷Au, ²⁰²Hg, ²⁰⁵Tl, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²⁰⁹Bi, ²³²Th, ²³⁸U were analyzed. The results were processed using the IOLITE, IoGAS and Excel softwares.

Multiple sulfur isotope analyses (³²S, ³³S, and ³⁴S) were conducted on chalcopyrite, pyrite, pentlandite, and pyrrhotite from ore samples collected from both

deposits. The analyses were performed using a Cameca IMS1270 instrument housed at the NordSIMS facility of the Swedish Museum of Natural History, Stockholm, Sweden. The analytical methods and instrument parameters followed those described in (Whitehouse et al., 2005). A primary beam with an incident energy of +10 kV and a beam illumination diameter of 100 μm produced a typical beam current of approximately 10–20 nA and created an elliptical, flat-bottomed crater. The mass spectrometer was operated at high mass resolution. Charge compensation was achieved using a normal-incidence electron flood gun. The secondary beam was set at -10 kV. The instrument utilized Cameca CIPS software (version 4) for automated centering of the entrance slit, field aperture, and mass settings. Simultaneous detection of ^{32}S , ^{33}S , and ^{34}S was achieved with three Faraday cup detectors aligned along the focal plane, operating at an effective high mass resolution of 4600 for the ^{33}S channel.

5. RESULTS

5.1 GT-34 Deposit

5.1.1 Host Rocks

The host rocks of the GT-34 deposit are foliated to banded granodiorites, with an inequigranular to porphyritic texture, and tonalitic gneisses from the Xingu Complex. Quartz and plagioclase occur as subhedral to anhedral phenocrysts measuring 2 – 5 mm. Quartz shows deformation, with the development of undulose extinction, polygonal contacts and small grains of ribbon quartz at the edges of larger crystals. Biotite and hornblende occur as oriented metamorphic accessory phases.

5.1.2 Hydrothermal Alteration

An early Na-Mg hydrothermal alteration is characterized by scapolite and orthopyroxene forming ductile bands and mineral aggregates distal to the ore. Within these bands, fine to coarse-grained orthopyroxene and scapolite crystals develop a granoblastic texture, with scapolite crystals enclosing orthopyroxene crystals (fig.3a-b-d).

A Ca-Na-Mg alteration formed by hornblende, apatite and albite with nematoblastic and granoblastic textures crosscuts the early Na-Mg alteration formed by scapolite and orthopyroxene. It is the most representative hydrothermal alteration and occurs proximal to the ore, formed in a ductile-brittle deformation. In hand sample, they are dark gray to black fine to medium hornblende crystals, cutting through the Na-Mg alteration in the form of irregular veins and centimetric bands. Coarse-textured subhedral

to anhedral hornblende crystals occur close to mineralization, measuring up to 10 mm. Plagioclase is associated with hornblende, occurring as 0.1 – 0.4 mm anhedral to subhedral crystals. The scapolite crystals locally alter to plagioclase. Apatite is a common phase, forming rounded subhedral to euhedral aggregates measuring 0.1 - 0.5 mm associated with sulfide minerals and scapolite. Small monazite crystals occur at the edge of apatite crystals as their alteration product.

K-Fe alteration is characterized by k-feldspar, biotite, phlogopite and talc. It cuts the Na-Mg and Ca-Na-Mg metasomatism, as well as the sulfide mineralization. This stage of alteration represents a change to a late brittle deformation and infill style of metasomatism alteration. Phlogopite and biotite occur as infill lamellae with a lepidoblastic texture, associated with talc and epidote, forming-millimetric veins that cut through previous stages of metasomatism.

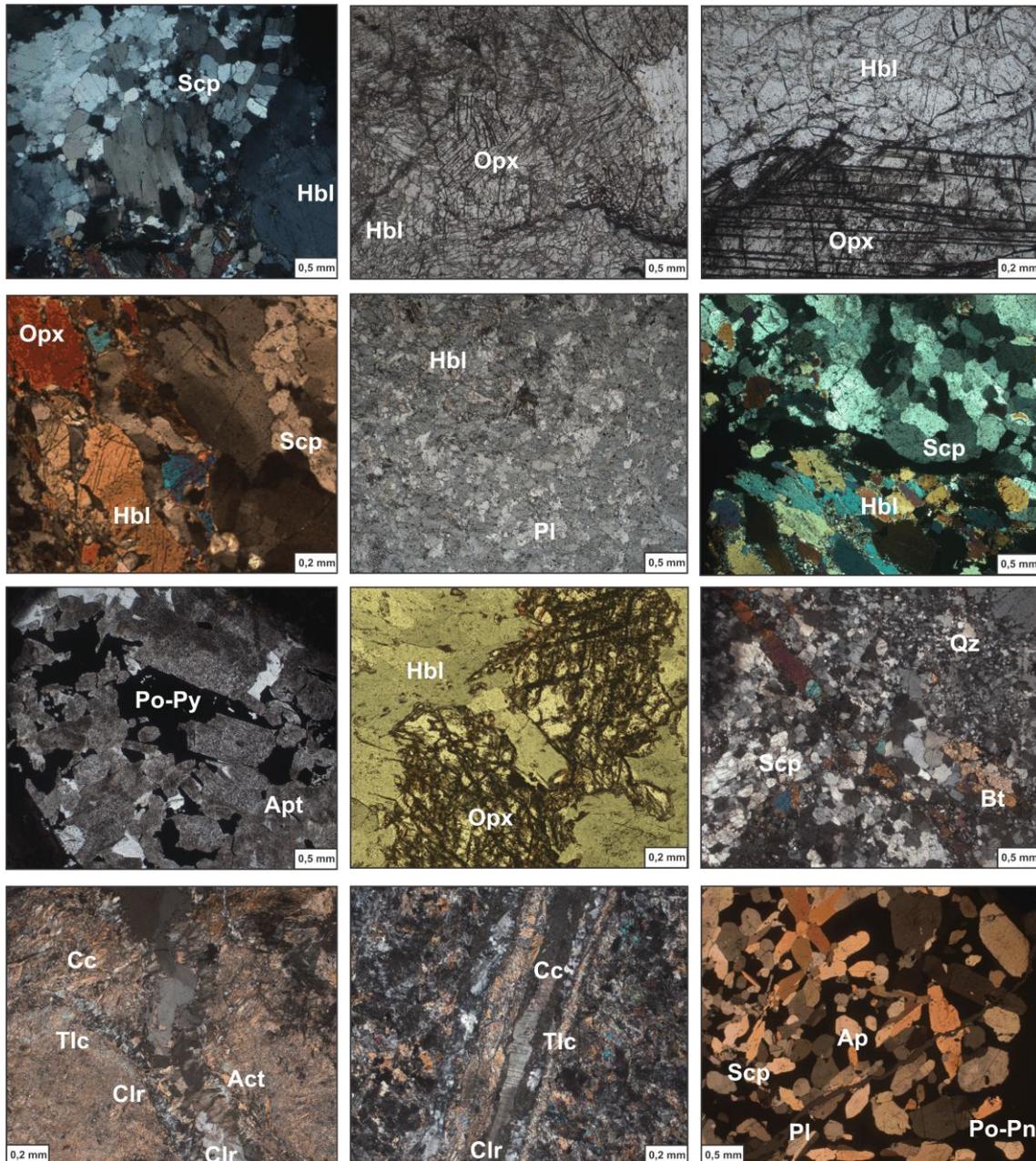


Fig 3: Photomicrographs of hydrothermal alteration features of the GT-34 deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. (A, B) Na-Mg alteration formed by scapolite and orthopyroxene. (C, D, E, F, H) Calcic alteration that crosscut Na-Mg metasomatism, marked by hornblende, apatite and plagioclase. (G) Apatite associated with sulfidation. (I, J, K, L) Late veins that crosscut the sulfidation and early alterations, are formed by actinolite, chlorite and talc.

5.1.3 Ore Petrography

Nickel mineralization is characterized by polymitic, matrix-supported breccia, semi-massive to massive, and vein-type ore. The ore is concentrated in domains of Ca alteration (hornblende + apatite +/- plagioclase), although it also occurs in the Na-Mg alteration zones, and granodioritic and tonalitic host rocks, to a lesser extent. The breccia

fragments are angular to sub-rounded and formed mainly of hornblende and apatite (fig.4).

Pentlandite is the dominant ore mineral, followed by pyrrhotite. Pentlandite occurs as blocky crystals and flame exsolution in pyrrhotite and hosts Ni-pyrite inclusions. Pyrrhotite occurs as 0,5-1 mm subhedral crystals associated with pentlandite (fig.4). Pyrite occurs as small anhedral grains and chalcopyrite occurs close to the zone of contact with the fragments of the enclosure and hydrothermal alteration.

Equilibrium textures between chalcopyrite and pyrite indicate that they were cogenetic (fig.5). Chalcopyrite and pyrite also occur as veins that crosscut the early sulfide mineralization, thus being classified as a second sulfide stage. Chalcopyrite occurs mainly associated with K-feldspar, related to the potassium metasomatism phase. Millerite occurs in lithologies altered by the late-stage mineral association and forms worm-like intergrowths with pyrite replacing pentlandite.

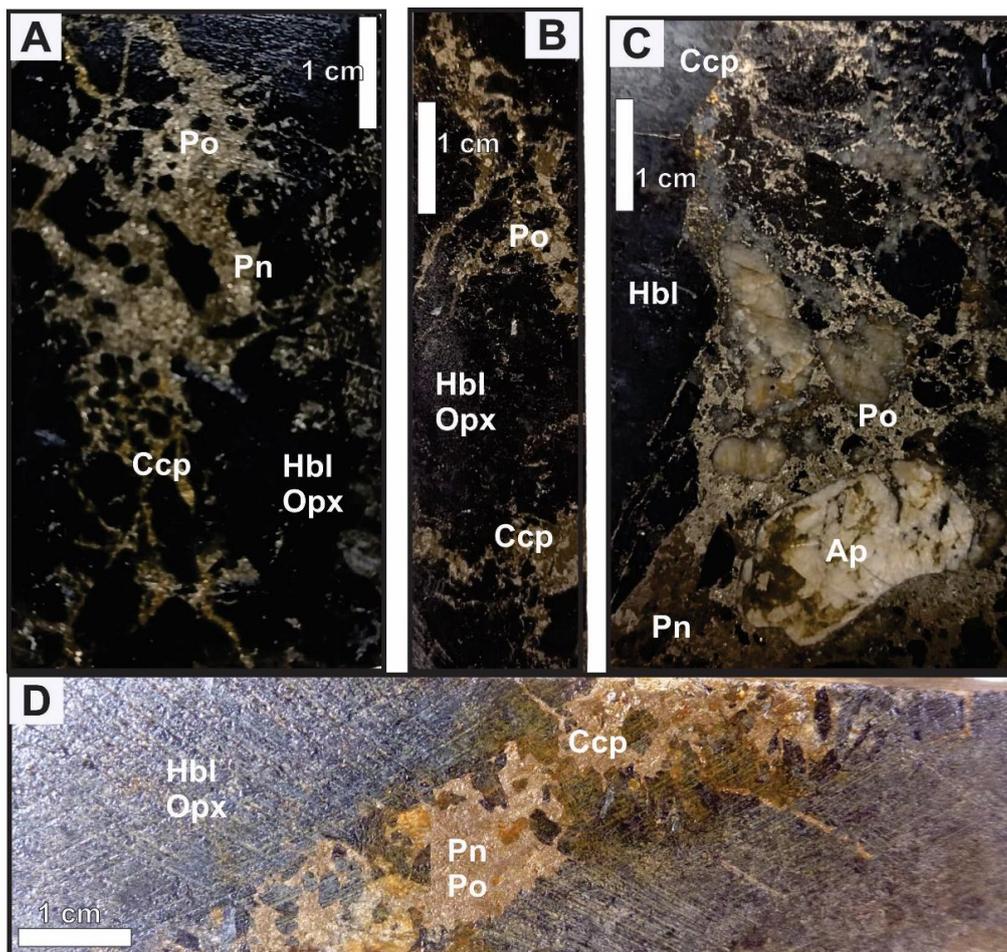


Figure 4: (A) and (B) Mineralized breccias with pyrrhotite, chalcopyrite and pentlandite sulfide matrix. (C) Mineralized breccia, formed by clasts of hornblende, orthopyroxene and apatite in a sulfide matrix (Po, Pn, Cpy). (D) Pentlandite-pyrrhotite breccias associated with orthopyroxene, apatite and hornblende

Common accessory phases include Pd-Melonite $[(Ni,Pd)Te_2]$, Galena (PbS), Sphalerite (ZnS), and altaite (PbTe) (fig.6). These minerals occur as fine-grained inclusions in pentlandite and pyrrhotite. Electron gold occur associated with chalcopyrite. Monazite forms at the contact between apatite and the sulphides (fig 6a-b-c). Thorite is commonly associated with apatite and hornblende.

