



Universidade de Brasília – UnB

Instituto de Geociências – IG

Programa de Pós-Graduação em Geologia

**“O DEPÓSITO DE Au (Cu-Ag) SERRINHA DE GUARANTÃ,
CRÁTON AMAZÔNICO, BRASIL: UM DEPÓSITO
AURÍFERO NÃO-CONVENCIONAL ASSOCIADO AO
SISTEMA PÓRFIRO-EPITERMAL PALEOPROTEROZOICO
JURUENA TELES PIRES”**

Francisco Sene Rios

Dissertação de Mestrado Nº 408

Orientador: Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira

Brasília, DF, 2019

Agradecimentos

A Deus pelo dom da vida. À minha esposa Ana Claudia pelo carinho, apoio, discussões, revisões no texto, e principalmente pela paciência e compreensão. Aos meus filhos Maria Teresa e Antônio, que me distraíram me dispersaram a todo o momento durante a elaboração desta dissertação, mas também me animaram, me encinaram a ser paciente e, juntamente com a minha esposa, deram sentido à minha vida.

Aos meus pais Ricardo Ribeiro Rios e Márcia Terezinha Sene Rios, aos meus irmãos Miguel e Maria Isabel pelo carinho, incentivo e paciência.

Aos geólogos Cleber Ladeira Alves e Gilmar José Rizzotto, pelas discussões, pela ajuda nos trabalhos de campo, pelas revisões no texto e pelas incontáveis latinhas de “guaraná” que tomamos após os trabalhos de campo e nos domingos de pescaria. Ao geólogo Marcelo Ferreira (Toiço) pelo imenso incentivo para a realização deste trabalho, pela compreensão, pela ajuda nas discussões e pela amizade.

À geóloga Joseneusa Brilhante pelas revisões no texto, pela disponibilidade e solicitude.

Por fim agradeço ao professor Claudinei Gouveia de Oliveira, orientador deste trabalho, que apesar do pouco tempo que tivemos disponível para as discussões e orientações, fez intervenções cirúrgicas nesta dissertação e conduziu, desde o início, a realização deste trabalho com a sabedoria de um “matuto” e a astúcia de uma raposa.

Resumo

A Província Mineral Juruena-Teles Pires (PMJTP) localiza-se na porção centro-norte do Brasil, na borda sul do Cráton Amazônico, e compreende uma faixa de aproximadamente 500 km, num *trend* W-NW/E-SE, contendo cerca de 200 ocorrências de Au primário, a maioria de gênese hidrotermal-magmática e idade paleoproterozoica, sendo alguns depósitos classificadas como pórfiros.

O depósito de Au-Cu (Ag) Serrinha de Garantã, situado na porção leste dessa província, consiste de um sistema de veios e vênulas de quartzo, carbonato, Feldspato potássico, bornita, \pm calcocita e \pm calcopirita, de direção N50W e mergulho 80° SW. Os corpos de minério, que são controlados por zonas de cisalhamento e estão encaixados, sobretudo, em flogopita xistos e anfibolitos de composições máfica-ultramáfica, e subordinadamente em ortognaisse migmatítico, metadiorito e leucomonzogranito. Análises U-Pb em zircão forneceram as idades de 1977 \pm 6 Ma para o metadiorito, de 1973 \pm 3 Ma para um flogopita-xisto de composição ultramáfica e de 1899 \pm 12 Ma para o leucomonzogranito. Essas idades são interpretadas como idades de cristalização dos protólitos.

A alteração hidrotermal no depósito Serrinha de Garantã ocorre em duas zonas principais: propilítica e potássico-carbonática. A zona propilítica é precoce e distal em relação à mineralização, caracteriza-se por epidotização, carbonatação e cloritização penetrativas e associa-se a um sistema de veios e vênulas de epidoto + clorita + carbonato \pm quartzo \pm flogopita. A zona potássico-carbonática é proximal e contemporânea à mineralização, caracteriza-se por uma flogopitização penetrativa e associa-se a um sistema de veios e vênulas de Feldspato potássico + quartzo leitoso + calcita + sulfetos de Cu \pm fluorita. Ocorre ainda, um sistema de vênulas posterior à mineralização, caracterizado por vênulas de clorita, quartzo hialino, dolomita, calcita e barita.

Análises de isótopos estáveis realizados em veios de calcita associados à mineralização forneceram valores de $\delta^{13}C_{PBD}$ variando entre -2,46 e -2,68‰, com valor médio de -2,60‰, enquanto os valores de $\delta^{18}O_{SMOW}$ variam entre 6,52 e 7,54‰, com valor médio de 7,11 ‰, indicando fonte mantélica para o carbonato.

Análises de química mineral foram realizadas em feldspato potássico hidrotermal (microclínio) e ígneo (sanidina), em plagioclásio metamórfico (albita) e ígneo (oligoclásio), em anfibólios metamórficos (tremolita e actinolita), em biotita hidrotermal (flogopita) e em clorita hidrotermal (clinocloro, brunsvigita, penninita e diabandita).

De maneira geral, os depósitos na PMJTP, incluindo o depósito Serrinha de Garantã, apresentam uma série de distinções com o sistema pórfiro convencional, as quais podem estar relacionadas ao caráter intraplaca do magmatismo responsável pelas mineralizações, destacando-se: (i) a composição predominantemente ácida de tais magmas, gerando intrusões monzo a sieno-graníticas, havendo ausência de magmas de composição intermediária, conforme se observa nos pórfiros e epitermais convencionais; (ii) a ocorrência de mineralizações estruturalmente controladas, com amplo domínio de minérios contidos em veios em relação a minérios contidos em zonas de brechas e *stockworks*, indicando condições de baixa pressão confinante de fluidos, possivelmente relacionadas a magmas com menores quantidades de água se comparados aos magmas de arco magmático; e (iii) assembleias hidrotermais ricas em carbonatos e frequentemente fluorita, indicando a atuação de fluidos enriquecidos em CO₂ e F, e relativamente empobrecidos em H₂O e Cl.

A grande maioria depósitos do tipo pórfiro é gerada em ambientes convencionais, ou seja, em contextos geotectônicos relacionados a arcos acrecionários. Entretanto, alguns sistemas pórfiro ocorrem em ambientes não convencionais, relacionados a contextos tectônicos pós-colisionais, que se desenvolvem após o período de subducção, ou em porções intracontinentais distantes de zonas de subducção. O depósito Serrinha de Garantã, assim como outros depósitos da PMJTP, apresenta algumas feições típicas de sistemas pórfiro-epitermal, entretanto, particularidades observadas neste estudo, sugerem que tais mineralizações se deram de forma não convencional, num ambiente intracontinental.

Palavras Chave: sistema pórfiro-epitermal, paleoproterozoico, alteração hidrotermal, contexto intracontinental.

Abstract

The Juruena-Teles Pires Gold Province is located in the north central portion of Brazil, on the southern edge of the Amazonian Craton, and comprises a range of nearly 500 km, in a W-NW / E-SE trend, containing about 200 occurrences of primary Au, most of magmatic-hydrothermal genesis and paleoproterozoic age, with some of these deposits classified as porphyry.

The Serrinha de Guarantã Au-Cu (Ag) deposit, located in the eastern portion of this province, consists of quartz, carbonate, K-feldspar, bornite, \pm chalcocite and \pm chalcopyrite veins and veinlets system, in the N50W direction and dipping 80 ° SW. The ore bodies that are controlled by shear zones and are embedded mainly in mafic-ultramafic composition amphibolites and phlogopite schists and, subordinately, in migmatite orthogneiss, metadiorite and leucomonzogranite. U-Pb zircon analyzes provided the ages of 1977 \pm 6 Ma for the metadiorite, from 1973 \pm 3 Ma for a ultramafic composition phlogopite schist of, and 1899 \pm 12 Ma for the leucomonzogranite. These ages are interpreted as ages of protolith crystallization.

The hydrothermal alteration in the Serrinha de Guarantã deposit takes place in two main zones: propylitic and potassic-calcic. The propylitic zone is early and distal in relation to the mineralization, it is characterized by pervasive epidotization, carbonatation and chloritization and it is associated with a epitote + chlorite + carbonate \pm quartz \pm phlogopite veins and veinlets system. The potassium-carbonate zone is proximal and contemporary to the mineralization. It is characterized by a pervasive phlogopitization and is associated with a K-feldspar + milky quartz + orange calcite + Cu silfides \pm fluorite veins and veinlets system. There is also a veinlets system posterior to the mineralization, characterized by veinlets of chlorite, hyaline quartz, dolomite, calcite and barite.

Stable isotope analyzes performed on calcite veins associated with mineralization provided values for C $\delta^{13}C_{PBD}$ ranging from -2.46 to -2.68 ‰, with mean value of -2.60 ‰, while the values for $\delta^{18}O_{SMOW}$ range from 6.52 to 7.54 ‰, with a mean value of 7.11 ‰, indicating a mantle source for the carbonate.

Mineral chemistry analyzes were performed on hydrothermal (microcline) and igneous (sanidine) K-feldspar, on metamorphic (albite) and igneous (oligoclase) plagioclase, on metamorphic amphiboles (tremolite and actinolite), hydrothermal biotite (phlogopite) and hydrothermal chlorite (clinocllore, brunsvigite, penninite and diabandite).

In general, deposits in the PMJTP, including the Serrinha de Guarantã deposit, present a series of distinctions with the conventional porphyry system, which may be related to the intraplate feature of the magmatism responsible for the mineralizations, highlighting: (i) the dominantly acidic composition of such magmas, generating monzo to sieno-granitic intrusions, with absence of intermediate composition magmas, as observed in the conventional porphyries and epithermals; (ii) the occurrence of structurally controlled mineralizations, with a large predominance of ore contained in veins in relation to ores contained in breccias and stockwork zones, indicating conditions of low fluid confining pressure, possibly related to magmas with lower amounts of water regarding magmas of magmatic arcs; and (iii) rich hydrothermal assemblies of carbonates and often fluorite, indicating the interaction of CO₂ and F enriched fluids, and relatively H₂O and Cl depleted.

The Serrinha de Guarantã deposit presents some typical features of porphyry-epithermal systems, however, particularities observed in this study, suggest that the mineralization occurred in an unconventional way, in an intracontinental environment.

Keywords: *porphyry-epithermal system, paleoproterozoic, hydrothermal alteration, intracontinental setting.*

Lista de Figuras

Figura 1.1– Mapa geotectônico com a localização das ocorrências auríferas e do depósito de Au (Cu-Ag) Serrinha de Guarantã na Província Mineral Juruena Teles Pires. O prospecto de Cu (Au) da Jaca, cujas intersecções de sondagem positivas geraram aquecimento da atividade prospectiva na região, encontra-se assinalado em verde.

Figura 2.1 – Histograma de idades por classe de pórfiro, com a indicação dos belts de pórfiro (Seedorf et al., 2005).

Figura 2.2 – Ambiente tectônico de formação dos sistemas pórfiro clássicos mostrando a geração de magmas em ambiente de arco de ilha e arco continental (Groves & Bierlein, 2007).

Figura 2.3– A: Geração de depósitos Cu-pórfiro como produtos de magmatismo de arco (Richards, 2009). MASH – melting, assimilation, storage, homogenization (fusão, assimilação, armazenamento e homogeneização); SLCM – subcontinental lithospheric mantle (manto litosférico subcontinental). B-D: Refusão de SLC subductado e metassomatizado ou de zonas cumuláticas hidratadas na base da crosta (camadas pretas) levando a potencial formação de depósitos Cu-Au pórfiro e epitermais de Au. B: Espessamento litosférico colisional. C: Delaminação de manto litosférico pós-colisional. D: Extensão litosférica pós-subducção.

Figura 2.4 – Concentrações de Cu e Au no magma silicático como função de $R=(\text{massa de fundido silicático})/(\text{massa de fundido sulfetado})$. Magmas ricos em Cu podem se formar em valores de R relativamente baixos ($R = 10^2-10^5$), mas deixam um resíduo de sulfeto relativamente rico em Au. A refusão desse resíduo sulfetado ($R \geq 10$) durante um segundo estágio de fusão, pode gerar magmas relativamente ricos em ouro (Richards, 2009).

Figura 2.5 – A: Imagem de satélite mostrando a localização aproximada dos belts metalogenéticos do leste da China que contém os sistemas pórfiro intracontinentais: GXR = *Great Xing'an Range*, Q = *Qinling*, X = *Xilamulun*, YR = *Yang Tze River Valley*, e YL = *Yanshan- Liaoning*. B: Mapa simplificado do leste da China, mostrando a localização dos belts metalogenéticos. NSGR = *north-south gravity lineament* (Pirajno and Zhou, 2014).

Figura 2.6 – Mapa de gravimetria Bouguer da China mostrando forte contraste entre a assinatura a leste e a oeste do lineamento gravimétrico (NSGL) (imagem disponibilizada por Zhang Lianchang, Chinese Academy of Sciences e publicada por Pirajno and Zhou, 2014).

Figura 2.7 – Quadros esquemáticos com as principais distinções entre as classes sistemas pórfiro. A) Principais distinções relacionadas ao magmatismo, aos metais e aos epitermais, entre os sistemas pórfiro convencionais, formados em orógenos acrescionários, e os sistemas pórfiro pós-subducção. B) Principais distinções relacionadas ao magmatismo, aos fluidos, aos metais e aos minerais de alteração, entre os sistemas pórfiro convencionais e os sistemas pórfiro intraplaca.

Figura 3.1 – Mapa geológico do Cráton Amazônico, dividido em províncias geocronológicas orientadas de noroeste para sudoeste (Santos et al., 2003).

Figura 3.2 – Mapa geológico da PMJTP com as ocorrências auríferas de origem magmática-hidrotermal. Os principais depósitos, enumerados e marcado com círculos vermelhos no mapa, estão listados na porção direita da legenda.

Figura 3.3 – Relação entre tonelagem e teor de ouro equivalente e reservas dos depósitos da PMJTP. Os depósitos assinalados com um quadrado preto não contém informações suficientes para estimativa de recurso, apenas de recurso potencial.

Figura 3.4– A) Mapa geológico da região do Depósito Serrinha de Guarantã, com as principais estruturas e unidades litológicas. O corpo principal de minério encontra-se delimitado pela linha branca. Os metatonalitos pertencentes à Suíte Pé Quente e os biotita-hornblenda gnaisses pertencentes ao Complexo Cuiu-Cuiu encontram-se indivisos no mapa. B) Perfil A-B, delimitado no mapa. As siglas na parte superior referem-se a sondagens.

Figura 3.5 – Principais rochas encaixantes do Depósito Serrinha de Guarantã. A) Amostra de biotita-hornblenda metatonalito maciço com porções rosadas de alteração potássica. B) Amostra de biotita-hornblenda metatonalito foliado com fenocristal de plagioclásio. C) Amostra de biotita-hornblenda gnaisse metatexítico composto por melanossoma rico em biotita e hornblenda e leitos de leucossoma com quartzo e feldspato potássico. D) Amostra de leucogranito fortemente fraturado, cataclástico, porfirítico, composto por matriz rica em quartzo e Feldspato potássico e microfenocristais de plagioclásio. E) Amostra de xisto ultramáfico (UM schist) cortado por intrusões concordantes de leucogranito róseo. F) Dique máfico intemperizado cortando flogopita xisto ultramáfico exposto na parede da cava a céu aberto. G) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando biotita-hornblenda gnaisse granoblástico com cristais de plagioclásio fortemente saussuricitizados. H e I) Fotomicrografias de seção delgada (LT, NX) mostrando leucogranito com textura cataclástica. Abreviações: LT — luz transmitida; NX — nicóis cruzados.

Figura 3.6 – Principais rochas hospedeiras do Depósito Serrinha de Guarantã. A) Corpo de minério (veio de quartzo + bornita) encaixado em flogopita xisto na parede de galeria subterrânea. B) Amostra de tremolita-flogopita xisto com lentes de flogopitito hidrotermal e finas vênulas concordantes de carbonato. C) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando flogopitito hidrotermal com inclusão de zircão. D) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando tremolita-talco-flogopita xisto com matriz fina, composta por talco, flogopita e magnetita e porfiroblastos de tremolita. E) Fotomicrografia de seção delgada (LT, N//) mostrando biotita anfíbolito fortemente foliado F) Epidoto-clorita xisto cortado por vênulas de epidoto + calcopirita, feldspato potássico e carbonato. Abreviações: LT — luz transmitida; NX — nicóis cruzados; N// — nicóis paralelos.

Figura 3.7– Perfil longitudinal na cava a céu aberto no garimpo Serrinha de Guarantã. No topo, foto da parede da cava. Na porção inferior, estão representadas as unidades litológicas e as estruturas mapeadas em campo. Os eventos deformacionais D_{n+1} e D_{n+2} geraram as foliações S_{n+1} e S_{n+2} , cujos mergulhos estão representados no perfil.

Figura 3.8 – Feições estruturais nas rochas hospedeiras do Depósito Serrinha de Guarantã. A) Talco xisto dobrado com recristalização mineral plano-axial (S_{n+2}) incipiente. B) Ilustração esquemática da foto ao lado. C) Textura granoblástica gerada na fase D_n , dada por cristais de plagioclásio em contatos poligonizados em metadiorito D) Leucomonzogranito com foliação milonítica S_{n+1} , cortado por vênula de sulfeto paralela a S_{n+2} . E) Leucogranito com textura cataclástica. F) Porção quartzosa de veio mineralizado, exibindo recristalização de baixa temperatura do quartzo, com rearranjo das fabricas dado por *bulging* e rotação de subgrãos. G) Gnaisse migmatítico com feldspatos em porção leucocrática falhados por deformação rúptil D_{n+2} . H) Peixe de muscovita em gnaisse.

Figura 3.9 – A) Imagem aeromagnetométrica do campo magnético anômalo, mostrando as principais estruturas que controlam regionalmente as mineralizações no distrito de Peixoto de Azevedo. B) Na parte inferior, estão marcados em vermelho as direções dos principais corpos mineralizados no distrito e em verde os principais diques máficos. O quadro no lado direito traz os nomes dos garimpos.

Figura 3.10. a, b, c) Diagramas de Harker usando a SiO₂ (%) como índice de diferenciação x FeO (%), MgO (%) e Ni (ppm), d) Diagrama álcalis total versus sílica (TAS) de Le Bas *et al.* (1986). A linha de separação entre as séries subalcalina e alcalina é a proposta por Irvine & Baragar (1971), e) Diagrama AFM no qual a linha curva representa a divisão dos campos calcioalcalino e toleítico proposto por Irvine e Baragar (1971). f) Diagrama de K₂O versus SiO₂, adaptado para distinguir as séries das rochas (Morrison, 1980). g) Discriminação tectônica de granitos, proposta por Pearce *et al.* (1984). h) Diagrama de Y por Sr/Y, utilizado na distinção dos campos de domínio adakítico e calcioalcalino de rochas adakíticas (Drummond e Defant, 1990) i) Diagrama triangular (FeO + TiO₂) - Al₂O₃- MgO, sugerido por Jensen e Pykes (1982), utilizado na distinção de rochas básicas.

Figura 3.11. a, c, e) Diagramas de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito (Boynnton, 1984). b, d, f) Diagramas multielementares normalizados pelo manto primordial (Wood *et al.*, 1979).

Figura 3.12 - Imagens de MEV e de luz transmitida dos cristais de zircão das amostras estudadas. A) Imagem de BSE de zircões da amostra SG-08/CA-26 – talco flogopita xisto. B) Imagem de microscopia óptica (luz transmitida) de zircões da amostra SG-08/CA-26 – talco flogopita xisto. C) Imagem de BSE de zircões da amostra SG-03/CA-26-A – biotita-hornblenda metadiorito. D) Imagem de microscopia óptica (luz transmitida) de zircões da amostra SG-08/CA-26-A-biotita-hornblenda metadiorito. E) Imagem de catodoluminescência de zircões da amostra SG-04/CA-26-C-leucomonzogranito.

Figura 3.13 - Diagramas com os resultados das análises U-Pb em zircão. A) Resultado de análise LA-ICPMS da amostra SG-03A- biotita-hornblenda metadiorito. B) Resultado de análise LA-ICP-MS da amostra SG-08 - talco-flogopita-xisto; e C) Resultado de análise SHRIMP da amostra SG-04 no leucomonzogranito.

Figura 3.14 – Perfil esquemático mostrando o zoneamento das alterações hidrotermais e a sua relação com os veios e vênulas no depósito Serrinha de Guarantã.

Figura 3.15 - A) Flogopitito hidrotermal foliado. B) Granitoide com alteração pervasiva de clorita 2 e vênulas de Feldspato potássico avermelhado e de calcita tardia. C) Vênulas de feldspato potássico + quartzo + calcopirita cortando clorita-flogopita xisto e veio de epidoto. D) Vênula de feldspato potássico cortando veio de quartzo leitoso. E) Feldspato potássico hidrotermal precipitado juntamente com bornita e ouro livre. F) Dolomita hidrotermal da fase tardia, precipitada sobre o quartzo. G) Brecha hidrotermal com matriz de calcita laranja intercrescida com quartzo leitoso e clastos de clorita-flogopita xisto. H) Bolsão com calcita laranja em veio de quartzo + flogopita + bornita I) Fotomicrografia de seção delgada (LT, N//) mostrando flogopitito hidrotermal. J) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando xisto ultramáfico composto por flogopita hidrotermal, tremolita e talco. K) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando clorita flogopitito hidrotermal. L) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando vênula de clorita + epidoto + carbonato.

Figura 3.16 - Sequência paragenética dos minerais durante a evolução do sistema hidrotermal no Depósito Serrinha de Guarantã.

Figura 3.17 - A) Fotografia tirada em galeria subterrânea mostrando veio bandado composto por quartzo, flogopita, bornita e calcocita encaixado em flogopitito. B) Fotografia tirada em galeria subterrânea mostrando detalhe de veio bandado composto por quartzo, flogopita, bornita e calcocita. C) Amostra de veio mineralizado contendo quartzo, bornita e calcopirita. D) Minério supergênico contendo malaquita, crisocola, cuprita e quartzo leitoso. E) Veio de quartzo leitoso com bornita e ouro livre (ou *electrum*). F) Fotomicrografia de seção delgada (LT, N//) mostrando filmes de opacos (bornita) entre os planos de clivagem da flogopita. G)

Fotomicrografia de seção delgada polida (LR, N//) mostrando intercrescimento de calcocita e bornita. H) Imagem de microsonda eletrônica de amostra com bornita, galena e quartzo. G) Imagem de microsonda eletrônica de amostra prata nativa e quartzo.

Figura 3.18. - - Diagramas de classificação dos minerais de amostras representativas do Depósito Serrinha de Guarantã analisadas em microsonda eletrônica. A) Diagrama ternário de composição dos feldspatos com amostras de feldspatos hidrotermais, magmáticos e metamórficos. B) Diagrama de classificação de anfibólios (Leake *et al.*, 1997) com amostras representativas. C) Diagrama de classificação de cloritas (Foster, 1962) de amostras representativas. D) Diagrama de classificação de biotitas (Deer *et al.* 1986) de amostras representativas.

Figura 3.19 - Histograma mostrando dados geotermométricos da clorita no Depósito Serrinha de Guarantã.

Figura 3.20 - Diagrama com os resultados dos isótopos $\delta^{13}\text{C}_{\text{PBD}}/\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$ obtidos em calcita hidrotermal no Depósito Serrinha de Guarantã.

Figura 3.21 - Diagrama com Idades de cristalização das rochas magmáticas e idades de mineralizações datadas na PMJTP e na Província Aurífera do Tapajós.

Figura 3.22– Quadro esquemático com as principais distinções entre os sistemas pórfiro convencionais e os sistemas pórfiro intraplaca, relacionadas ao magmatismo, aos fluidos, aos metais e aos minerais de alteração.

Figura 3.23 - Diagrama de alcalis versus sílica (TAS) (Harker, 1909) mostrando a classificação de rochas ígneas nos campos alcalino e subalcalino ou toleítico. As linhas divisórias entre os campos são de Irvine *and* Baragar (1971). Amostras representativas obtidas por Alves *et al.* (2019 *no prelo*) das suítes Guarantã do Norte, Matupá e Teles Pires plotam nos campos assinalados em cinza.

Figura 3.24 - A) Testemunho de sondagem do depósito do Paraíba mostrando granito avermelhado cortado por brecha hidrotermal rica em fluorita e carbonato (foto de Diógenes Vial). B e C) Monzogranito cortado por veios de carbonato, fluorita e epidoto no depósito Serrinha de Matupá. D) Granito da suíte Teles pires. Os pontos de coloração castanha são fluoritas. E) Fotomicrografia de seção delgada (LT, N//) mostrando fluorita intersticial. A seção foi feita na amostra da Fig. 3.23. D

Figura 4.1 – Mapa geológico do Cráton Amazônico, dividido em províncias geocronológicas orientadas de noroeste para sudoeste (Santos *et al.*, 2003).

Figura 4.2 – Mapa geológico da PMJTP com as ocorrências auríferas de origem magmática-hidrotermal (modificado de Alves *et al.*, 2019). Os principais depósitos, enumerados e marcado com círculos vermelhos no mapa, estão listados na porção direita da legenda.

Figura 4.3 – Feições dos diferentes minérios em depósitos da PMJTP. A) Minério de Au + Ag + Cu, composto por bornita, pirita e calcopirita e ganga de quartzo no garimpo do Valentim. B) Minério de Au + Ag + Cu composto por bornita + calcocita e ganga de quartzo + flogopita no garimpo Serrinha de Guarantã. C) Minério de Au + Ag + Cu composto por bornita com ganga de quartzo no garimpo do Basílio. D) Minério de Pb + Zn + Ag + Au composto por galena, esfalerita e pirita e ganga de quartzo no alvo Guarantã Ridge. E) Minério oxidado de Pb + Zn + Ag + Au no garimpo do Bigode. F) Minério oxidado de Pb + Zn + Ag + Au no garimpo do Carrapato (ou Luiz Moizes). G) Minério de Au com anomalia de Mo, composto por pirita + bornita e ganga de quartzo no garimpo do Pica-Pau. H) Minério de Au com anomalia de Cu e Mo, composto por sulfato de cobre e ganga de quartzo no garimpo do João

Fidélis. I) Minério de Au com anomalia de Sn + Mo, composto por pirita no garimpo Tapajós. J) Minério de Au com anomalia de As, composto por pirita e arsenopirita disseminada em vênulas de quartzo no garimpo do Gil. K) Minério de Au com anomalia de As, composto por pirita disseminada. Garimpo do Luisão. L) Minério de Au + Ag com anomalia de Bi + Te, composto por pirita com ganga de quartzo no garimpo da Viúva.

Figura 4.4 - Representação ternária das composições do ouro nativo e do electrum, nos três garimpos onde foram analisadas amostras com ouro por microsonda eletrônica. Os campos utilizados foram determinados por Townley et al. (2003).

Figura 4.5- Compilação das temperaturas de homogeneização e salinidades nas inclusões fluidas primárias dos depósitos Paraíba, Trairão, Pé de Fora, Edu e Tapajós, obtidos por Silva & Abram (2008) e Luizão, X1 e Francisco, obtidos por Assis (2015). A delimitação dos campos epitermais e Cu-pórfiro foram compilados de Bodnar et al. 2014.

Lista de Tabelas

Tabela 3.1 – Análises de rocha total de amostras representativas do Depósito Serrinha de Guarantã.

Tabela 3.2 – Síntese dos dados geocronológicos obtidos no depósito Serrinha de Guarantã

Tabela 3.3 – Sumário dos dados de LA-ICP-MS para a amostra SG-03 (biotita-hornblenda metadiorito)

Tabela 3.4 – Sumário dos dados de LA-ICP-MS para a amostra SG-08 (talco-flogopita xisto)

Tabela 3.5 – Sumário dos dados de SHRIMP para a amostra SG-04 (leucomonzogranito)

Tabela 3.6 – Análises representativas de microsonda eletrônica de anfibólios do Depósito Serrinha de Guarantã

Tabela 3.7 – Análises representativas de microsonda eletrônica de feldspatos do Depósito Serrinha de Guarantã

Tabela 3.8. – Análises representativas de microsonda eletrônica de cloritas do Depósito Serrinha de Guarantã

Tabela 3.9 - Análises representativas de microsonda eletrônica de biotitas do Depósito Serrinha de Guarantã

Tabela 3.10 – Análises representativas de microsonda eletrônica de sulfetos do Depósito Serrinha de Guarantã

Tabela 3.11 – Composições isotópicas de C-O de calcitas obtidas em veios hidrotermais no Depósito Serrinha de Guarantã

Tabela 4.1 – Resultados analíticos de análises geoquímicas em rocha

Tabela 4.2 – Ocorrências agrupadas por associações geoquímicas

Sumário

1. INTRODUÇÃO	12
1.1. Justificativa do tema.....	14
1.2. Estrutura da dissertação e objetivos	16
2. SISTEMAS PÓRFIRO NO MUNDO E A RELAÇÃO COM OS DEPÓSITOS DA PROVÍNCIA AURÍFERA JURUENA-TELES PIRES	18
2.1. Sistemas Pórfiro	18
2.2. Distribuição no tempo e preservação	18
2.3. Sistemas pórfiro em orógenos acrescionários	19
2.4. Sistemas pórfiro pós-subducção.....	22
2.5. Sistemas pórfiro intracontinentais	25
2.6. Sumário das distinções entre os diversos sistemas pórfiro.....	28
2.7. Estado da arte da metalogênese na Província Mineral Juruena Teles Pires (PMJTP)	30
3. O DEPÓSITO SERRINHA DE GUARANTÃ, CRÁTON AMAZÔNICO, BRASIL: UM DEPÓSITO AURÍFERO NÃO-CONVENCIONAL ASSOCIADO AO SISTEMA PÓRFIRO-EPI TERMAL PALEOPROTEROZOICO DA PROVÍNCIA MINERAL JURUENA TELES PIRES	35
3.1. Introdução	37
3.2. Contexto Geológico Regional	38
3.3. A Província Mineral Juruena-Teles Pires.....	40
3.4. O Depósito de Au (Cu-Ag) Serrinha de Guarantã	43
3.4.1. Rochas Hospedeiras	47
3.4.2. Deformação e metamorfismo	49
3.5. Métodos Analíticos	54
3.5.1. Análises isotópicas U-Pb.....	54
3.5.2. Geoquímica	55
3.5.3. Química mineral.....	56
3.5.4. Análises isotópicas de carbono e oxigênio.....	56
3.6. Resultados Analíticos.....	56
3.6.1. Litogeoquímica dos elementos maiores, traço e terras raras.....	56
3.6.2. Geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e U-Pb (SHRIMP)	61
3.7. A mineralização de Au (Cu-Ag) de Serrinha de Guarantã.....	69
3.7.1. Zoneamento das Alterações Hidrotermais	69
3.7.2. Relação de veios e vênulas.....	74
3.7.3. Zoneamento dos metais	74

3.7.4. <i>Química Mineral</i>	76
3.8. Isótopos de oxigênio e carbono	87
3.9. Discussão.....	88
3.9.1. <i>Natureza e evolução do sistema hidrotermal</i>	88
3.9.2. <i>Relação temporal entre magmatismo e as mineralizações de Au e Cu na PMJTP</i>	89
3.9.3. <i>Metalogênese no Depósito Serrinha de Guarantã e na PMJTP</i>	90
3.9.4. <i>Relação das mineralizações na PMJTP com magmas máficos</i>	96
3.10. Conclusões	97
<i>Agradecimentos</i>	99
3.11. Refêrencias Bibliográficas.....	99
4. GEOQUÍMICA DAS OCORRÊNCIAS AURÍFERAS NA PROVÍNCIA MINERAL JURUENA-TELES PIRES, SUL DO CRATON AMAZONICO	106
4.1. INTRODUÇÃO	107
4.2. CONTEXTO GEOLÓGICO	108
4.3. MÉTODOS ANALÍTICOS.....	111
<i>Geoquímica</i>	111
<i>Química mineral</i>	112
4.4. RESULTADOS ANALÍTICOS	112
<i>Geoquímica</i>	112
<i>Química mineral</i>	117
4.5. DISCUSSÕES.....	118
4.6. CONCLUSÕES.....	120
AGRADECIMENTOS.....	120
4.7. REFERÊNCIAS.....	121
5.0 CONCLUSÕES	124
6. BIBLIOGRAFIA CONSULTADA	126

1. INTRODUÇÃO

Os sistemas Cu-pórfiro incluem uma gama de tipos de mineralizações (pórfiro, skarn, substituição em carbonatos, *sediment-hosted*, epitermais de sulfetação baixa, alta e intermediária) e constituem os maiores recursos mundiais de Cu e Mo, além de importantes recursos de Au, Ag, W e Sn (Sillitoe, 2010). Os depósitos Cu-Pórfiro (Titley and Beane, 1981) e Mo-Pórfiro (White *et.al.*, 1981) clássicos são gerados acima de zonas de subducção em limites convergentes de placas (Seedorff, *et.al.*, 2005; Sillitoe, 1972, 2010) em cadeias de montanhas ou cordilheiras, em níveis crustais rasos (1-6 km) e, por este motivo, os horizontes mineralizados são erodidos em um curto espaço de tempo, sendo a grande maioria dos depósitos de idade cenozoica (Seedorff, *et.al.*, 2005). Contudo, mineralizações pré-cambrianas dessa natureza, apesar de incomuns, tem sido descritas em diversos locais do mundo, como por exemplo: Haib, Namíbia (Minnit, 1986); Boddington (2.7–2.6 Ga), Austrália (Allibone *et.al.*, 1998; Duuring *et.al.*, 2007; Roth *et.al.*, 1991); Malanjhand, Índia (Sarkar *et.al.*, 1996; Sikka and Nehru, 2002; Stein *et.al.*, 2004); Pohjanmaa, Finlândia (Gaal and Isohanni, 1979) e Setting Net Lake (2.7–2.6 Ga), Canadá (Ayres *et.al.*, 1982).