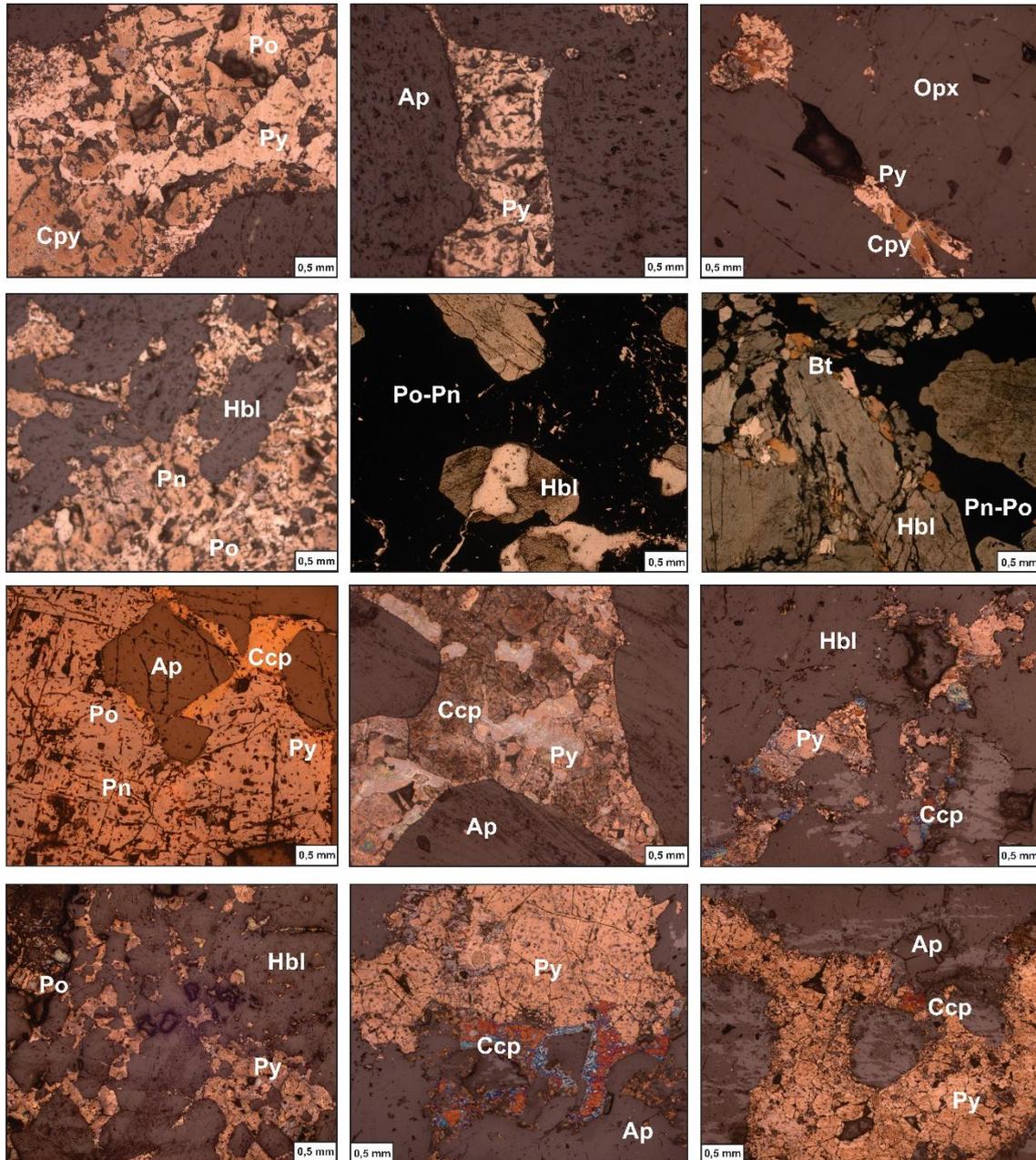


Fig 5: (A) Pentlandite-pyrrhotite-chalcopyrite-pyrite mineralized breccia associated with apatite. (B) Late pyrite vein. (C) Pyrite-chalcopyrite vein hosted in orthopyroxene. (D, E, F) Pentlandite-pyrrhotite breccias associated with orthopyroxene, apatite and hornblende. (G, L) Apatite associated with chalcopyrite and pyrite ore. (H) Chalcopyrite, pyrite, apatite association. (I) Chalcopyrite altered to pyrite. (J) (K) Oxidized chalcopyrite in the edge of pyrite.

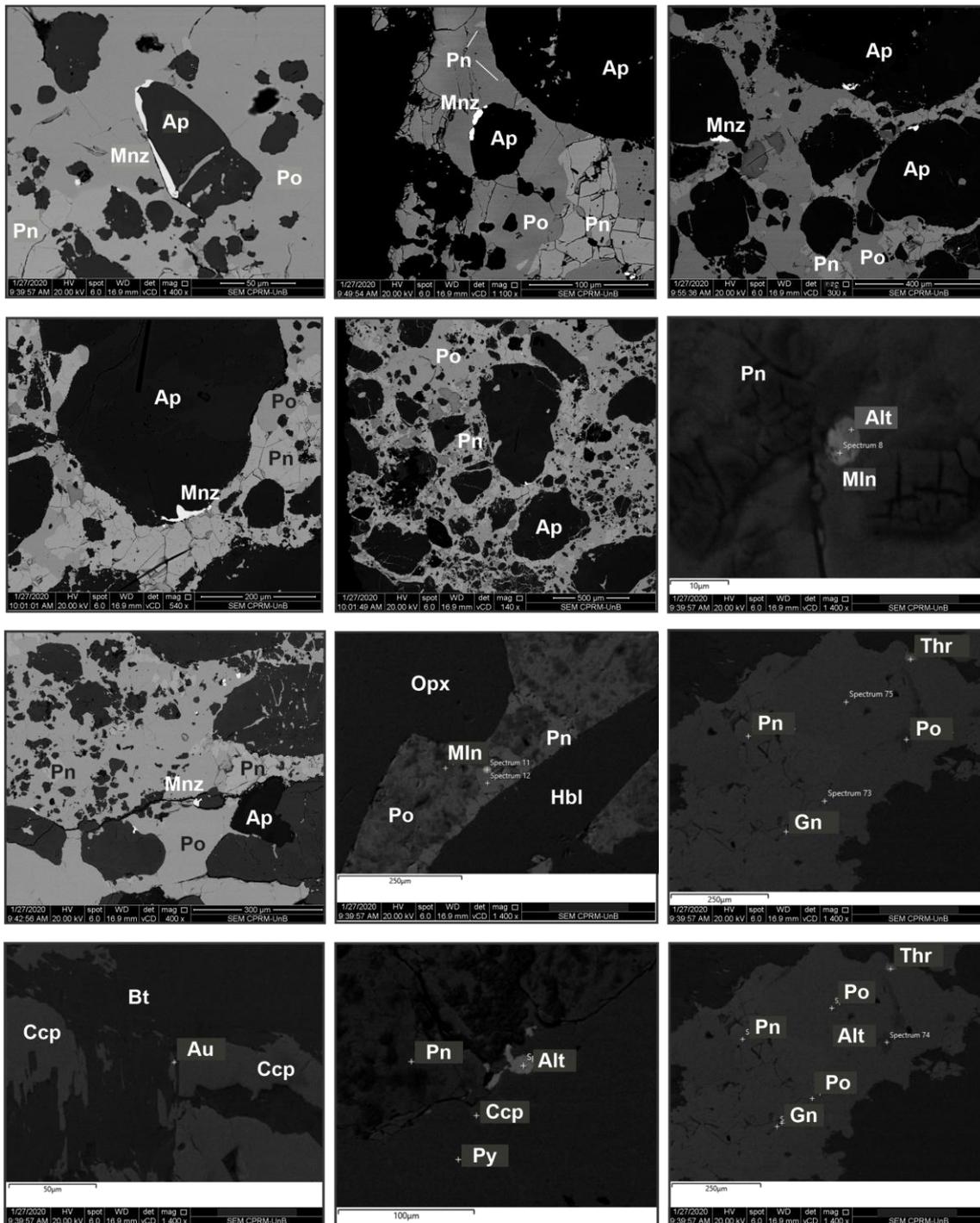


Fig.6: Scanning electron microscope (SEM) images of the GT-34 ore and hydrothermal alteration.

5.2 Castanha Deposit

5.2.1 Host Rocks

In the deposit area, the subvolcanic to volcanic acid to intermediate rocks of Itacaiúnas Supergroup are dark gray quartz–feldspar porphyry and rhyodacite. They present an isotropic to slightly foliated structure, with a porphyritic texture developed by

quartz and plagioclase megacrystals. The mineralogy is composed by quartz, plagioclase, k-feldspar, and biotite, with epidote, tourmaline, chlorite, apatite, and allanite as accessories and alteration minerals.

Quartz megacrystals are euhedral to subhedral and measure between 0.5 – 2mm. Plagioclase megacrystals have a euhedral habit, measure between 1 – 3 mm and develop checkered twins, typical of albite. The matrix of the volcanic rocks has a fine phaneritic texture with crystals of quartz, k-feldspar, plagioclase and biotite measuring up to 1 mm. Biotite is generally secondary and marks the S-C mylonitic foliation. Actinolite crystals are altered and associated with allanite and sulfides.

5.2.2 Hydrothermal alteration

Distal to the ore, an early sodic alteration marks the beginning of metasomatism evolution. It is defined by chessboard twinned albite and scapolite in the crystal mass. Scapolite crystals can develop core-rim zonation. Albite crystals are often altered by subsequent hydrothermal alterations.

Ca-Fe alteration is proximal to the ore and comprises fine- to medium-grained actinolite, apatite, magnetite and calcite. Actinolite is the most abundant mineral in the Ca-Fe metasomatism. Actinolite is partially altered to biotite, chlorite and pyrosmalite. Epidote is also an abundant phase in Ca-Fe metasomatism, occurring as veins that cut the initial Na alteration.

The late K alteration superimposes the Na and Ca-Fe alterations, following the sulfide mineralization phase. It is formed by reddish k-feldspar, phlogopite and fine biotite developed disseminated in the foliation or forming late veins. A striking feature of potassic alteration is that it accompanies sulfide remobilization and the formation of a second generation of chalcopyrite and pyrite. Tourmaline occurs associated with biotite and sulfides as fine inequigranular prismatic subhedral crystals in association of biotite and K-feldspar

Propylite alteration occurs in form of late veins of calcite, chlorite, albite, and epidote (fig.7). Subhedral lamellar crystals of biotite altering K-feldspars and represent the potassic alteration II, associated with tourmalines. In this last phase of post-mineralization hydrothermal alteration, carbonation developed by calcite occurs in the form of veins that cross all previous alteration zones and euhedral to subhedral centimetric crystals (fig 7 f-g-h-i).

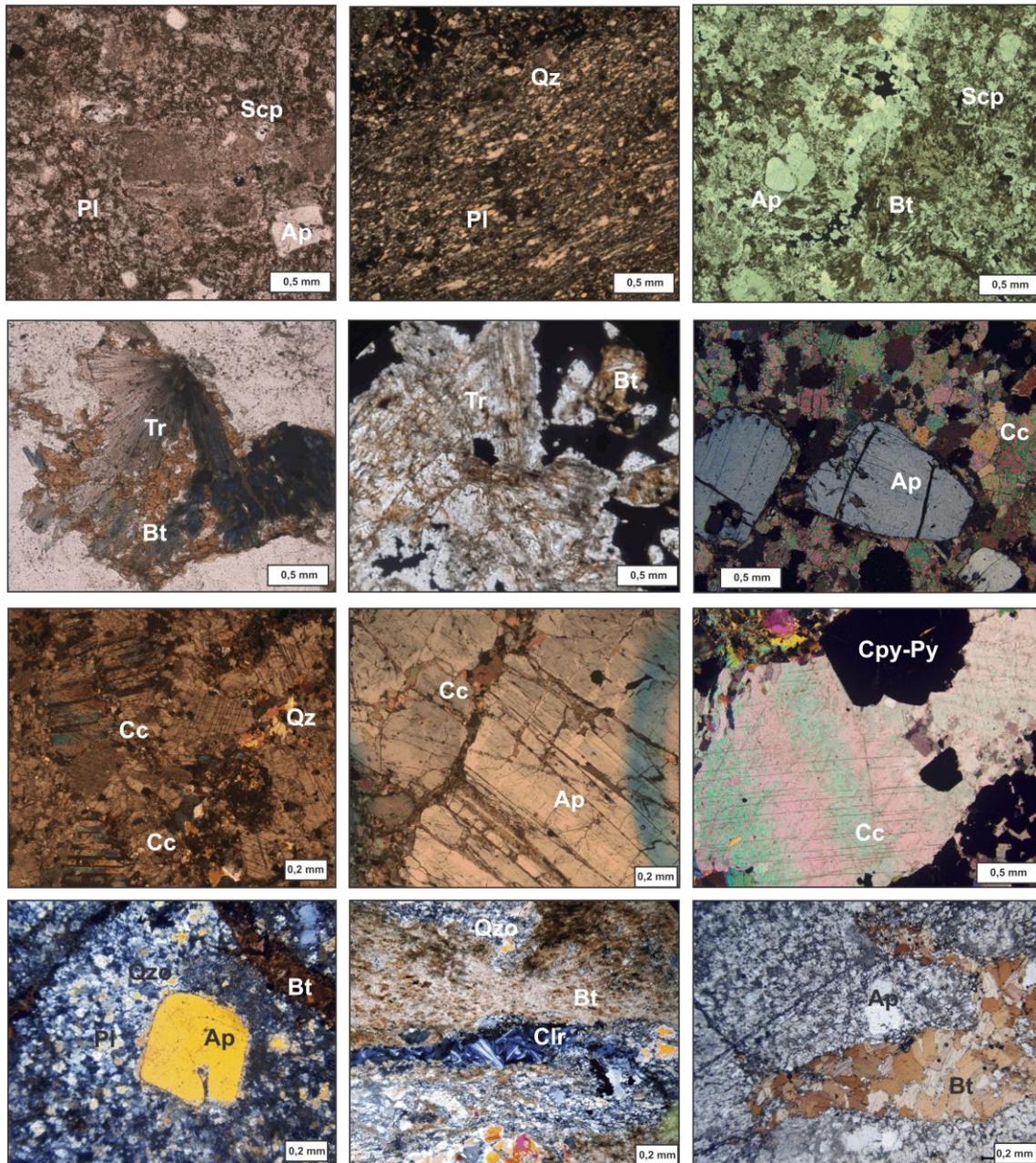


Figure 7: Photomicrographs of hydrothermal alteration features of the Castanha deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. (A, B, C) Sub-volcanic host rocks with sodic alteration, marked by albite and scapolite. (D, E) Turmaline associated with biotite in potassic alteration. (F, G, H, I) Carbonation associated with sulfidation, marked by calcite, apatite and sulfides. (J, K, L) Late veins of biotite, chlorite and epidote.

5.2.3 Ore Petrography

Ore zones are formed by subvertical bodies of hydrothermal breccias, massive to disseminated sulfide bodies or veins (fig.8). The ore types are brecciated, matrix substitution and massive ore. The breccia matrix is essentially formed by chalcopyrite and pyrrhotite, which is associated with magnetite-rich zones, pyrite, pentlandite, calcite and apatite (fig.8).

The ore consists in a chalcopyrite + pyrrhotite-rich assemblage, with pyrite and minor pentlandite. The ore assemblage is composed of minor mineral phases of cobaltite (CoAsS), sphalerite, argentite (AgS), Pd-melonite [(Pd, Ni)Te₂], galena and molybdenite. Allanite, uraninite (UO₂), thorianite (ThO₂), cerianite [(Ce, Th)O₂], rutile, scapolite, monazite, xenotime, ilmenite, Ni-amphibole, bismuthinite and zircon occur as accessory phases.

A mass of pyrrhotite forms the massive ore with subhedral to euhedral pyrite and chalcopyrite crystals. The pyrrhotite massive ore is formed by volcanic matrix substitution (fig.8d). Pentlandite occurs subordinately. Corrosion can be observed on the edges of the quartz phenocrysts. Galena, sphalerite, molybdenite and bismuthinite occur as small grains associated with chalcopyrite and pyrite. Cobaltite, Pd-melonite, Ni-amphibole, rutile and ilmenite occur as inclusions in pentlandite and pyrrhotite. Cerianite veins occur in pyrrhotite and K-feldspar.