No Brasil foram descritas algumas mineralizações do tipo pórfiro e epitermais, de idades pré-cambrianas. No Neoproterozoico essas mineralizações incluem o depósito de Cu (Au) pórfiro de grande porte de Chapada (Oliveira *et.al.*, 2016), no Brasil central, e os depósitos epitermais de Au de Castro (Seoane, 1999), de Cu (Au) de Camaquã (Renac *et.al.*, 2014) e de Pb-Zn (Au-Cu) de Santa Maria (Rios, 2012) na porção sul do Brasil. No Paleoproterozoico as mineralizações incluem os depósitos de Au-Cu pórfiro do Palito (Echeverri-Misas, 2015) e Cu-Mo pórfiro Chapéu do Sol (Bitencourt *et.al.*, 2016) na Província Aurífera do Tapajós e os depósitos de estilo Au-pórfiro Serrinha de Matupá (Moura, 1998; Moura *et.al.*, 2006), X1, Pé Quente, Luizão (Assis, 2011 e 2015; Assis *et.al.*, 2017) e Juruena (Serrato, 2014), os epitermais de Au-Ag (Pb-Zn) Guarantã Ridge (Simpson *et.al.*, 2010) e Francisco (Assis, 2011) e de Au (Cu) do Edu (Sousa, *et.al.*, 2005; Silva & Abram, 2008), localizados na Província Mineral Juruena Teles Pires (PMJTP), sul do Cráton Amazônico, região onde está localizado o depósito de Au (Cu-Ag) Serrinha de Guarantã, alvo deste estudo.

Com a evolução do conhecimento acerca dos sistemas Cu-Pórfiro, principalmente ao longo da última década, paradigmas relacionados ao ambiente geodinâmico de formação de tais sistemas, têm sido quebrados. Richards (2009) definiu

uma nova modalidade de sistemas do tipo pórfiro em ambientes pós-subducção. Esses depósitos, geralmente mais enriquecidos em Au, estão relacionados a uma granitogênese pós-colisional e localizam-se próximos às zonas de sutura de orógenos colisionais, estando os principais depósitos dessa natureza no Cinturão Alpino-Himalaiano. Da mesma forma, nos últimos cinco anos alguns autores têm descrito depósitos com características de sistemas Cu (Au, Mo) pórfiro, relacionados a um magmatismo anorogênico em ambiente extensional intra-placa na porção leste da China (Pirajno & Zhou, 2014; Zhou *et al.*, 2015; Yang *et al.*, 2017) definindo uma nova sub-classe de sistemas pórfiro. Num contexto geodinâmico semelhante ao do leste da China, provavelmente se formaram muitos dos depósitos brasileiros citados acima, especialmente aqueles localizados na PMJTP. A formação de tais depósitos em um ambiente extensional deve ter sido o principal fator que permitiu a preservação dos horizontes mineralizados de idade paleoproterozóica.

Na região da Província Mineral Juruena Teles Pires, o ambiente geodinâmico de formação das rochas magmáticas paleoproterozoicas e também a gênese das mineralizações auríferas de mais de uma centena de jazimentos, que incluem ocorrências, garimpos e depósitos de pequeno a médio porte, ainda é alvo de debates e controversas. Alguns autores atribuem o magmatismo ácido atuante na região no período de ~1,81 – 1,76 Ga como gerado em ambiente de arco magmático (Santos *et al.*, 2000, Souza *et al.*, 2005, Scandolara *et al.*, 2017, Assis, 2015), enquanto outros interpretam-no como um magmatismo intraplaca gerado em ambiente extensional (Néder *et al.*, 2002, Rizzotto & Quadros, 2005, Barros *et al.*, 2009; Rizzotto *et al.*, 2016; 2019; Teixeira *et al.*, 2017). Da mesma forma, os depósitos são classificados como gerados em sistemas orogênicos (Paes de Barros, 1994), Intrusion Related Gold Systems (Paes de Barros, 2007, Silva & Abram, 2008), e pórfiro-epitermal (Moura, 1998; Assis, 2011 e 2015; Assis *et al.*, 2017). Este trabalho visa contribuir na elucidação dessas duas questões, tendo como foco o estudo de um depósito considerado chave na região, o Depósito Serrinha de Guarantã. Neste depósito, foram realizados trabalhos de mapeamento de detalhe, estudos petrográficos, geocronológicos, isotópicos e de química mineral e os resultados, apresentados nos itens subsequentes, sugerem a atuação de um sistema mineral não convencional.

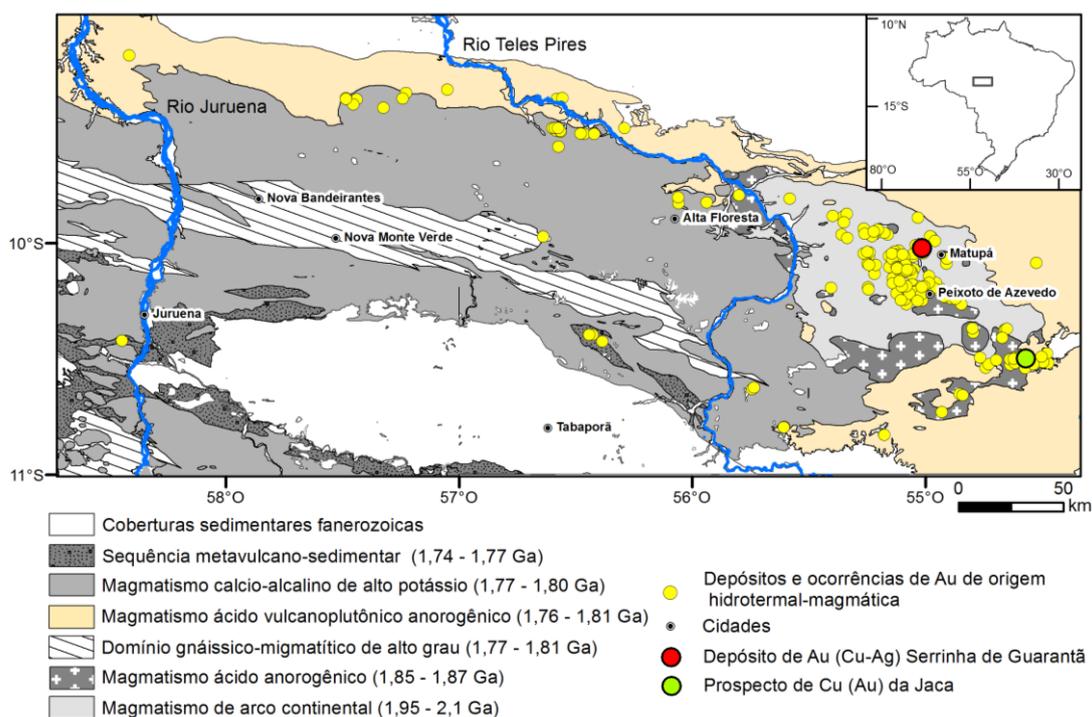


Figura 1.1– Mapa geotectônico com a localização das ocorrências auríferas e do depósito de Au (Cu-Ag) Serrinha de Guarantã na Província Mineral Juruena Teles Pires (modificado de Alves *et al.*, 2019). O prospecto de Cu (Au) da Jaca, cujas intersecções de sondagem positivas geraram aquecimento da atividade prospectiva na região, encontra-se assinalado em verde.

1.1. Justificativa do tema

A ocupação do território e as descobertas de ouro na porção norte do estado de Mato Grosso são recentes, iniciando-se timidamente nos anos 1960, mas com destaque apenas no fim da década de 1970 (Miranda, 1997). A produção histórica de ouro na Província Mineral Juruena-Teles Pires é estimada em cerca de 180 toneladas. Trata-se de uma quantia importante de ouro, principalmente considerando-se que ela se deu num curto espaço de tempo (sobretudo nos anos 1980), em condições de infraestrutura precária e totalmente de forma artesanal (garimpagem). Empresas de mineração têm feito trabalhos de exploração mineral nas últimas três décadas, cubando jazidas auríferas de pequeno porte (exs. Paraíba, Cajueiro, Juruena, Guarantã Ridge, X1, e Serrinha de Guarantã). No entanto, nos últimos três anos, a descoberta de extensas mineralizações de cobre pórfiro (prospecto Jaca-Fig. 1.1) tem levado a uma nova etapa de intensa exploração mineral na região, atraindo mineradoras de grande porte, tais como *Codelco*, *Anglo American*, *Nexa Resources*, entre outras. Somente nos anos de 2017 e 2018

foram requisitadas e concedidas pela Agência Nacional de Mineração-ANM, 917 autorizações de pesquisa de ouro e metais base na Província Mineral Juruena-Teles Pires, totalizando uma área de 55 mil km²

O conhecimento geológico e metalogenético da região avançou muito nos últimos 20 anos, destacando-se os trabalhos de mapeamento regional realizados pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil (Sousa *et.al.*, 2005 e Alves *et.al.*, 2019 *no prelo.*), os trabalhos de metalogenia (Moura, 1998; Moura *et.al.*, 2006; Pinho *et al.*, 2003; Silva & Abram, 2008; Paes de Barros, 1994 e 2007; Miguel Jr, 2010; Serrato, 2014; Trevisan, 2015; Assis, 2011 e 2015; Assis *et.al.*, 2017; Hatanaka, 2017 e Lima Jr, 2017) e os trabalhos prospectivos disponíveis para consulta (JICA/MMAJ, 2001; Simpson *et.al.*, 2010 e Hulse *et.al.*, 2016). Apesar dessa evolução, a PMJTP ainda está longe de ter um *status* de conhecimento considerado maduro, tanto do ponto de vista metalogenético quanto geotectônico.

Com o intuito de contribuir com o conhecimento geológico e metalogenético da província, foi escolhido para este estudo um depósito com características particulares. O depósito de Au-Cu (Ag) Serrinha de Guarantã, localizado no município de Guarantã do Norte, possui atributos que despertaram o interesse para a realização deste trabalho, destacando-se: i) as exposições existentes numa cava a céu aberto e numa galeria subterrânea são boas, o que raramente ocorre na região. Existem também testemunhos de sondagem que foram disponibilizados pela Rio Novo *Gold Inc.* para a descrição e amostragem; (ii) a principal hospedeira do depósito é uma rocha metaultramáfica (talco-flogopita xisto), diferindo totalmente das hospedeiras usuais (granitoides ou vulcânicas ácidas) nos demais depósitos da região. Além da rocha ultramáfica a área do depósito foi palco de diversos eventos magmáticos, reunindo numa pequena área outras rochas hospedeiras tais como um biotita-hornblenda ortognaisse metatexítico, um biotita-hornblenda metadiorito e um biotita anfíbolito que são intrudidos por apófises de monzogranito hololeucocrático e por diques riolíticos, que por sua vez são intrudidos por diques basálticos; (iii) o conteúdo metalífero e a espessura das intersecções mineralizadas diferem significativamente da maioria dos depósitos da região. O estilo de mineralização mais comum na província é ouro em veios de quartzo e pirita, atingindo no máximo 1,5 m de espessura, enquanto a mineralização no Depósito Serrinha de Guarantã é dada por veios de quartzo, Feldspato potássico, carbonato e sulfetos de cobre de até 5 m de espessura encaixados em zonas flogopitizadas com mineralizações disseminadas de dezenas de metros de espessura e com teores

econômicos de cobre, ouro e prata. Sondagens realizadas pela Japan International Cooperation Agency / Metal Mining Agency of Japan-JICA/MMAJ em 2001, e pela Mineração Monte Alegre-MMA em 2008, interceptaram, respectivamente, intervalos mineralizados de 45 m @ 0,46% de Cu e 18 m @ 0,72% de Cu, com 2,16 g/ton de Au e 45 g/ton de Ag.

Alguns questionamentos acerca da metalogênese do Depósito Serrinha de Guarantã e da Província Mineral Juruena Teles Pires motivaram a elaboração desta dissertação de mestrado:

- 1- Quais as características descritivas do Depósito Serrinha de Guarantã?
- 2- Quais as características geoquímicas e geotectônicas das encaixantes?
- 3- Qual foi o papel das hospedeiras na mineralização?
- 4- Qual o enquadramento metalogénético para o Depósito Serrinha de Guarantã?
- 5- Qual a implicação deste modelo nos contextos geodinâmico e metalogenético da PMJTP?

1.2. Estrutura da dissertação e objetivos

A dissertação está dividida em cinco capítulos incluindo este tópico introdutório (**Capítulo 1**).

Os **Capítulo 3 e 4** estão na forma de artigo que serão submetidos para publicação em periódicos científicos internacionais especializados nos temas abordados. O artigo contempla os objetivos, resultados e metodologias aplicadas para responder as perguntas acima mencionadas. A dissertação está dividida da seguinte forma:

O **Capítulo 2** contempla a introdução teórica para explicitar os conceitos utilizados no artigo do capítulo subsequente. Nele serão abordados os sistemas pórfiro convencionais, relacionados aos orógenos acrescionários e os sistemas pórfiro não convencionais, que se subdividem nos sistemas pórfiro pós-subducção, relacionados a orógenos colisionais e os sistemas pórfiro intracontinentais, que se relacionam a magmatismos intracontinentais. Serão listadas as diferenças entre esses três sistemas e como as distinções nos ambientes geodinâmicos geram diferenças nos fluidos hidrotermais e no conteúdo metálico dos depósitos. Também será abordada uma revisão bibliográfica acerca da metalogênese dos depósitos da Província Mineral Juruena Teles Pires.

O **Capítulo 3** visa caracterizar as rochas hospedeiras, as alterações hidrotermais e o minério no Depósito Serrinha de Guarantã por meio de artigo submetido em periódico internacional (*Ore Geology Reviews*), denominado “O DEPÓSITO SERRINHA DE GUARANTÃ, CRÁTON AMAZÔNICO, BRASIL: UM DEPÓSITO AURÍFERO NÃO-CONVENCIONAL ASSOCIADO AO SISTEMA PÓRFIRO-EPI TERMAL PALEOPROTEROZOICO DA PROVÍNCIA AURÍFERA MINERAL TELES PIRES”. Este artigo apresenta novos dados geocronológicos, isotópicos e de química mineral do depósito estudado. As idades obtidas foram correlacionadas com os eventos tectônicos na província tectônica Tapajos – Parima, e a metalogênese foi contextualizada com os demais depósitos da província e comparada a sistemas semelhantes no leste da China.

O **Capítulo 4** visa contribuir com o conhecimento metalogenético da PMJTP por meio de uma compilação de dados de inclusões, obtidos na literatura, e de dados geoquímicos e de química mineral obtidos em amostras de diversos garimpos da região. Foi elaborado o artigo denominado “GEOQUÍMICA DAS OCORRÊNCIAS AURÍFERAS NA PROVÍNCIA MINERAL JURUENA-TELES PIRES, SUL DO CRATON AMAZONICO” que será submetido em periódico especializado no tema.

O **Capítulo 5** contempla as conclusões obtidas na dissertação, onde é apresentado um resumo dos principais pontos defendidos no trabalho.

As referências bibliográficas dos capítulos 1, 2 e 4 estarão no final da dissertação, enquanto as referências dos *papers* (Capítulos 3 e 4) estarão no final de cada capítulo.

2. SISTEMAS PÓRFIRO NO MUNDO E A RELAÇÃO COM OS DEPÓSITOS DA PROVÍNCIA AURÍFERA JURUENA-TELES PIRES

2.1. Sistemas Pórfiro

Em 1905, a mina de Bingham entrou em operação no estado de Utah, Estados Unidos, com baixíssimos teores para os padrões de depósitos cupríferos explorados na época, porém, o expressivo volume da mineralização a tornava viável. Tratava-se de um dos primeiros depósitos do tipo pórfiro lavrado em uma mina de grande escala. Desde então, diversas minas em depósitos do mesmo estilo entraram em operação, sobretudo em distritos mineiros na margem continental andina e nos arcos de ilha do sudoeste do Pacífico.

Sillitoe (2010) definiu os sistemas Cu-pórfiro como largos volumes (10 a <100 km³) de rochas hidrotermalmente alteradas, centradas em *stocks* porfiríticos mineralizados em Cu. Esses sistemas também podem conter *skarns*, mineralizações de substituição em carbonatos ou hospedadas em sedimentos, e epitermais de sulfetação baixa, intermediária e alta, com mineralizações de metais preciosos.

Cerca de 97% dos depósitos Cu (Mo-Au) Pórfiro gigantes são gerados em contextos geotectônicos relacionados a arcos de ilha ou arcos continentais (Zhou *et al.*, 2015; Mitchell, 1973; Richards, 2003; Sillitoe, 1972). Entretanto, alguns sistemas pórfiro ocorrem em contextos tectônicos pós-colisionais, que se desenvolvem após o período de subducção (Richards, 2009), ou em zonas intracontinentais distantes de zonas de subducção (Pirajno & Zhou, 2014; Zhou *et al.*, 2015; Yang *et al.*, 2017).

2.2. Distribuição no tempo e preservação

Os sistemas pórfiro geralmente se formam próximos à superfície, em profundidades de 1 a 6 km (Sedorff *et al.*, 2005) e estão sujeitos ao tectonismo, erosão e soterramento subsequentes. Nos depósitos típicos, relacionados às zonas de subducção, o regime tectônico é controlado, entre outros fatores, pelo avanço da zona de trincheira ou pelo *rollback* e também pelo grau de obliquidade do vetor de convergência de placas. Alguns depósitos formam-se em ambientes extensionais (*backarc*). No entanto, há uma marcante relação entre os depósitos de Cu-pórfiros gigantes e regimes tectônicos fortemente contracionais, marcados por espessamento crustal, elevação da superfície e rápida exumação, como exemplificado pela província do Cretáceo Superior ao Pleistoceno do sudoeste da América do Norte, pelo cinturão do Eoceno Médio ao

Oligoceno Inferior dos Andes Centrais, pelo cinturão do Eoceno Médio no Irã e pelos cinturões pleistocenicicos em Nova Guiné e Filipinas (Sillitoe, 1998, 2010; Hill *et.al*, 2002; Perelló *et.al.*, 2003; Cooke *et.al*, 2005; Rohrlach and Loucks, 2005; Sillitoe and Perelló, 2005; Perelló, 2006). Depósitos epitermais de alta sufetação também se formam em regimes tectônicos similares (contracionais) no topo de secções crustais tectonicamente espessadas (Sillitoe and Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2008).

O nível crustal e o regime tectônico no qual é gerada a grande maioria dos depósitos pórfiro e epitermais (*high e low sulfidation*), conforme comentado acima, resulta num processo de rápida exumação e erosão dos horizontes mineralizados, impedindo a preservação desses sistemas, de forma que grande parte dos recursos dessa natureza esteja em distritos cenozoicos (Sillitoe and Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2010). Por outro lado, grande parte dos depósitos epitermais de baixa sulfetação (*low sulfidation*) formam-se em ambientes de *rifts* continentais ou de arco de ilha, caracterizados por vulcanismo bimodal (Sillitoe, 2002), havendo maiores chances de preservação desses sistemas.

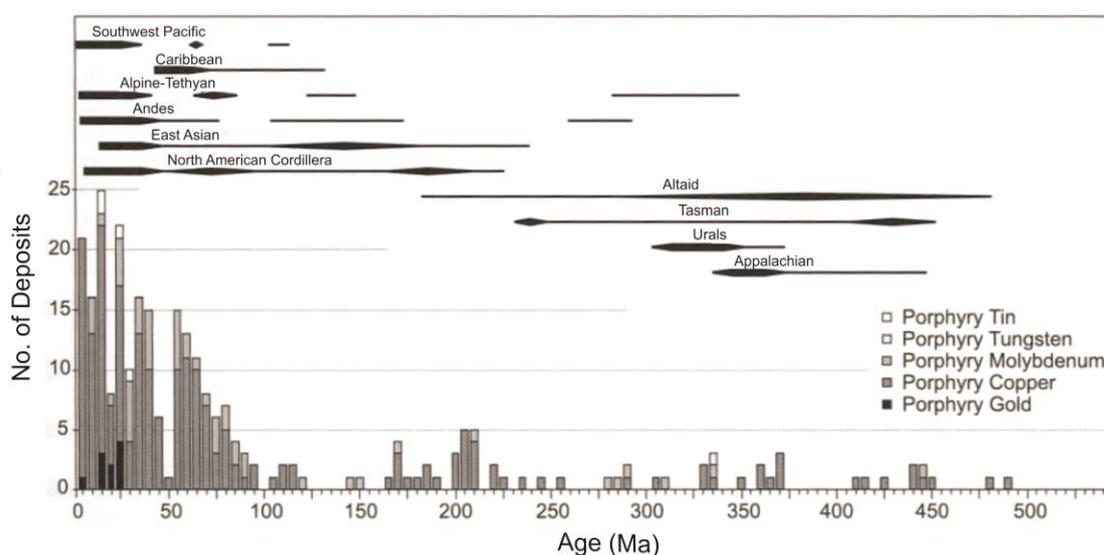


Figura 2.1 – Histograma de idades por classe de pórfiro, com a indicação dos belts de pórfiro (Seedorf et al., 2005).

2.3. Sistemas pórfiro em orógenos acrescionários

Os sistemas pórfiro clássicos ocorrem em cinturões paralelos a orógenos acrescionários, com os depósitos localizados a poucas dezenas, ou mais raramente,

centenas de quilômetros dos orógenos (Sillitoe, 2010). Os principais distritos ocorrem ao longo da Cordilheira dos Andes, na América do Sul (exs. Antamina, Cotabambas - Peru; Toquepala, Cerro Colorado, Chuquicamata, Escondida, Taca Taca Bajo, Los Bronces-Rio Blanco - Chile), na costa oeste da América do Norte (exs. Cananea - México; Red Mountain, Sierrita Esperanza, Bingham, Cooper Canyon, Pebble - EUA; Island Cooper, Highland Valley, e Gallore Creek - Canadá) e no sudeste asiático, com diversos depósitos nas Filipinas (ex.: Tampakan, Boyongan-Bayugo, Santo Tmas e Lepanto) e Indonésia (ex.: Grasberg, Cabang Kiri, Bau, Mamut e Panguna).

A alteração hidrotermal é um importante guia exploratório, uma vez que ela produz assembleias minerais que contém distintas zonas mineralizadas que se estendem por grandes volumes de rochas adjacentes. A típica evolução temporal observada nos depósitos progride de uma zona precoce de alta temperatura, com assembleias ricas em biotita e feldspato potássico (alteração potássica), para zonas com muscovita ± clorita (alteração sericítica) em temperaturas mais baixas, passando para uma zona de alteração que contém assembleias ricas em argilominerais (alterações argílicas avançada e intermediária) geradas por fluidos extremamente ácidos em regimes com altas razões fluido / rocha (Sedorff *et al.*, 2005; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010).

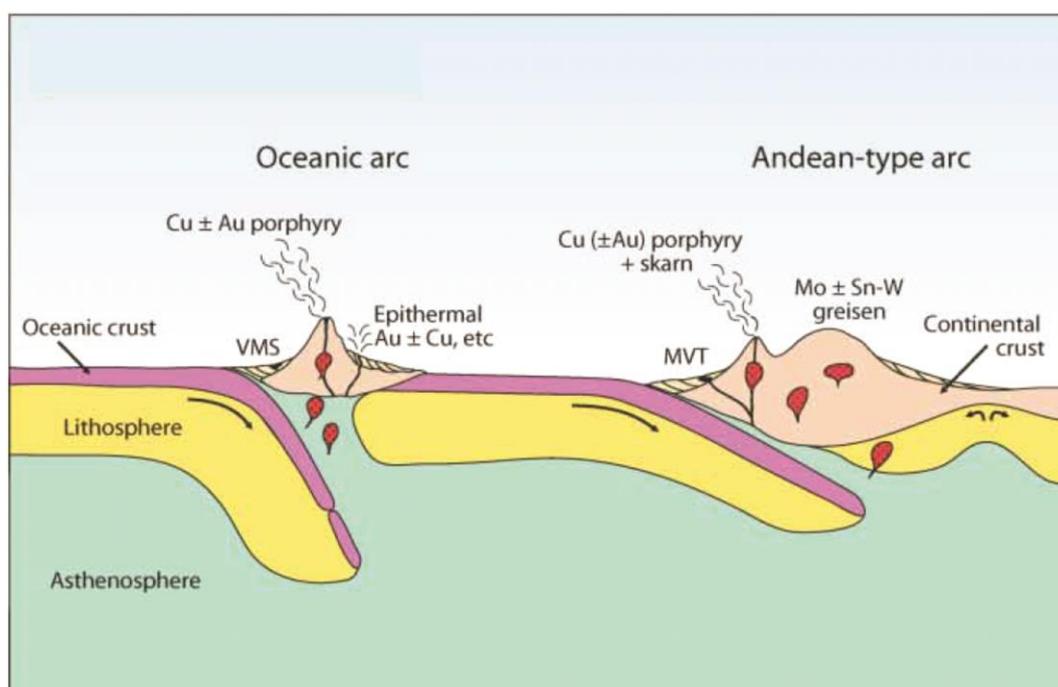


Figura 2.2 – Ambiente tectônico de formação dos sistemas pórfiro clássicos mostrando a geração de magmas em ambiente de arco de ilha e arco continental (Groves & Bierlein, 2007).

Os sistemas pórfiro dessa natureza se formam pela exsolução de fluidos hidrotermais advindos de magmas intermediários a félsicos colocados em arcos de ilha ou continentais (Vigneresse *et al.*, 2019). Esses magmas são gerados por fusão parcial da quilha de manto astenosférico metassomatizado, formada entre a placa oceânica subductada e a placa (oceânica ou continental) superior (Ringwood, 1977 in Richards 2009). A subducção é o principal mecanismo controlador da petrogênese nesses arcos, sendo responsável por gerar magmas com estados de oxidação relativamente altos e enriquecidos em álcalis, S, O, Cl e H₂O e metais. Os magmas basálticos se envolvem e interagem com a placa litosférica superior quando ascendem para formar magmas híbridos andesíticos, oxidados e hidratados (>4% H₂O). Essas duas características são críticas para a formação de depósitos magmáticos hidrotermais (Candela, 1992). O elevado estado de oxidação do magma suprime a precipitação precoce de sulfetos, tais como pirrotita, num processo que causaria sequestro dos metais antes que eles se partitionassem na fase aquosa, permitindo a formação de quantidades significativas de fases sulfetadas magmáticas, as quais irão enriquecer o magma em metais calcófilos e siderófilos (Fe, Cu, Au, Mo; Hamlyn *et al.*, 1985, Richards; 2005; Richards 2009). O alto conteúdo de água resultará na saturação do magma em fases fluidas aquosas até a ascensão à crosta superior, onde os metais terão uma partição eficiente (Candella and Holland, 1984).

A composição das intrusões associadas com depósitos pórfiro varia amplamente e aparenta exercer um controle marcante no conteúdo metálico dos depósitos. Rochas intrusivas associadas a depósitos de Au-Cu pórfiro e Au pórfiro tendem a ter baixos conteúdos de sílica (45-65% de SiO₂), composições relativamente primitivas, variando de rochas dioríticas e granodioríticas cálcio-alcálicas a monzonitos alcálicos (Sinclair, 2007). Pórfiros de Cu e Cu-Mo estão associados a rochas intermediárias a félsicas, cálcio-alcálicas, apresentando composições variando de granodiorito a granito (60-72% SiO₂) (Kesler *et al.*, 1975; Titley and Beane, 1981). Os pórfiros de Mo (Climax-type), W-Mo, W e Sn estão tipicamente associados a rochas félsicas com altos valores de sílica (72-77% SiO₂) formados a partir de plútons graníticos extremamente diferenciados (Mustschler *et al.*, 1981; White *et al.*, 1981; Kooiman *et al.*, 1986).

A origem e evolução dos fluidos nos depósitos do tipo pórfiro são complexas dependentes das composições iniciais e dos caminhos de resfriamento do magma (Sinclair, 2007; Vigneresse *et al.*, 2018). Sua composição inclui H₂O, CO₂, H₂S /H₂SO₄,

HCl e HF, em ordem decrescente de concentração, além de muitos metais (Burnham, 1997; Carroll and Webster, 1994; Vigneresse *et al.*, 2018), que são depositados a partir de soluções altamente salinas (até 60% NaCl equiv.) e de derivação magmática (Hedenquist e Lowenstern, 1994; Bodnar *et al.*, 2014). As temperaturas de homogeneização desses fluidos variam entre 100 e 900°C e os cátions mais abundantes são Na, K e Fe (Bodnar *et al.*, 2014).