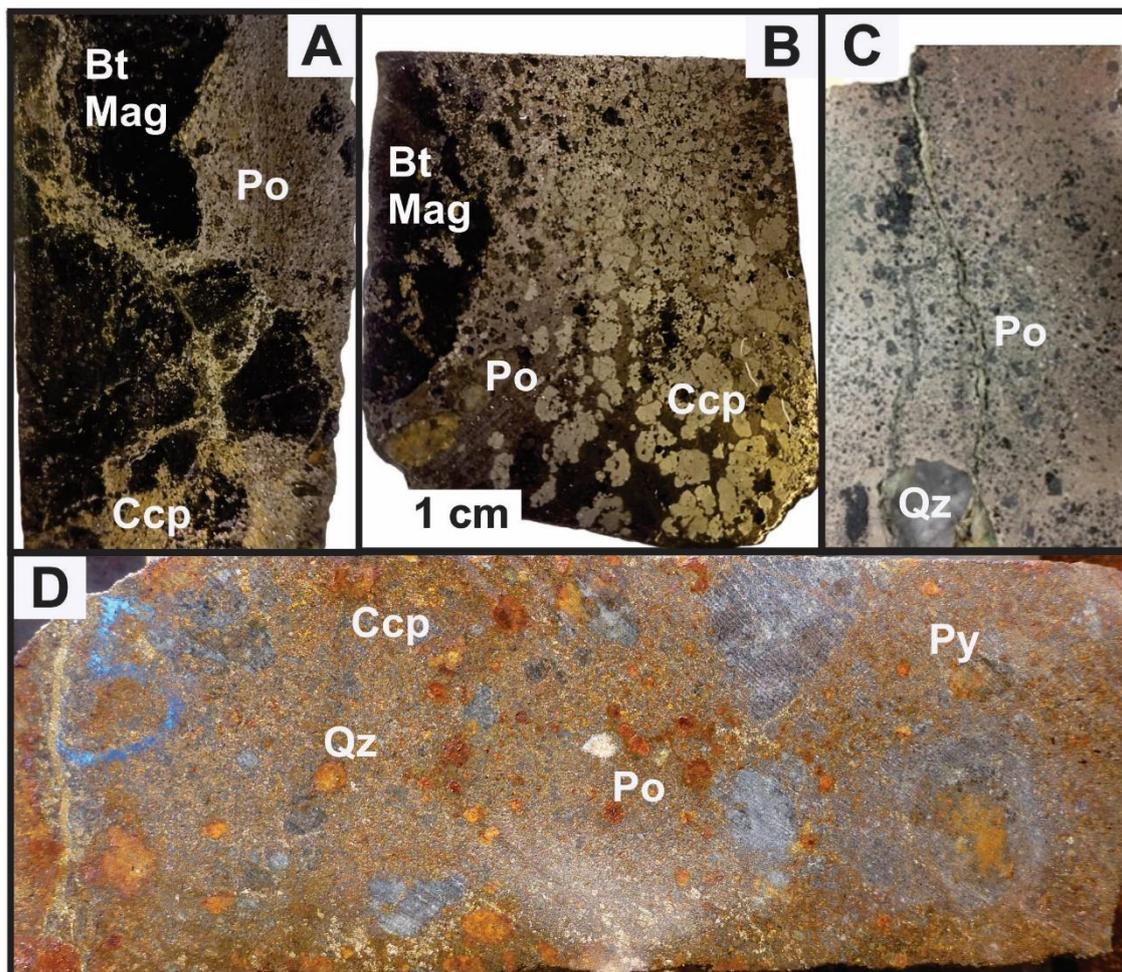


Fig 8: Macroscopic samples of nickel-copper mineralization developed by chalcopyrite-pyrite-pentlandite-pyrrhotite breccias. (A) Semi-massive ore. (B) Massive ore. (C-D) Volcanic matrix substitution ore.

Apatite occurs as coarse euhedral rounded crystals and calcite is medium to coarse grained, associated with apatite and the ore and also occurs as late veins. Allanite altered to monazite and xenotime in the form of small grains at its edges and has rare earth minerals inclusions (fig.10). Electron gold inclusions occur in pentlandite. A late stage of ore formation is associated with potassic alteration in that it accompanies the formation of chalcopyrite and sulfide remobilization, forming breccias with massive to semi-massive ore formed by chalcopyrite with minor pyrite and clasts of potassic alteration abundant in K-feldspar (fig.9).

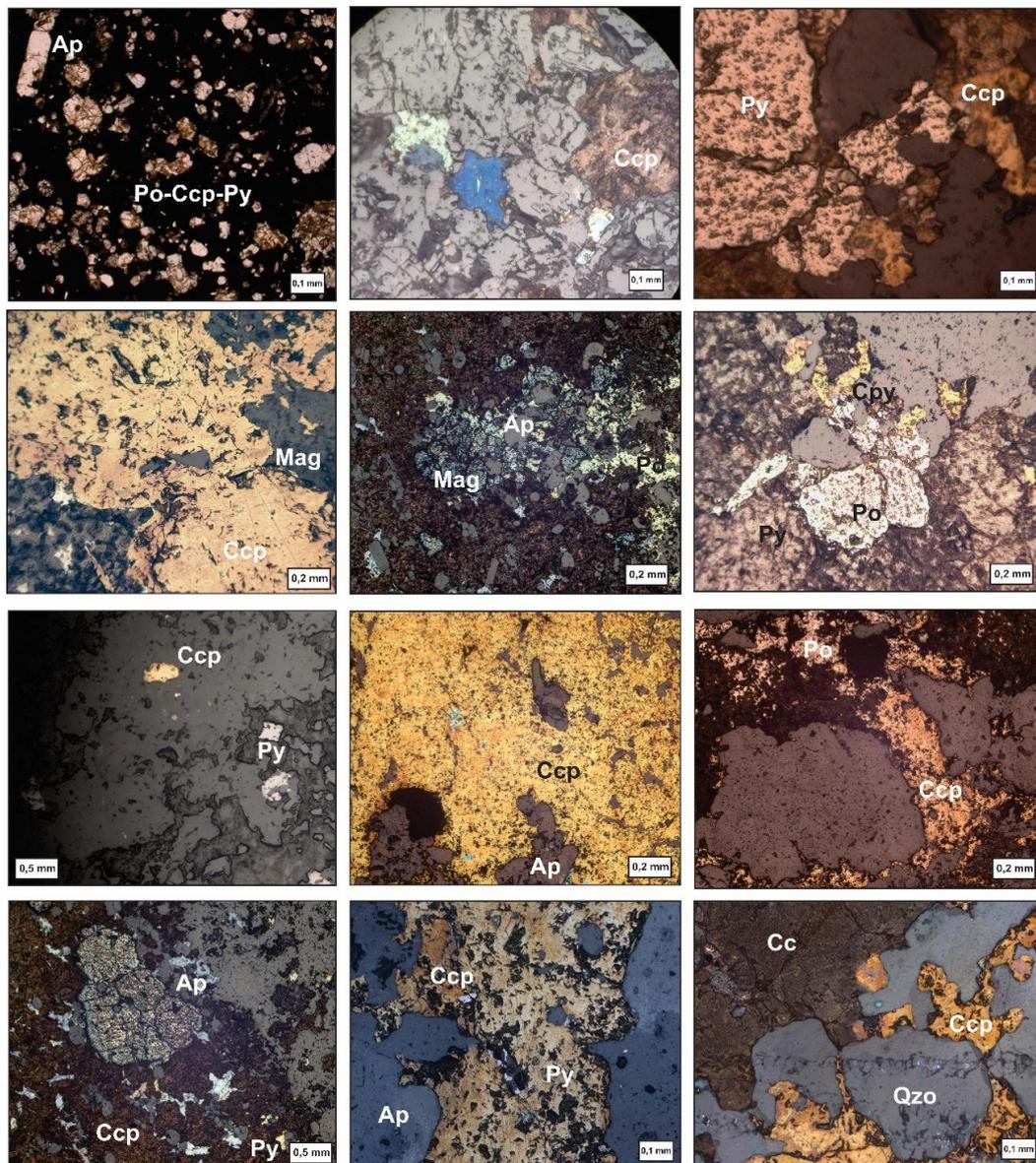


Figure 9: (A) Apatite and scapolite associated with sulfidation. (B, C) Pyrite and chalcopyrite in equilibrium. (D, E) Magnetite and apatite associated with pyrite and chalcopyrite. (F) Pyrrhotite, pyrite and chalcopyrite ore breccia. (G) Chalcopyrite and cubic pyrite. (H) Chalcopyrite matrix breccia associated with apatite. (I) Pyrrhotite-chalcopyrite association (J) Oxidized chalcopyrite, pyrite and apatite. (K) Pyrite, chalcopyrite and apatite association. (L) Calcite and quartz associated with chalcopyrite.

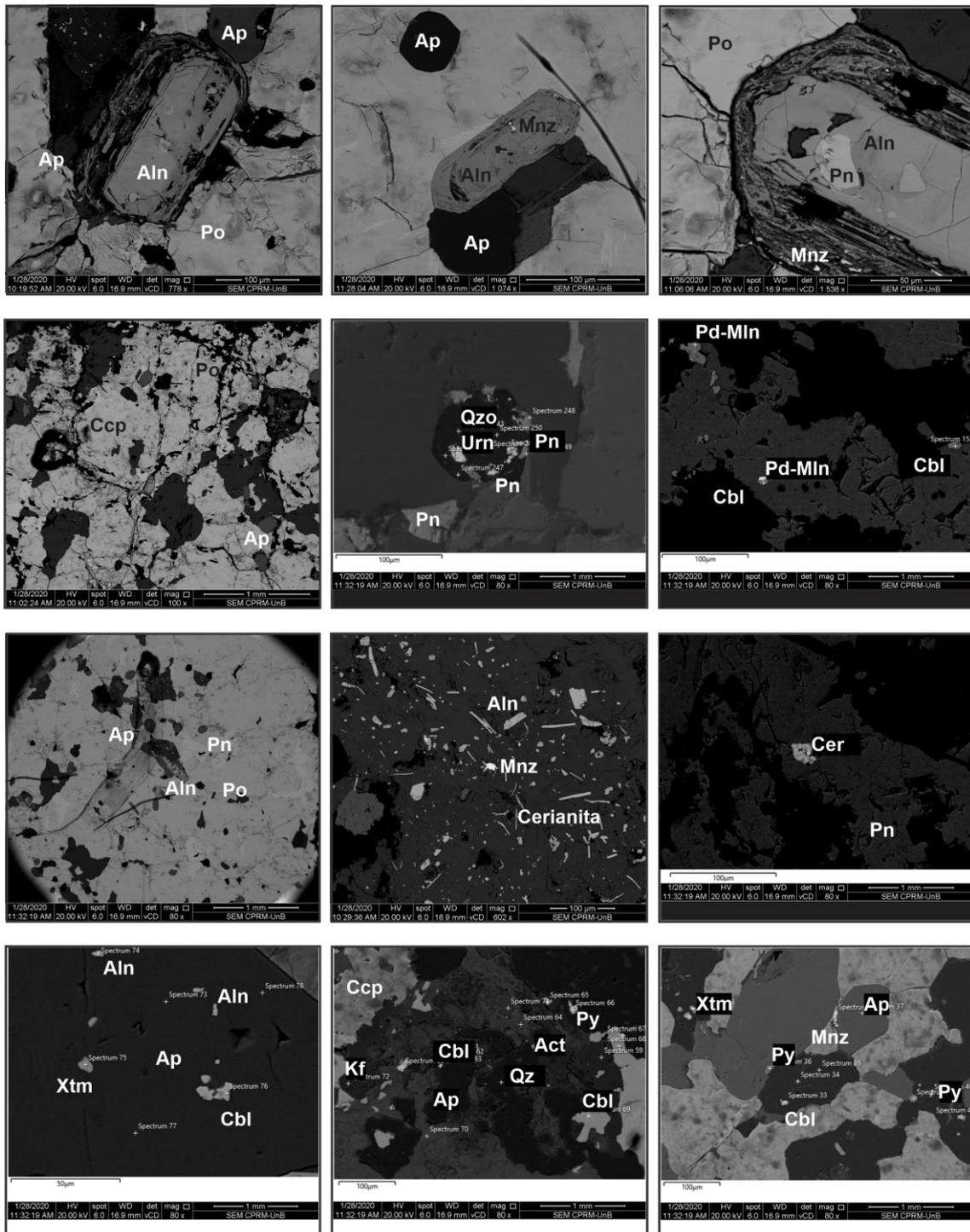


Fig.10: Scanning electron microscope (SEM) images of the Castanha ore and hydrothermal alteration. (A-C) Apatite-Allanite associated with ore and altered to monazite. (E) Micro inclusions of sulfides and quartz in uraninite.

5.3. Textural mapping

The geochemical maps of the thin sections of the Castanha and GT-34 deposits permit the clear observation of the breccia texture. The GT-34 is a pentlandite-rich ore

containing pyrrhotite, chalcopyrite, and pyrite, which occur as disseminated small grains and veins. Pentlandite is the dominant sulfide phase, occurring in blocky and massive forms. Pyrrhotite is the second most common sulfide, associated with pentlandite as small grains and disseminated ore. Pyrite occurs as rounded grains associated with pentlandite and apatite. Chalcopyrite appears in late-stage veins. Millerite forms by replacing pentlandite crystals. The most common silicate minerals include orthopyroxene, hornblende, apatite, plagioclase, and quartz. K-feldspar occurs in veins associated with chalcopyrite (fig.11 a-b-c).

The Castanha deposit contains a pyrite-chalcopyrite-pyrrhotite-rich ore with pentlandite. Pyrite and pyrrhotite are the earliest phases to crystallize within the sulfide breccia matrix. Pentlandite occurs as fine, anhedral grains associated with the pyrite-pyrrhotite matrix. Chalcopyrite is present as a disseminated sulfide mass within the quartz-apatite gangue and the pyrite-pyrrhotite matrix. Its crystallization occurs after the formation of the pyrite-pyrrhotite assemblage, appearing as both veins and disseminated ore. The most common silicate minerals include quartz, apatite, amphibole, K-feldspar, plagioclase, and calcite (fig.11 d-e-f).