2.4. Sistemas pórfiro pós-subducção

Magmas propícios para a geração de sistemas pórfiro possuem as características apresentadas no item 2.3 (alto conteúdo de água, enriquecimento em elementos calcófilos e siderófilos, alto estado de oxidação, etc.). Embora tais características estejam ligadas à colocação de magmas em zonas de subducção, é possível se extrair magmas composicional e isotopicamente similares de placas litosféricas superiores que tenham sido previamente modificadas por processos de subducção, mas com fusão causada por eventos tardios pós-subducção (Richards, 2009). Alguns depósitos Cu-Au pórfiro e epitermais de Au associados a esses magmas têm sido descritos nas últimas duas décadas (exs. Rosia Montana - Romênia, Assarel - Bulgária, Sari Gunay e Sar Cheshmeh- Irã). Nesses depósitos, as idades e o local de ocorrência dos magmas não têm relação com subducção contemporânea, mas são consistentes com um contexto geodinâmico colisional ou pós-colisional (Richards, 2009).

Nos arcos de ilha maduros ou nos arcos continentais, o magma basáltico gerado na cunha astenosférica ascende, instalando-se na base da crosta. Em um processo descrito por Hildreth e Moorbath (1988) como fusão, assimilação, armazenamento e homogeneização (MASH – *melting, assimilation, storage and homogenization*), o calor produzido por esse magma gera fusão parcial de rochas crustais. Processos de *mixing* e diferenciação desses fundidos formam magmas híbridos, cálcio-alcálicos de composição intermediária que podem ascender até a crosta superior e formar depósitos pórfiro e epitermais. Os resíduos cumuláticos desse processo contêm grandes quantidades de anfibólio, acompanhado de olivina, piroxênio, plagioclásio e granada, conforme observado em seções de crosta inferior exumada em Talkeetna (Alasca; De Bari and Coleman, 1989) e Kohistan (Paquistão; Jagoutz *et al.*, 2007). Esses cumalatos, ricos em anfibólio, agem como esponjas, armazenando até 20% da água gerada no fluxo original de um arco magmático. Quando o processo de subducção termina com uma

colisão o magmatismo cessa no arco previamente formado. Entretanto, essas rochas de arco podem sofrer novos esforços tensionais, seja através de rifteamento ou de compressão, e ambos os estados podem levar a uma breve ressurgência do magmatismo (Davis and von Blanckenburg, 1995; Paquette et al., 2003). Esses magmas irão se formar em volumes relativamente pequenos e com baixo grau de fusão parcial, e dessa forma o magmatismo pós-subducção tenderá a ser espacialmente isolado e com caráter moderado a fortemente alcalino.

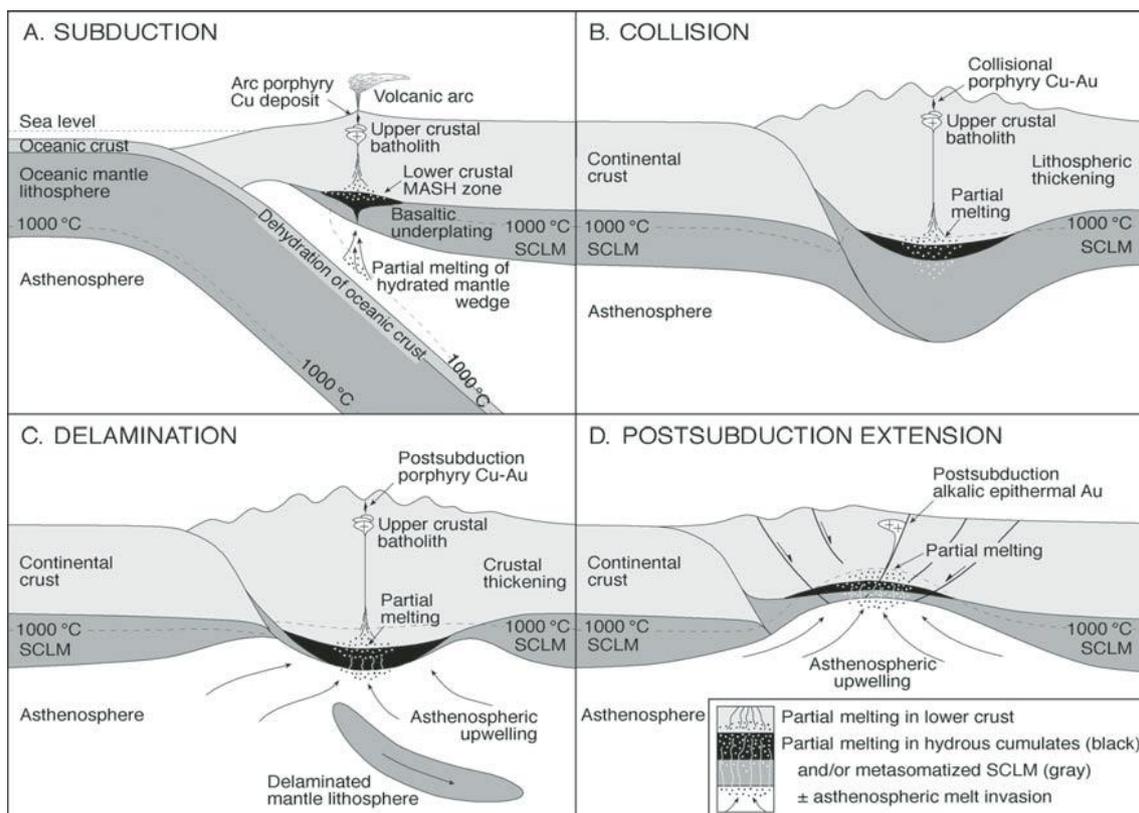


Figura 2.3– A: Geração de depósitos Cu-pórfiro como produtos de magmatismo de arco (Richards, 2009). MASH – melting, assimilation, storage, homogenization (fusão, assimilação, armazenamento e homogeneização); SLCM – subcontinental lithospheric mantle (manto litosférico subcontinental). B-D: Refusão de SLC subductado e metassomatizado ou de zonas cumuláticas hidratadas na base da crosta (camadas pretas) levando a potencial formação de depósitos Cu-Au pórfiro e epitermais de Au. B: Espessamento litosférico colisional. C: Delaminação de manto litosférico pós-colisional. D: Extensão litosférica pós-subducção.

Magmas de arco, embora ricos em enxofre, são relativamente oxidados, e dessa forma o enxofre presente está na forma de SO_2 dissolvido no magma (Carroll and Rutherford, 1985). Entretanto pequenas quantidades de sulfeto (como fase cristalina ou

fundida) podem estar presentes e devido à alta densidade tenderão a assentar em zonas cumuláticas.

Elementos calcófilos e siderófilos, tais como Au, Cu, Ni, EGP, possuem elevados coeficientes de partição para fases sulfetadas em relação a fundidos silicáticos, com coeficientes de partição crescendo na seguinte ordem: $Cu > Ni > Au, EGP$ (Peach, 1990). Deste modo, o primeiro estágio de fusão ocorrido durante a fase de arco, tende a gerar sistemas pórfiro ricos em Cu e relativamente pobres em Au, enquanto deixam um resíduo na crosta inferior e no manto litosférico relativamente enriquecido em Au.

Se esse resíduo hidratado e fértil for submetido, a um segundo estágio de fusão, durante a fase colisional ou pós-colisional, então as fases residuais sulfetadas ricas em Au podem redissolver gerando magmas com altas razões Au/Cu (Solomon, 1990; Richards, 2005) e talvez ricos em EGP. Tais magmas terão o potencial para formar depósitos Cu-Au pórfiro e epitermais de Au.

Uma característica desse processo é que magmas pós-subducção e depósitos hidrotermais associados, serão menos ricos em enxofre do que os sistemas de arco, gerados no primeiro estágio de fusão. Consequentemente, magmas de arco estarão frequentemente associados a depósitos epitermais de alta sulfetação, enquanto sistemas pós-subducção formarão tipicamente depósitos epitermais de baixa sulfetação.

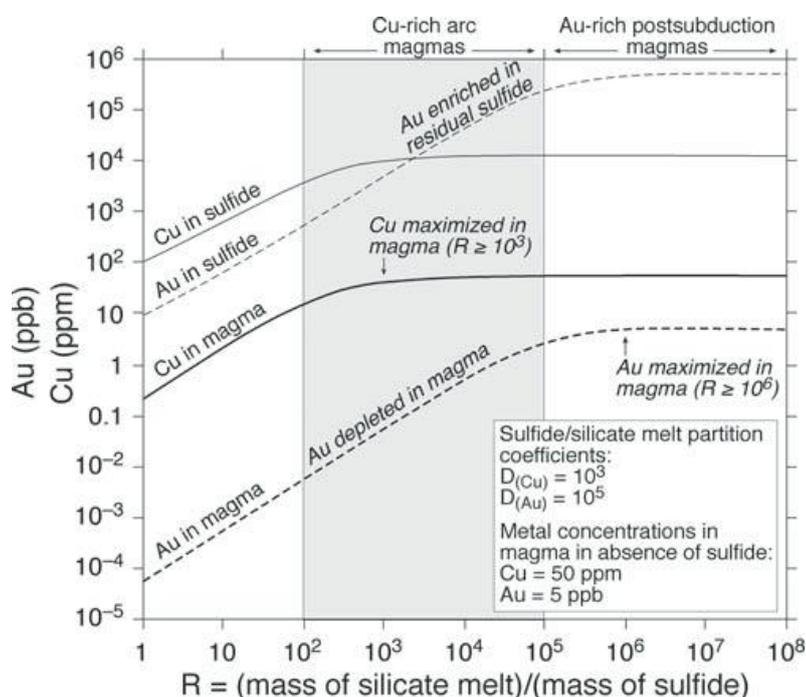


Figura 2.4 – Concentrações de Cu e Au no magma silicático como função de $R = \frac{\text{massa de fundido silicático}}{\text{massa de fundido sulfetado}}$. Magmas ricos em Cu podem se formar

em valores de R relativamente baixos ($R = 10^2-10^5$), mas deixam um resíduo de sulfeto relativamente rico em Au. A refusão desse resíduo sulfetado ($R \geq 10$) durante um segundo estágio de fusão, pode gerar magmas relativamente ricos em ouro (Richards, 2009).

Os principais exemplos de depósitos pórfiro e epitermais relacionados a ambientes pós-subducção encontram-se no cinturão Alpino-Himalaiano, destacando-se os distritos: (i) Carpatiano-Balcânico; (ii) *Tethys* Central; e (iii) Tibetano. No distrito Carpatiano-Balcânico destacam-se os depósitos *Rosia Montana* (Romênia - epitermal; Cioaca *et.al.*, 2014) e *Assarel* (Bulgária - Cu-pórfiro; Bogdanov, 1983). No *Tethys* Central, as principais mineralizações encontram-se no *Tunçeli belt* (Turquia), destacando-se o depósito de Au epitermal *Çöpler* (Richards, 2009); no *Urumieh-Dokhtar belt* (Irã), destacando-se os depósitos epitermais de Au de *Sari Gunay* e *Zarshuran* (Richards *et.al.*, 2006); e no *Kerman belt* (Irã), com os depósitos *Sar Cheshmeh* e *Meiduk* (Shafiei *et.al.*, 2009). No Distrito Tibetano destacam-se os depósitos *Jiama*, *Qulong*, *Lakang'e*, *Namu*, *Tinggong*, *Chongijang* e *Dongga* (China - Qu *et.al.*, 2009).

2.5. Sistemas pórfiro intracontinentais

Richards (2003) pontuou que a ocorrência global de sistemas pórfiro, seus magmas causativos, as alterações hidrotermais e estilos de mineralização, não requerem um contexto geodinâmico específico para sua formação. No leste da China ocorrem depósitos do tipo pórfiro, *skarn*, e epitermais, de idade mesozoica, sem relação com margens convergentes de placas. Ao contrário, tais depósitos estão localizados em um contexto intracontinental, situados a mais de 2.000 km da zona de subducção (Fig 2.5) e associam-se a magmas félsicos cálcio-alcalinos de alto potássio a alcalinos (Mao *et.al.*, 2008; Dong *et.al.*, 2013; Hou *et.al.*, 2013). Os depósitos se concentram em 5 *belts* metalogenéticos, denominados *Great Xing'an Range*, *Qinling*, *Xilamulun*, *Yang Tze River Valley*, e *Yanshan- Liaoning* (Pirajno and Zhou, 2014).

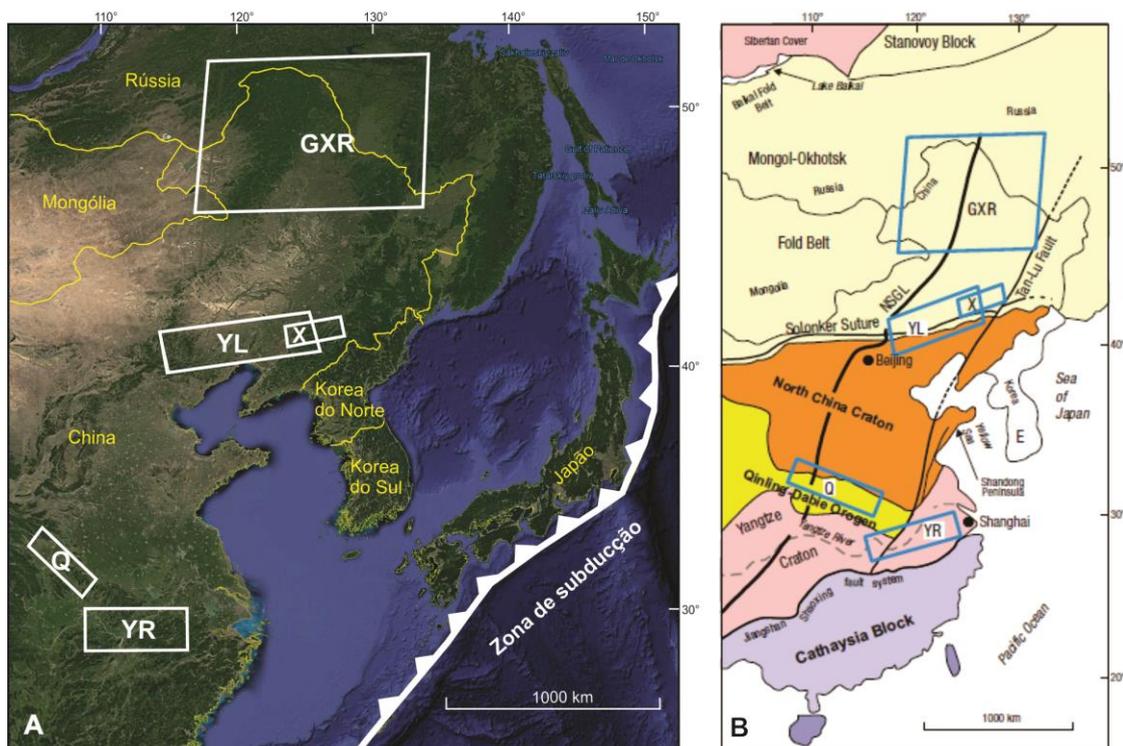


Figura 2.5 – A: Imagem de satélite mostrando a localização aproximada dos belts metalogenéticos do leste da China que contém os sistemas pórfiro intracontinentais: GXR = *Great Xing’an Range*, Q = *Qinling*, X = *Xilamulun*, YR = *Yang Tze River Valley*, e YL = *Yanshan- Liaoning*. **B:** Mapa simplificado do leste da China, mostrando a localização dos belts metalogenéticos. NSGR = *north-south gravity lineament* (Pirajno and Zhou, 2014).

Cada um dos cinturões metalogenéticos do leste da China (Fig 2.5) contém dezenas de mineralizações, destacando-se os depósitos de Cu–Mo pórfiro *Wunugetushan*, com 849,7 Mt @ 0,46% Cu e 0.053% Mo, no *belt* GXR (Pirajno and Zhou, 2014), o depósito Mo-pórfiro *Jinduicheng*, com 1,03 Mt Mo @ 0,099% Mo, no *belt* YL (Li et al, 2014), e o depósito *Lanjiagou*, com 0,22 Mt Mo @ 0,13 wt.%, no *belt* Q (Zheng et al., 2014).

A margem leste da Ásia é caracterizada por um amplo magmatismo intraplaca atribuído a um evento tectono-termal, iniciado no Mesozoico inferior (~ 208 Ma) e atuante até o presente (Zhao, 2004; Pirajno et.al. 2009; Zhao et.al. 2009; 2010). Esse magmatismo intraplaca, associado a tectônica extensional, se estende do nordeste ao leste da China, através do lago Baikal e Mongólia até o extremo leste da Rússia. Esse evento magmático envolve diversos complexos intrusivos, comumente alcalinos e

sucessões de rochas vulcânicas bimodais em contextos de *rift*, sugerindo que os processos mantélicos intraplaca e *underplating* foram a causa primária para a colocação de rochas plutônicas e vulcânicas ácidas. Adicionalmente, a presença de piscinas de gás CO₂ em bacias de *rift* preenchidas por basaltos alcalinos no nordeste da China e isótopos de H, suportam o argumento de ascensão mantélica na região (Zheng *et al.*, 2001).

A atividade ígnea, gerada concomitantemente à formação de complexos de núcleo metamórfico (*metamorphic core complexes*), ocorre particularmente em regiões ao longo de importantes zonas de fraqueza, tais como a fronteira entre o cráton do Norte da China e o Yangtze, e também a fronteira entre o cráton do Norte da China e o cráton Siberiano (Pirajno and Zhou, 2014). Deste modo, a distribuição dos depósitos, também se dará ao longo de tais zonas de fraqueza, ao contrário dos depósitos associados à subducção, que ocorrem paralelos às margens convergentes.

O mapa de gravimetria Bouguer da China mostra a fronteira entre a litosfera espessa, a oeste, e a litosfera fina, a leste (Fig. 2.6). Tal fronteira é marcada por um lineamento gravimétrico N-S (NSGL) subparalelo à margem de subducção do Pacífico. A região a oeste do NSGL é marcada por anomalias gravimétricas negativas, baixo fluxo de calor, altas velocidades sísmicas (8,3-8,1 km/seg) e espessura litosférica entre 200 e 150 km, incluindo 40-45 km de crosta. A área localizada a leste do NSGL é considerada “descratonizada” (Kusky *et al.*, 2007) e é marcada por alto fluxo de calor, baixas velocidades sísmicas (7,7-7,6 km/seg) e espessura litosférica entre 90 a 60 km, incluindo 40-28 km de crosta (Pirajno and Zhou, 2014).

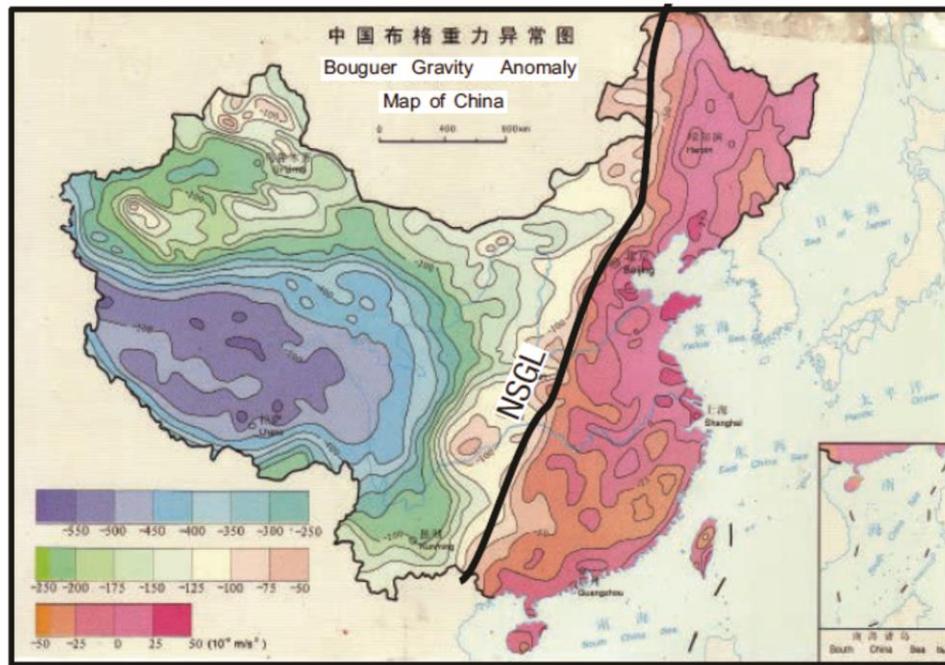


Figura 2.6 – Mapa de gravimetria Bouguer da China mostrando forte contraste entre a assinatura a leste e a oeste do lineamento gravimétrico (NSGL) (imagem disponibilizada por Zhang Lianchang, Chinese Academy of Sciences e publicada por Pirajno and Zhou, 2014).

Os sistemas pórfiro intracontinentais do leste da China são caracterizados, de forma geral, por zonas de alteração pobres em água, dominadas por Feldspato potássico, epidoto, carbonato, fluorita e poucos minerais de alteração ricos em H₂O, tais como sericita e clorita (Chen and Li, 2009; Chen *et.al.*, 2009a,b; Li *et.al.*, 2012, Han *et.al.*, 2013). Estudos de inclusões fluidas têm mostrado que razões de K/Na, CO₂/H₂O, e F/Cl são especialmente altas nesses sistemas pórfiro intracontinentais (Pirajno and Zhou, 2014). A fluorita tem sido reconhecida como sendo preferencialmente ligada aos ambientes intracontinentais, tendo um importante papel no transporte e concentração de elementos litófilos (Agangi *et.al.*, 2010).

2.6. Sumário das distinções entre os diversos sistemas pórfiro

Este item consiste numa compilação com o objetivo de comparar as principais características gerais dos magmas geradores, dos minerais de alteração, dos fluidos hidrotermais e do conteúdo de metais em cada uma das classes de sistemas pórfiro abordadas nos itens 2.3, 2.4 e 2.5.

2.6.1. *Pórfiros convencionais versus pórfiros pós-subducção e pórfiros intracontinentais:*

Conforme descrito no item 2.5, acima, as principais distinções entre os sistemas pórfiro convencionais, formados em orógenos acrescionários, cujo exemplo clássico situa-se no cinturão andino, e os sistemas pórfiro pós-subducção, conforme definidos por [Richards \(2009\)](#), encontram-se na natureza do magma, na composição do minério, e nos depósitos epitermais associados (Fig. 2.7).

De maneira geral, quando comparados com os sistemas pórfiro convencionais, os sistemas pós-subducção são gerados a partir de magmas mais alcalinos e mais ricos em sílica, porém menos hidratados e em eventos magmáticos menos duradouros e menos expressivos. A quantidade de enxofre no magma nos sistemas pós-subducção será menor, conseqüentemente gerando fluidos empobrecidos em enxofre e mineralizações relativamente mais pobres em sulfetos. Nesses sistemas, os processos físico-químicos que controlam a partição de elementos calcófilos e siderófilos nos magmas conduzirão à formação de mineralizações relativamente mais ricos em elementos siderófilos, e pobres em calcófilos gerando depósitos com maiores razões Au/Cu. A atividade de enxofre, mais baixa nos magmas desses sistemas, conduzirá à formação de veios de baixa sulfetação (*low sulfidation*) associados aos pórfiros, com sistemas de alta sulfetação (*high sulfidation*) e sulfetação intermediária (*intermediate sulfidation*) ocorrendo raramente.

Conforme descrito no item 2.6, acima, as principais distinções entre os sistemas pórfiro convencionais, e os sistemas pórfiro intraplaca, conforme definidos por [Pirajno and Zhou \(2014\)](#), encontram-se: i) no magmatismo; (ii) nos fluidos hidrotermais; (iii) no minério; e (iv) nos minerais de alteração (Fig. 2.7).

De maneira geral, se comparados com os sistemas pórfiro convencionais, os sistemas intraplaca são gerados a partir de magmas mais alcalinos e mais ricos em sílica. Os fluidos são relativamente empobrecidos em H₂O, Cl e Na, e enriquecidos em CO₂, F e K. Como consequência das distinções entre os fluidos, os minerais de alteração também terão distinções, havendo nos pórfiro intracontinentais, maiores quantidades de carbonato e fluorita e menores quantidades de argilominerais, clorita e sericita, quando comparados aos pórfiros convencionais. Os sistemas também irão diferir quanto às *comodities* minerais, havendo uma relação Mo/Cu mais alta nos sistemas intraplaca quando comparada aos sistemas convencionais.

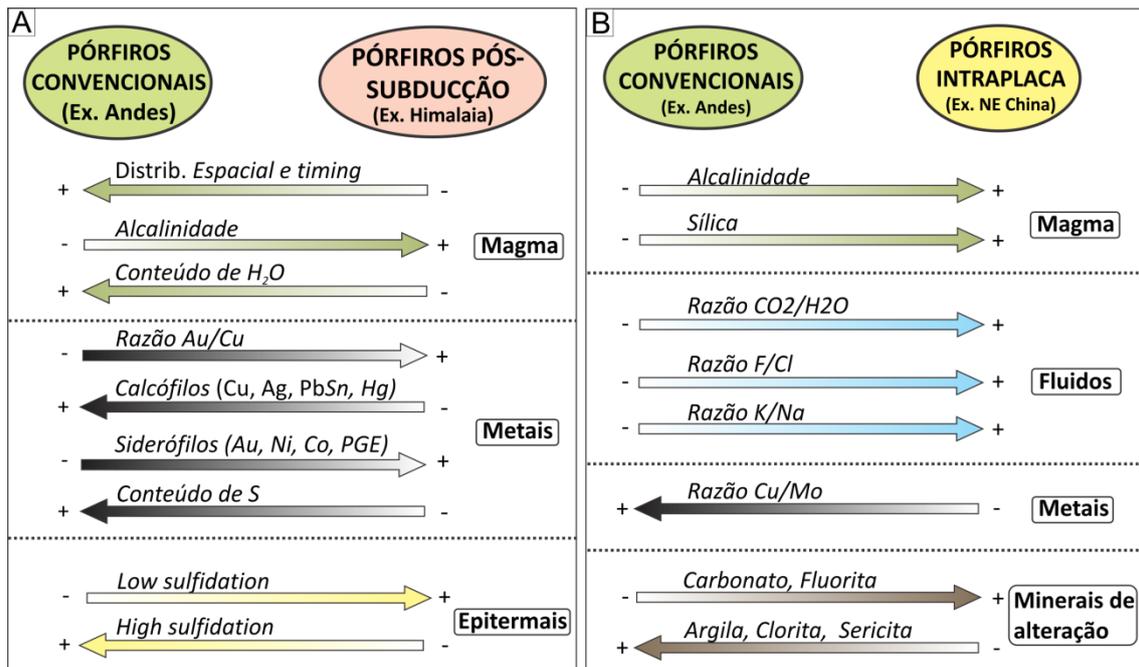


Figura 2.7 – Quadros esquemáticos com as principais distinções entre as classes sistemas pórfiro. A) Principais distinções relacionadas ao magmatismo, aos metais e aos epitermais, entre os sistemas pórfiro convencionais, formados em orógenos acrescionários, e os sistemas pórfiro pós-subducção. B) Principais distinções relacionadas ao magmatismo, aos fluidos, aos metais e aos minerais de alteração, entre os sistemas pórfiro convencionais e os sistemas pórfiro intraplaca.

2.7. Estado da arte da metalogênese na Província Mineral Juruena Teles Pires (PMJTP)

A etapa inicial deste estudo consistiu na consulta de bibliografias existentes sobre a geologia e a metalogênese da PMJTP.

Os primeiro estudo nos depósitos auríferos da Região de Peixoto de Azevedo foram realizados por Paes de Barros (1994), o qual direcionou sua pesquisa para a determinação da tipologia, morfologia e origem dos depósitos, caracterizando-os em três tipos principais: Tipo I: veios preenchendo fraturas vinculadas a estruturas geradas no embasamento; Tipo II: veios em falhas e fraturas de direção preferencial NE, nas zonas de contato entre granitoides e o embasamento; e Tipo III: *stockworks* em zonas de cúpulas graníticas. Os métodos utilizados no trabalho foram basicamente levantamentos de campo, com mapeamento de detalhe das frentes de lavra nos garimpos, que na época estavam em franca produção e apresentavam boas exposições. Nesse trabalho o autor

associa os depósitos dos tipos I e II a depósitos mesotermiais (*lode gold*) e aventa a hipótese de que os depósitos do tipo III possam ser do tipo pórfiro.

Moura (1998) realizou o primeiro estudo mais aprofundado numa mineralização da região. O estudo se deu no garimpo Serrinha de Matupá, no município de Matupá-MT, sendo proposto o enquadramento da mineralização como tipo Au-pórfiro, apesar da ausência de veios, vênulas e brechação stockwork, muito comuns nos depósitos do tipo pórfiro e da ausência do halo hidrotermal potássico composto pela associação magnetita + biotita + Feldspato potássico, geralmente associada à zona mineralizada nos pórfiros clássicos.

Em 2000, a Japan International Cooperation Agency, vinculada a Metal Mining Agency of Japan (JICA/MMAJ, 2000 e 2001), realizou um trabalho prospectivo no norte do estado de Mato Grosso, compreendendo blocos de áreas localizadas desde a margem direita do Rio Juruena, a oeste, até a borda sudeste da serra do cachimbo, a leste. Os autores desse trabalho realizaram a primeira datação em uma mineralização na província. Análises isotópicas Pb-Pb em pirita forneceram uma idade de 1,76 Ga para uma mineralização num garimpo de Au localizado cerca de 20 km a NW da cidade de Paranaíta, idade semelhante ao magmatismo bimodal presente na região.

Entre os anos de 2000 e 2005, foi realizado pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM, um projeto denominado PROMIN Alta Floresta, integrado por Souza *et al.* (2005), que consistiu no mapeamento em escala 1:250.000 de quatro folhas nas regiões de maior concentração de garimpos (folhas Vila Guarita, Alta Floresta, Rio São João da Barra e Ilha 24 de Maio). Nesse projeto foram descritos 48 jazimentos de ouro primário nas áreas das folhas e o mapeamento conferiu um significativo avanço no conhecimento geológico da região, subsidiando trabalhos acadêmicos sobre metalogênese e trabalhos prospectivos de empresas de mineração. Souza *et al.* (2005) sugerem, com base em trabalhos descritivos de campo e em análises de inclusões fluidas realizadas por JICA/MMAJ (2001) que na região do projeto Promin Alta Floresta o tipo genético predominante de mineralização é do tipo epitermal de baixa sulfetação. Também destacam a ausência ou raridade de halos de alteração potássica mineralizados nos depósitos, ao contrário do que ocorre nos depósitos porfíricos.

Em 2008, a CPRM realizou um trabalho complementar ao Promin Alta Floresta que foi integrado por Silva & Abram (2008), com foco na metalogênese da PAAF. Neste trabalho foram realizados tratamentos de dados aerogeofísicos e de imagens de satélite com o intuito de evidenciar zonas hidrotermais potencialmente favoráveis para a

ocorrência de depósitos de ouro, além de geração de mapas de favorabilidade geoquímica e do estudo mais aprofundado de oito depósitos primários de ouro, (Trairão, Edu, Tapajós, Pé de Fora, Paraíba, Gil, Fabinho e Papagaio). O depósito do Trairão foi classificado como do tipo pórfiro, com base na tipologia da mineralização (*stockwork*), nas inclusões fluidas salinas, nas assembleias de minerais hidrotermais e nos isótopos de enxofre. Foi realizada datação de micas hidrotermais pelo método Ar-Ar, sendo obtida uma idade de 1785 ± 15 Ma atribuída à mineralização. No depósito do Edu, a assembleia hidrotermal, com sericita e adularia, e a tipologia do depósito, fez com que os autores sugerissem a sua classificação como um epitermal de baixa sulfetação. Apesar da insuficiência de dados, os depósitos Tapajós, Paraíba e Pé de Fora foram classificados como relacionados à intrusão (*Intrusion Related*), com base nos dados de inclusões fluidas, nos isótopos de enxofre e na tipologia das mineralizações. Os depósitos do Gil e Fabinho, previamente relacionados a depósitos do tipo sedimentar exalativo (SEDEX) ou de sulfetos maciços vulcanogênicos (VMS) por [Frasca & Borges \(2005\)](#) foram revistos e classificados como do tipo ouro orogênico por conta da associação com sequências vulcanosedimentares metamorfisadas em fácies xisto verde, da salinidade baixa apontada nos dados de inclusões fluidas e pelo alto conteúdo de CO₂. O depósito do Papagaio não foi alvo de análises de inclusões fluidas e de caracterização mais detalhada por apresentar, segundo os autores, avançado estágio de intemperismo, entretanto, a paragênese hidrotermal identificada foi de baixa temperatura, com presença illita, o que justificou que fosse sugerida mineralização epitermal de baixa sulfetação.

Nota-se no trabalho de [Silva & Abram \(2008\)](#) um empenho em compilar um apanhado muito grande de informações que auxiliaram enormemente na compreensão global da metalogênese da Província Mineral Juruena-Teles Pires, no entanto, a sugestão dos modelos genéticos para os depósitos citados acima carece de ser confirmada com mais dados.

[Paes de Barros \(2007\)](#), em continuidade ao trabalho realizado em Paes de Barros (1994), aprofundou os estudos das mineralizações auríferas na porção leste da província, com foco na granitogênese e mineralizações associadas aos granitos Novo Mundo (depósito do Luizão) e Santa Helena (depósito do Edu). O autor propõe pelo menos dois eventos mineralizantes para a região, sendo o mais antigo caracterizado por corpos filoneanos tectonicamente controlados em zonas de cisalhamento, geneticamente atribuídos a ouro orogênico, e o mais jovem caracterizado por mineralizações

disseminadas, sem significantes brechações ou venulações, vinculadas à fase final de cristalização dos granitos Santa Helena Jovem e Novo Mundo, ambos apresentando idades por volta de 1960 Ma. Para esse último evento, o autor faz um comparativo com depósitos do tipo Relacionado à Intrusão (*IRGD*) em Timbarra, Austrália, e aponta diversas semelhanças dos depósitos do Edu e Luizão com os depósitos australianos. Neste trabalho, portanto, o autor propõe que as idades das mineralizações estejam entre 1,98 Ga e 1,86 Ga, mas aventa a hipótese de haver relação de algumas mineralizações da região com o magmatismo félsico mais jovem da Província, representado pelas suítes Teles Pires e Paranaíta e pelas vulcânicas Colíder, fato que veio a se confirmar com os trabalhos subsequentes.

Assis (2011 e 2015) e Assis *et al.*, 2017 realizou estudos metalogenéticos detalhados no setor leste da PMJTP, especificamente nos depósitos X1, Luizão, Francisco e Pé Quente. O autor compilou dados isotópicos e litoquímicos gerados por ele e coletados na literatura e propôs a existência de pelo menos três eventos magmáticos na região, sendo os dois primeiros relacionados a arcos magmáticos (Cuiú-Cuiú e Juruena) e o terceiro relacionado a um magmatismo intra-placa (Suíte Plutono-Vulcânica Teles Pires-Colíder). Segundo o autor, uma uniformidade isotópica obtida com base em isótopos de enxofre, oxigênio e hidrogênio, *Re-Os* em sulfetos, *U-Pb* em zircão e *Ar-Ar* em muscovita e feldspatos hidrotermais aponta para a ocorrência de apenas um episódio mineralizante na província, gerado pelo terceiro evento magmático (Suíte Plutono-Vulcânica Teles Pires-Colíder). Tal fato tem implicações prospectivas importantes na província, pois abre a possibilidade de haver depósitos numa ampla área afetada pelo magmatismo Teles Pires. Entretanto, ainda fica em aberto a questão da abundância de ocorrências auríferas alojadas nas rochas relacionadas aos dois primeiros eventos magmáticos (Cuiú-Cuiú e Juruena) e de serem mais raras as ocorrências auríferas no domínio do terceiro evento magmático.

Apesar das diferenças substanciais com os depósitos do tipo pórfiro clássicos (minério presente no halo de alteração fílico e não no potássico, presença de fluidos ricos em CO₂, fracas brechação e venulação nos depósitos, ausência de sistemas de veios e vênulas pré, sin e pós-mineralização, baixa concentração de sulfetos e de cobre nas zonas mineralizadas e gênese atribuída predominantemente a granitos e riolitos, e não a rochas intermediárias), Assis (2015) propõe modelo Au-pórfiro, com epitermais de moderada a alta sulfetação associados, para as mineralizações no leste da PMJTP. O autor propõe que essas diferenças seriam causadas essencialmente por conta do

ambiente geodinâmico de geração e pelo nível crustal dos magmas envolvidos nos processos de mineralização. Neste sentido, a colocação das intrusões geradoras dos depósitos teria se dado num nível mais profundo (5-15 km) do que nos pórfiros clássicos, permitindo: i) maior solubilidade do CO₂, enriquecendo os fluidos neste gás; ii) desenvolvimento de zonas hidrotermais com muscovita grossa fibro-radiada, (do tipo *greisen*), mas sem conotação genética com a clássica alteração tipo *greisen* atribuída aos granitos anorogênicos mineralizados em Sn-W-U, como observado no Depósito X1; e iii) saída precoce de enxofre do sistema como fase volátil (H₂S), inibindo a precipitação de sulfetos e de Cu, por ser este último um elemento calcófilo.

3. O DEPÓSITO SERRINHA DE GUARANTÃ, CRÁTON AMAZÔNICO, BRASIL: UM DEPÓSITO AURÍFERO NÃO-CONVENCIONAL ASSOCIADO AO SISTEMA PÓRFIRO-EPITERMAL PALEOPROTEROZOICO DA PROVÍNCIA MINERAL JURUENA TELES PIRES

Resumo:

A Província Mineral Juruena-Teles Pires localiza-se na porção centro-norte do Brasil, na borda sul do Cráton Amazônico, e compreende uma faixa de aproximadamente 500 km, num *trend* W-NW/E-SE, contendo cerca de 200 ocorrências de Au primário, a maioria de gênese hidrotermal-magmática e idade paleoproterozoica.

O depósito de Au-Cu (Ag) Serrinha de Guarantã, situado na porção leste dessa província, consiste de um sistema de veios e vênulas de quartzo, carbonato, Feldspato potássico, bornita, \pm calcocita e \pm calcopirita, de direção N50W e mergulho 80° SW. Os corpos de minério são controlados por zonas de cisalhamento e estão encaixados, sobretudo, em flogopita xistos e anfibolitos de composições máfica-ultramáfica, e subordinadamente em ortognaisse migmatítico, metadiorito e leucomonzogranito. Análises U-Pb em zircão forneceram as idades de 1977 ± 6 Ma para o metadiorito, de 1973 ± 3 Ma para um flogopita-xisto de composição ultramáfica e de 1899 ± 12 Ma para o leucomonzogranito. Essas idades são interpretadas como idades de cristalização dos protólitos.

As rochas do depósito encontram-se afetadas por dois eventos deformacionais. O evento mais antigo, relacionado à orogênese Cuiu-Cuiu, ocorre em duas fases deformacionais (D_n e D_{n+1}) e é pré-mineralização. O evento posterior, relacionado à fase transtrativa pós-orogênica, ocorre em apenas uma fase deformacional (D_{n+2}), e é sin a pós-mineralização.

A alteração hidrotermal no depósito Serrinha de Guarantã ocorre em duas zonas principais: propilítica e potássico-carbonática. A zona propilítica é precoce e distal em relação à mineralização, caracteriza-se por epidotização, carbonatação e cloritização penetrativas e associa-se a um sistema de veios e vênulas de epidoto + clorita + carbonato \pm quartzo \pm flogopita. A zona potássico-carbonática é proximal e contemporânea à mineralização, caracteriza-se por uma flogopitização penetrativa e associa-se a um sistema de veios e vênulas de Feldspato potássico + quartzo leitoso + calcita laranja + sulfetos de Cu \pm fluorita. Ocorre ainda, um sistema de vênulas posterior à mineralização, caracterizado por vênulas de clorita, quartzo hialino, dolomita, calcita e barita.

Análises de isótopos estáveis realizados em veios de carbonato associados à mineralização forneceram valores de $\delta^{13}C_{PBD}$ variando entre -2,46 e -2,68‰, com valor médio de -2,60‰, enquanto os valores de $\delta^{18}O_{SMOW}$ variam entre 6,52 e 7,54‰, com valor médio de 7,11‰, indicando fonte mantélica para o carbonato. O depósito Serrinha de Guarantã apresenta algumas feições típicas de sistemas pórfiro-epitermal, entretanto, particularidades observadas neste estudo, sugerem que a mineralização se deu de forma não convencional, num ambiente intracontinental.

Palavras Chave: sistema pórfiro-epitermal, paleoproterozoico, alteração hidrotermal, contexto intracontinental.

Abstract

The Juruena-Teles Pires Gold Province is located in the north central portion of Brazil, on the southern edge of the Amazonian Craton, and comprises a range of nearly 500 km, in a W-NW / E-SE trend, containing about 200 occurrences of primary Au, most of magmatic-hydrothermal genesis and of paleoproterozoic age.

The Serrinha de Garantã Au-Cu (Ag) deposit, located in the eastern portion of this province, consists of quartz, carbonate, K-feldspar, bornite, \pm chalcocite and \pm chalcopyrite veins and veinlets system, in the N50W direction and dipping 80 ° SW. The ore bodies that are controlled by shear zones and are embedded mainly in mafic-ultramafic composition amphibolites and phlogopite schists and, subordinately, in migmatite orthogneiss, metadiorite and leucomonzogranite. U-Pb zircon analyzes provided the ages of 1977 ± 6 Ma for the metadiorite, from 1973 ± 3 Ma for a ultramafic composition phlogopite schist of, and 1899 ± 12 Ma for the leucomonzogranite. These ages are interpreted as ages of protolith crystallization.

The deposit rocks are affected by two deformation events. The oldest event, related to Cuiú-Cuiú orogenesis, occurs in two deformation phases (D_n and $D_n + 1$) and is pre-mineralization. The posterior event, related to the transtrative post-orogenic phase, occurs in only one deformation phase ($D_n + 2$), and it is sin to post-mineralization.

The hydrothermal alteration in the Serrinha de Garantã deposit takes place in two main zones: propylitic and potassic-calcic. The propylitic zone is early and distal in relation to the mineralization, it is characterized by pervasive epidotization, carbonatation and chloritization and it is associated with a epitote + chlorite + carbonate \pm quartz \pm phlogopite veins and veinlets system. The potassium-carbonate zone is proximal and contemporary to the mineralization. It is characterized by a pervasive phlogopitization and is associated with a K-feldspar + milky quartz + orange calcite + Cu silfides \pm fluorite veins and veinlets system. There is also a veinlets system posterior to the mineralization, characterized by veinlets of chlorite, hyaline quartz, dolomite, calcite and barite.

Stable isotope analyzes performed on carbonate veins associated with mineralization provided values for C $\delta^{13}C_{PBD}$ ranging from -2.46 to -2.68 ‰, with mean value of -2.60 ‰, while the values for $\delta^{18}O_{SMOW}$ range from 6.52 to 7.54 ‰, with a mean value of 7.11 ‰, indicating a mantle source for the carbonate.

The Serrinha de Garantã deposit presents some features typical of porphyry-epithermal systems, however, particularities observed in this study, suggest that the mineralization occurred in an unconventional way, in an intracontinental setting.

Keywords: *porphyry-epithermal system, paleoproterozoic, hydrothermal alteration, intracontinental setting.*

3.1. Introdução

Depósitos minerais associados ao sistema Cu-pórfiro são comumente gerados em níveis crustais rasos (1-6 km) em limites convergentes de placas, acima de zonas de subducção (Seedorff, *et.al.*, 2005; Silitoe, 1972, 2010), ocorrendo em cadeias de montanhas ou cordilheiras, e, por estes motivos, são geralmente erodidos em períodos curtos, sendo a grande maioria dos depósitos de idade cenozoica (Seedorff, *et.al.*, 2005). Contudo, mineralizações pré-cambrianas dessa natureza, apesar de incomuns, têm sido descritas em diversos locais do mundo, como por exemplo: Haib, Namíbia (Minnit, 1986); Boddington (2.7–2.6 Ga), Austrália (Allibone *et.al.*, 1998; Duuring *et.al.*, 2007; Roth *et.al.*, 1991); Malanjkhanda, Índia (Sarkar *et.al.*, 1996; Sikka and Nehru, 2002; Stein *et.al.*, 2004); Pohjanmaa, Finlândia (Gaal and Isohanni, 1979) e Setting Net Lake (2.7–2.6 Ga), Canadá (Ayres *et.al.*, 1982).

Richards (2003) pontuou que a ocorrência global de sistemas pórfiro, seus magmas causativos, as alterações hidrotermais e estilos de mineralização não requerem um contexto geodinâmico específico para sua formação. No leste e nordeste da China, por exemplo, ocorrem depósitos do tipo pórfiro, *skarn*, e epitermais, de idade mesozoica, sem relação com margens convergentes de placas. Esses depósitos estão localizados em um contexto intracontinental, situados a mais de 2 mil km da zona de subducção e associam-se a magmas félsicos cálcio-alcálicos de alto potássio a alcalinos (Mao *et.al.*, 2008; Dong *et.al.*, 2013; Hou *et.al.*, 2013; Pirajno and Zhou, 2014).

No Brasil, foram descritos alguns depósitos do tipo pórfiro e epitermais, todos de idade pré-cambriana (Oliveira *et.al.*, 2015; Renac *et.al.*, 2014; Rios, 2012; Echeverri-Misas, 2015; Bitencourt *et.al.*, 2016). Na Província Mineral Juruena-Teles Pires (PMJTP), sul do Cráton Amazônico, região onde está localizado o depósito de Au (Cu-Ag) Serrinha de Guarantã, alvo deste estudo, foram descritas diversas mineralizações de estilo Au-pórfiro (Moura, 1998; Moura *et.al.*, 2006; Assis, 2011 e 2015; Assis *et.al.*, 2017), e epitermais (Assis, 2011; Sousa, *et.al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). No entanto, características dessas mineralizações, que se relacionam à natureza e contexto geodinâmico de formação dos magmas mineralizantes, à composição dos fluidos, às assembleias hidrotermais, e ao estilo estrutural das zonas mineralizadas, diferem dos sistemas pórfiro convencionais.

A fim de fornecer elementos para o melhor entendimento dos processos geradores do Depósito Serrinha de Guarantã, este estudo envolveu trabalhos de

mapeamento de detalhe, estudos petrográficos, geocronológicos, isotópicos e de química mineral. Os resultados apresentados nos itens subsequentes sugerem a atuação de um sistema mineral não convencional no Depósito Serrinha de Guarantã e também na PMJTP.

3.2. Contexto Geológico Regional

O Depósito Serrinha de Guarantã situa-se na porção leste da Província Mineral Juruena-Teles Pires (Silva & Abram, 2008), também denominada Província Aurífera de Alta Floresta (Dardenne & Schobbenhaus 2001), situada no sul do Cráton Amazônico, na zona limítrofe entre duas províncias geocronológicas paleoproterozoicas (Santos *et al.* 2000): Tapajós-Parima (2,05 – 1,85 Ga) e Rondônia-Juruena (1,85 – 1,74 Ga) (Fig. 3.1).

Na região da Província Mineral Juruena-Teles Pires, as rochas da Província Tapajós-Parima são agrupadas no Domínio Peixoto de Azevedo (Santos, 2003), que é constituído por gnaisses, metagranitoides e anfibolitos pertencentes ao Complexo Cuiu-Cuiu (~2,05-1,99 Ga), granitoides indeformados a levemente deformados das suítes Pé Quente (~1,99-1,97 Ga) e Nhandu (~1,97-1,95 Ga) e vulcânicas intermediárias a ácidas da Formação Jarinã (~1,99 Ga), que representam magmatismo de arco de margem continental (Alves *et al.* 2019 *no prelo*). Intrudindo as rochas de arco magmático, ocorrem rochas plutônicas, com características de ambiente pós-orogênico a anorogênico, geradas no intervalo aproximado de 1,90 a 1,86 Ga, sendo representadas pelas suítes Guarantã do Norte (granodioritos e monzogranito~1,90-1,89 Ga- Miguel Jr, 2011; Assis, 2015; Alves *et al. no prelo*), Matupá (monzo e sienogranitos ~ 1,89-1,86 Ga) e rochas máficas da Suíte Intrusiva Flor da Serra (~1,90 a 1,86 Ga – Martins & Moreton, 2005; Alves *et al. no prelo*). Remanescentes do embasamento Arqueano no Domínio Peixoto de Azevedo são representados por afloramentos pontuais de gnaisses tonalítico-trondhjemíticos (2,7-2,9 Ga - Paes de Barros, 2007) que ocorrem como *inliers* em meio às rochas Paleoproterozoicas do Domínio Peixoto de Azevedo.

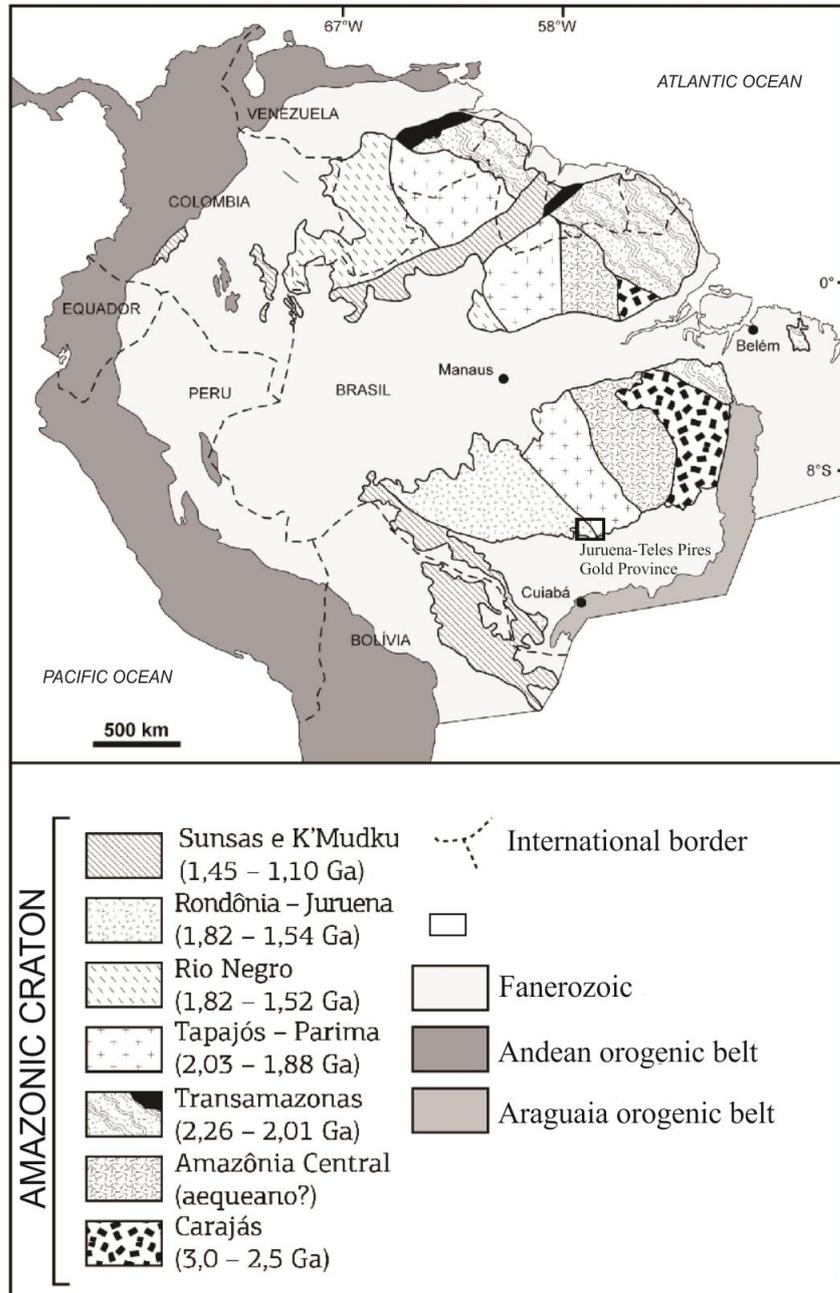


Figura 3.1 – Mapa geológico do Cráton Amazônico, dividido em províncias geocronológicas orientadas de noroeste para sudoeste (Santos et al., 2003).

A Província Província Rondônia-Juruena (PRJ) é formada por um conjunto litológico que compreende uma faixa contínua de rochas de aproximadamente 1.150 km de extensão por 300 km de largura, alongada no sentido leste-oeste, com idades Sm-Nd, no geral, <2,20 Ga. Esse conjunto caracteriza-se por: **1)** domínio gnáissico migmatítico de alto grau que compreende as rochas para e ortoderivadas (migmatíticas-granulíticas) do Complexo Nova Monte Verde (~ 1,81 – 1,77 Ga); além das rochas máficas da Suíte

Vespor; **2)** magmatismo plutônico félsico de ~1,81 a 1,76 Ga que compreende a Suíte Juruena (Fácies São Pedro, Nova Canaã e Paranaíta); **3)** vulcanismo félsico de ~1,813 a 1,76 Ga que compreende o Grupo Colíder e as intrusivas sin-vulcânicas da Suíte Teles Pires (~1,79-1,75Ga), além de enxame de diques de diabásio associados; e **4)** sequências sedimentares pós-vulcanismo Colíder (Dardanelos-Caiabis-Serra Formosa, < 1,71Ma) (Rizzoto *et al.*, 2019; Alves *et al.*, 2019 *no prelo*).

As rochas magmáticas da Província Rondônia-Juruena (PRJ) são interpretadas por diversos autores como geradas em ambiente de margem de placa ativa a partir da subducção de crosta oceânica sob a crosta pretérita Tapajós-Parima (Santos *et al.*, 2000, Souza *et al.*, 2005, Scandolaro *et al.*, 2017, Assis, 2015, Duarte *et al.*, 2019). Tal interpretação baseia-se, entre outros fatores, no quimismo do magmatismo, com padrões de elementos traço e ETR semelhantes aos das fontes do manto litosférico subcontinental enriquecidas por fluidos da zona de subducção, na forma dos cinturões vulcânicos e na metalogênese, com presença de sistemas do tipo pórfiro-epitermal. A subducção teria cessado em cerca de 1,63 Ga com a colisão de um bloco continental vindo de sul, gerando metamorfismo de alto grau nas rochas do Complexo Nova Monte Verde (Scandolaro *et al.*, 2017). Entretanto, outros autores atribuem a geração das rochas ígneas a um magmatismo intraplaca em ambiente extensional e destacam a falta de alguns elementos comumente presentes em terrenos gerados em ambientes orogênicos, tais como *nappes* e estruturas cavalgantes de baixo ângulo, prisma acrescionário, zona de sutura, paragênese metamórfica de alta pressão, predominância de magmatismo intermediário tipo andesítico (Néder *et al.*, 2002, Rizzotto & Quadros, 2005, Barros *et al.*, 2009; Rizzotto *et al.*, 2016; 2019; Teixeira *et al.*, 2017). Segundo Rizzotto *et al.*, 2019, o metamorfismo de alto grau imposto sobre as rochas do Complexo Nova Monte Verde foi gerado por fusão parcial de crosta pretérita (Tapajós-Parima) promovido por *underplating* de magma basáltico. Na sequência, ocorreu exumação do núcleo metamórfico posicionando-se lado a lado com granitóides deformados de mesma idade.

A norte das rochas cristalinas pertencentes às províncias Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena ocorrem coberturas sedimentares paleozoicas do *Graben* do Cachimbo (Grupo Alto Tapajós).

3.3. A Província Mineral Juruena-Teles Pires

A Província Mineral Juruena-Teles Pires (PMJTP) compreende uma faixa de cerca de 500 km, num *trend* W-NW/E-SE, contendo cerca de 200 ocorrências de Au primário e/ou metais base e diversos depósitos de ouro aluvionar. A província é dividida nos distritos auríferos Juruena-Paranaíta, a oeste do rio Teles Pires, e Peixoto de Azevedo, a leste do rio.

As primeiras descobertas de ouro se deram no fim da década de 1960, no extremo oeste da província, na região do rio Juruena (Miranda, 1997). As descobertas mais importantes, porém, ocorreram no fim da década de 1970, na porção leste do rio Teles Pires, na região de Peixoto de Azevedo (Paes de Barros, 2007). A produção histórica acumulada de ouro na PMJTP é estimada em cerca de 180 toneladas, dada toda em garimpos.

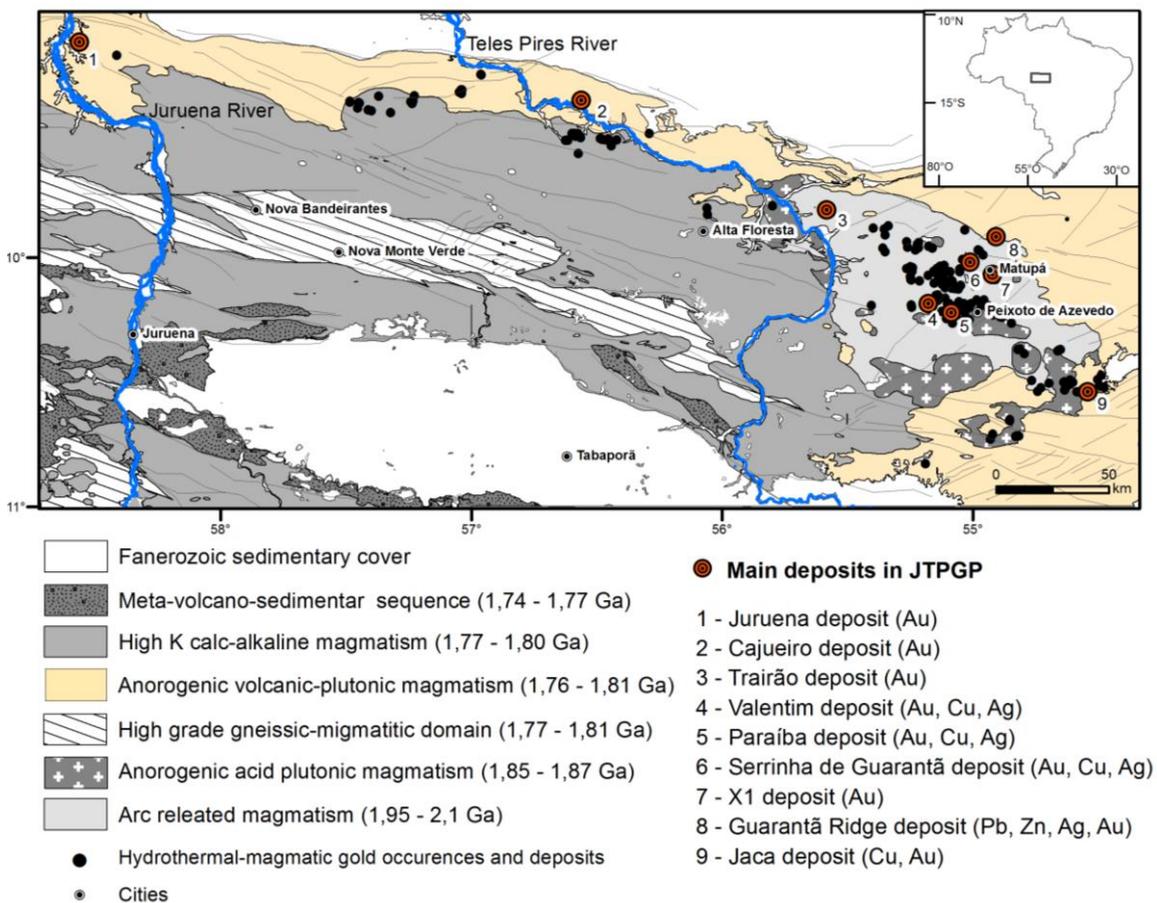


Figura 3.2 – Mapa geológico da PMJTP com as ocorrências auríferas de origem magmática-hidrotermal (modificado de Alves *et al.*, 2019). Os principais depósitos, enumerados e marcado com círculos vermelhos no mapa, estão listados na porção direita da legenda.

Empresas de mineração têm feito trabalhos de exploração mineral nas últimas três décadas, período em que vários pequenos depósitos foram descobertos e avaliados. No entanto, nos últimos dois anos, a descoberta de extensas mineralizações de cobre estilo pórfiro no Prospecto Jaca, na região de União do Norte, têm levado a uma nova etapa de intensa exploração mineral na região, atraindo mineradoras de grande porte.

Baseando-se no modo de ocorrência, na paragênese de minérios e na assinatura geoquímica, Assis *et al.* (2017) agrupam os depósitos de Au da PMJTP, da seguinte forma: (1) depósitos de Au ± Cu disseminados (ex., Luizão, Serrinha, Juruena, X1, e Pé Quente) e estruturalmente controlados (ex., Paraíba, Buriti, e Pezão) com minério composto predominantemente por pirita ± calcopirita ± hematita (Moura *et al.*, 2006; Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Rodrigues, 2012; Trevisan, 2012; Serrato, 2014); (2) depósitos de Au ± Mo ± Cu disseminados (ex., Ana e Jaca) compostos por pirita ± calcopirita ± molibdenita; e (3) depósitos de Au + Zn + Pb ± Cu estruturalmente controlados (ex: Francisco, Bigode, Luiz e Garantã Ridge), com pirita + esfalerita + galena ± calcopirita ± digenita, (Simpson, *et al.*, 2010, Assis, 2011; Trevisan, 2015).

Tabela 3.1 – Principais depósitos de Au-Cu da PMJTP

Depósito	Tonelagem (Mt)	Teor (Au)	Au contido (t)	Teor Ag-ppm	Teor Cu-%
Paraíba	3,30	12,94	42,74	9,15	0,85
Cajueiro	19,54	0,78	15,24		
X1	8,47	1,37	11,61	4,50	
Juruena	1,30	6,30	8,19		
Garantã Ridge	4,00	2,20	8,80	77,00	
Serrinha de Garantã	0,65	3,00	1,95	14,00	0,70

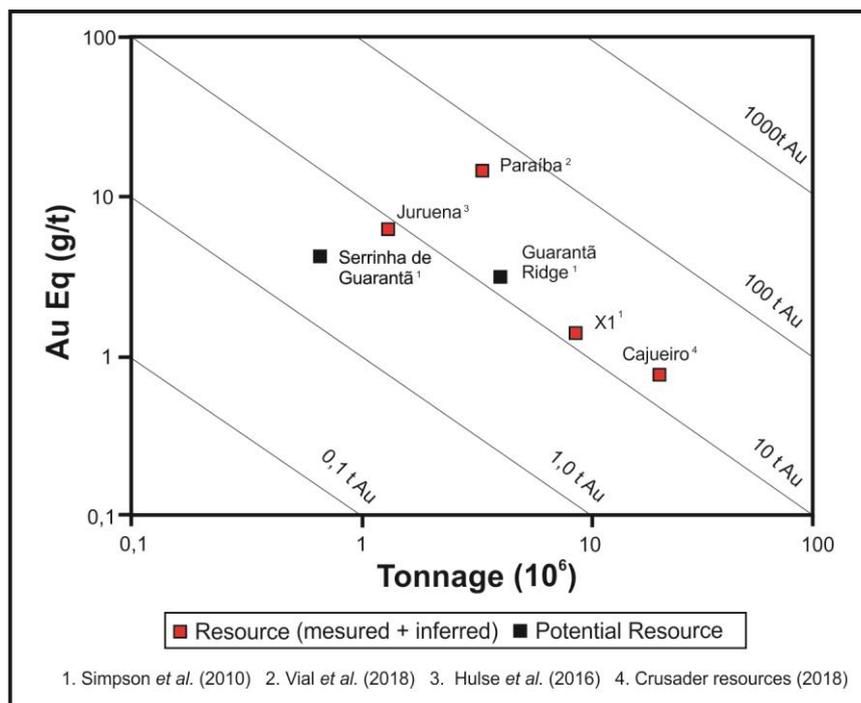


Figura 3.3 – Relação entre tonelagem e teor de ouro equivalente e reservas dos depósitos da PMJTP. Os depósitos assinalados com um quadrado preto não contêm informações suficientes para estimativa de recurso, apenas de recurso potencial.