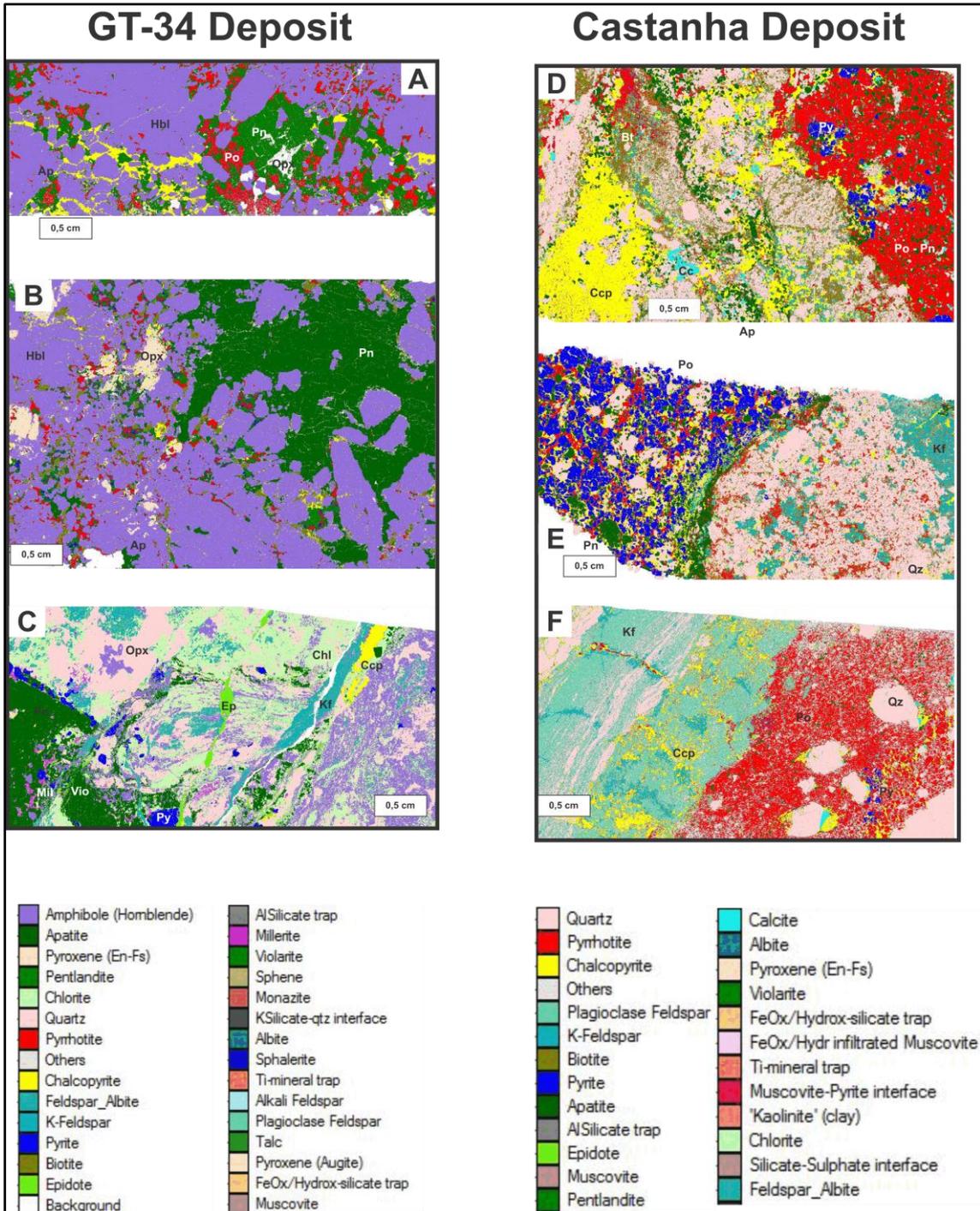


Figure 11: Images from QEMSCAN of the thin sections.

5.4 Sulfur Isotopes

At the GT-34 deposit, pyrrhotite exhibits $\delta^{34}\text{SV-CDT}$ (‰) values ranging from -1.32‰ to -0.30‰, with a mean of -0.71‰, and $\delta^{33}\text{SV-CDT}$ (‰) values between -0.88‰ and -0.08‰, averaging -0.46‰. Pyrite from the same deposit shows $\delta^{34}\text{SV-CDT}$ (‰) values ranging from -3.20‰ to 0.64‰ (mean -0.50‰), and $\delta^{33}\text{SV-CDT}$ (‰) values from -1.61‰ to 0.36‰ (mean -0.32‰). Pentlandite displays a wider $\delta^{34}\text{SV-CDT}$ (‰) range,

from -4.33‰ to 6.75‰, with a mean of 1.63‰, and $\delta^{33}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰) values ranging from -2.34‰ to 3.42‰, averaging 0.75‰. (table 1).

At the Castanha deposit, pyrrhotite exhibits $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰) values ranging from 0.58‰ to 1.45‰, with a mean of 1.08‰, and $\delta^{33}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰) values between 0.13‰ and 0.76‰, averaging 0.47‰. Chalcopyrite shows $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰) values from 1.13‰ to 2.17‰ (mean 1.73‰), and $\delta^{33}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰) values ranging from 0.44‰ to 1.18‰ (mean 0.76‰). Pyrite presents $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰) values between 1.36‰ and 2.43‰, with a mean of 1.82‰, and $\delta^{33}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰) values ranging from 0.51‰ to 1.33‰, averaging 0.85‰. (fig.12). The average $\delta^{34}\text{S}$ values are of -3.2 to +0.36 ‰ for the GT-34 deposit and +0.58 to +2.17 ‰ for the Castanha deposit.

Sample ID	Mineral	$^{33}\text{S}/^{32}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰)	$\delta^{33}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰)	$\Delta^{33}\text{S}$ (‰)
GT34-14_7	Pyrrhotite	0.007878	-1.01	-0.53	-0.01
GT34-20_1	Pyrrhotite	0.007875	-1.32	-0.88	-0.20
GT34-20_6	Pyrrhotite	0.007878	-0.84	-0.54	-0.11
GT34-20_7	Pyrrhotite	0.007878	-0.58	-0.46	-0.16
GT34-17_2	Pyrrhotite	0.007882	-0.30	-0.08	0.08
GT34-19_1	Pyrite	0.007892	-0.54	-0.30	-0.02
GT34-19_6	Pyrite	0.007897	0.64	0.36	0.03
GT34-19_7	Pyrite	0.007896	0.59	0.20	-0.11
GT34-20_3	Pyrite	0.007886	-1.57	-1.07	-0.27
GT34-17_4	Pyrite	0.007879	-3.20	-1.61	0.04
GT34-19_2	Pentlandite	0.007881	-0.21	0.12	-0.07
GT34-19_3	Pentlandite	0.007882	0.12	0.10	-0.01
GT34-19_4	Pentlandite	0.007882	0.12	0.12	-0.05
GT34-19_5	Pentlandite	0.007880	-0.02	0.12	-0.26
GT34-19_6	Pentlandite	0.007881	-0.12	0.10	-0.11
CAT14_3	Pyrrhotite	0.007886	1.45	0.63	-0.12
CAT14_4	Pyrrhotite	0.007883	0.58	0.28	-0.02
CAT12B_2	Pyrrhotite	0.007887	1.33	0.76	0.07
CAT06_1	Pyrrhotite	0.007885	0.99	0.47	-0.04
CAT05e_3	Pyrrhotite	0.007882	0.75	0.13	-0.26
CAT6e_6	Chalcopyrite	0.007900	2.17	0.85	-0.26
CAT6e_8	Chalcopyrite	0.007899	1.83	0.77	-0.17
CAT6d_8	Chalcopyrite	0.007899	1.73	0.69	-0.20
CAT5e_2	Chalcopyrite	0.007897	1.13	0.45	-0.13
CAT5e_5	Chalcopyrite	0.007897	1.39	0.44	-0.28
CAT14_2	Pyrite	0.007897	1.36	0.51	-0.19
CAT14_8	Pyrite	0.007903	2.43	1.33	0.07
CAT12A_2	Pyrite	0.007899	1.79	0.82	-0.11
CAT12A_5	Pyrite	0.007900	2.10	0.88	-0.20
CAT12A_7	Pyrite	0.007899	1.83	0.79	-0.16

Table 1: Representative sulfur isotope analyses of sulfides from the GT-34 and Castanha deposits.

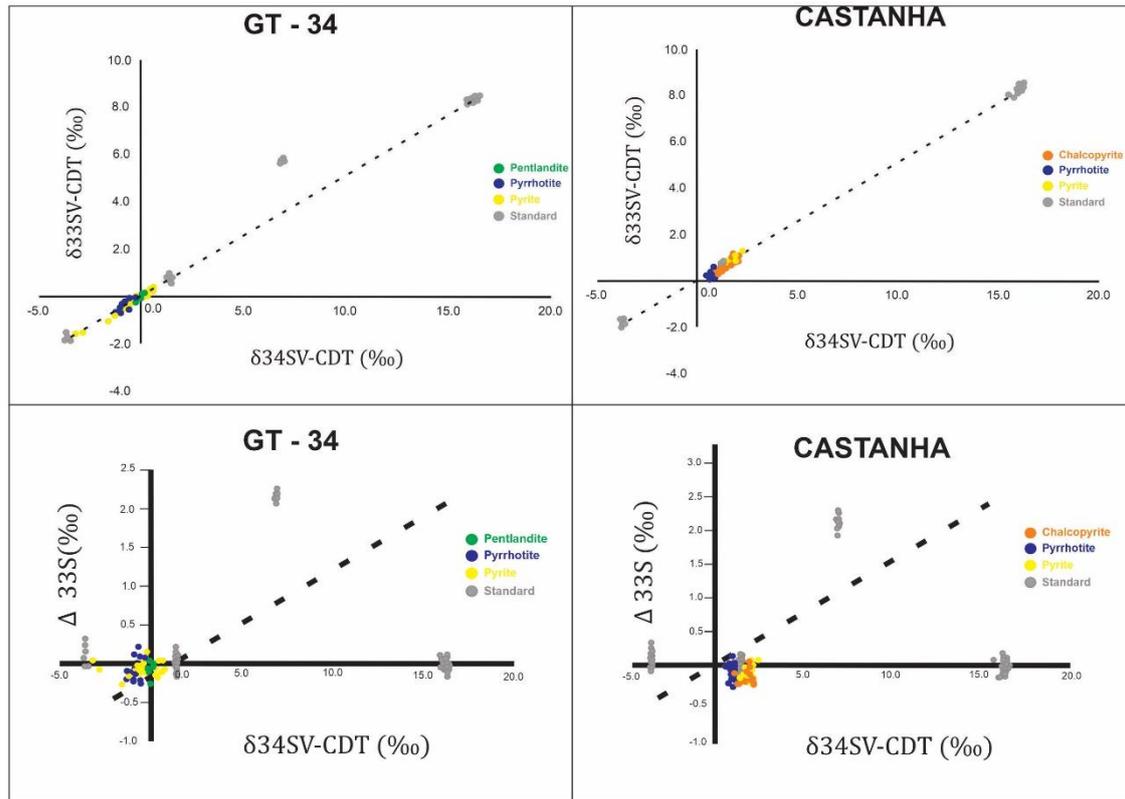


Fig.12: Sulfur isotopes analyses of the sulfides of the GT-34 and Castanha deposits.

5.5 Mineral chemistry

In the Castanha deposit, the main carrier of nickel is pentlandite (27–32% Ni), whereas in the GT-34 deposit, nickel is hosted in both pentlandite (33.5–35% Ni) and millerite (57–63% Ni). The main cobalt carrier in Castanha deposit is cobaltite (28–29% Co), followed by pentlandite (5–7.6% Co), while in GT-34, cobalt is primarily hosted in pyrite (0.3–1.8% Co). The main carrier of palladium in both deposits is Pd-melonite. Arsenic is mainly hosted in cobaltite, which occurs preferentially in the Castanha deposit. Platinum is primarily associated with Pd-melonite and pentlandite (table 2).

Sample	32	44	49	57	3	79	26	84	90	58	40	68
Sulfide	Pentlandite	Pentlandite	Pyrrhotite	Pyrrhotite	Chalcopyrite	Chalcopyrite	Pyrite	Pyrite	Sphalerite	Galena	Cobaltite	Millerite
Deposit	Castanha	GT-34	Castanha	GT-34	Castanha	GT-34	Castanha	GT-34	GT-34	GT-34	Castanha	GT-34
As	0.048	0.034	0	0	0	0	0	0.002	0	0	44.386	0.036
Se	0	0.101	0	0.08	0	0.032	0.1	0.139	0	0.188	0.378	0
S	35.114	32.622	39.426	39.806	34.627	35.267	53.5642	51.593	33.418	20.4	19.427	36
Sn	0	0	0	0	0.015	0	0	0	0	0	0	0.025
Nb	0	0	0.023	0.001	0	0	0	0	0.041	0.07	0	0
Bi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.074	0	0
Sb	0	0	0	0	0	0	0	0	0.043	0	0.024	0
Pb	0.058	0.001	0.073	0.089	0.108	0.125	0.087	0.056	0.043	78.237	0.143	0.02
Ta	0.121	0	0	0.053	0.045	0	0.053	0.091	0.1	0	0.047	0
Te	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0.163	0	0.032
Co	4.683	0.332	0.102	0	0.086	0.057	1.51	0.166	0.01	0	28.589	0.114
W	0	0	0	0	0	0.142	0	0.043	0.068	0.736	0	0.056
Ni	31.054	34.26	0.44	0.02	0.122	0.007	0.023	0.229	0.092	0	1.44	61.127
Cd	0.007	0.042	0	0	0.005	0.015	0	0	0.038	0	0.004	0
Hg	0	0	0	0	0	0.021	0	0	0.024	0	0	0
Pd	0.005	0	0.018	0.01	0.01	0.006	0.009	0.016	0.006	0	0.008	0.012
Ag	0	0.016	0	0	0.008	0.011	0	0	0	0	0	0
Zn	0	0	0.151	0	0.11	0.139	0	0.101	63.102	0	0	0
Cu	0.028	0.062	0.016	0	34.54	34.056	0	0.014	0.101	0.084	0.034	0.13
Pt	0.009	0.021	0	0	0	0	0	0	0.057	0	0.052	0
Fe	29.211	32.112	59.919	59.627	30.188	30.003	44.82	46.246	2.637	0.003	5.778	1.167

Table 2: Representative EPMA analyses from the main ore minerals in the Castanha and GT-34 deposits.

The pyrrhotite of GT-34 have much more Ni, Cu and Co than pyrrhotite of the Castanha deposit. On the other hand, the pyrrhotite from Castanha deposit have a higher content of U, Th, Bi and Sn. The GT-34 deposit has two distinct pyrrhotite, one rich in Ni (37-58%) and Co (4300 - 6800 ppm), while the other pyrrhotite has high Fe contents (96 – 97,4 %), but lower Ni (6600 - 7800 ppm) and Co (44 - 53 ppm) contents (fig.13).

PYRRHOTITE

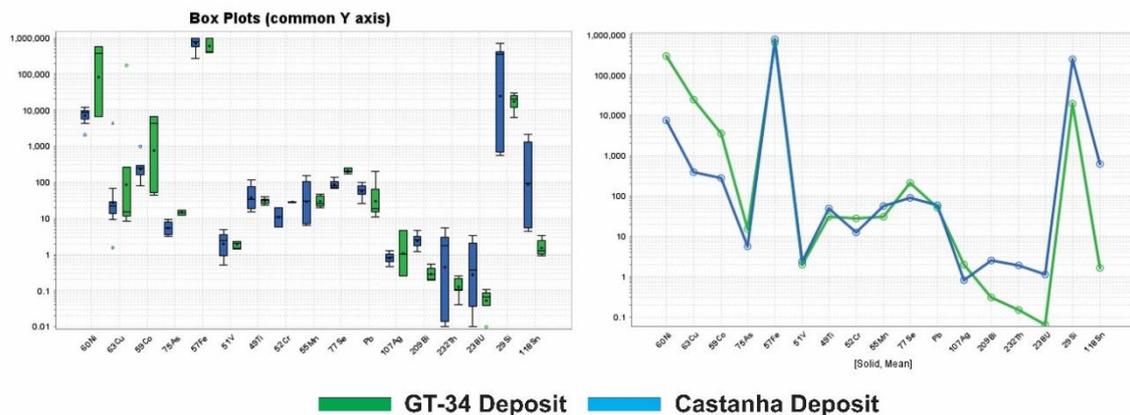


Figure 13: (A) Boxplot of in situ LA-ICP-MS analysis on Pyrrhotite from the Castanha and GT-34 deposits. (B) Multielement graph of in situ LA-ICP-MS analysis on Pyrrhotite from the Castanha and GT-34 deposits.