Cerca de 80% das mineralizações da PMJTP hospedam-se nas rochas mais antigas, pertencentes à Província Tapajós-Parima (~2,05-1,86 Ga) enquanto uma quantidade reduzida dos depósitos encontra-se hospedada no domínio das rochas mais jovens, pertencentes à Província Rondônia Juruena (~1,81-1,75 Ga). Análises isotópicas Re-Os em pirita e molibdenita (Serrato, 2014; Assis, 2015; Assis *et al.* 2017), Ar-Ar em sericita (Silva & Abram, 2008; Assis, 2014) e Pb-Pb em pirita (JICA/MMAJ, 2001; Santos *et al.*, 2018) apontaram idades variando entre 1,76 e 1,81 Ga para 8 depósitos com feições variadas e distribuídos de leste a oeste ao longo da província. Esses dados levaram Assis (2015) e Assis *et al.* (2017) a associarem as mineralizações ao vulcano-plutonismo félsico e anorogênico do par Teles Pires Colíder, com intervalo de idades variando entre ~1,75 – 1,81 Ga.

3.4. O Depósito de Au (Cu-Ag) Serrinha de Guarantã

O Depósito Serrinha de Guarantã consiste em veios bandados subparalelos de direção N50W e mergulho 80° SW, compostos por quartzo, carbonato, feldspato potássico, bornita, ± calcocita e ± calcopirita, e por disseminações de calcopirita ao

longo de vênulas de quartzo e Feldspato potássico. Os corpos de minério estão encaixados, sobretudo, em flogopita xistos e anfibolitos.

O depósito localiza-se num domínio geomorfológico caracterizado por platôs cobertos por latossolos espessos, onde exposições contínuas de rochas ou afloramentos frescos são raros. Desde 1983, o depósito tem sido lavrado de forma intermitente e artesanal (garimpo), em duas cavas a céu aberto. Atualmente, o veio mais rico (com espessura variando entre 0,6-5,0 m) é lavrado de forma artesanal em galeria subterrânea.

A principal feição estrutural do Depósito Serrinha de Garantã, é um corredor delimitado por zonas de transcorrência de direção N50W, no qual estão encaixados flogopita xistos (metaultramáfica) e anfibolitos, além de ortognaisses e metadioritos. Essas rochas são intrudidas por leucomonzogranitos de textura cataclástica (Fig 3.4).

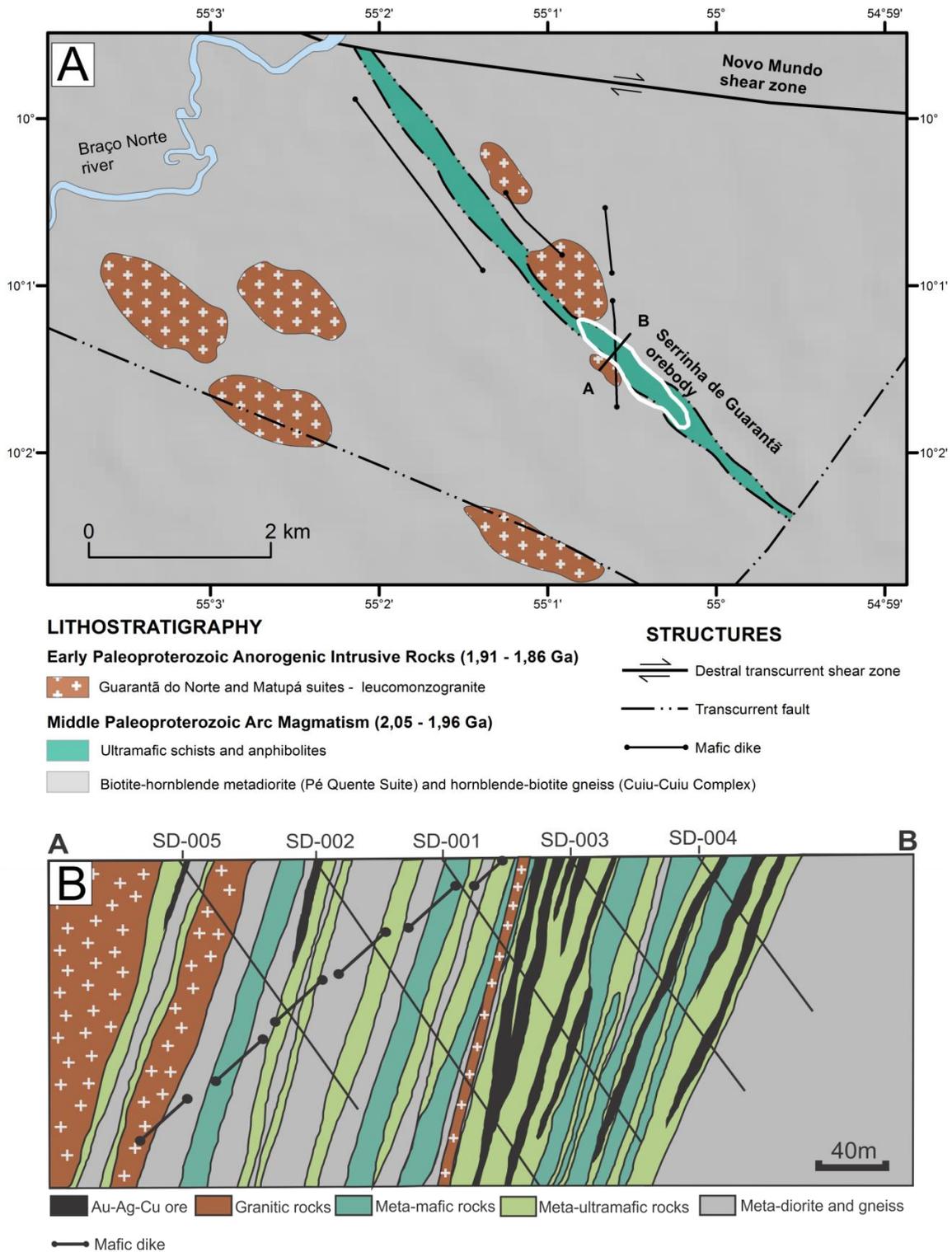


Figura 3.4– A) Mapa geológico da região do Depósito Serrinha de Guarantã, com as principais estruturas e unidades litológicas. O corpo principal de minério encontra-se delimitado pela linha branca. Os metatonalitos pertencentes à Suíte Pé Quente e os biotita-hornblenda gnaisses pertencentes ao Complexo Cuiu-Cuiu encontram-se indivisos no mapa. B) Perfil A-B, delimitado no mapa. As siglas na parte superior referem-se a sondagens.

As principais rochas encaixantes (não mineralizadas ou com fraca sulfetação) do Depósito Serrinha de Guarantã, são: 1) biotita-hornblenda gnaiss metatexítico ortoderivado; 2) biotita-hornblenda metadiorito; 3) leucomonzogranito cataclástico; e 4) diques máficos (Fig. 3.4).

Os biotita-hornblenda gnaisses metatexíticos (Fig 3.5.A), também denominados de Gnaiss Alto Alegre (Paes de Barros, 2007) possuem composição tonalítica, apresentam estrutura finamente bandada, alternando leitos quartzo-feldspáticos com microestrutura granoblástica (Fig 3.5.B), e leitos lepidonematoblásticos ricos em biotita e hornblenda. Localmente apresentam feições de fusão parcial, com leitos de leucossoma quartzo-feldspáticos de granulação grossa e melanossoma composto por biotita e hornblenda (Fig. 3.5.A). Os minerais acessórios são epidoto, titanita, apatita, alanita, rutilo e zircão. O biotita-hornblenda metadiorito é cinza escuro e apresenta estrutura maciça (Fig. 3.5.C) a fracamente foliada e textura granoblástica e localmente porfirítica (Fig. 3.5.D). É composto predominantemente por plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e magnetita, com mineralogia acessória composta por titanita, apatita e zircão. Na parede da cava a céu aberto, o biotita-hornblenda metadiorito ocorre na forma de corpos amendoados decimétricos, inclusos no xisto ultramáfico. O leucomonzogranito (Fig 3.5.E) ocorre na forma de apófises com poucos centímetros a poucas dezenas de metros de espessura, cortando as rochas metaultramáficas, os gnaisses e metadioritos, geralmente de maneira concordante à foliação (Fig. 3.5.F). Essa rocha possui coloração rosa, estrutura maciça a levemente foliada, textura inequigranular fina a porfirítica (Fig. 3.5.E) e cataclástica (Figs. 3.5.G e G) a milonítica. Constitui-se essencialmente de Feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e pequenas quantidades de biotita. Os minerais acessórios são apatita, zircão e titanita. Os diques máficos (Fig 3.5.I) intrudem, sobretudo, os xistos ultramáficos de forma concordante ou discordantes com a foliação. Constituem-se de corpos tabulares de até 1, 5 m de espessura cortados por fraturas ou falhas.

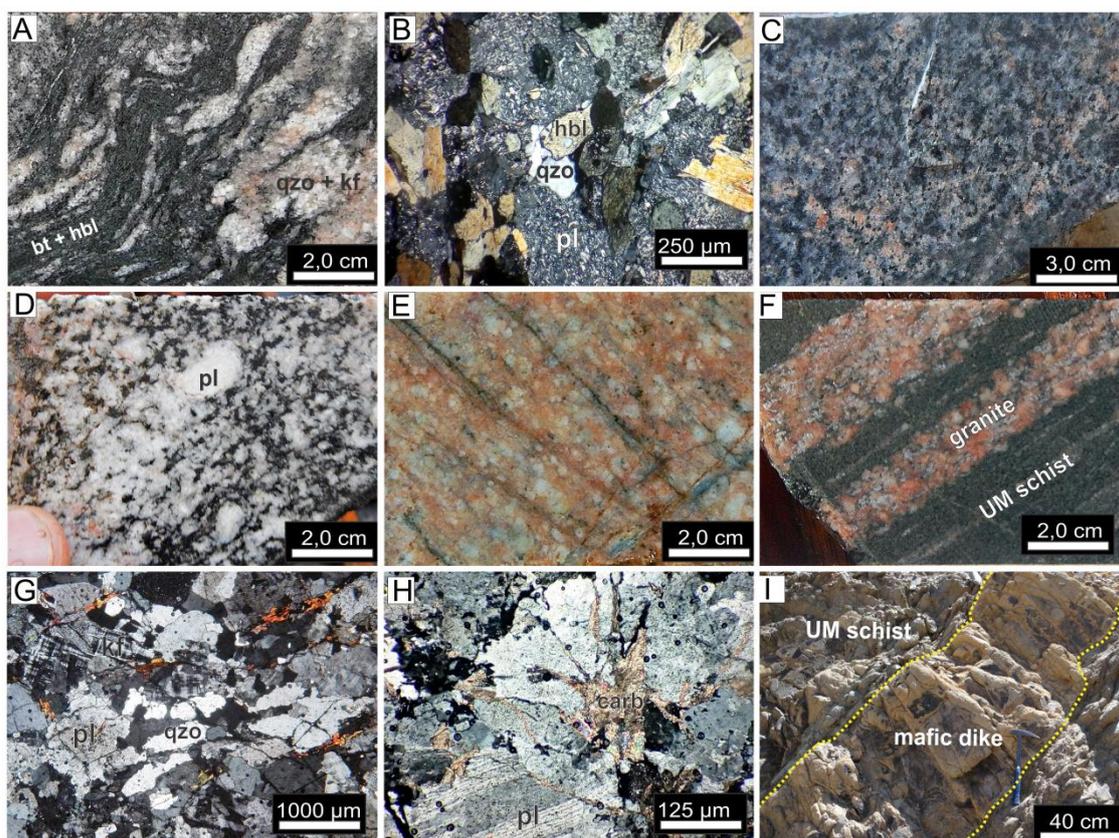


Figura 3.5 – Principais rochas encaixantes do Depósito Serrinha de Guarantã. A) Amostra de biotita-hornblenda gnaiss metatexítico composto por melanossoma rico em biotita e hornblenda e leitos de leucossoma com quartzo e feldspato potássico. B) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando biotita-hornblenda gnaiss granoblástico com cristais de plagioclásio fortemente saussuricitizados. C) Amostra de biotita-hornblenda metadiorito maciço com porções rosadas de alteração potássica. D) Amostra de biotita-hornblenda metadiorito foliado com fenocristal de plagioclásio. E) Amostra de leucogranito fortemente fraturado, cataclástico, porfirítico, composto por matriz rica em quartzo e Feldspato potássico e microfenocristais de plagioclásio. F) Amostra de xisto ultramáfico (UM schist) cortado por intrusões concordantes de leucogranito róseo. G e H) Fotomicrografias de seção delgada (LT, NX) mostrando leucogranito com textura cataclástica. I) Dique máfico intemperizado cortando flogopita xisto ultramáfico exposto na parede da cava a céu aberto. Abreviações: LT — luz transmitida; NX — nicois cruzados.

3.4.1. Rochas Hospedeiras

As rochas hospedeiras do Depósito Serrinha de Guarantã incluem uma sucessão de rochas metaultramáficas e metamáficas justapostas tectonicamente ou com contatos

gradacionais, com significado tectônico ainda desconhecido e ainda não abordadas na bibliografia existente da região.

As rochas metaultramáficas são as hospedeiras mais importantes do depósito, alojando veios de quartzo fortemente sulfetados (Fig.3.6.A). São compostas por uma associação de flogopititos, talco-clorita-flogopita xistos e talco-tremolita-flogopita xistos. Os flogopititos e talco-clorita-flogopita xistos possuem coloração verde escuro e granulação fina. A foliação é definida por palhetas alongadas de flogopita, clorita e talco, além de prismas alongados de tremolita e, por vezes por lentes de carbonato (Fig.3.6.B). As lamelas de flogopita muito frequentemente apresentam halos pleocroicos de coloração marrom, causados por micro inclusões de zircão (Fig.3.6.C). A medida que se distancia dos veios mais ricamente mineralizados, os xistos tornam-se mais ricos em tremolita, talco e clorita e empobrecidos em flogopita, apresentando uma matriz de granulação fina e porfiroblastos alongados de tremolita (Fig.3.6.D)

Os metabasitos hospedam uma mineralização disseminada e mais pobremente sulfetada, sendo compostos por anfibolitos e epidoto-clorita xistos. Os anfibolitos e biotita-anfibólio xistos possuem tonalidade esverdeada, estrutura fortemente foliada, e são constituídos essencialmente de hornblenda e plagioclásio, e menores quantidades de quartzo e biotita (Fig.3.6.E). A biotita ocorre frequentemente substituindo cristais de hornblenda. Os cristais de plagioclásio são fortemente saussuritizados, com incrustações de sericita, epidoto e carbonato. Frequentemente, observam-se finas fraturas preenchidas por carbonato e sericita. Os minerais acessórios são magnetita, titanita e apatita. Os epidoto-clorita xistos possuem cor verde escuro e estrutura foliada. A foliação é dada por lentes lepidoblásticas ricas em clorita, alternadas com lentes granoblásticas compostas por plagioclásio e quartzo. Em algumas porções se observam pseudomorfos de biotita substituída por clorita. A foliação é cortada por vênulas (<0.8 mm) de quartzo, epidoto, calcita, Feldspato potássico e calcopirita (Fig.3.6.F). As vênulas de Feldspato potássico e quartzo são tardias em relação às de epidoto e clorita.

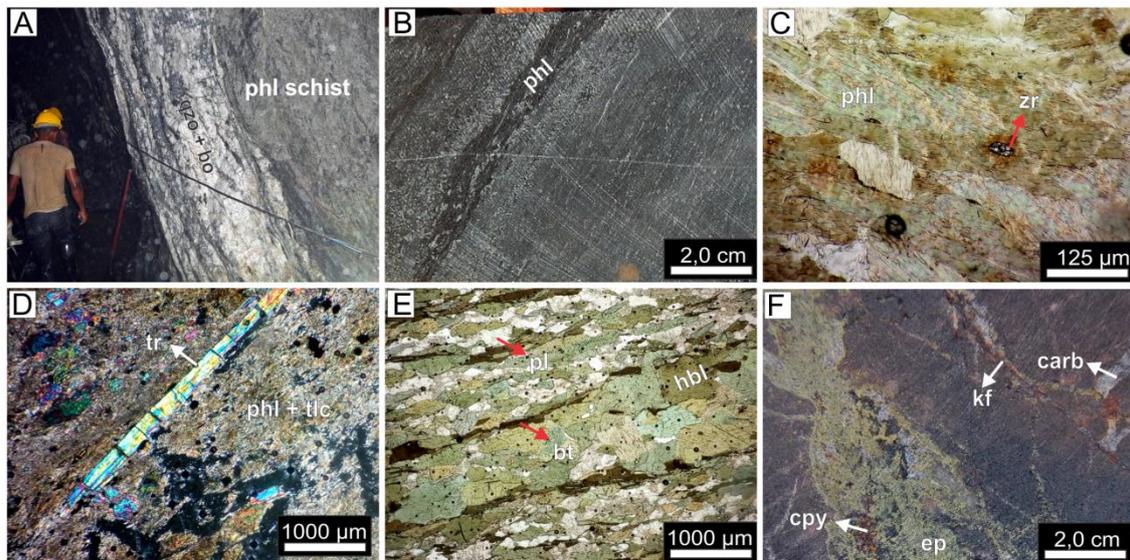


Figura 3.6 – Principais rochas hospedeiras do Depósito Serrinha de Guarantã. A) Corpo de minério (veio de quartzo + bornita) encaixado em flogopita xisto na parede de galeria subterrânea. B) Amostra de tremolita-flogopita xisto com lentes de flogopitito hidrotermal e finas vênulas concordantes de carbonato. C) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando flogopitito hidrotermal com inclusão de zircão. D) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando tremolita-talco-flogopita xisto com matriz fina, composta por talco, flogopita e magnetita e porfiroblastos de tremolita. E) Fotomicrografia de seção delgada (LT, N//) mostrando biotita anfibolito fortemente foliado F) Epidoto-clorita xisto cortado por vênulas de epidoto + calcopirita, feldspato potássico e carbonato. Abreviações: LT — luz transmitida; NX — nicóis cruzados; N// — nicóis paralelos.

3.4.2. Deformação e metamorfismo

As rochas hospedeiras do Depósito Serrinha de Guarantã, descritas nos itens anteriores, estão afetadas por dois eventos deformacionais (Fig. 3.7). O evento mais antigo, relacionado à orogênese Cuiu-Cuiu, ocorre em duas fases deformacionais (D_n e D_{n+1}) e é pré-mineralização. O evento posterior, relacionado à fase transtrativa pós-orogênica, ocorre em apenas uma fase deformacional (D_{n+2}), e é sin a pós-mineralização.

A fase D_n , é acompanhada de metamorfismo regional que afeta os ortognaisses, metadioritos e as rochas metamáficas e metaultramáficas do entorno do depósito.

Paragêneses metamórficas em amostras pouco hidrotermalizadas indicam metamorfismo de fácies anfibolito superior, marcado pela fusão parcial incipiente nos biotita hornblenda gnaisses metatexíticos, pela associação *talco + tremolita + hornblenda* nas metaultramáficas, e pela associação *hornblenda + plagioclásio* nas metamáficas (com retrometamorfismo de fácies xisto verde marcado pela associação de actinolita + albita + epidoto). Essa fase gerou recristalização mineral com formação de expressivas foliações regionais (S_n) de direção N/NE-S/SW, marcada, sobretudo nos gnaisses e metatonalitos, com típicas recristalizações estáticas de alta temperatura, formando texturas granoblásticas (Fig. 3.7.A). Na região do Depósito Serrinha de Guarantã, onde a deformação gerada por fases deformacionais mais jovens foi intensa, a foliação S_n é preservada apenas em dobras intrafoliais recumbentes nos gnaisses metatexíticos.

A fase D_{n+1} , afeta as mesmas rochas anteriormente deformadas pela fase D_n . Possui caráter dúctil e é caracterizada, no Depósito Serrinha de Guarantã, por transcorrências que transpõem a foliação formada na fase anterior, gerando uma nova foliação (S_{n+1}) ao longo de zonas miloníticas e protomiloníticas de direção N20-30W e mergulho 50-60° para SW (Figs. 3.7 e 3.8.B).

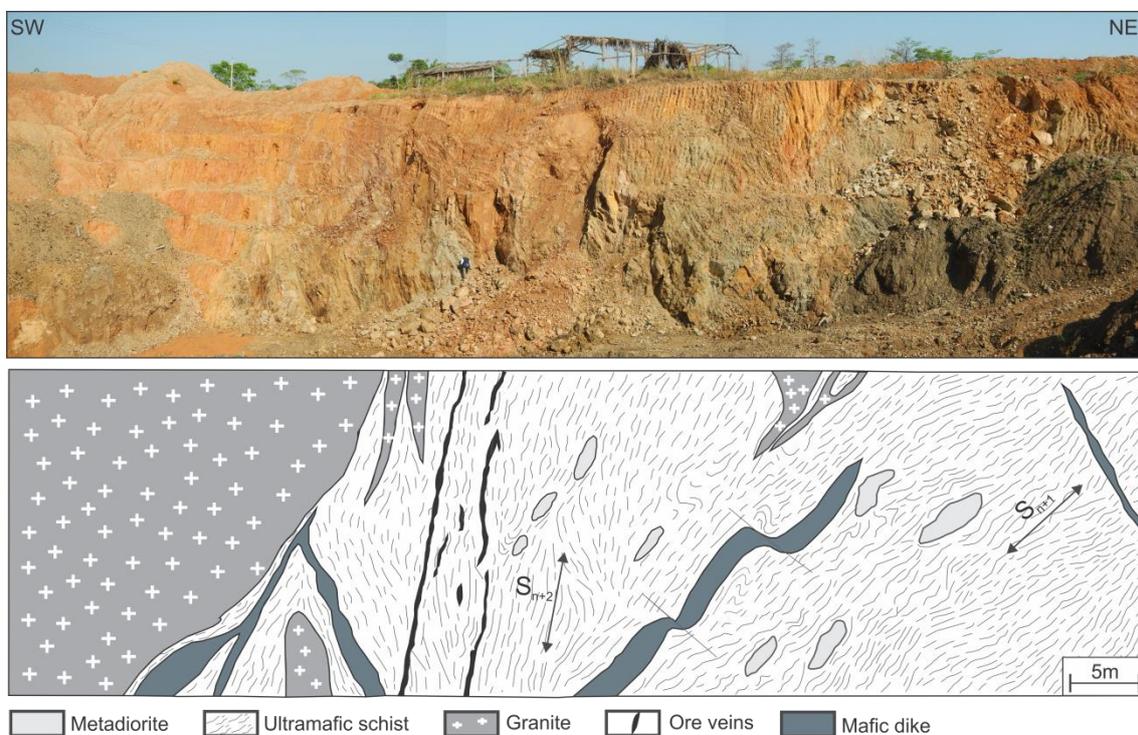


Figura 3.7– Perfil longitudinal na cava a céu aberto no garimpo Serrinha de Guarantã. No topo, foto da parede da cava. Na porção inferior, estão representadas as unidades

litológicas e as estruturas mapeadas em campo. Os eventos deformacionais D_{n+1} e D_{n+2} geraram as foliações S_{n+1} e S_{n+2} , cujos mergulhos estão representados no perfil.

A fase D_{n+2} afeta o leucomonzogranito e também os veios mineralizados. Ela é caracterizada por zonas cataclásticas com disposição geral $N45-55^{\circ}W/75-85^{\circ} SW$. Essa fase gerou, nas rochas com reologia competente, texturas cataclásticas localizadas (Fig. 3.8.C), fraturas, brechas tectônicas, falhas (Fig. 3.8.D) e recristalização mineral dinâmica de baixa temperatura, com rearranjo das fabricas dado por *bulging* e rotação de subgrãos, conforme pode ser visto na Fig. 3.8.E, que consiste numa amostra do veio principal mineralizado. Nas rochas menos competentes (xistos ultramáficos e lentes lepidoblásticas nos gnaisses) a deformação D_{n+2} gera estruturas tipo peixe de mica (Fig. 3.8.F) e uma discreta recristalização mineral plano axial, formando foliação S_{n+2} incipiente (Figs. 3.8.G e H).

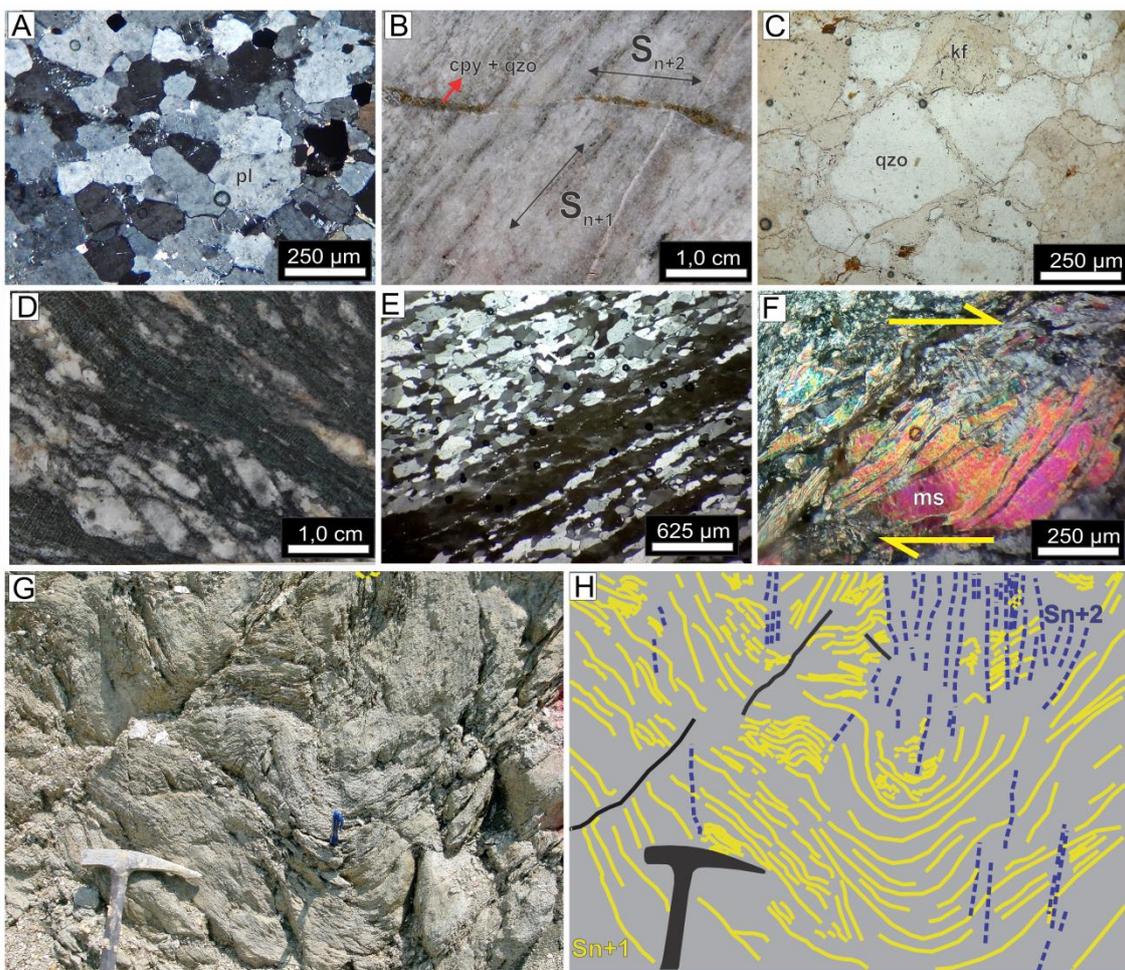


Figura 3.8 – Feições estruturais nas rochas hospedeiras do Depósito Serrinha de Guarantã. A) Textura granoblástica gerada na fase D_n , dada por cristais de plagioclásio em contatos poligonizados em metadiorito. B) Leucomonzogranito com foliação milonítica

S_{n+1} , cortado por vênula de sulfeto paralela a S_{n+2} . C) Leucogranito com textura cataclástica. D) Gnaise migmatítico com feldspatos em porção leucocrática falhados por deformação rúptil D_{n+2} . E) Porção quartzosa de veio mineralizado, exibindo recristalização de baixa temperatura do quartzo, com rearranjo das fabricas dado por *bulging* e rotação de subgrãos. F) Peixe de mica branca em gnaise. G) Talco xisto dobrado com recristalização mineral plano-axial (S_{n+2}) incipiente. H) Ilustração esquemática da foto ao lado.

O mapeamento estrutural no Depósito Serrinha de Guarantã e em outros depósitos próximos permitiu a identificação de estruturas importantes que exercem controle na mineralização da região. No distrito de Peixoto de Azevedo, as rochas mais antigas, pertencentes à província Tapajós-Parima, estão afetadas por zonas de falha regionais de direção NW-SE, caráter dúctil-rúptil e cinemática dextral. As três principais estruturas desse evento denominam-se, de norte para sul, falhas Novo Mundo, Flor da Serra e Peixoto de Azevedo (Figs. 3.9.A e B). Dados aerogeofísicos mostram que essas falhas configuram descontinuidades profundas na crosta antiga (Alves *et al.*, 2019 *no prelo*). O alinhamento das principais mineralizações do distrito ao longo dessas três falhas sugere que elas provavelmente serviram de conduto para pequenas intrusões graníticas e seus fluidos hidrotermais, que geraram mineralizações auríferas (Fig. 3.9.B).

Um evento posterior, transtrativo, gerou falhas oblíquas sinistrais, de caráter rúptil a rúptil-dúctil e direção W/NW-E/SE. Essas falhas cortam tanto as rochas da província Tapajós-Parima, reativando algumas estruturas pré-existentes, quanto as rochas da província Rondonia-Juruena, a oeste. A esse evento associam-se os enxames de diques da Suíte Flor da Serra, com disposição NE-SW (Fig. 3.9.B).

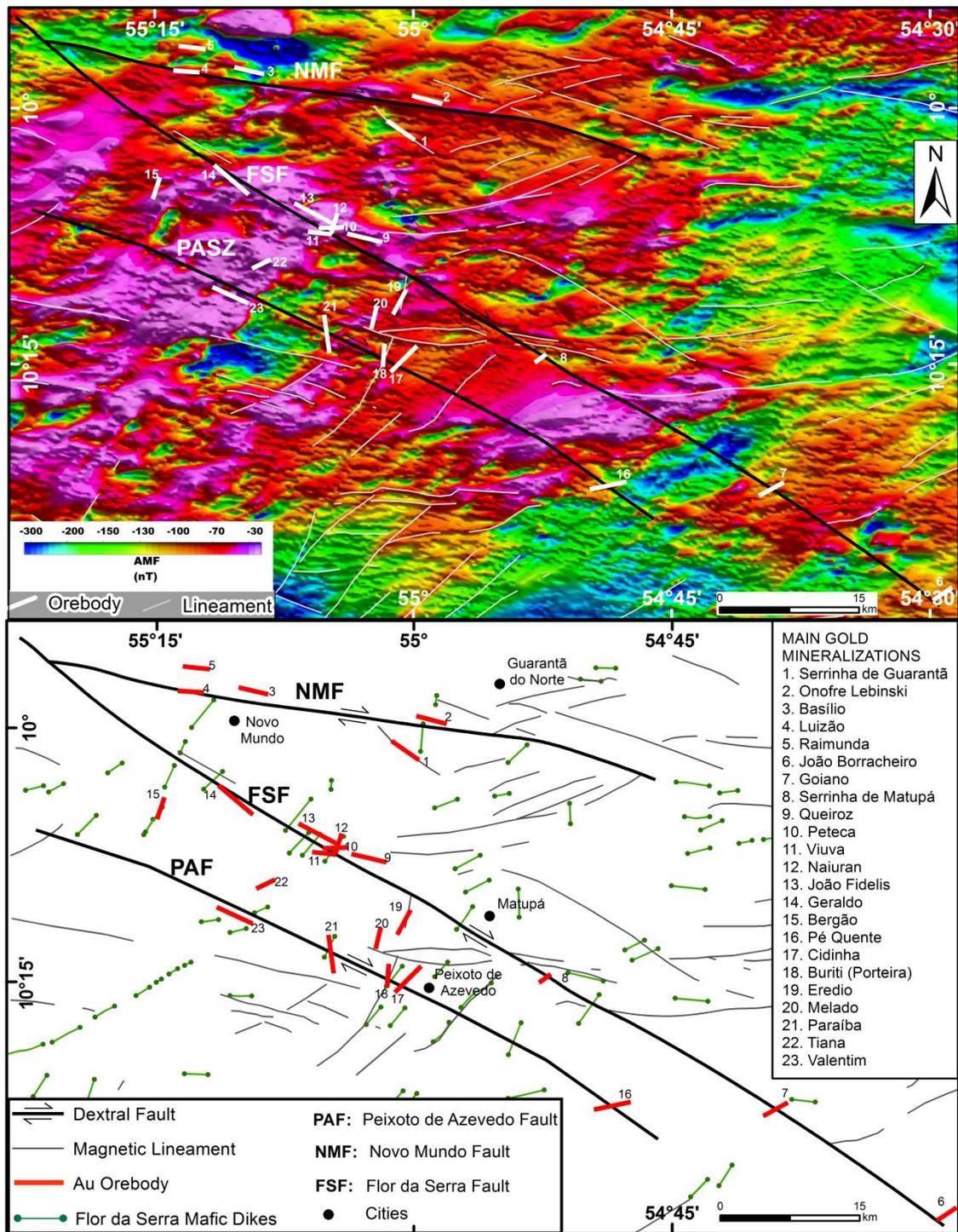


Figura 3.9 – A) Imagem aeromagnetométrica do campo magnético anômalo, mostrando as principais estruturas que controlam regionalmente as mineralizações no distrito de Peixoto de Azevedo. B) Na parte inferior, estão marcados em vermelho as direções dos principais corpos mineralizados no distrito e em verde os principais diques máficos. O quadro no lado direito traz os nomes dos garimpos.

3.5. Métodos Analíticos

3.5.1. Análises isotópicas U–Pb

Os concentrados de zircão foram extraídos de aproximadamente 10 kg de amostras para as rochas ácidas e aproximadamente 100 kg para a rocha ultramáfica, utilizando-se de técnicas gravimétricas e magnéticas convencionais no Laboratório da Superintendência Regional de Goiânia do Serviço Geológico do Brasil – CPRM. As frações minerais foram separadas manualmente no microscópio binocular, para obter frações de tamanho, forma e cor semelhantes. Para as análises U-Pb *in situ*, os grãos de zircão escolhidos foram dispostos em *mounts* de epóxi e polidos para se obter uma superfície lisa. Antes das análises, os *mounts* foram limpos com HNO₃ diluído (cerca de 2%). Imagens de elétrons retroespalhados (*Backscattered electron images*) foram obtidas usando uma FEI-QUANTA 450 trabalhando a 20 kV na Universidade de Brasília.

As análises U-Pb LA-ICPMS seguiram o procedimento analítico descrito por [Buhn *et al.* \(2009\)](#) e foram realizados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Para as análises U-Pb LA-ICPMS, as amostras foram colocadas em uma célula laser especialmente adaptada. Utilizou-se um laser *New Wave UP213 Nd: YAG* ($\lambda = 213$ nm), ligado a um ICPMS *Thermo Finnigan Neptune Multi-colector*. O hélio foi usado como gás de arraste e misturado ao argônio antes de entrar no ICPMS. O laser foi executado a uma frequência de 10 Hz e energia de ~ 10 mJ / cm² com um diâmetro do *spot* de 30 μ m.

Para as análises de zircão U-Pb LA-ICPMS, foi usado como material de referência primário um fragmento do padrão de zircão GJ-1 ([Jackson *et al.* 2004](#)) por meio de um método de agrupamento de amostra-padrão, representando a tendência de massa e a correção de desvio. O fator de correção resultante para cada amostra analisada considera a posição relativa de cada análise dentro da seqüência de 4 amostras agrupadas por duas análises padrão e duas análises em branco ([Albarède *et al.* 2004](#)). Um padrão interno foi executado no início e no final de cada sessão analítica, produzindo acurácia em torno de 2% e precisão na faixa de 1% (1 σ). Incertezas nas análises das amostras foram propagadas pela adição quadrática da incerteza externa observada para os padrões de reprodutibilidade e precisão intra-execução de cada análise desconhecida. Grãos de zircão com ²⁰⁶Pb / ²⁰⁴Pb abaixo de 1000 foram rejeitados. Os dados da idade U-Pb foram calculados e plotados usando-se o *software*

Isoplot © 3.0 (Ludwig, 2003) e os erros para as razões isotópicas são apresentados no nível 1σ .

Uma amostra foi analisada no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (GeoLab-IGc-USP, Brasil) pelo método SHRIMP. Para normalizar o fracionamento isotópico durante as análises, os concentrados de zircão foram montados em conjunto com o padrão externo TEMORA (Black *et al.*, 2003), em resina epóxi e polidos até a exposição dos cristais e revestidos com $\sim 100\text{\AA}$ de ouro. Todos os cristais de zircão foram documentados com fotomicrografias de luz transmitida e refletida, bem como imagens de catodoluminescência (CL), a fim de revelar as estruturas internas dos grãos seccionados e, em seguida, direcionar as análises isotópicas de U-Pb. Os suportes polidos foram examinados com um microscópio eletrônico de varrimento FEI-QUANTA 250 equipado com detectores de elétrons secundários e de catodoluminescência. A correção para o Pb comum foi feita com base no ^{204}Pb medido, e o componente de erro típico para a razão de $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ é menor que 2%; enquanto que a abundância de urânio e as razões U / Pb foram calibradas utilizando-se o padrão TEMORA e os cálculos de idade foram realizados com o Isoplot © 3.0 (Ludwig, 2003). Incertezas dadas para análises individuais (razão e idades) estão no nível 2σ , no entanto, todas as incertezas nas médias ponderadas calculadas são reportadas como limites de confiança de 95%.

3.5.2. Geoquímica

Análises de rocha total foram realizadas no laboratório SGS Geosol, Brasil. Os elementos maiores foram obtidos por espectrometria de fluorescência de raios X seguida de fusão de metaborato / tetraborato de lítio e digestão nítrica diluída de uma alíquota de amostra de 0,1 g. Os elementos traço foram determinados por ICPMS seguido de uma digestão ácida ($1\text{HCl} / 1\text{HNO}_3 / 1\text{HF} / 1\text{HClO}_4$) de amostras de 0,1 g. A perda ao fogo (LOI) foi medida após a ignição a 1000°C .

Buscou-se selecionar apenas rochas sem alterações hidrotermais ou intempéricas para serem analisadas. Porém, em vista do importante processo de alteração hidrotermal atuante no entorno do depósito Serrinha de Guarantã, e da alta susceptibilidade intempérica de rochas metamáficas e metaultramáficas hospedeiras do depósito

3.5.3. Química mineral

As análises minerais foram realizadas em seções delgadas polidas utilizando-se uma Microsonda Eletrônica Cameca SX-50 totalmente automatizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília (UnB). As análises de dispersão de comprimento de onda (WDS) foram realizadas a uma voltagem de aceleração de 15 kV e uma corrente de feixe de 25 nA com tempo de contagem de fundo definido como metade do tempo de contagem de pico. Tanto os padrões de minerais sintéticos quanto os de minerais naturais foram utilizados para as análises e os mesmos padrões e procedimentos foram reanalisados ao longo da sessão.

3.5.4. Análises isotópicas de carbono e oxigênio

Na zona proximal ao minério no Depósito Serrinha de Guarantã foram amostrados veios de carbonato de texturas variáveis. Aproximadamente 300 mg de carbonato foram extraídos de cada amostra utilizando-se uma micro-broca manual, e essas amostras foram analisadas para isótopos de carbono e oxigênio por IRMS (*Delta Plus Advantage*) no Laboratório Geocronologia da Universidade de Brasília.

3.6. Resultados Analíticos

3.6.1. Litogeoquímica dos elementos maiores, traço e terras raras

Os resultados das análises químicas de rocha total para os elementos maiores, traço e ETR realizadas em amostras representativas das rochas hospedeiras e encaixantes do Depósito Serrinha de Guarantã estão listados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Análises de rocha total de amostras representativas do Depósito Serrinha de Guarantã.

Rocks Sample	Bt-hb-gneiss		Metadiorite	Leucogranite		Ultramafic schists			Quartz vein			
	SG-01	SG-02	SG-03	SG-04	SG-05	SG-06	SG-07	SG-08	SG-09	SG-10	SG-11	SG-12
SiO2	65.4	60.6	56.9	72.6	70.5	44.9	45.1	47.1	N.A	N.A	N.A	N.A
Al2O3	16.2	17.0	20.2	15.1	12.4	7.87	8.32	6.31	N.A	N.A	N.A	N.A
Fe2O3	6.27	6.67	6.32	1.04	0.94	9.95	8.12	8.43	N.A	N.A	N.A	N.A
CaO	3.3	4.6	4.96	1.26	4.54	5.87	6.32	5.89	N.A	N.A	N.A	N.A
Na2O	3.43	3.45	6.66	6.67	3.84	0.18	0.1	0.11	N.A	N.A	N.A	N.A
K2O	2.55	2.58	1.22	3.41	4.0	4.92	4.88	1.72	N.A	N.A	N.A	N.A
MgO	2.97	3.35	1.92	0.45	0.71	18.8	16.6	24.5	N.A	N.A	N.A	N.A
TiO2	0.65	0.82	0.69	0.06	0.06	1.02	0.36	0.34	N.A	N.A	N.A	N.A
MnO	0.08	0.1	0.08	0.02	0.08	0.24	0.31	0.16	N.A	N.A	N.A	N.A
P2O5	0.175	0.318	0.4	0.025	0.024	0.266	0.184	0.194	N.A	N.A	N.A	N.A
Cr2O3	0.02	0.01	0.01	0.01	<0.01	0.23	0.24	0.30	N.A	N.A	N.A	N.A
LOI	0.61	0.95	0.73	0.4	3.62	5.25	8.24	10.5	N.A	N.A	N.A	N.A
SUM	100.75	100.5	100.2	101.09	100.80	99.64	98.70	99.81	-	-	-	-
Mo	1.95	0.46	1.24	0.47	0.2	0.17	0.15	0.07	0.16	0.2	0.19	0.18
Cu	37.4	45.8	180.5	33.7	58.1	45.4	1012	7.3	>10000	>10000	>10000	>10000
Pb	14.1	10.2	22.9	15.5	4.9	2.7	2.00	2.8	3.4	19.7	72.2	2.00
Zn	90	107	71	8	6.00	129.00	193.00	52.00	6	80	<1	54
Cr	50	34	9	3	6.00	692	680	728	8	258	4	191
Ni	41.6	39.2	8.7	8.1	13.4	727.4	645.9	955	12	236.4	15	170
Au	N.A	N.A	N.A	N.A	N.A	N.A	N.A	N.A	8.86	0.44	162	23.30
Ag	0.5	0.02	1.29	0.32	<0.02	<0.02	0.08	0.19	>10	>10	>10	>10
As	0.9	0.4	0.5	0.3	0.2	0.3	0.5	0.7	1.0	0.6	0.4	0.3
Cd	0.06	0.08	0.07	0.02	0.04	0.1	0.07	0.1	3.1	1.06	0.24	2.73
Tl	1.5	0.3	0.4	1.1	0.35	1.14	1.24	0.43	0.02	0.52	0.07	0.29
Ba	525.00	698	597	446	686	1049	290	805	15	286	<5	133
Cs	2.51	4.13	0.63	1.75	4.56	7.00	8.06	3.12	1.24	0.13	0.56	1.09
Ga	21.7	23.4	26.0	17.7	12	14.5	23.2	8.6	0.7	10.5	0.3	5.4
Hf	4.74	3.05	8.49	2.18	2.74	3.56	1.71	1.15	0.02	0.61	0.46	0.36
Rb	126.4	149.4	40.4	17.0	82.2	222.1	271.3	72	2.8	101.7	0.5	49.6
Sr	368.9	673.6	1427.4	610.4	644.3	126.9	105.8	169.7	9.7	342.2	11.5	57.4
Th	19.4	9.0	6.2	7.8	16.8	2.3	1.9	1.4	0.2	1.9	0.9	0.5
U	2.78	1.85	2.47	1.43	4.63	0.75	1.19	0.44	0.1	0.73	0.1	0.61
Bi	0.06	0.02	0.02	0.037	0.08	0.06	1.51	0.04	37.47	97.71	184.31	36.6
Y	14.46	8.51	9.09	11.59	4.84	12.85	6.58	5.62	0.3	2.31	0.93	3.16
Zr	158.9	107	402	70.3	83.6	143.6	58.3	39.8	0.5	22.7	18.4	13
Nb	12.42	6.25	6.48	5.06	1.92	10.03	4.97	0.93	0.1	2.62	0.92	1.2
V	95	113	66.0	4	7	100	130	96	3	60	<1	34
Sb	0.06	0.08	0.05	0.05	0.07	0.15	0.12	0.14	0.05	0.08	0.06	0.06
Sc	9.5	13.1	3.9	0.8	0.8	17.8	19.3	19	0.5	4.3	0.5	3.1
Se	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	28	<2
La	50.9	52.0	57.2	18.4	14.4	22.8	2.2	8.7	0.3	2.2	0.3	1.9
Ce	91.9	98.8	99.3	41.5	26.32	47.27	5.77	17.87	0.56	4.64	0.65	4.1
Pr	10.4	10.44	10.66	4.84	4.01	6.19	1.09	1.76	N.A	0.72	0.33	0.66
Nd	36.7	37.3	34.3	13.3	13.6	24.6	5.1	7.3	N.A	2.8	1.1	2.9
Sm	6.5	5.2	5.3	3.2	2.1	4.4	1.3	1.6	N.A	0.5	0.2	0.6
Eu	1.19	1.35	1.85	0.56	0.69	1.14	0.32	0.43	N.A	0.15	0.05	0.17
Gd	5.16	3.52	3.75	2.67	1.34	3.37	1.29	1.29	N.A	0.54	0.22	0.65
Tb	0.67	0.42	0.45	0.36	0.16	0.47	0.21	0.17	N.A	0.08	0.05	0.1
Dy	3.19	1.9	2.01	2.11	0.85	2.67	1.28	1.01	N.A	0.37	0.18	0.58
Ho	0.57	0.34	0.37	0.43	0.17	0.51	0.27	0.22	N.A	0.08	0.05	0.12
Er	1.36	0.91	1.04	1.22	0.47	1.46	0.71	0.64	N.A	0.25	0.1	0.34
Tm	0.21	0.11	0.14	0.19	0.07	0.2	0.11	0.99	N.A	<0.05	<0.05	<0.05
Yb	1.0	0.7	1.0	1.3	0.5	1.2	0.6	0.6	0.1	0.2	0.1	0.2
Lu	0.14	0.08	0.16	0.18	0.1	0.19	0.11	0.06	0.01	<0.05	<0.05	<0.05

Nos diagramas de Harker, (Figs. 3.10.a, b e c), onde o teor em SiO₂ foi utilizado como índice de diferenciação, foram plotadas as composições das amostras analisadas, formando-se três grupos composicionais distintos: 1) ácido, formado pelas amostras de leucogranito; 2) intermediário a ácido, formado pelas amostras de biotita-hornblenda gnaisse e metadiorito, e; 3) básico – ultrabásico, formado pelos flogopita xistos. A classificação das amostras de xisto ultramáfico, (amostras SG-06, SG-07, SG-08 – Tab. 3.1) é prejudicada devido aos valores elevados de perda ao fogo (LOI), resultantes de modificações mineralógicas supergênicas e hidrotermais.

O biotita-hornblenda gnaisse possui composição química andesítica/diorítica (Fig. 3.10.d) e pertence à série cálcio-alcálica a cálcio-alcálica de alto K (Figs. 3.10.e; 3.10.f). O biotita - hornblenda metadiorito possui composição química traqui-andesito basáltica/traqui-diorítica e plota no campo alcalino (Fig. 3.10.d). O leucogranito possui composição química riolítica/granítica (Fig. 3.10.d) e é cálcio-alcálico a cálcio-alcálico de alto potássio (Figs. 3.10.e; 3.10.f). Essas três unidades são interpretadas como geradas em arco vulcânico (Fig. 3.10.g) e possuem assinatura geoquímica adakítica (Fig. 3.10.h). Os xistos ultramáficos encontram-se nos campos alcalino a transicional no diagrama de álcalis total *versus* sílica (TAS) de [Le Bas et al. \(1986\)](#) (Fig.3.10.d), entretanto os teores elevados de K₂O devem-se, em parte, a um hidrotermalismo potássico que gera flogopititos, conforme observado na petrografia. Quanto à composição química, plotam no campo dos picrobasaltos, dos traquibasaltos e dos basanitos (Fig. 3.10.d). No diagrama ternário Al₂O₃ – (Fe₂O₃+TiO₂) – MgO (Fig. 3.10.f), são classificados como komatiitos e basaltos komatiíticos (Fig. 3.10.d).

As rochas analisadas foram plotadas nos diagramas de distribuição de ETR normalizados pelo condrito ([Boynton, 1984](#)) e nos diagramas multielementares normalizados pelo manto primordial ([Wood et.al., 1979](#)). O biotita-hornblenda gnaisse e o biotita-hornblenda metadiorito, mostram forte enriquecimento em ETRL em relação os ETRP, possuem leve anomalia negativa ou positiva de Eu (Fig. 3.11.a). Os padrões formados pelo diagrama multielementar mostram forte enriquecimento dos elementos mais incompatíveis, em relação aos menos incompatíveis, e apresentam forte anomalia negativa de Nb e Ta, e anomalia negativa moderada de Ti (Fig. 3.11.b). Apenas o metadiorito apresenta anomalias positivas moderadas de Sr e Zr (Fig. 3.11.b). O leucogranito mostra forte enriquecimento em ETRL em relação os ETRP, e, da mesma forma que o metadiorito e o gnaisse, apresenta leve anomalia negativa ou positiva de Eu (Fig. 3.11.c). Os padrões formados pelo diagrama multielementar mostram forte

enriquecimento dos elementos mais incompatíveis, em relação aos menos incompatíveis, e apresentam forte anomalia negativa de Ta, Nb, P e Ti (Fig. 3.10.d). O xisto ultramáfico mostra enriquecimento em ETRL em relação os ETRP, entretanto, a reta de distribuição dos elementos é mais homogênea em relação aos granitoides, e praticamente não mostra anomalia de Eu (Fig. 3.11.e). Os padrões formados pelo diagrama multielementar mostram enriquecimento dos elementos mais incompatíveis, em relação aos menos incompatíveis e forte anomalia negativa de Th, U, Ta, Nb e anomalia negativa moderada de Ti (Fig. 3.11.f).

Quatro amostras de veios de quartzo com sulfetos foram analisadas para elementos traço, apresentando teores de ouro variando entre 0,44 e 23,30 ppm, e ambas com teores de Ag e Cu >10 ppm e >10000 ppm, respectivamente.

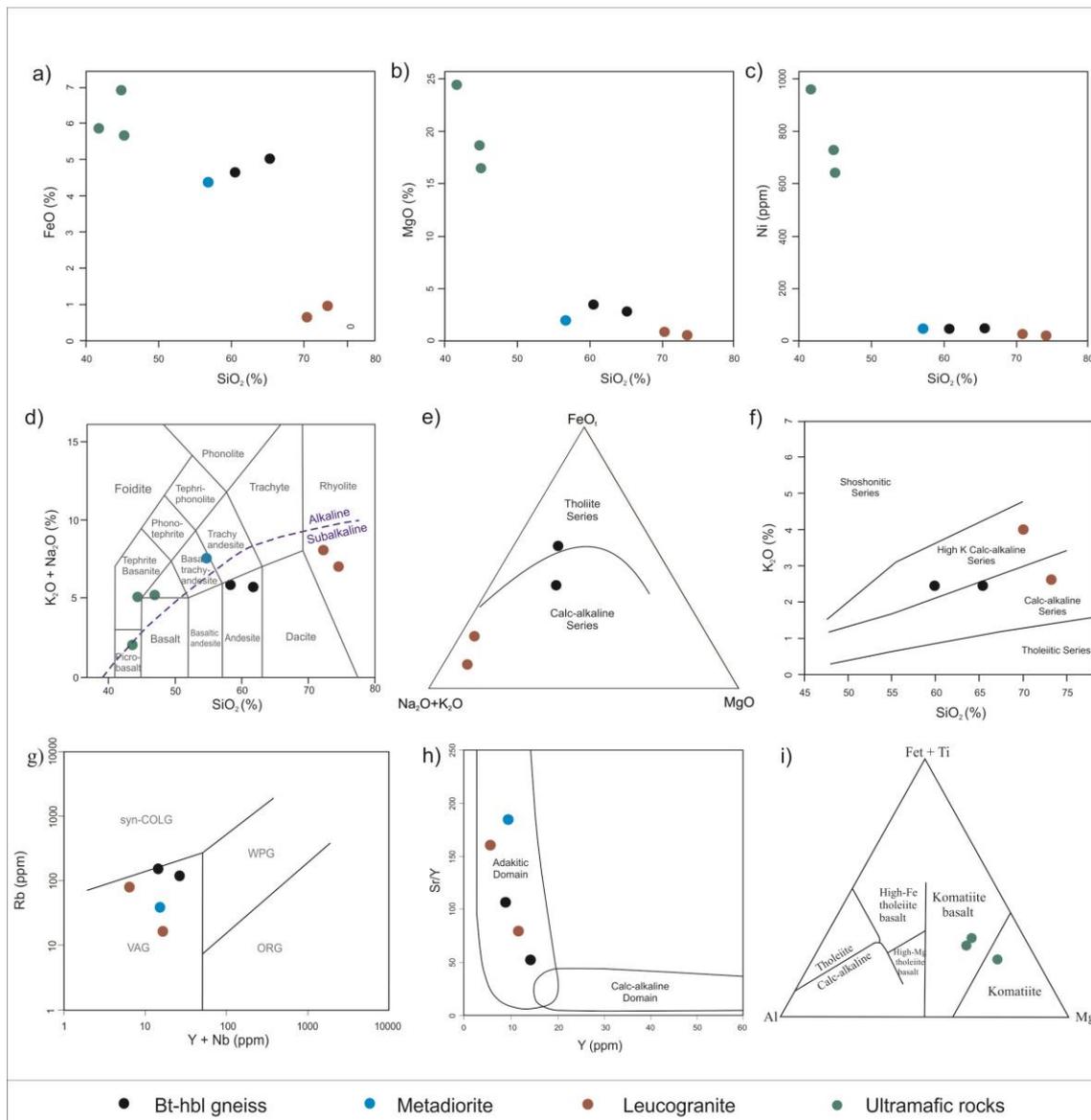


Figura 3.10. a, b, c) Diagramas de Harker usando a SiO₂ (%) como índice de diferenciação x FeO (%), MgO (%) e Ni (ppm), d) Diagrama álcalis total versus sílica (TAS) de *Le Bas et al. (1986)*. A linha de separação entre as séries subalcalina e alcalina é a proposta por *Irvine & Baragar (1971)*, e) Diagrama AFM no qual a linha curva representa a divisão dos campos calcioalcalino e toleítico proposto por *Irvine e Baragar (1971)*. f) Diagrama de K₂O versus SiO₂, adaptado para distinguir as séries das rochas (*Morrison, 1980*). g) Discriminação tectônica de granitos, proposta por *Pearce et al. (1984)*. h) Diagrama de Y por Sr/Y, utilizado na distinção dos campos de domínio adakítico e calcioalcalino de rochas adakíticas (*Drummond e Defant, 1990*) i) Diagrama triangular (FeOt + TiO₂) - Al₂O₃- MgO, sugerido por *Jensen e Pykes (1982)*, utilizado na distinção de rochas básicas.

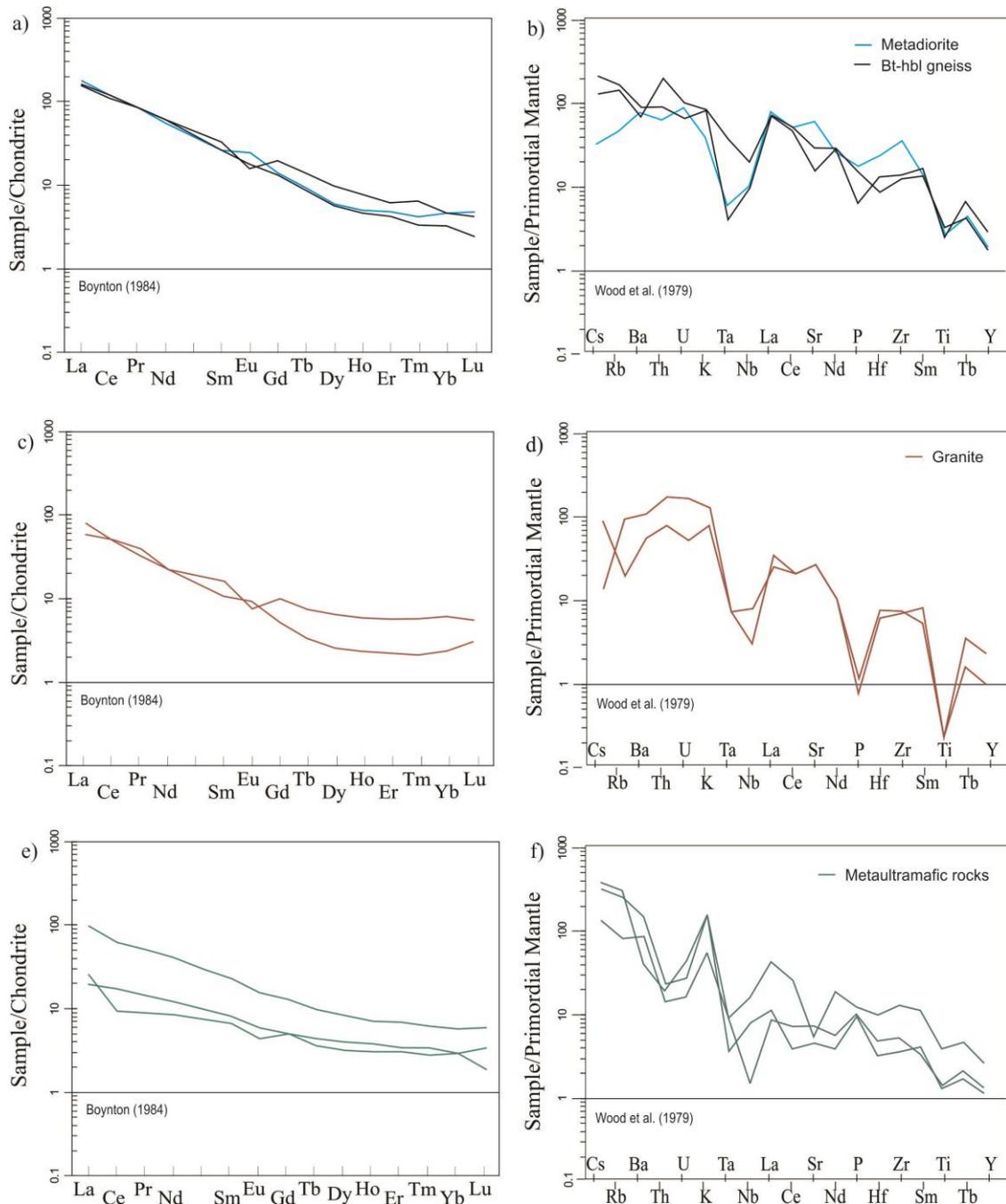


Figura 3.11. a, c, e) Diagramas de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito (Boynton, 1984). b, d, f) Diagramas multielementares normalizados pelo manto primordial (Wood et.al., 1979).

3.6.2. Geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e U-Pb (SHRIMP)

Foram analisadas amostras de zircões extraídos de três litologias encaixantes e hospedeiras do Depósito Serrinha de Guarantã. A amostra SG-03 consiste de biotita-hornblenda metadiorito inequigranular médio, a amostra SG-08 se trata de um talco flogopita xisto, principal hospedeira do depósito, e a amostra SG-04 se trata de

leucomonzogranito equigranular fino com possível vínculo genético com a mineralização.

Os dados isotópicos obtidos neste estudo encontram-se sumarizados na tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Síntese dos dados geocronológicos obtidos no depósito Serrinha de Guarantã

Rock/Sample	Mineral	Method	Concordia Age (Ma)	Superior Intercept Age (Ma)
Biotite-hornblende metadiorite (SG-03)	Zircon	U-Pb LA-ICPMS	1977 ±6.0	1990 +7.0/-6.3
Tremolite-talc-phlogopite schist (SG-08)	Zircon	U-Pb LA-ICPMS	1973,4 ±3,4	1972,5 ±3,9
Leucomonzogranite (SG-04)	Zircon	U-Pb SRIMP	1993 ±5,2	1899 ±12

Biotita-hornblenda metadiorito (amostra SG-03)

Os grãos de zircão nesta amostra são amarelados ou incolores, prismáticos, com faces bem formadas, comprimento variando entre 150 - 380 µm e taxa de alongação (razão do comprimento pela largura do grão) baixa, variando de 1,5 - 3, indicando uma taxa de resfriamento magmático lenta. A maioria dos grãos possui inclusões de opacos. Na imagem BSE, os grãos exibem zonação oscilatória espessa e bem marcada. Um cristal possui núcleo com limites arredondados e zonação oscilatória fina. Este núcleo foi analisado e forneceu a idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2864 ± 23 Ma em discórdia reversa de 5%, sendo interpretado como herança. Os demais dados possuem comportamento similar e sua regressão indica o intercepto superior de 1990 ± 7 Ma e perda de Pb para o presente. A seleção dos dados mais concordante permitiu o cálculo da Concordia Age de 1977 ± 6 Ma, que é considerada a melhor estimativa para a idade da intrusão (Fig. 3.13.A e Tab. 3.3).