The GT-34 deposit has a Ni-rich pyrite, which are small inclusions in pentlandite, and a Ni-poor pyrite. The inclusions pyrite has 55 – 57% of Ni and low Cu and Zn. In other ways, the pyrite that do not host in pentlandite present higher content of Cu and Zn,

although are Ni-poor. The Co content of pyrite in the GT-34 deposit is range 0,2 – 1,85 %, however the pyrite of the Castanha deposit have 1,5 – 3,6 % of Co. The pyrite of the Castanha deposit have higher Fe, Co, Cu, Zn, As and Ag compared with the GT-34 deposit's, while the pyrite of the GT-34 deposit carry higher amounts of Ni, Ti and Se than Castanha deposits (fig.14).

PYRITE

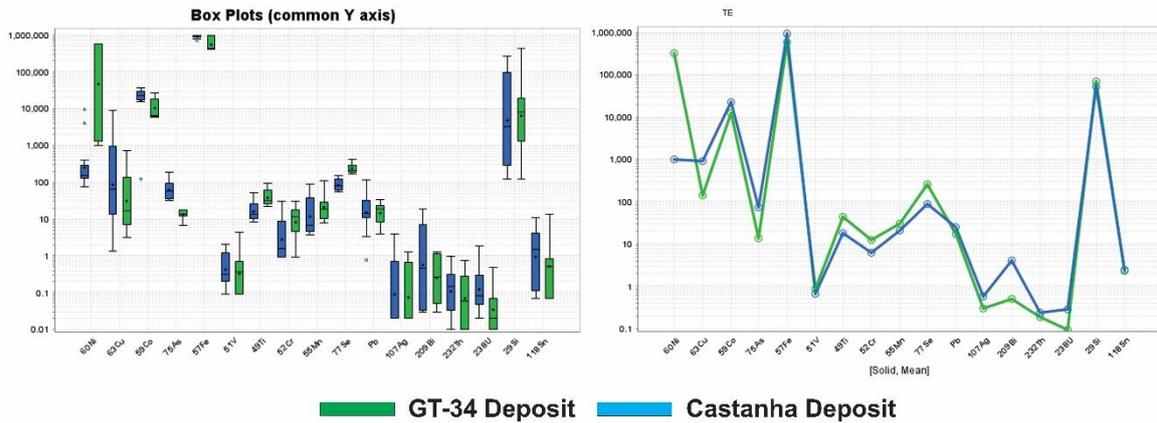


Figure 14: (A) Boxplot of in situ LA ICP MS analysis on Pyrite from the Castanha and GT-34 deposits. (B) Multielement graph of in situ LA ICP MS analysis on Pyrite from the Castanha and GT-34 deposits.

The chalcopyrite of GT-34 deposit is Ni-Co rich and Ag-Bi-Th-U-Sn poor, when compared to Castanha deposit. The chalcopyrite of Castanha deposit has a higher Zn, As, Bi, Th, U and Sn content than GT-34 deposit, but is Ni-Co poor. Although the Castanha deposit is Co-rich, cobalt is hosted in other sulfides, mainly pyrite and cobaltite (fig.15).

CHALCOPYRITE

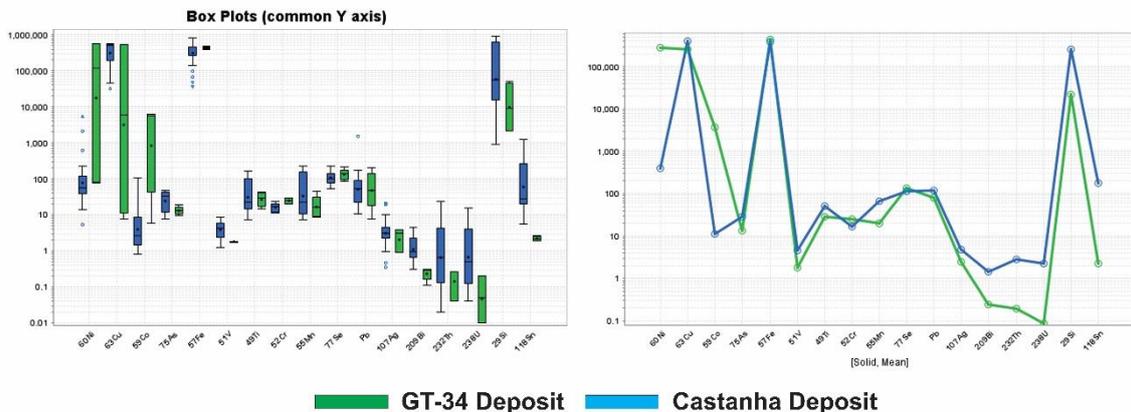


Figure 15: (A) Boxplot of in situ LA ICP MS analysis on Chalcopyrite from the Castanha and GT-34 deposits. (B) Multielement graph of in situ LA ICP MS analysis on Chalcopyrite from the Castanha and GT-34 deposits.

6. DISCUSSION

6.1 Genetic Classification of the Castanha and GT-34 Deposits: Textural and mineralogical evidence

The GT-34 deposit has a Ni-Cu enrichment similar to the observed in the magmatic sulfide deposits associated with mafic-ultramafic rocks. It does not present high contents of ETR, U, Th, Bi and Sn like other IOCG deposits of Carajás Mineral Province. Millerite represents a late hydrothermal phase in the GT-34 deposit, altering pentlandite crystals. The low iron oxide content of the GT deposit, along with the iron-rich sulfide assemblage (pentlandite, pyrrhotite, pyrite and chalcopyrite), suggests conditions of high sulfur fugacity (fS_2) and low oxygen fugacity (fO_2) (Garcia et al., 2020). The GT-34 deposit is more reduced compared to the Castanha deposit.

The Castanha deposit has pyrrhotite + chalcopyrite + pentlandite + pyrite + cobaltite assemblage. The GT-34 deposit has pentlandite + pyrrhotite + pyrite + chalcopyrite + millerite + galena + sphalerite assemblage. The GT-34 deposit is richer in nickel, with a higher Ni content in pentlandite, pyrrhotite and pyrite. The Castanha deposit has a more varied geochemical signature, with a higher content of Co, As, Ag, Pt and Pd. Only the Castanha deposit is cobaltite and argentite-rich, in addition to having a higher content of Pd-melonite.

The Castanha deposit has Co enrichment, although it does not present the huge Ni enrichment like the GT-34 deposit does. The Castanha deposit has a vocation for elements common in IOCG deposits, like ETR, U, Th, Bi, Sn. The sulfide breccias of the Castanha presents massive to semi-massive pyrrhotite + pyrite ore that encompass quartz and plagioclase grains. Late pervasive chalcopyrite occurs associated with K-feldspar in abundance in the potassic alteration. The constant presence of Pd-melonite associated with the ore of the Castanha deposit indicates the Pd- and Te-rich nature of the hydrothermal fluid.

The ore presents a typical equilibrium texture formed by chalcopyrite and pyrite. An early stage of pyrite and pyrrhotite is followed by chalcopyrite. Pentlandite is Co-rich, which can be explained by hydrothermal circulation that can leached the cobalt of the cobaltite. The early stage of mineralization is formed by pentlandite and pyrrhotite crystals, and in the second stage chalcopyrite and pyrite occurs infill fractures as veins and small grains (figure 9). Pentlandite alters to millerite and host inclusions of Ni-pyrite. The presence of tellurides such as altaite and melonite suggests a Te-rich hydrothermal

fluid. The absence of hematite and the low magnetite content is a differential characteristic found at the GT-34 deposit when compared to the IOCG deposits in the Carajás Mineral Province.

Pyrite and pyrrhotite host the iron in the ore, a characteristic that highlights the more reduced nature of the GT-34 deposit compared to the other IOCG deposits. It is similar to the ISCG deposits, which have lower Fe-oxide/Fe-sulfide ratios and a greater abundance of hydrothermal quartz (Skirrow, 2022). Dutra (2024) classified the Castanha deposit as a Ni-rich IOCG deposit and the GT-34 as a hydrothermal nickel deposit, like the Jaguar deposit (Mansur et al., 2023). In this work, we consider the GT-34 and Castanha deposits as Ni-rich IOCG deposits. In particular, the GT-34 deposit shows clear similarities to an ISCG deposit and can be classified as such. Despite their particularities, both present classic characteristics of the IOCG deposits of the southern portion of the Carajás Mineral Province, enriched in Ni and Co, as well as the Jatobá deposit.

6.2 Nickel and Cobalt in the IOCG System: Insights from Mineral Chemistry

The pentlandite in the Castanha deposit contains significantly more Co, Pd and Pt than that in the GT-34 deposit, whereas the pentlandite from GT-34 is richer in Ni and Fe compared to Castanha. Pyrrhotite from the Castanha deposit shows higher concentrations of Ni, Pd, Cu, and Zn than pyrrhotite from GT-34, which, in turn, has higher Fe content. Chalcopyrite from the Castanha deposit is enriched in Co, Pt, and Pd relative to that of GT-34. Pyrite from Castanha has a higher Co/Ni ratio and contains more Co, while pyrite from GT-34 has a higher Ni content (fig.16).

The presence of a Ni-bearing amphibole in the Castanha deposit may indicate the mobilization of hydrothermal fluids carrying nickel, which enters the amphibole structure, as already described in other Ni-EGP hydrothermal deposits, like as Barnet property, part of the Sudbury Ni-PGE camp, in Canada (Hanley and Bray, 2009). This work suggests that the transport of nickel could be associated with sodium and halogen-rich fluids at 390° to 550°C. Ni-bearing amphibole have been described in the Jaguar hydrothermal nickel deposit (Campo-Rodriguez et al., 2025).

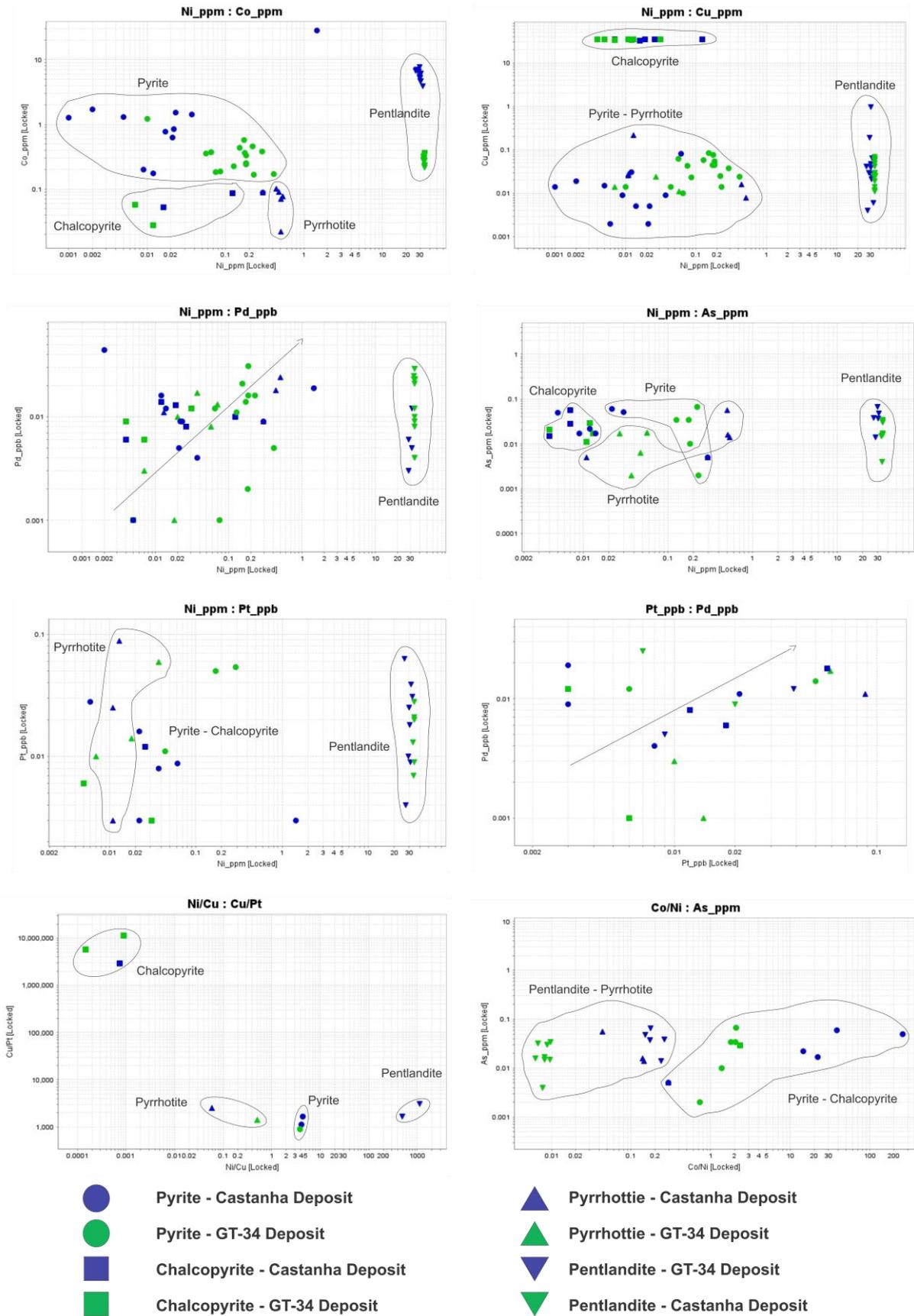


Figure 16: Biplots graphs of EPMA analyzes of sulfides.

Sulfide alteration is an important process to change the amount of metal and sulfur, increasing the metal tenor. Nickel and PGE are generally immobile under most conditions, such as serpentinization and talc-carbonate alteration of ultramafic rocks (Barnes and Liu, 2012). However, nickel can be mobile in oxidized and acidic conditions (Liu et al., 2012) and As-rich orogenic fluids (Le Vaillant *et al.*, 2015). The presence of cobaltite (CoAsS) in both deposits as small grains in contact with sulfides and telurides shows that hydrothermal fluids are As-rich, mainly in the Castanha deposit, where cobaltite is abundant.

Hydrothermal pentlandite is rare (Staude *et al.*, 2023), but millerite and violarite are common hydrothermal nickel sulfides, a product of low-T alteration of pentlandite. Both minerals are present in the GT-34 deposit. Accordingly, the GT-34 pentlandite grains are typically hydrothermal, which is evidenced by the high iron content (31–32.5% Fe) when compared to magmatic pentlandite, and the association with telurides, like melonite and altaite. Chalcopyrite of both deposits are Cd-rich, an indicative of hydrothermal process (fig. 17) (George *et al.*, 2018), like the Churchill Province, Canada (Duran *et al.*, 2019).

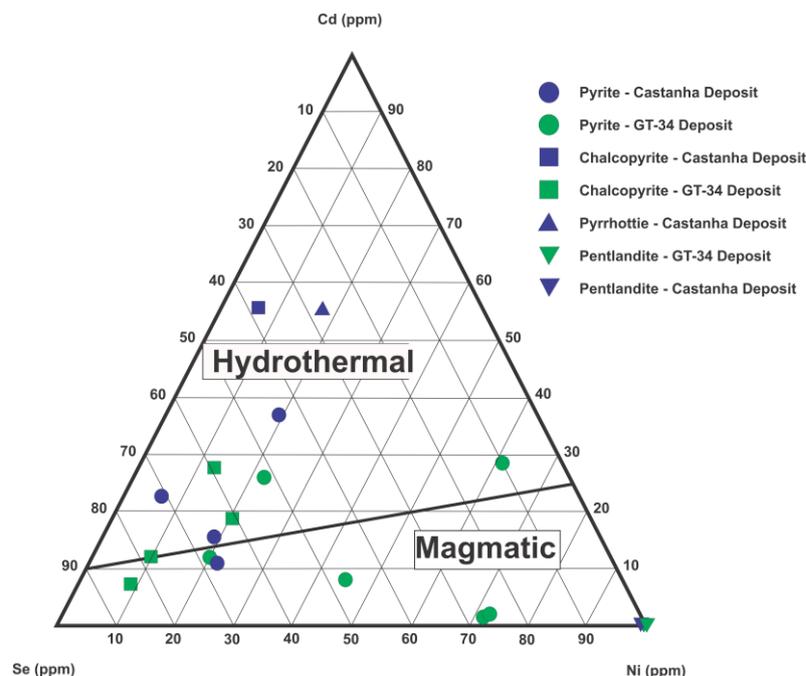


Figure 17: Ternary plot of Cd, Se and Ni for sulfides proposed for Duran et al (2019)

The IOCG deposits have a varied metallogenic potential for various commodities, including some Co-rich deposits, such as the NICO deposit, in Canada (Skirrow, 2022).

However, the processes responsible for cobalt enrichment in the IOCG system are not yet fully understood. Recently, a series of nickel-rich IOCG deposits in the Carajás Mineral Province have been discovered, and among these, some also have a potential for cobalt, as the Castanha deposit.

The Castanha deposit is marked by the Co-rich assemblage, characterized by the presence of Cobaltite and Co-pentlandite (4 - 7,6 % Co) and Co-pyrite crystals (1-3% of Co). Co and Ni are more likely to enter the lattice of pyrite at high temperatures (Klemm, 1965), the higher Co content in some Py crystals can be attributed to hydrothermal fluids with higher temperatures.

In the Jaguar deposit the main cobalt carrier is pentlandite (9092 ppm) and violarite (8219 ppm), while pyrite has 5491 – 6535 ppm of Cobalt. In the Jatobá deposit, the main cobalt carrier is pyrite (2500 – 14800 ppm) (Campo-Rodríguez et al., 2024a). Even though the cobalt contents in sulfides of the Jaguar and Jatobá deposits are high, especially in Pyrite crystal cores in Jatobá, they are significantly lower when compared to Castanha deposit, which can reach 40,000 - 76,000 ppm in Co-pentlandite, evidencing their cobalt-rich nature.

These data suggest that the hydrothermal fluids that percolated into the Castanha deposit are either cobalt-rich or leached Co-rich rocks, like the metavolcanic rocks of Itacaiúnas Supergroup or ultramafic lenses. This interpretation opens new frontiers for cobalt exploration associated with IOCG deposits in Carajás Mineral Province, especially in the southern belt deposits that show nickel-cobalt enrichment.

The sources of the metals are likely the ultramafic rocks of the Mesoarchean greenstone belts of the Carajás basement or an unknown, non-outcropping intrusive mafic-ultramafic complex. The E-W regional structures of the Canaã fault system and NE-SW structures channel the hydrothermal fluids that leached metals from ultramafic rocks and precipitated nickel where the GT-34 and Castanha deposits are located today. The GT-34 represents one of the most reduced IOCG deposit in the Carajás Province, even with negative values of $\delta^{34}\text{S}$ (fig.18). Previous $\delta^{34}\text{S}$ values in pyrrhotites from the Castanha deposit indicated a range of +0.1 to +3%, supporting a magmatic sulfur source. Likewise, $\delta^{13}\text{C-PDB}$ values in calcite, ranging from -3.34‰ to -7.10‰ , further corroborate a magmatic origin for the mineralizing fluids (Pestilho *et al.*, 2020).

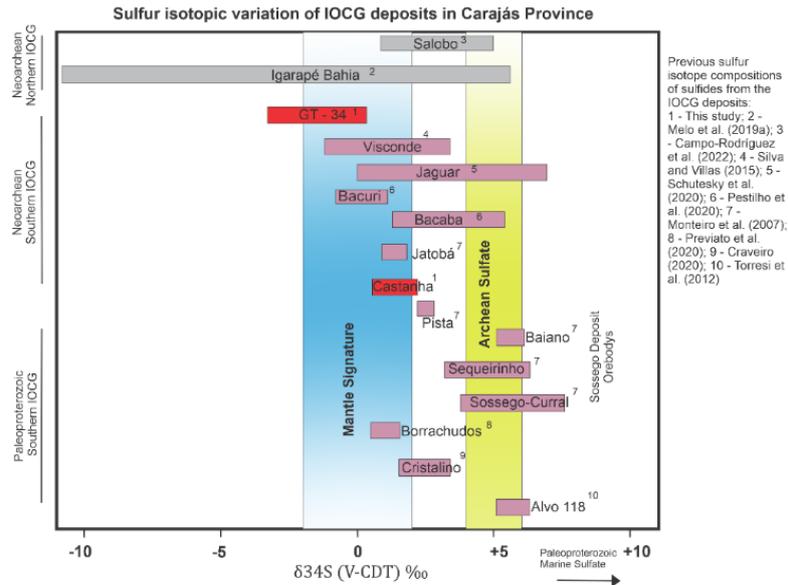


Fig 18: Sulfur isotope compositions of sulfides variation of IOCG deposits in the Carajás Mineral Province in comparison with GT-34 and Castanha deposits data.

6.3. Sulfur Isotope Constraints: Magmatic vs Crustal Input in Neoproterozoic IOCG Systems

The sources of sulfur, metals, and fluids responsible for mineralization in IOCG deposits are widely debated. Hunt *et al* (2007) proposed a classification based on the origin of the fluids, categorizing them into magmatic and non-magmatic end members, with a hybrid member between these extremes. The $\delta^{33}\text{S}$ and $\delta^{34}\text{S}$ isotope data obtained range from -3.2 to +0.36 ‰ for the GT-34 deposit and +0.58 to +2.17 ‰ for the Castanha deposit, suggesting mantle magmatic sources for the sulfides in both deposits (fig. 18). In the adjacent areas of these deposits, there are no abundant nickel-rich ultramafic rocks; consequently, the source of nickel remains uncertain.

In the Dahongshan IOCG deposit, China, negative values of $\delta^{34}\text{S}$ and low Se/S ratios in pyrite suggest the incursion of external exchanged basinal brine during a second generation of Py formation (Su et al., 2023). Selenium and sulfur show similar geochemical behavior in fluids and the Se/S ratios can provide information about the fluids reservoir. Higher Se/S ratios indicate magmatic-hydrothermal source, in contrast with lower Se/S ratios, associated with evaporites, basinal brines and sea water (Huston et al., 1995). In IOCG systems, intense fluid mixing processes occur between magmatic-hydrothermal fluids and seawater and basinal brines. In high-temperature systems, Se-rich sulfides are mainly related to magmatic-hydrothermal fluids. The GT-34 and Castanha deposits present high Se/S ratios, with average values of 0.00222 for the GT-34

deposit and 0.00184 for the Castanha deposit. These data support a predominantly magmatic-hydrothermal origin of the mineralizing fluids.

The pyrite of Castanha deposit are Co-rich (~23.849 ppm), high Co/Ni ratios (~145) and presents low values of $\delta^{33}\text{S}$ and $\delta^{34}\text{S}$ isotope data. These conditions are similar to observed in Dahongshan deposit, which was explained by the mixing of fluids of magmatic-hydrothermal origin with external basinal fluids and brines (Su et al., 2023). The GT-34 deposit presents more negative $\delta^{33}\text{S}$ and $\delta^{34}\text{S}$ values, which may mean a greater contribution from magmatic-hydrothermal sulfur sources. In Castanha deposit, cobalt in pyrite is eventually derived from the magmatic-hydrothermal fluid and external fluid is relatively depleted in cobalt.

6.4 The Hydrothermal Ni-Co Signature in the IOCG Southern Copper Belt of Carajás and broader Implications for other IOCG Systems

The Southern Copper Belt is characterized by its potential for hydrothermal nickel mineralization associated with the IOCG (iron oxide-copper-gold) mineral system. The Canaã Shear Zone plays a critical role in controlling the flow of ore-forming fluids, along with subsidiary faults that serve as conduits for hydrothermal activity and ore forming in several deposits, like Jaguar, Jatobá (Campo-Rodriguez et al., 2025), Castanha and GT-34 (Dutra, 2024). This region contains nickel and cobalt-rich source rocks that are leached by magmatic-hydrothermal fluids, which are transported through these deep structural features. The nickel is subsequently precipitated in sulfide breccias, forming significant mineral deposits. The absence of mafic-ultramafic layered intrusions and Mesoarchean greenstone belt sequences in the northern belt should explain why no hydrothermal nickel deposits are found in the northern portion of the Carajás Mineral Province.

A series of lateritic nickel deposits occur in the Carajás Mineral Province associated with small and medium-sized mafic-ultramafic intrusions, such as Vermelho (Siepierski & Ferreira Filho, 2020), Jacaré-Jacarezinho (Tomazoni Neto, 2011) and Onça-Puma (Rosa, 2015). Ultramafic volcanic rocks in the mesoarchean greenstone belts also have a potential for nickel and cobalt, therefore the province has an endowment for a nickel-cobalt source. Regional translithospheric structures, such as the McCandles, Canaã and Cinzento faults, are important conduits for fluids ascending from the mantle. They control the Cu-Au mineralization of the IOCG mineral system and may also have the potential to control hydrothermal nickel-(Co) mineralization, which seems restricted to the southern copper belt.

A Lu-Hf apatite age of 2527 Ma dated by Campo-Rodriguez *et al.* (2025) suggest a deep metamorphic event on Jatobá deposit generated by shear zones. This reactivation may have channeled heat and fluids associated with Neoproterozoic IOCG mineralizations. Since the Castanha and GT-34 deposits are in the same NE-SW structure as the Jatobá deposit and share Ni(Co-Cu) mineralization, the 2.5 Ga age in the Canaã shear zone may also have a significance for the ore evolution in the GT-34 and Castanha deposits. The biotite Ar-Ar age of 2512 ± 7 Ma for potassic hydrothermal alteration at GT-34 deposit (Pollard *et al.*, 2019), the U-Pb monazite ages of 2034 Ma and 2025 Ma at GT-34 deposit (Dutra, 2024) and the U-Pb apatite ages of 2331 Ma and 2272 Ma at Castanha deposit (Dutra, 2024) corroborate a multi-stages of fluid circulation and complex mineralization evolution.

Geophysical methods are extremely important to locate nickel ore bodies, which are generally controlled by these regional structures in the form of sub-vertical breccias in the subsurface. The magnetotelluric method is essential to map these deep structures on a province scale. Time-domain electromagnetic methods are crucial to highlight the sulfide zones and locate the ore bodies on a deposit scale. In the logging scale, the petrophysics can be useful for determining conductive and magnetic zones along the drilling hole to obtain a more accurate model of the ore geometry.

7. CONCLUSIONS

- 1) Mineralized breccia bodies develop textures similar to those that occur in magmatic sulfide deposits.
- 2) Castanha deposit is a Co-rich nickel hydrothermal IOCG, where cobaltite and Co-pentlandite occurs associated with Pd-melonite and pyrite. High temperature and low oxygen fugacity hydrothermal fluids promote the precipitation of cobalt in magmatic-hydrothermal systems. The GT-34 is a Ni-rich IOCG deposit similar to ISCG deposits, with mainly pentlandite and Ni-rich pyrite ore.
- 3) The results obtained in this study indicate that nickel and cobalt may have been leached and remobilized from Ni(Co)-rich rocks and channeled through regional structures, during magmatic-hydrothermal events.

- 4) The Canaã shear system has a special vocation for hydrothermal nickel mineralization, since all deposits with this characteristic follow the Canaã W-E trend and its NE-SW subsidiary faults.
- 5) Sulfur isotopic data and in situ geochemical data suggest a magmatic-hydrothermal source for nickel mineralization in both deposits.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Appendix A. Supplementary data

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS

5 CONCLUSÕES

i) Corpos de brecha mineralizados desenvolvem texturas semelhantes às que ocorrem em depósitos magmáticos de sulfeto.

ii) O depósito de Castanha é um IOCG hidrotermal de níquel rico em Co, onde cobaltita e co-pentlandita ocorrem associadas a Pd-melonita e pirita. Fluidos hidrotermais de alta temperatura e baixa fugacidade de oxigênio promovem a precipitação de cobalto em sistemas magmático-hidrotermais. O GT-34 é um depósito IOCG rico em Ni, com principalmente minério de pentlandita e pirita rica em Ni.

iii) Os resultados obtidos neste estudo indicam que o níquel pode ter sido lixiviado e remobilizado de rochas ricas em Ni e canalizado através de estruturas regionais, durante eventos magmático-hidrotermais.

iv) O sistema de cisalhamento Canaã tem vocação especial para mineralização hidrotermal de níquel, uma vez que todos os depósitos com esta característica seguem o trend Canaã W-E e suas falhas subsidiárias NE-SW.

v) Dados isotópicos de enxofre e dados geoquímicos in situ sugerem uma fonte magmático-hidrotermal para mineralização de níquel em ambos os depósitos.

REFERÊNCIAS

Althoff, F., Barbey, P., & Boullier, A. M. (2000). 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archaean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, 104(3-4), 187-206.

Amaral, G. (1974). *Geologia pré-cambriana da região amazônica* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Araújo, O.J.B. et al. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belem. Anais... Belém: SBG, 1988. v. 1, p. 324-338.

Araújo Filho, R. C., Nogueira, A. C., & Araújo, R. N. (2020). New stratigraphic proposal of a Paleoproterozoic siliciclastic succession: Implications for the evolution of the Carajás Basin, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102665.

Araújo, R., Costa, L., & Sousa, M. (2021). Evidence of “oil-like” manganese remobilization in the ca. 2.27 Ga Azul red beds of the Carajás Basin, Amazonian Craton, Brazil: An interplay among sedimentary and tectonic controls. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103445.