Tremolita-talco-flogopita xisto (amostra SG-08)

Os grãos de zircão nesta amostra apresentam-se como fragmentos, com apenas alguns grãos exibindo faces parcialmente preservadas. Os grãos são marrons, livres de inclusões, medem entre 60 e 290 µm, são anédricos, e fraturados. Na imagem BSE observa-se discreta zonação oscilatória ou cristais homogêneos. A análise de 40 cristais mostrou uma população de dados muito homogênea. O resultado de três deles apresentaram erro analítico elevado (maiores que 3%) e foram desprezados. Exceto os

dados de outros três cristais com grande discordância reversa, a regressão do conjunto forneceu o intercepto superior de 1972 ± 4 Ma e perda de Pb para o presente. Os dados mais concordantes (8 pontos) resultaram na idade concórdia de 1973 ± 3 Ma (MSWD = 0,15). Matematicamente as idades são idênticas e indicam a idade de cristalização do protolito (Fig. 3.13.B e Tab. 3.4).

Leucogranito (amostra SG-04)

Os grãos de zircão nesta amostra são prismáticos com faces bem formadas, pouco ou nada fraturados, possuem comprimento variando entre 90 - 410 μm e taxa de alongação variando de 2 - 4, indicando uma taxa de resfriamento magmático moderada. Na imagem de catodoluminescência observam-se cristais com variadas estruturas internas. Em alguns é possível identificar a presença de núcleos. A maioria possui zonação ígnea oscilatória bem marcada, mas podem ser mais discretas nos cristais mais escuros, onde foi identificada maior concentração de urânio e Pb comum. Os dados isotópicos obtidos para esta amostras distribuem-se ao longo da concórdia em dois conjuntos (Fig. 3.12). O conjunto mais velho representa dados de núcleos e cristais com zonação oscilatório bem marcada. Os dados mais concordantes indicam a idade (Concordia Age) de 1993 ± 5 Ma (MSWD = 0,69), que representa a contaminação crustal da encaixante. A regressão dos dados dos outros 8 cristais forneceram uma idade de intercepto superior de 1899 ± 12 Ma (MSWD = 0,26), que é interpretado como a idade de cristalização do leucogranito (Fig. 3.13.C e Tab. 3.5).

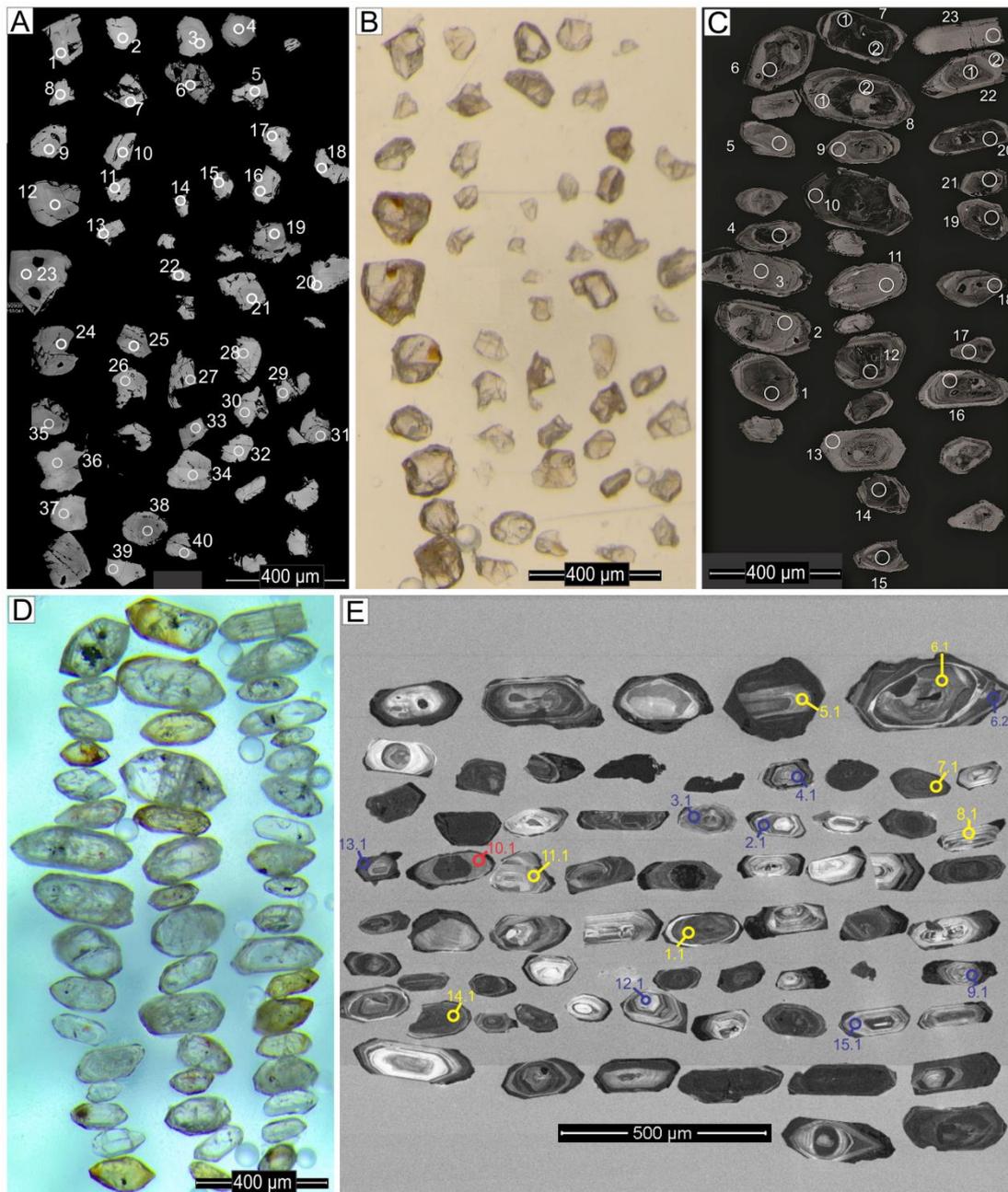


Figura 3.12 - Imagens de MEV e de luz transmitida dos cristais de zircão das amostras estudadas. **A)** Imagem de BSE de zircões da amostra SG-08/CA-26 – talco flogopita xisto. **B)** Imagem de microscopia óptica (luz transmitida) de zircões da amostra SG-08/CA-26 – talco flogopita xisto. **C)** Imagem de BSE de zircões da amostra SG-03/CA-26-A – biotita-hornblenda metadiorito. **D)** Imagem de microscopia óptica (luz transmitida) de zircões da amostra SG-08/CA-26-A-biotita-hornblenda metadiorito. **E)** Imagem de catodoluminescência de zircões da amostra SG-04/CA-26-C-leucomonzogranito.

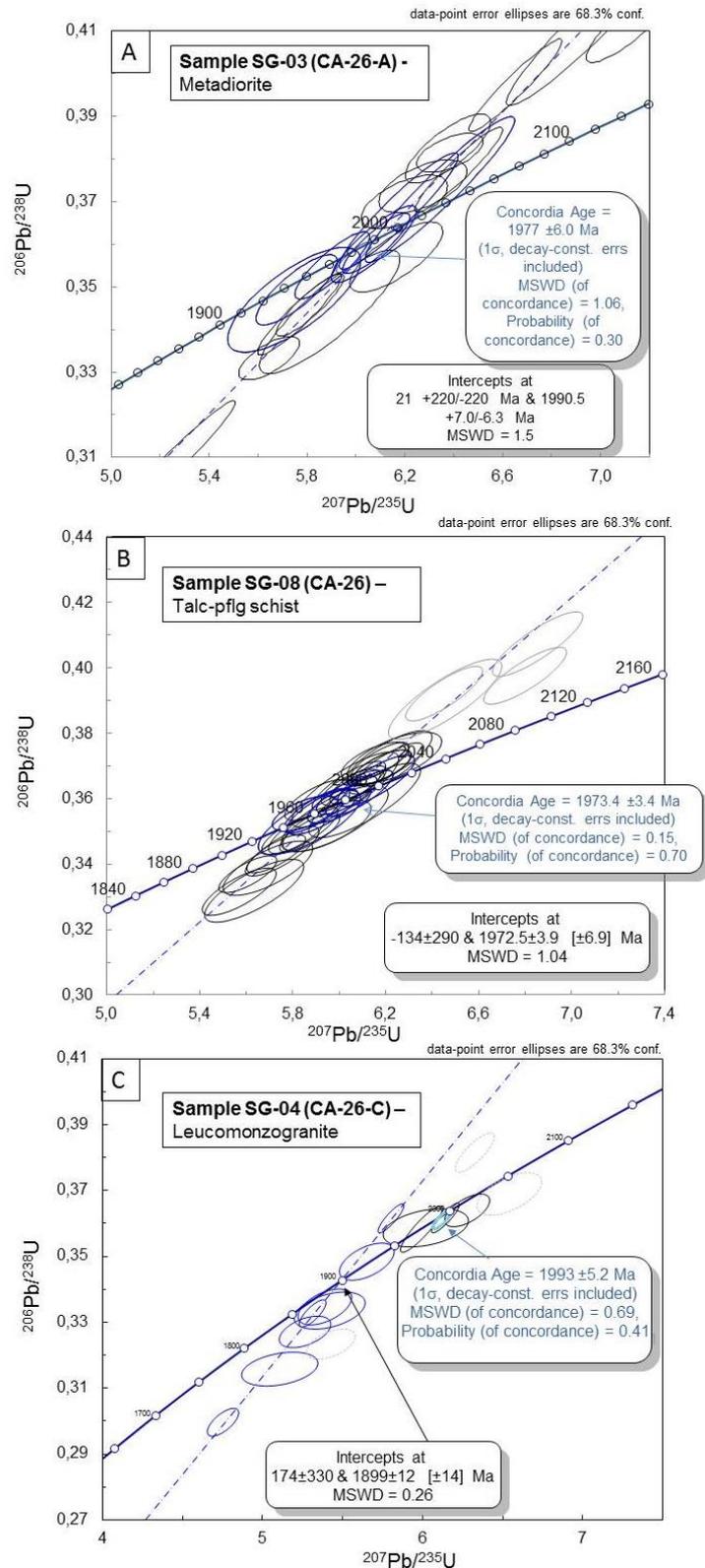


Figura 3.13 - Diagramas com os resultados das análises U-Pb em zircão. A) Resultado de análise LA-ICPMS da amostra SG-03A- biotita-hornblenda metadiorito. B) Resultado de análise LA-ICP-MS da amostra SG-08 - talco-flogopita-xisto; e C) Resultado de análise SHRIMP da amostra SG-04 no leucomonzogranito.

Tabela 3.3 – Sumário dos dados de LA-ICP-MS para a amostra SG-03 (biotita-hornblenda metadiorito)

Sample	Comments	Isotopic ratios										Ages					
		Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ(%)	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (Ma)
005-ZR02	Concordia Age	0,279	11721	15,17	0,11954	1,03	5,758	1,90	0,3493	1,56	0,82	1949	18	1931	26	1940	16
006-ZR03	Concordia Age	0,665	38961	49,72	0,12014	2,04	5,747	3,13	0,3470	2,34	0,75	1958	36	1920	39	1939	27
008-ZR05	Concordia Age	0,418	6806	11,21	0,12236	0,86	6,074	1,90	0,3600	1,65	0,87	1991	15	1982	28	1987	16
010-ZR07	Concordia Age	0,346	9236	23,51	0,12340	0,92	6,344	3,18	0,3728	3,03	0,95	2006	16	2043	53	2025	28
017-ZR10	Concordia Age	0,452	15730	50,48	0,12058	0,80	5,903	1,71	0,3550	1,47	0,86	1965	14	1959	25	1962	15
018-ZR11	Concordia Age	0,591	38858	37,52	0,12248	0,64	6,083	1,49	0,3602	1,30	0,87	1993	11	1983	22	1988	13
030-ZR20	Concordia Age	0,464	32082	29,25	0,12177	0,80	6,175	2,60	0,3678	2,45	0,94	1982	14	2019	42	2001	22
004-ZR01	Intercept Age	0,362	12649	29,69	0,12337	0,61	5,262	3,06	0,3094	2,98	0,97	2005	11	1738	45	1863	26
007-ZR04	Intercept Age	0,102	26330	35,85	0,12421	1,58	5,893	3,22	0,3441	2,78	0,86	2018	28	1906	46	1960	28
009-ZR06	Intercept Age	0,699	12718	59,05	0,12283	0,97	5,644	1,45	0,3333	1,01	0,70	1998	17	1854	16	1923	12
014-ZR08-1	Intercept Age	0,149	46905	36,69	0,12179	0,59	5,770	1,96	0,3436	1,83	0,93	1983	11	1904	30	1942	17
015-ZR08-2	Intercept Age	1,076	22138	34,52	0,12524	1,30	6,165	2,03	0,3570	1,51	0,75	2032	23	1968	26	2000	18
019-ZR12	Intercept Age	0,737	9906	32,37	0,12094	1,08	6,376	1,80	0,3824	1,40	0,77	1970	19	2087	25	2029	16
020-ZR13	Intercept Age	0,277	174666	31,69	0,12152	1,46	6,198	1,88	0,3699	1,12	0,60	1979	26	2029	19	2004	16
024-ZR14	Intercept Age	0,313	52855	47,94	0,12252	0,88	6,977	3,42	0,4130	3,28	0,96	1993	16	2229	62	2109	30
026-ZR16	Intercept Age	0,532	168350	27,79	0,12194	0,63	5,813	1,57	0,3457	1,39	0,89	1985	11	1914	23	1948	14
027-ZR17	Intercept Age	0,589	1797	26,40	0,12550	0,80	7,144	1,86	0,4128	1,64	0,88	2036	14	2228	31	2130	16
028-ZR18	Intercept Age	0,606	9978	61,23	0,12180	1,50	6,274	1,89	0,3735	1,09	0,58	1983	26	2046	19	2015	16
033-ZR21	Intercept Age	0,347	75270	37,82	0,12337	0,50	6,421	1,85	0,3774	1,74	0,94	2006	9	2064	31	2035	16
035-ZR22-2	Intercept Age	0,305	95197	40,76	0,12145	0,45	6,653	1,89	0,3972	1,80	0,95	1978	8	2156	33	2066	17
036-ZR23	Intercept Age	0,089	28919	19,19	0,12138	1,10	6,385	1,40	0,3815	0,79	0,56	1977	19	2083	14	2030	12
034-ZR22-1	Heritage	0,658	104846	26,18	0,20476	0,71	16,798	1,29	0,5949	1,01	0,79	2864	11	3009	24	2923	12

Tabela 3.4 – Sumário dos dados de LA-ICP-MS para a amostra SG-08 (talco-flogopita xisto)

Sample	Comments	Isotopic ratios										Ages					
		Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ(%)	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ (Ma)
007-ZR5	Concordia Age	0,790	668595	12,60	0,12015	0,47	5,90273	0,98	0,356	0,78	0,7945	1958	8	1965	13	1962	9
013-ZR09	Concordia Age	0,762	298880	17,15	0,12219	0,56	6,15789	1,10	0,365	0,88	0,7929	1988	10	2008	15	1998	10
014-ZR10	Concordia Age	0,889	318931	8,83	0,12206	0,42	6,08697	0,97	0,362	0,80	0,8175	1987	7	1990	14	1988	8
034-ZR26	Concordia Age	0,697	369495	7,19	0,12113	0,45	6,03145	0,89	0,361	0,67	0,7550	1973	8	1987	11	1980	8
035-ZR27	Concordia Age	0,751	333498	7,78	0,12142	0,54	6,00076	0,94	0,358	0,67	0,7151	1977	10	1975	11	1976	8
040-ZR32	Concordia Age	0,568	611539	6,63	0,11943	0,68	5,85368	0,99	0,355	0,62	0,6251	1948	12	1961	10	1954	9
043-ZR33	Concordia Age	1,278	195189	9,26	0,12070	0,56	5,92678	1,05	0,356	0,81	0,7688	1967	10	1964	14	1965	9
048-ZR38	Concordia Age	1,008	71026	8,79	0,12071	0,94	5,87150	1,53	0,353	1,15	0,7501	1967	17	1948	19	1957	13
003-ZR1	Intercept Age	1,032	396059	5,12	0,12097	0,51	5,84501	1,05	0,350	0,84	0,7987	1971	9	1937	14	1953	9
004-ZR2	Intercept Age	0,684	941104	12,40	0,11906	0,54	5,90379	0,96	0,360	0,71	0,7357	1942	10	1980	12	1962	8
005-ZR3	Intercept Age	0,710	313946	8,60	0,12068	0,47	5,60624	0,91	0,337	0,69	0,7528	1966	8	1872	11	1917	8
006-ZR4	Intercept Age	1,125	146181	7,78	0,12182	0,65	5,56963	1,17	0,332	0,89	0,7655	1983	12	1846	14	1911	10
008-ZR6	Intercept Age	1,367	107746	8,66	0,12134	0,56	5,75452	1,12	0,344	0,90	0,8033	1976	10	1906	15	1940	10
015-ZR11	Intercept Age	0,646	448612	12,32	0,12045	0,51	6,04098	1,07	0,364	0,87	0,8108	1963	9	2000	15	1982	9
016-ZR12	Intercept Age	1,394	161728	11,78	0,12183	0,48	6,20277	1,06	0,369	0,87	0,8189	1983	9	2026	15	2005	9
018-ZR14	Intercept Age	1,332	220623	20,74	0,12146	0,94	6,23759	1,33	0,372	0,86	0,6483	1978	17	2041	15	2010	12
020-ZR16	Intercept Age	1,197	242452	11,15	0,12011	0,62	6,15280	0,96	0,372	0,64	0,6629	1958	11	2036	11	1998	8
024-ZR18	Intercept Age	0,613	345107	9,67	0,12136	0,47	6,18314	0,85	0,369	0,60	0,7094	1976	8	2027	11	2002	7
025-ZR19	Intercept Age	1,212	268496	11,27	0,12069	0,46	6,04885	0,86	0,363	0,62	0,7250	1966	8	1999	11	1983	7
026-ZR20	Intercept Age	0,914	211989	9,87	0,12130	0,46	6,18269	0,83	0,370	0,58	0,6999	1975	8	2028	10	2002	7
027-ZR21	Intercept Age	0,830	251575	8,95	0,12183	0,45	5,87260	0,90	0,350	0,69	0,7604	1983	8	1933	11	1957	8
029-ZR23	Intercept Age	0,975	106420	14,47	0,12265	0,86	5,94671	1,31	0,352	0,91	0,6942	1995	15	1942	15	1968	11
030-ZR24	Intercept Age	1,229	78306	9,71	0,12255	0,99	5,98065	1,57	0,354	1,16	0,7408	1994	17	1953	20	1973	14
033-ZR25	Intercept Age	1,249	173133	16,63	0,12326	0,88	6,10935	1,61	0,359	1,29	0,8033	2004	16	1980	22	1992	14

036-ZR28	Intercept Age	0,682	267916	17,17	0,12046	0,80	6,02537	1,56	0,363	1,29	0,8278	1963	14	1995	22	1980	14
037-ZR29	Intercept Age	0,792	242673	8,60	0,12106	0,44	5,72864	0,90	0,343	0,69	0,7673	1972	8	1902	11	1936	8
038-ZR30	Intercept Age	1,161	277659	10,91	0,12059	0,53	5,80135	0,95	0,349	0,69	0,7315	1965	9	1929	12	1947	8
039-ZR31	Intercept Age	0,571	108027	6,89	0,12311	0,92	5,63392	1,55	0,332	1,18	0,7651	2002	16	1847	19	1921	13
045-ZR35	Intercept Age	1,160	128280	25,83	0,12188	0,87	5,69307	1,38	0,339	1,01	0,7269	1984	15	1881	16	1930	12
046-ZR36	Intercept Age	1,095	440593	6,72	0,12058	0,36	6,17403	0,83	0,371	0,65	0,7813	1965	6	2036	11	2001	7
047-ZR37	Intercept Age	0,696	384284	6,30	0,12122	0,38	6,07595	0,79	0,364	0,58	0,7375	1974	7	1999	10	1987	7
049-ZR39	Intercept Age	0,877	347249	10,18	0,12095	0,38	6,08460	0,79	0,365	0,59	0,7430	1970	7	2005	10	1988	7
050-ZR40	Intercept Age	1,391	98308	9,73	0,12108	0,67	6,21634	1,20	0,372	0,93	0,7737	1972	12	2040	16	2007	10

Tabela 3.5 – Sumário dos dados de SHRIMP para a amostra SG-04 (leucomonzogranito)

Grain spot	% ²⁰⁶ Pb _c	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	% disc	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	Err corr
1.1	0,73	275	100	0,38	86	2001 ±15	2030 ±21	+2	0,131	0,125	1,09	6,3	1,5	0,364	0,90	0,6
7.1	0,40	613	558	0,94	190	1990 ±14	2002 ±8	+1	0,126	0,119	1,28	6,1	0,9	0,362	0,83	0,9
11.1	1,17	125	69	0,57	39	1976 ±18	1981 ±48	+0	0,130	0,120	2,52	6,0	2,9	0,359	1,07	0,4
14.1	0,35	266	96	0,37	82	1974 ±22	1976 ±12	+0	0,124	0,122	0,63	6,0	1,4	0,358	1,29	0,9
2.1	2,21	190	176	0,96	53	1824 ±15	1907 ±32	+5	0,133	0,117	1,52	5,3	2,0	0,327	0,97	0,5
3.1	0,96	234	181	0,80	60	1690 ±14	1881 ±18	+12	0,122	0,108	0,93	4,8	1,4	0,300	0,93	0,7
6.2	0,40	702	215	0,32	201	1851 ±13	1893 ±12	+3	0,119	0,115	0,43	5,3	1,0	0,333	0,82	0,8
9.1	0,69	128	115	0,93	38	1927 ±18	1921 ±30	-0	0,123	0,120	1,71	5,7	2,0	0,348	1,07	0,5
13.1	0,27	1038	372	0,37	322	1990 ±14	1901 ±8	-5	0,118	0,117	0,46	5,8	0,9	0,362	0,80	0,9
15.1	1,44	123	115	0,96	35	1861 ±17	1908 ±32	+3	0,128	0,119	1,61	5,4	2,1	0,335	1,08	0,5
4.1	3,03	131	91	0,72	35	1769 ±17	1916 ±52	+9	0,140	0,116	2,52	5,1	3,1	0,316	1,07	0,3
12.1	3,04	125	107	0,88	36	1856 ±18	1924 ±44	+4	0,140	0,115	2,26	5,4	2,7	0,334	1,12	0,4

3.7. A mineralização de Au (Cu-Ag) de Serrinha de Guarantã

3.7.1. Zoneamento das Alterações Hidrotermais

As assembleias de minerais hidrotermais presentes no Depósito Serrinha de Guarantã precipitaram-se em três estágios principais: precoce, intermediário e tardio. Houve ainda uma fase posterior em ambiente supergênico que causou alterações mineralógicas na ganga e no minério.

A fase precoce afeta desde as rochas distais à zona mineralizada até as mais proximais e caracteriza-se por uma alteração propilítica (Fig. 3.14). A fase intermediária se dá na porção proximal aos corpos de minério e caracteriza-se por alteração potássico-carbonática, que se sobrepõe à zona de alteração propilítica (Fig. 3.14). A fase tardia não constitui uma zona de alteração penetrativa, sendo definida por um sistema de veios e vênulas que obliteram as fases anteriores.

Cada uma das zonas de alteração associa-se a um sistema de veios e vênulas (Fig. 3.14) que serão descritos nos itens subsequentes.

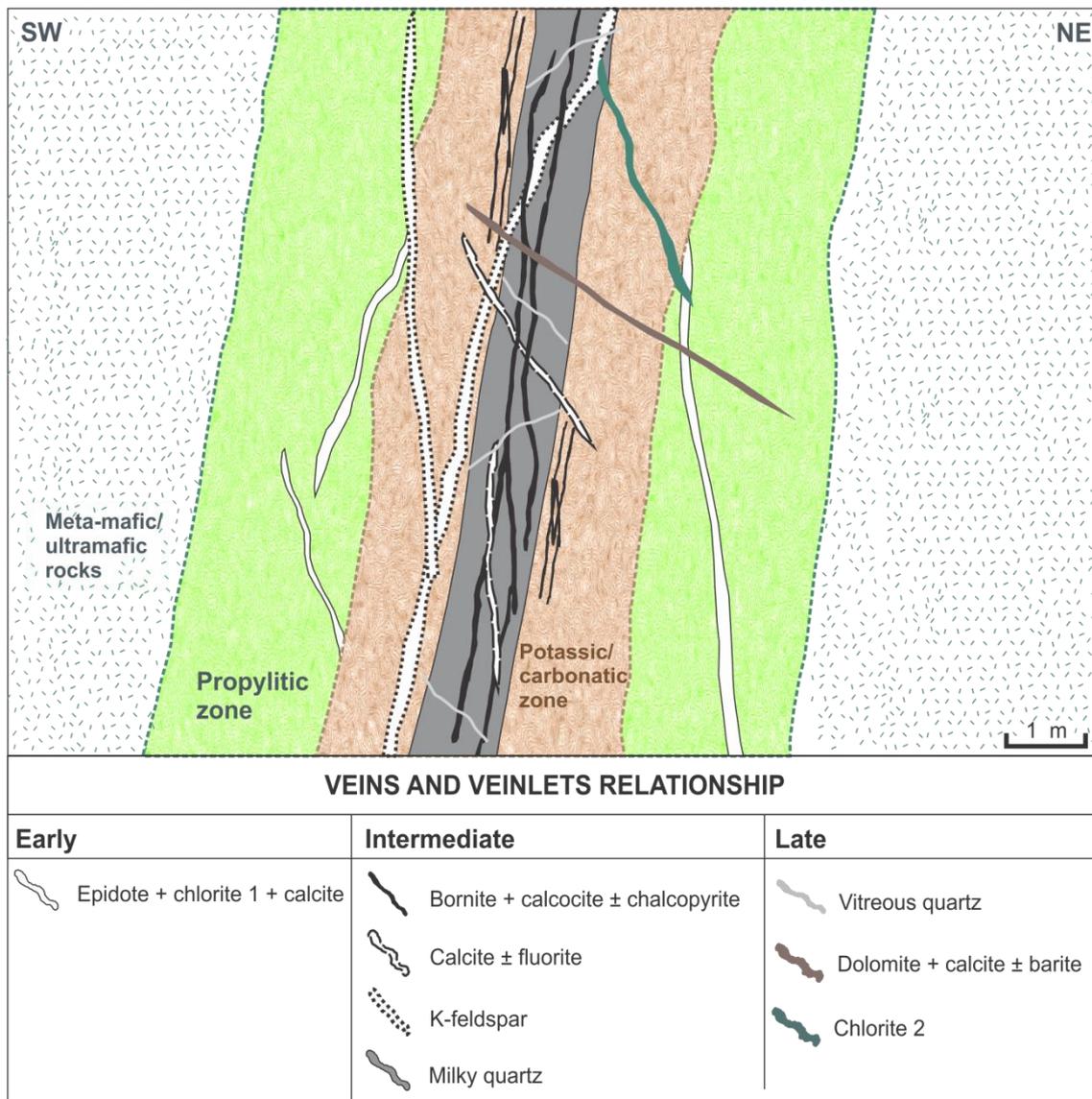


Figura 3.14 – Perfil esquemático mostrando o zoneamento das alterações hidrotermais e a sua relação com os veios e vênulas no depósito Serrinha de Guarantã.

Zona propilítica

A alteração propilítica confere uma coloração verde escuro às hospedeiras metamáficas e metaultramáficas e se dá em estágio precoce em relação à deposição dos sulfetos, afetando, sobretudo, as porções distais à zona mineralizada. Ocorre em intensidade moderada e estilo penetrativo, com a substituição dos minerais ígneos reliquias (plagioclásio) e metamórficos (anfíbólios, talco e biotita) dos protólitos máficos e ultramáficos, por clorita 1 + epidoto + carbonato + quartzo + pirita ± sericita ± flogopita ± calcopirita. Esses minerais são geralmente anédricos a subédricos e de granulação fina.

Associadas à zona propilítica, ocorrem vênulas de calcita, clorita e epidoto (Fig. 3.14 e Fig. 3.15.A) e mais raramente quartzo e feldspato.

Zona potássico-carbonática

A alteração potássico-carbonática se dá principalmente nas porções proximais e de forma contemporânea à deposição dos minerais de minério. Essa alteração hidrotermal é definida por flogopita + calcita + feldspato potássico + quartzo + bornita ± calcocita ± calcopirita ± fluorita ± sericita. É marcada, sobretudo, por intensa flogopitização de estilo penetrativo (Fig. 3.15.B) na porção adjacente aos veios mineralizados e, subordinadamente, por carbonatação nos estilos fissural e penetrativo e intensidade moderada. A flogopitização aumenta conforme se aproxima dos veios mineralizados, ocorrendo substituição gradativa do talco e da tremolita (Fig. 3.15.C), de forma a compor clorita-flogopititos e flogopititos de coloração cinza escuro nas paredes dos veios de quartzo e sulfeto (Fig. 3.15.B, D e E).

Quando a alteração potássica se dá sobre os escassos veios graníticos intrusivos nas rochas metamáficas e metaultramáficas, a potassificação é marcada pela cristalização de Feldspato potássico em estilo pervasivo, obliterando intensamente a textura ígnea original, com substituição completa da sanidina e do plagioclásio primários. A presença de inclusões submicroscópicas de hematita no Feldspato potássico hidrotermal confere coloração avermelhada nessas rochas (Fig.15.F).

Associados à zona potássico-carbonática, ocorrem veios e vênulas de quartzo leitoso, calcita laranja (Figs. 3.15.G e H), Feldspato potássico (Figs. 3.15.I, J e K) e sulfetos (Fig. 3.15.K), obliterados por vênulas tardias de dolomita (Fig.15.L)

A Fig. 3.16 traz um quadro com a sequência paragenética dos minerais durante a evolução do sistema hidrotermal no Depósito Serrinha de Guarantã.