Avelar, V. G. D., Lafon, J.-M., Correia Jr, F. C., & Macambira, E. M. B. (1999). O MAGMATISMO ARQUEANO DA REGIÃO DE TUCUMÃ-PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS: NOVOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4), 453–460. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1999294453460>

Barnes, S. J. (2006). *Komatiite-Hosted Nickel Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry, and Genesis*. Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/SP.13.03>

Barnes, S. J., & Liu, W. (2012). Pt and Pd mobility in hydrothermal fluids: evidence from komatiites and from thermodynamic modelling. *Ore Geology Reviews*, 44, 49-58.

Barnes, S. J., Cruden, A. R., Arndt, N., & Saumur, B. M. (2016). The mineral system approach applied to magmatic Ni–Cu–PGE sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, 76, 296–316. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.06.012>

Barton, M. D., & Johnson, D. A. (1996). Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, 24(3), 259. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0259:ESMFIR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0259:ESMFIR>2.3.CO;2)

Barton MD (2014) Iron oxide(-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. In: Holland H, Turekian K (eds) *Treatise on Geochemistry*, 2nd edn. pp 515–541.

Bell, R. (1982). *Comments on the geology and uraniferous mineral occurrences of the Werrnecke mountains, Yukon and District of Mackenzie* (Technical Report GSCAN-P--82-1B).

Blanks, D. E., Holwell, D. A., Barnes, S. J., Schoneveld, L. E., Fiorentini, M. L., Baublys, K. A., ... & Knott, T. R. (2022). Mobilization and fractionation of magmatic sulfide: Emplacement and deformation of the Munali Ni-(Cu-platinum group element) deposit, Zambia. *Economic Geology*, 117(8), 1709-1729.

Brito Neves, B. B., & Cordani, U. G. (1991). Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1-2), 23-40.

Campo Rodriguez, Y. T., Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Schutesky, M. E., King, S. A., Gilbert, S., & Ehrig, K. (2024). Platinum Group Minerals Associated with Nickel-Bearing Sulfides from the Jatobá Iron Oxide-Copper-Gold Deposit, Carajás Domain, Brazil. *Minerals*, 14(8), 757. <https://doi.org/10.3390/min14080757>

Campo-Rodriguez, Y. T., Ciobanu, C. L., Gilbert, S., Wade, B., Cook, N. J., Schutesky, M. E., & Ehrig, K. (2025). Coupled Lu-Hf and U-Pb apatite geochronology of Jatobá orebody supports ~ 2.5 Ga metamorphism in deep shear zones from southern Copper Belt, Carajás Domain, Brazil. *Precambrian Research*, 421, 107753. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2025.107753>

Capistrant, P. L., Hitzman, M. W., Wood, D., Kelly, N. M., Williams, G., Zimba, M., Kuiper, Y., Jack, D., & Stein, H. (2015). Geology of the Enterprise Hydrothermal Nickel Deposit, North-Western Province, Zambia. *Economic Geology*, 110(1), 9–38. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.1.9>

Che, Y. Y., Su, H. M., Liu, T., Li, H., & He, S. (2024). The occurrence and enrichment of cobalt in skarn Pb-Zn deposits: A case study of the Niukutou Co-rich deposit, East Kunlun metallogenic belt, western China. *Ore Geology Reviews*, 106210.

Cherry, A. R., Kamenetsky, V. S., McPhie, J., Thompson, J. M., Ehrig, K., Meffre, S., ... & Krneta, S. (2018). Tectonothermal events in the Olympic IOCG Province

constrained by apatite and REE-phosphate geochronology. *Australian Journal of Earth Sciences*, 65(5), 643-659.

Courtney-Davies, L., Tapster, S. R., Ciobanu, C. L., Cook, N. J., Verdugo-Ihl, M. R., Ehrig, K. J., ... & Wade, B. P. (2019). A multi-technique evaluation of hydrothermal hematite UPb isotope systematics: Implications for ore deposit geochronology. *Chemical Geology*, 513, 54-72.

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.

Corriveau, L., Montreuil, J.-F., & Potter, E. G. (2016). Alteration Facies Linkages Among Iron Oxide Copper-Gold, Iron Oxide-Apatite, and Affiliated Deposits in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*, 111(8), 2045–2072. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.8.2045>

Corriveau, L. C., Potter, E. G., Acosta-Gongora, P. A., Blein, O., Montreuil, J. F., de Toni, A. A., ... & Hanes, R. (2017, August). Petrological mapping and chemical discrimination of alteration facies as vectors to IOA, IOCG, and affiliated deposits within Laurentia and beyond. In *SGA Québec 2017*.

Costa, M., Lemos, V., Villas, R., Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A., & Lucas, Y. (1997). The bauxite of Carajás mineral province. Em *Brazilian Bauxites*. Não definido.

Craveiro, G. S. (2018). Geologia, alteração hidrotermal e gênese do depósito IOGG Cristalino, Província Mineral de Carajás, Brasil. [Dissertação].

Dall'Agnol, R., Teixeira, N. P., Rämö, O. T., Moura, C. A., Macambira, M. J., & de Oliveira, D. C. (2005). Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80(1-4), 101-129.

Dardenne, M.A., Ferreira Filho, C.F., Meirelles, M.R., 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 1 (4), 363–372

De Melo GHC, Moteiro LVS, Xavier RP, Moreto CPN, Santiago ESB, Dufrane SA, Aires B, Santos AFF (2017). Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology. *Miner Deposita* 52:709-732.

Diniz, A. C., Melo, G. H. C. D., Lana, C. D. C., Queiroga, G. N., Castro, M. P. D., & Reis, H. L. S. (2023). Unravelling magmatic-hydrothermal processes at Salobo and GT-46 IOCG deposits, Carajás mineral province, Brazil: Constraints from whole-rock

geochemistry and trace elements in apatite. *Journal of South American Earth Sciences*, 125, 104290. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104290>

Docegeo, Equipe-Distrito Amazônia, & Distrito Amazônia. (1988). *Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. Província Mineral de Carajás–Litoestratigrafia e principais depósitos minerais* [Apresentação em congresso]. Congresso Brasileiro de Geologia, Belém.

Duran, C. J., Dubé-Loubert, H., Pagé, P., Barnes, S. J., Roy, M., Savard, D., ... & Mansur, E. T. (2019). Applications of trace element chemistry of pyrite and chalcopyrite in glacial sediments to mineral exploration targeting: Example from the Churchill Province, northern Quebec, Canada. *Journal of Geochemical Exploration*, 196, 105-130.

Dutra, L. F., Louro, V. H. A., & Monteiro, L. V. S. (2023). The southern IOCG and hydrothermal nickel mineralization trend of the Carajás Mineral Province: Airborne geophysical and remote sensing evidences for structural controls and hydrothermal signature. *Journal of Applied Geophysics*, 213, 105016.

Dutra, L. F. (2024). *Evolução do sistema mineral IOCG-níquel hidrotermal do Cinturão Sul do Cobre, Província Carajás, com base em análises de LA-ICP-MS in situ aplicadas a estudos geocronológicos e de química mineral*. [Tese].

Einaudi, M. T., & Oreskes, N. (1991). Progress toward an occurrence model for Proterozoic iron oxide deposits—A comparison between the ore provinces of South Australia and Southeast Missouri. Em *The midcontinent of the United States—Permissive terrane for an olympic dam-type deposit?* (p. 58). US Government Printing Office.

Elias, M. (2002). Nickel laterite deposits – geological overview, resources and exploitation. *Giant Ore Deposits: Characteristics, Genesis and Exploration. CODES Special Publication*, 4, 205–220.

Feio, G. R. L., Dall’Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Santos, J. O. S., Althoff, F. J., & 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, 157-185.

Ferreira Filho, C. F., de Oliveira, M. M. F., Mansur, E. T., & Rosa, W. D. (2021). The Jaguar hydrothermal nickel sulfide deposit: evidence for a nickel-rich member of IOCG-type deposits in the Carajás Mineral Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103501.

Forsell, P., & Godin, L. (1980). Geology of the Kiruna area. In *26th International Geological Congress, Guidebook* (pp. 143-150).

Gammons, C. H., Bloom, M. S., & Yu, Y. (1992). Experimental investigation of the hydrothermal geochemistry of platinum and palladium: I. Solubility of platinum and palladium sulfide minerals in NaCl/H₂SO₄ solutions at 300° C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(11), 3881-3894.

Garcia, Victor Botelho Perez. A raiz do Sistema IOCG de Carajás: Alterações hidrotermais e mineralização niquelífera neoarqueana no depósito GT-34. 2018. [Dissertação].

Garcia, V. B., Emilia Schutesky, M., Oliveira, C. G., Whitehouse, M. J., Huhn, S. R. B., & Augustin, C. T. (2020). The Neoproterozoic GT-34 Ni deposit, Carajás mineral Province, Brazil: An atypical IOCG-related Ni sulfide mineralization. *Ore Geology Reviews*, 127, 103773. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103773>

George, L. L., Cook, N. J., Crowe, B. B., & Ciobanu, C. L. (2018). Trace elements in hydrothermal chalcopyrite. *Mineralogical Magazine*, 82(1), 59-88.

González-Álvarez, I., Pirajno, F., & Kerrich, R. (2013). Hydrothermal nickel deposits: Secular variation and diversity. *Ore Geology Reviews*, 52, 1-3.

González-Álvarez, I., Sweetapple, M., Lindley, I. D., & Kirakar, J. (2013). Hydrothermal Ni: Doriri Creek, Papua New Guinea. *Ore Geology Reviews*, 52, 37-57.

Grainger, C. J., Groves, D. I., Tallarico, F. H., & Fletcher, I. R. (2008). Metallogenesis of the Carajás mineral province, southern Amazon craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation. *Ore Geology Reviews*, 33(3-4), 451-489.

Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D., & Hitzman, M. W. (2010). Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. *Economic Geology*, 105(3), 641-654. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.641>

Hanley, J. J., & Bray, C. J. (2009). The trace metal content of amphibole as a proximity indicator for Cu-Ni-PGE mineralization in the footwall of the Sudbury Igneous Complex, Ontario, Canada. *Economic Geology*, 104(1), 113-125.

Hitzman, M. W. (2000). *IRON OXIDE-Cu-Au DEPOSITS: WHAT, WHERE, WHEN AND WHY*.

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(1–4), 241–287. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90121-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90121-4)

Holwell, D. A., Adeyemi, Z., Ward, L. A., Smith, D. J., Graham, S. D., McDonald, I., & Smith, J. W. (2017). Low temperature alteration of magmatic Ni-Cu-PGE sulfides as a source for hydrothermal Ni and PGE ores: A quantitative approach using automated mineralogy. *Ore Geology Reviews*, 91, 718-740.

Hunt, J. A., Baker, T., & Thorkelson, D. J. (2007). A review of iron oxide copper-gold deposits, with focus on the Wernecke Breccias, Yukon, Canada, as an example of a non-magmatic end member and implications for IOCG genesis and classification. *Exploration and Mining Geology*, 16(3-4), 209-232.

Huston, D. L., Sie, S. H., Suter, G. F., Cooke, D. R., & Both, R. A. (1995). Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; Part I, Proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II, Selenium levels in pyrite; comparison with delta 34 S values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Economic Geology*, 90(5), 1167–1196. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.5.1167>

Islam, M. M., Sohag, K., Hammoudeh, S., Mariev, O., & Samargandi, N. (2022). Minerals import demands and clean energy transitions: A disaggregated analysis. *Energy Economics*, 113, 106205.

Justo, A. P., Freitas-Silva, F. H., Schorscher, J. H. D., Nascimento, J. A., & Dantas, E. L. (2015). Derrames komatiíticos do greenstone belt a sul da Serra Sul, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. Recursos minerais da Amazônia e suas implicações socioeconômicas: Anais, 114-117.

Justo, A. P., Dantas, E. L., Freitas-Silva, F. H., & Rodrigues, J. B. (2018). Detrital zircon populations in the Neoproterozoic to Paleoproterozoic sedimentary coverage of Carajás, Amazon craton, Brazil. In *Proceedings of the 49. Brazilian congress of geology; 7. symposium on volcanism and associated environments; 9. symposium of cretaceous from Brazil*.

Justo, A. P., Dantas, E. L., Bau, M., Freitas-Silva, F. H., Santos, R. V., & Schorscher, J. H. D. (2020). Paleobasinal to band-scale REE+ Y distribution in iron formations from Carajás, Amazon Craton, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 127, 103750.

Keays, R. R., & Jowitt, S. M. (2013). The Aveybury Ni deposit, Tasmania: A case study of an unconventional nickel deposit. *Ore Geology Reviews*, 52, 4–17. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.07.001>

Klein, E. L., Almeida, M. E., & Rosa-Costa, L. T. (2012). The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Large Igneous Province Commission*.

Klemm, D. D. (1965). Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde über die natürllichen Mischkristallbereiche der Skutterudite. *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, 11, 323-333.

Le Vaillant, M., Barnes, S. J., Fiorentini, M. L., Miller, J., McCuaig, T. C., & Muccilli, P. (2015). A hydrothermal Ni-As-PGE geochemical halo around the Miitel komatiite-hosted nickel sulfide deposit, Yilgarn Craton, Western Australia. *Economic Geology*, 110(2), 505-530.

Li, C., Barnes, S.-J., Makovicky, E., Rose-Hansen, J., Makovicky, M. 1996. Partitioning of nickel, copper, iridium, rhenium, platinum, and palladium between monosulfide solid solution and sulfide liquid: Effects of composition and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Volume 60, Issue 7, April 1996

Lindenmayer, Z. G., Fleck, A. N. D. R. É., Gomes, C. H., Santos, A. B. S., Caron, R. O. G. É. R. I. O., Paula, F. D. C., ... & Sardinha, A. S. (2005). Caracterização geológica do alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. *Caracterização de Depósitos Mineraiis em Distritos Mineiros da Amazônia. Capítulo IV, DNPM, CT-Mineral/FINEP, ADIMB, 74p, CD-Rom*.

Liu, W., Migdisov, A., & Williams-Jones, A. (2012). The stability of aqueous nickel(II) chloride complexes in hydrothermal solutions: Results of UV–Visible spectroscopic experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 94, 276–290. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.04.055>

Macambira, J. B. (2003). O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará.

Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T. E., & Lindenmayer, D. (1991). U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49(3-4), 329-354.

Mansur, E. T., & Ferreira Filho, C. F. (2016). Magmatic structure and geochemistry of the Luanga Mafic–Ultramafic Complex: Further constraints for the PGE-mineralized magmatism in Carajás, Brazil. *Lithos*, *266*, 28-43.

Mansur, E. T., & Ferreira Filho, C. F. (2017). Chromitites from the Luanga Complex, Carajás, Brazil: Stratigraphic distribution and clues to processes leading to post-magmatic alteration. *Ore Geology Reviews*, *90*, 110-130.

Mansur, E. T., Barnes, S.-J., Duran, C. J., & Sluzhenikin, S. F. (2020). Distribution of chalcophile and platinum-group elements among pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite and cubanite from the Noril'sk-Talnakh ores: Implications for the formation of platinum-group minerals. *Mineralium Deposita*, *55*(6), 1215–1232. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00926-z>

Mansur, E. T., Dare, S. A. S., Filho, C. F. F., Miranda, A. C. R., & Monteiro, L. V. S. (2023). The distribution of trace elements in sulfides and magnetite from the Jaguar hydrothermal nickel deposit: Exploring the link with IOA and IOCG deposits within the Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, *152*, 105256. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105256>

Migdisov, Art. A., Zevin, D., & Williams-Jones, A. E. (2011). An experimental study of Cobalt (II) complexation in Cl⁻ and H₂S-bearing hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *75*(14), 4065–4079. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.05.003>

Monteiro LVS, Xavier RP, Hitzman MW, Juliani C, Souza Filho CR, Carvalho ER (2008a) Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás mineral province, Brazil. *Ore Geol Rev* 34:317–336.

Monteiro LVS, Xavier RP, Carvalho ER, Hitzman MW, Johnson CA, Souza Filho CR, Torresi I (2008b) Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide– copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Paragenesis and stable isotope constraints. *Miner Deposita* 43:129–159.

Moreto, C. P. N., Monteiro, L. V., Xavier, R. P., Amaral, W. S., Dos Santos, T. J. S., Juliani, C., & de Souza Filho, C. R. (2011). Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, *46*, 789-811.

Moreto, C. P. N. (2013). *U-Pb and Re-Os geochronology applied to the metallogenetic evolution of the Southern Copper Belt of the Carajás Province* [Tese de doutorado].

Moreto, C. P. N., Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Creaser, R. A., DuFrane, S. A., Tassinari, C. C. G., Sato, K., Kemp, A. I. S., & Amaral, W. S. (2015). Neoproterozoic and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence. *Economic Geology*, *110*(3), 809–835. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.3.809>

Mudd, G. M., & Jowitt, S. M. (2014). A Detailed Assessment of Global Nickel Resource Trends and Endowments. *Economic Geology*, *109*(7), 1813–1841. <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.7.1813>

Mudd, G. M., & Jowitt, S. M. (2022). The new century for nickel resources, reserves, and mining: Reassessing the sustainability of the devil's metal. *Economic geology*, *117*(8), 1961-1983.

Naldrett, A. J. (2005). A history of our understanding of magmatic Ni–Cu sulfide deposits. *The Canadian Mineralogist*, *43*(6), 2069-2098.

NOGUEIRA, A.F.C. Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás-PA. 1995. 167 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, 1995.

Oliveira, M. M. F. D. (2018). Caracterização e metalogênese do depósito de Ni do Jaguar, Província Mineral de Carajás. [Dissertação].

Pestilho, A. L. (2011). *Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleo-sistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.11539.17441>

Pestilho, A. L. S., Monteiro, L. V. S., Melo, G. H. C. D., Moreto, C. P., Juliani, C., Fallick, A. E., & Xavier, R. P. (2020). Stable isotopes and fluid inclusion constraints on the fluid evolution in the Bacaba and Castanha iron oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, *126*, 103738. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103738>

Pidgeon, R. T., Macambira, M. J. B., & Lafon, J. M. (2000). Th–U–Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium

Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166(1-2), 159-171.

Pochon, A., Beaudoin, G., Branquet, Y., Boulvais, P., Gloaguen, E., & Gapais, D. (2017). Metal mobility during hydrothermal breakdown of Fe-Ti oxides: insights from Sb-Au mineralizing event (Variscan Armorican Massif, France). *Ore Geology Reviews*, 91, 66-99.

Porter, T. M. (2000). Hydrothermal iron-oxide copper-gold & related ore deposits. *Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold & Related Deposits: A Global Perspective (editor Porter TM). Australian Mineral Foundation, Adelaide*, 3-5.

Porto, C. G. (2016). Geochemical exploration challenges in the regolith dominated Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 73, 432-450.

Pollard, P. J. (2001). Sodic(-calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: An origin via unmixing of magmatic $H_2O-CO_2-NaCl \pm CaCl_2-KCl$ fluids. *Mineralium Deposita*, 36(1), 93–100. <https://doi.org/10.1007/s001260050289>

Pollard, P. J. (2006). An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide–copper–gold (IOCG) provinces. *Mineralium Deposita*, 41, 179-187.

Porter, T. M. (2010). Current understanding of iron oxide associated-alkali altered mineralised systems: Part I—an overview. *Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: a global perspective*, 3, 5-32.

Pollard, P. J., Taylor, R. G., Peters, L., Matos, F., Freitas, C., Saboia, L., & Huhn, S. (2019). ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of Archean iron oxide Cu-Au and Paleoproterozoic granite-related Cu-Au deposits in the Carajás Mineral Province, Brazil: implications for genetic models. *Mineralium Deposita*, 54(3), 329-346.

Reis, N. J., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M. S., Bettencourt, J. S., Ernst, R. E., & Goulart, L. E. A. (2022). Large igneous provinces of the Amazonian Craton and their metallogenic potential in Proterozoic times.

Requia, K., Fontboté, L., & Porter, T. M. (2000). The Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás, northern Brazil. *Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: a global perspective. Australian Mineral Foundation, Adelaide*, 225-236.

Ripley, E. M., & Li, C. (2013). Sulfide saturation in mafic magmas: Is external sulfur required for magmatic Ni-Cu-(PGE) ore genesis?. *Economic geology*, 108(1), 45-58.

Rolando, A. P., & Macambira, M. J. B. (2003). Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In *South American Symposium on Isotope Geology* (Vol. 4). Salvador. Expanded Abstracts. Salvador.(CD-ROM).

Rosa, W. D. (2015). Complexos acamados da Serra da Onça e Serra do Puma: geologia e petrologia de duas intrusões máfico-ultramáficas com sequencia de cristalização distinta na Província Arqueana de Carajás, Brasil.

Rodríguez, Y. T. C. (2025). Os depósitos de jatobá e onça rosa, província mineral de Carajás, Brasil: discussões genéticas sobre mineralizações em sistemas IOCG ricos em NI. [Tese].

Santiago, E. S. B., Xavier, R. P., Hagemann, S. G., Monteiro, L. V. S., & Cliff, J. (2021). Multiple sulfur isotopes constraints on origin and evolution of the Neoproterozoic Cu-Au systems from the Carajás Domain, Amazonian Craton, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 129, 103872.

Santos, J. (2003). Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. Em *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, mapas e SIG* (p. 169–226). CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

Schutesky, M. E., & De Oliveira, C. G. (2020). From the roots to the roof: An integrated model for the Neoproterozoic Carajás IOCG System, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 127, 103833. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103833>

Seal, R. R. (2006). Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61(1), 633–677. <https://doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12>

Scholten, L., Watenphul, A., Beermann, O., Testemale, D., Ames, D., & Schmidt, C. (2018). Nickel and platinum in high-temperature H₂O+ HCl fluids: implications for hydrothermal mobilization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 224, 187-199.

Siepierski, L. (2008). *Geologia e petrologia do prospecto GT-34: Evidência de metassomatismo de alta temperatura e baixa fO₂, província mineral Carajás* [Dissertação].

Siepierski, L., & Ferreira Filho, C. F. (2016). Spinifex-textured komatiites in the south border of the Carajas ridge, Selva Greenstone belt, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 41-55.

Siepierski, L., & Ferreira Filho, C. F. (2020). Magmatic structure and petrology of the Vermelho Complex, Carajás Mineral Province, Brazil: Evidence for magmatic

processes at the lower portion of a mafic-ultramafic intrusion. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102700.

Sillitoe, R. H. (2000). Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery.

Sillitoe, R. H. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, 38, 787-812.

Silva, M. A. D. (2014). *Metatexitos e diatexitos do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução mesoarqueana do Domínio Carajás* (Doctoral dissertation, [sn]).

Silva, A. C. S. D., & Costa, M. L. D. (2020). Genesis of the “soft” iron ore at S11D Deposit, in Carajás, Amazon Region, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 50(1), e20180128.

Skirrow, R. G., Van Der Wielen, S. E., Champion, D. C., Czarnota, K., & Thiel, S. (2018). Lithospheric architecture and mantle metasomatism linked to iron oxide Cu-Au ore formation: Multidisciplinary evidence from the Olympic Dam region, South Australia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(8), 2673-2705.

Skirrow, R. G., Murr, J., Schofield, A., Huston, D. L., van der Wielen, S., Czarnota, K., ... & Duan, J. (2019). Mapping iron oxide Cu-Au (IOCG) mineral potential in Australia using a knowledge-driven mineral systems-based approach. *Ore Geology Reviews*, 113, 103011.

Skirrow, R. G. (2022). Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits—A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification. *Ore Geology Reviews*, 140, 104569.

Souza, Z. S., & Dall'Agnol, R. (1996). Caracterização geoquímica e tectônica de rochas meta vulcânicas de "greenstone belts" arqueanos da região de Rio Maria, SE do Pará. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, (18), 97-101.

Sousa, D. S., Monteiro, L. V. S., Oliveira, D. C., Silva, M. A. D. D., Moreto, C., & Juliani, C. (2013). O greenstone belt Sapucaia na região de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás: Contexto geológico e caracterização petrográfica. *Recursos minerais e sustentabilidade territorial na Amazônia: Anais-Resumos expandidos*, 1094-1097.

Sousa, S. D., Monteiro, L. V. S., Oliveira, D. C. D., Silva, M. A. D., Moreto, C. P. N., & Juliani, C. O. (2015). O Greenstone Belt Sapucaia na região de Água Azul do

Norte, Província Carajás: contexto geológico e caracterização petrográfica e geoquímica. *Contrib. Geol. Amaz*, 9, 317-338.

Sousa, S. D. (2020). *O Greenstone Belt Sapucaia: implicações para a evolução crustal mesoarqueana da Província Carajás* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Staupe, S., Scharrer, M., Markl, G., Simon, I., Pfaff, K., Monecke, T., & Blanc, P. (2023). Hydrothermal Pentlandite (Ni, Fe) 9S8 from Kambalda, Western Australia: Occurrences, Formation Conditions, and Association with Orogenic Gold. *The Canadian Journal of Mineralogy and Petrology*, 61(2), 239-271.

Su, Z. K., Zhao, X. F., & Wang, C. Y. (2023). Trace elements and sulfur isotopic compositions of sulfides in the giant Dahongshan Fe-Cu-(Au-Co) deposit, SW China: Implications for fluid evolution and Co enrichment in IOCG systems. *Ore Geology Reviews*, 157, 105401.

Tallarico, F.H.B. et al. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia Deposit, Carajás Copper-Gold Belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of Iron-Oxide Cu-Au-(U-REE) Mineralization. *Economic Geology*, v. 100, n. 1, p. 7-28, 2005.

Tavares, F. M. (2015). *Evolução geotectônica do nordeste da Província Carajás*. Universidade Federal do Rio de Janeiro. [Tese].

Teixeira, W. et al. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 42, n. 3-4, p. 213-227, 1989.

Teixeira, M. F. B., Dall'Agnol, R., da Silva, A. C., & dos Santos, P. A. (2013). Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, 8(3), 291-323.

Teixeira, N. A., Campos, L. D., Paula, R. R. D., Lacasse, C. M., Ganade, C. E., Monteiro, C. F., Lopes, L. B. L., & Oliveira, C. G. D. (2021). Carajás Mineral Province—Example of metallogeny of a rift above a cratonic lithospheric keel. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103091. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103091>

Thode, H. G., Dunford, H. B., & Shima, M. (1962). Sulfur isotope abundances in rocks of the Sudbury District and their geological significance. *Economic Geology*, 57(4), 565–578. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.57.4.565>

Thode, H. G., Monster, J., & Dunford, H. B. (1961). Sulphur isotope geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 25(3), 159–174. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(61\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(61)90074-6)

Tomazoni Neto, F. (2011). Controle na distribuição das lateritas e saprolitos de alto teor no depósito de níquel laterítico do Jacaré, Distrito de Carajás, Brasil. [Dissertação].

Tolbert, G. E., Tremaine, J. W., Melcher, G. C., & Gomes, C. B. (1970). Geology and iron ore deposits of Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Genesis of Precambrian iron and manganese deposits : Genèse des formations précambriennes de fer et de manganèse*.

Torresi, I., Xavier, R. P., Bortholoto, D. F. A., & Monteiro, L. V. S. (2012). Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): Implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 47(3), 299–323. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0373-4>

Vasquez, M. L., & Rosa-Costa, L. T. da. (2008). Geologia e recursos minerais do Estado do Pará. *CPRM*.

Veloso, A. S. R., Monteiro, L. V. S., & Juliani, C. (2020). The link between hydrothermal nickel mineralization and an iron oxide-copper–gold (IOCG) system: Constraints based on mineral chemistry in the Jatobá deposit, Carajás Province. *Ore Geology Reviews*, 121, 103555. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103555>

Whitehouse, M. J., Kamber, B. S., Fedo, C. M., & Lepland, A. (2005). Integrated Pb- and S-isotope investigation of sulphide minerals from the early Archaean of southwest Greenland. *Chemical Geology*, 222(1–2), 112–131. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.06.004>

Williams-Jones, A. E., & Heinrich, C. A. (2005). 100th Anniversary special paper: vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 100(7), 1287-1312.

Williams, P. J., Kendrick, M. A., & Xavier, R. P. (2010). Sources of ore fluid components in IOCG deposits. PGC Publishing.

Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., Torresi, I., Carvalho, E. de R., Dreher, A. M., Wiedenbeck, M., Trumbull, R. B., Pestilho, A. L. S., & Moreto, C. P. N. (2011). THE IRON OXIDE COPPER-GOLD DEPOSITS OF THE CARAJÁS MINERAL

PROVINCE, BRAZIL: AN UPDATED AND CRITICAL REVIEW. *Health & Environmental Research Online*, 2, 285–306.

Xavier, R. P., Moreto, C. P. N., Melo, G. H. C., Toledo, P., Junger, R., Silva, M. A. D. da, Faustione, J., Lopes, A., Monteiro, L. V. S., & Previato, M. A. (2017). Geology and metallogeny of Neoproterozoic and Paleoproterozoic copper systems of the Carajás Domain, Amazonian Craton, Brazil. Em *Mineral Resources to Discover-14th SGA Biennial Meeting*.

Xavier, R. P., Soares Monteiro, L. V., Moreto, C. P. N., Pestilho, A. L. S., Coelho De Melo, G. H., Delinardo Da Silva, M. A., Aires, B., Ribeiro, C., & Freitas E Silva, F. H. (2012). The Iron Oxide Copper-Gold Systems of the Carajás Mineral Province, Brazil. J. W. Hedenquist, M. Harris, & F. Camus, *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World* _{title>A Tribute to Richard H. Sillitoe}. Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/SP.16.17>

Zimba, M. 2012. The composition and role of brines in formation of Copper Belt ores: Enterprise nickel prospect case study, North-Western Province, Zambia. MSc thesis, University of Leeds.