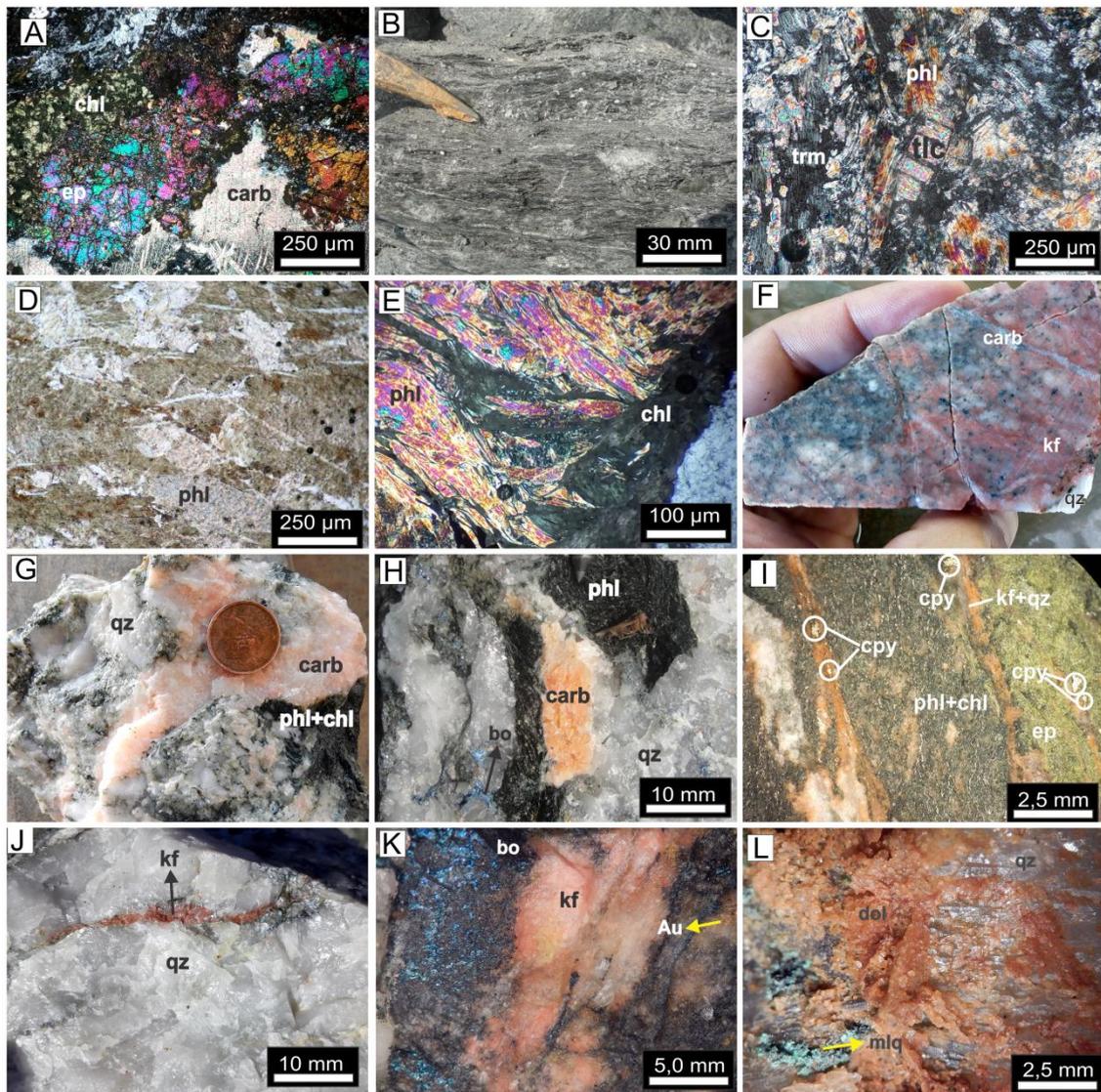


Figura 3.15 - A) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando vênula de clorita + epidoto + carbonato. B) Flogopitito hidrotermal foliado. C) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando xisto ultramáfico composto por flogopita hidrotermal, tremolita e talco. D) Fotomicrografia de seção delgada (LT, N//) mostrando flogopitito hidrotermal. E) Fotomicrografia de seção delgada (LT, NX) mostrando flogopita sendo substituída por clorita tardia. F) Granitoide com alteração pervasiva de clorita 2 e vênulas de Feldspato potássico avermelhado e de calcita tardia. G) Brecha hidrotermal com matriz de calcita laranja intercrescida com quartzo leitoso e clastos de clorita-flogopita xisto. H) Bolsão com calcita laranja em veio de quartzo + flogopita + bornita. I) Vênulas de feldspato potássico + quartzo + calcopirita cortando clorita-flogopita xisto e veio de epidoto. J) Vênula de feldspato potássico cortando veio de quartzo leitoso. K) Feldspato potássico hidrotermal precipitado juntamente com bornita e ouro livre. L) Dolomita hidrotermal da fase tardia, precipitada sobre o quartzo.

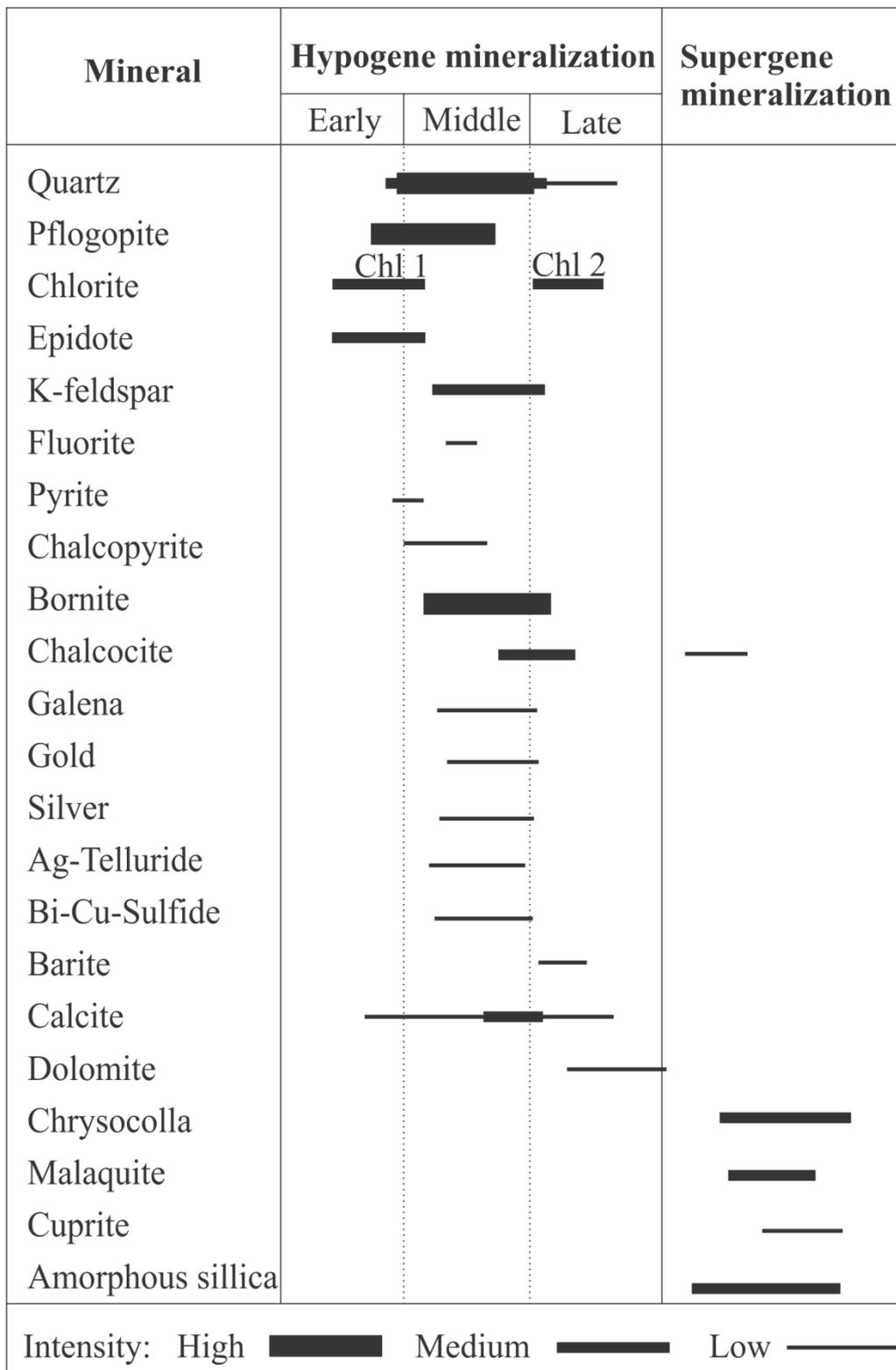


Figura 3.16 - Sequência paragenética dos minerais durante a evolução do sistema hidrotermal no Depósito Serrinha de Guarantã.

3.7.2. Relação de veios e vênulas

A fase precoce do sistema hidrotermal atuante no depósito Serrinha de Guarantã é marcada por uma venulação de intensidade moderada, associada à zona proplítica, onde ocorrem vênulas de até 1 cm de clorita 1 + carbonato + epidoto ± quartzo ± feldspato potássico ± pirita. Essas vênulas são cortadas pelos veios e vênulas da fase intermediária, principalmente nas proximidades da zona potássico-carbonática.

A fase intermediária, que é marcada pela intensa flogopitização pervasiva, culmina com a precipitação de veios bandados, caracterizados pela alternância de bandas ricas em sulfetos e bandas ricas em quartzo + flogopita ± feldspato potássico ± calcita ± fluorita, marcando sucessivos pulsos hidrotermais mais e menos ricos em enxofre e metais. Nesses veios, cujas espessuras chegam a até 5 m, o quartzo é o mineral de ganga mais abundante (Figs. 3.15.D, G e H). Possui aspecto leitoso, extinção ondulante e encontra-se parcial ou totalmente recristalizado por uma deformação de baixa temperatura, compatível com a deformação do leucogranito que intrude a sequência máfica-ultramáfica. A calcita possui coloração laranja e ocorre intercrescida com o quartzo em brechas e bolsões (Figs. 3.15.G e H).

A fase tardia ocorre principalmente na porção proximal à mineralização e caracteriza-se pela ocorrência de vênulas finas (até 5 mm) de quartzo hialino a levemente leitoso, por venulações de calcita branca (Fig. 3.15.B), dolomita (Fig. 3.15.F) e barita e pela substituição da flogopita pela clorita 2.

3.7.3. Zoneamento dos metais

O minério no Depósito Serrinha de Guarantã ocorre de duas maneiras: disseminado de baixo teor e filoneano de alto teor. O minério disseminado de baixo teor caracteriza-se por uma venulação de intensidade moderada, marcada por vênulas de 2 a 20 mm de Feldspato potássico + quartzo + calcopirita + pirita ± bornita e por disseminações de pirita euédrica fina, substituindo a magnetita nos flogopititos na porção adjacente aos veios principais. A mineralização filoneana de alto teor caracteriza-se por veios paralelos bandados (Fig. 3.17. A e B) de 0,4 a 5,0 m de espessura, compostos por bandas ricas em minerais de ganga (quartzo leitoso + flogopita ± feldspato potássico ± calcita ± fluorita) e bandas ricas em sulfetos de cobre (bornita ± calcocita ± calcopirita) e traços de galena, teluretos, *electrum*, ouro e prata nativos. O principal mineral de minério do depósito é a bornita que compõe de 50 a

95% da assembleia de sulfetos, seguida de calcocita, calcopirita, pirita e demais minérios. A bornita ocorre em bolsões no quartzo ou em filmes nos planos de clivagem da flogopita (Fig. 3.17. C), frequentemente intercrescida com a calcocita (Fig. 3.17. D). A calcopirita é escassa na zona filoneana, entretanto, a medida que a lavra subterrânea tem aprofundado, a ocorrência deste sulfeto tem se tornado mais abundante (Fig. 3.17.E).

O *electrum* possui coloração branca e o ouro apresenta coloração amarelo pálido (Fig 3.17. F). Ambos ocorrem inclusos no quartzo ou na bornita, em grãos finos menores que 10 μm até grossos, com 40 μm . A prata, assim como a galena, o telureto de Ag e Au (silvanita) e o sulfeto de Cu e Bi ocorrem inclusos na bornita e na calcocita e são muito finos, com até 15 μm (Figs. 3.17.G e H).

A mineralização supergênica no depósito é caracterizada por uma fase inicial, em nível mais profundo (30 a 50 m da superfície) de substituição da bornita e da calcopirita por calcocita e desta por malaquita, crisocola e cuprita numa fase posterior, em nível mais raso (de 50 a 0 m da superfície) (Fig. 3.17.I). A dissolução dos carbonatos na zona de alteração supergênica gera cavidades milimétricas a centimétricas que são parcialmente preenchidas por sílica amorfa, gerando pequenos geôdos.

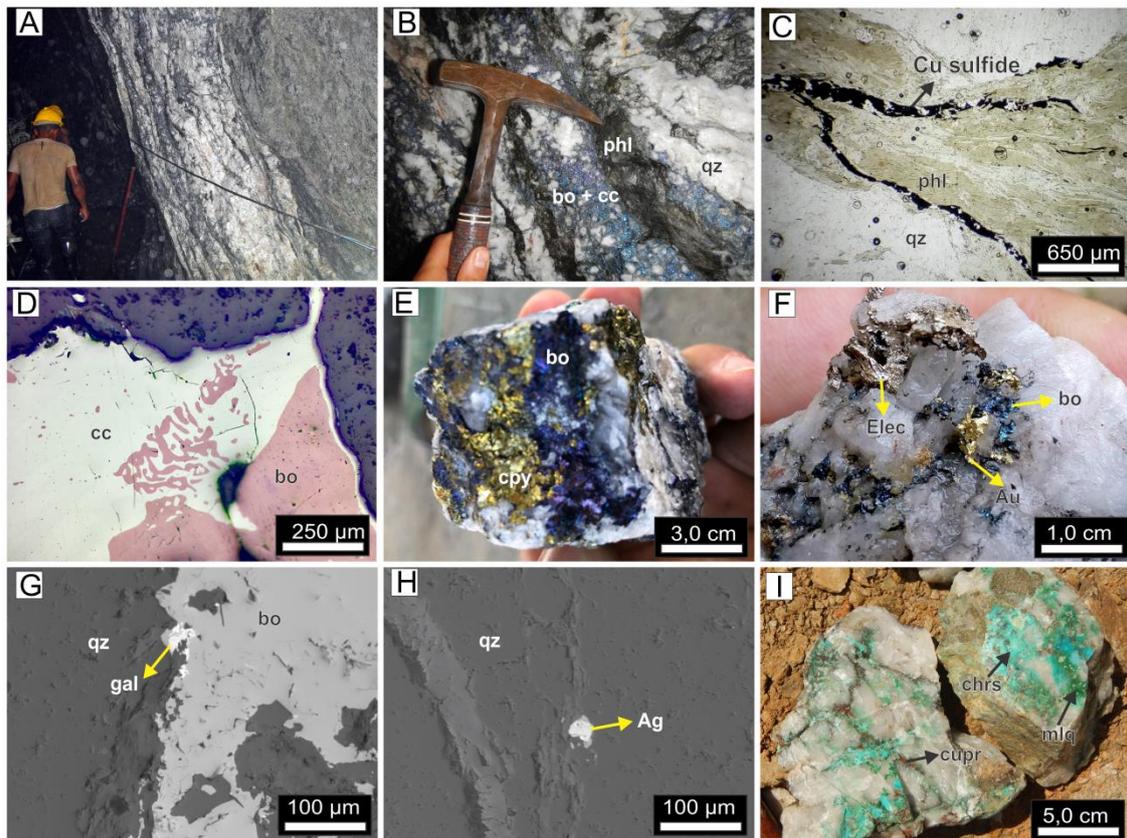


Figura 3.17 - A) Fotografia tirada em galeria subterrânea mostrando veio bandado composto por quartzo, flogopita, bornita e calcocita encaixado em flogopitito. B) Fotografia tirada em galeria subterrânea mostrando detalhe de veio bandado composto por quartzo, flogopita, bornita e calcocita. C) Fotomicrografia de seção delgada (LT, N//) mostrando filmes de opacos (bornita) entre os planos de clivagem da flogopita. D) Fotomicrografia de seção delgada polida (LR, N//) mostrando intercrescimento de calcocita e bornita. E) Amostra de veio mineralizado contendo quartzo, bornita e calcopirita. F) Veio de quartzo leitoso com bornita e ouro livre (ou *electrum*). G) Imagem de microsonda eletrônica de amostra com bornita, galena e quartzo. H) Imagem de microsonda eletrônica de amostra prata nativa e quartzo. I) Minério supergênico contendo malaquita, crisocola, cuprita e quartzo leitoso.

3.7.4. Química Mineral

Amostras representativas de minerais primários e hidrotermais do depósito Serrinha de Guarantã foram alvo de análises de química mineral. Foram feitas análises em feldspatos, anfibólios, cloritas e flogopitas, além de sulfetos.

Em amostras retiradas da zona potássico-carbonática foram analisados cristais de Feldspato potássico hidrotermal venular, os quais apresentaram composição que plota no campo do ortoclásio no diagrama ternário (Or x Ab x An) de classificação dos

feldspatos (Fig. 3.18.A e Tab. 3.7). O Feldspato potássico magmático reliquiar, analisado em amostra de leucomonzogranito apresentou composição mais sódica em relação ao Feldspato potássico hidrotermal, plotando no campo da sanidina (Fig. 3.18.A e Tab. 3.7). Em porções de fraco hidrotermalismo, na zona propilítica, análises em plagioclásios derivados de hospedeiras metamáficas apresentaram composição que plota no campo da albita no diagrama ternário (Or x Ab x An) de classificação dos feldspatos (Fig. 3.18.A e Tab. 3.7). Também na zona propilítica, em locais onde parte dos minerais metamórficos não foram desestabilizados e transformados pelos fluidos hidrotermais, foram analisados cristais de anfibólios quais plotam nos campos da actinolita e da tremolita no diagrama de Si (a.p.f.u) versus $Mg/(Mg + Fe^{3+})$ (Fig. 3.18.B e Tab. 3.6).

A flogopita, analisada em amostras retiradas da zona potássico-carbonática, é rica em magnésio. Sua composição é mostrada no diagrama de Al_{total} (a.p.f.u) versus $Fe/(Fe + Mn + Mg)$ na Fig. 3.18.C e na Tab. 3.9.

A clorita hidrotermal da zona propilítica, que ocorre em estágio precoce e é denominada clorita 1, possui composição rica em magnésio e plota no campo da brunsvigita no diagrama de Si (a.p.f.u) versus $Fe/(Fe + Mn + Mg)$ em amostra de rocha de composição máfica, e no campo do clinocloro em amostra de rocha granítica (Fig. 3.18.C e Tab. 3.8). Já a clorita 2, que ocorre em estágio tardio, plota nos campos da brunsvigita, penninita e diabandita no diagrama de Si (a.p.f.u) versus $Fe/(Fe + Mn + Mg)$ em amostra de rocha de composição granítica (Fig. 3.18.D e Tab. 3.8)

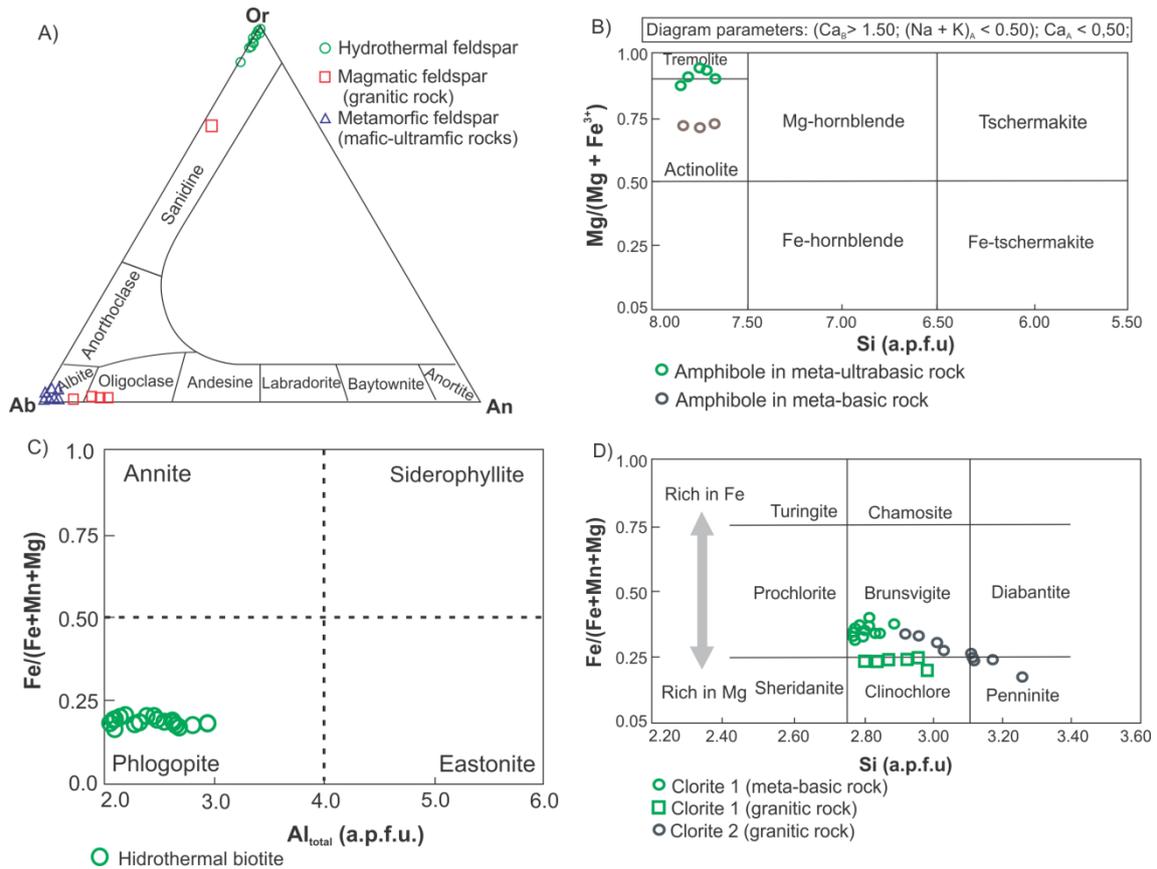


Figura 3.18. - - Diagramas de classificação dos minerais de amostras representativas do Depósito Serrinha de Guarantã analisadas em microsonda eletrônica. A) Diagrama ternário de composição dos feldspatos com amostras de feldspatos hidrotermais, magmáticos e metamórficos. B) Diagrama de classificação de anfibólios (Leake *et al.*, 1997) com amostras representativas. C) Diagrama de classificação de biotitas (Deer *et al.* 1986) de amostras representativas. D) Diagrama de classificação de cloritas (Foster, 1962) de amostras representativas.

De acordo com Cathelineau & Nieva (1985), a temperatura de cristalização das cloritas tem estreita relação com o conteúdo de $Al_{(IV)}$, que é diretamente proporcional à equação $T = - 61.92 + (321.98 \times Al_{(IV)})$. As temperaturas calculadas variam de 265 a 334°C, com pico de frequência entre 320 e 330°C para a clorita 1 e de 177 a 224°C para a clorita 2 (Fig. 3.19).

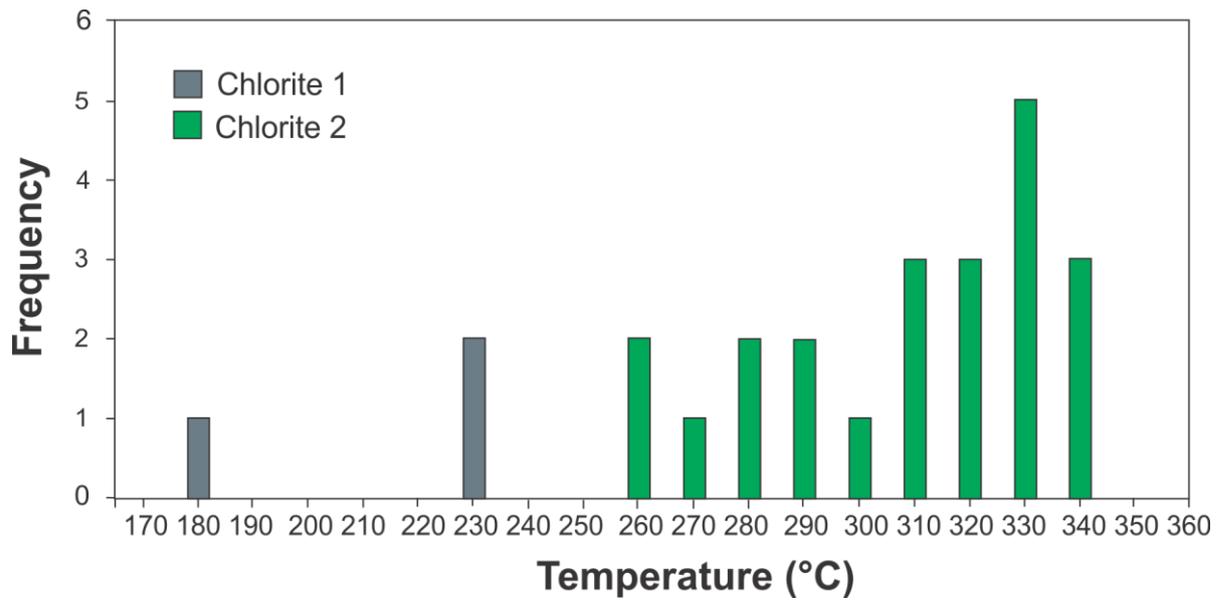


Figura 3.19 - Histograma mostrando dados geotermométricos da clorita no Depósito Serrinha de Guarantã.

Amostras representativas de sulfetos também foram analisadas e os resultados encontram-se na Tab. 3.10. Foram identificados bornita, calcocita, calcopirita e galena. Análises semi-quantitativas por EDS (*renergy dispersive X-ray spectroscopy*) mostraram a presença de prata nativa, telureto de Ag e Au (*silvanita*) e sulfeto de Cu e Bi, ambos em frações muito finas.

Tabela 3.6 – Análises representativas de microsonda eletrônica de anfibólios do Depósito Serrinha de Guarantã

Sample	Anf. 1	Anf. 2	Anf. 3	Anf. 4	Anf. 5	Anf. 6	Anf. 7	Anf. 8	Anf. 9
SiO₂	55,35	56,02	53,70	54,34	54,26	54,44	52,58	53,18	53,19
TiO₂	0,23	0,06	0,07	0,00	0,01	0,44	0,75	0,00	0,23
Al₂O₃	1,67	1,45	1,99	1,75	1,52	3,40	2,79	1,57	1,53
FeO	4,79	6,52	5,47	4,95	4,39	12,74	12,94	12,62	12,60
MnO	0,11	0,55	0,17	0,15	0,08	0,45	0,31	0,46	0,31
MgO	21,37	21,60	21,48	21,87	21,75	14,78	14,80	15,28	15,03
CaO	11,40	9,74	11,38	11,44	11,87	10,14	10,31	10,07	9,98
Na₂O	0,25	0,29	0,38	0,29	0,16	1,38	1,30	1,17	1,11
K₂O	0,02	0,05	0,03	0,04	0,03	0,27	0,29	0,25	0,21
Number of ions on de basis of 23 (O)									
OH									
OH	2,00	2,00	1,99	2,00	1,99	1,94	1,96	1,98	1,96
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,02	0,04
ΣOH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
T									
Si	7,81	7,85	7,66	7,71	7,75	7,77	7,68	7,86	7,90
Al	0,19	0,15	0,33	0,29	0,25	0,23	0,32	0,14	0,10
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣT	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
C									
Al	0,09	0,09	0,00	0,01	0,00	0,34	0,16	0,13	0,17
Ti	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,08	0,00	0,03
Fe³⁺	0,05	0,05	0,18	0,21	0,21	0,12	0,21	0,18	0,12
V	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	4,50	4,51	4,57	4,63	4,63	3,14	3,22	3,37	3,33
Fe²⁺	0,31	0,31	0,22	0,15	0,15	1,35	1,32	1,30	1,36
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣC	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
B									
Mn	0,01	0,06	0,02	0,02	0,01	0,05	0,04	0,06	0,04
Fe²⁺	0,21	0,41	0,25	0,23	0,17	0,05	0,05	0,07	0,09
Ca	1,72	1,46	1,73	1,74	1,82	1,55	1,61	1,59	1,59
Na	0,05	0,06	0,00	0,01	0,01	0,34	0,30	0,27	0,28
ΣB	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
A									
Na	0,02	0,02	0,11	0,07	0,04	0,04	0,07	0,06	0,04
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,05	0,05	0,05	0,04
ΣA	0,02	0,02	0,12	0,07	0,04	0,09	0,12	0,11	0,08

Tabela 3.7 – Análises representativas de microsonda eletrônica de feldspatos do Depósito Serrinha de Guarantã

Sample	Feld.1	Feld.2	Feld.3	Feld.4	Feld.5	Feld.6	Feld.7	Feld.8	Feld.9	Feld.10	Feld.11	Feld.12	Feld.13	Feld.14	Feld.15	Feld.16	Feld.17
TiO2	0.00	0.04	0.13	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.13	0.02	0.10	0.07	0.07
Al2O3	21.77	22.06	17.55	18.59	18.23	18.52	21.25	21.01	19.53	19.46	34.95	35.28	20.80	17.57	18.23	18.53	18.40
Cr2O3	0.00	0.00	0.02	0.02	0.10	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.10	0.12	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.03	1.40	0.93	0.04	0.00	0.17	0.10	0.16
MnO	0.03	0.05	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.07	0.00	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.01	0.00	0.00
MgO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.38	0.22	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00
CaO	2.86	2.75	0.02	0.00	0.07	0.03	2.27	1.59	0.27	0.48	0.00	0.02	1.11	0.29	0.03	0.06	0.01
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	9.70	9.82	0.58	0.39	0.38	0.42	10.18	10.75	11.38	11.34	0.21	0.37	9.05	2.38	0.14	0.18	0.29
K2O	0.16	0.13	15.73	15.83	16.24	16.22	0.24	0.10	0.23	0.09	10.38	9.95	1.45	10.76	16.59	16.72	16.51
Cl	0.03	0.01	0.11	0.03	0.05	0.04	0.09	0.04	0.05	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.05	0.02	0.05
P2O5	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.18	0.03	0.02	0.03	0.00	0.01	0.05	0.02	0.02	0.00	0.06
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00	0.01	0.02	0.00	0.07	0.04	0.02	0.00
Total	95.21	96.34	93.07	94.28	98.22	97.90	97.11	97.47	96.25	97.60	91.33	91.03	90.60	90.63	98.44	99.35	98.24
Number of ions on de basis of 8 (O)																	
Si	2.80	2.80	2.92	2.90	2.97	2.95	2.85	2.87	2.93	2.96	2.18	2.20	2.80	3.00	2.96	2.96	2.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.18	1.19	1.02	1.07	1.01	1.03	1.13	1.11	1.04	1.03	2.05	2.07	1.19	1.05	1.01	1.02	1.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.14	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.08	0.01	0.02	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.87	0.87	0.06	0.04	0.03	0.04	0.89	0.94	1.00	0.98	0.02	0.04	0.85	0.23	0.01	0.02	0.03
K	0.01	0.01	0.99	0.99	0.97	0.98	0.01	0.01	0.01	0.01	0.66	0.63	0.09	0.69	1.00	0.99	0.99
An	13.87	13.31	0.09	0.00	0.32	0.13	10.84	7.53	1.28	2.26	0.00	0.13	5.78	1.68	0.14	0.28	0.02
Ab	85.23	85.95	5.31	3.59	3.38	3.74	87.83	91.92	97.45	97.21	3.04	5.29	85.26	24.74	1.22	1.56	2.60
Or	0.90	0.73	94.60	96.41	96.30	96.13	1.33	0.55	1.27	0.52	96.96	94.58	8.96	73.58	98.63	98.16	97.38

Cont. Tabela 3.7

Sample	Feld.18	Feld.19	Feld.20	Feld.21	Feld.22	Feld.23	Feld.24	Feld.25	Feld.26	Feld.27	Feld.28	Feld.29	Feld.30	Feld.31	Feld.32	Feld.33
TiO2	0.00	0.07	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.13	0.00	0.01	0.06	0.00
Al2O3	18.27	18.11	17.96	18.04	17.95	17.80	17.53	17.59	17.66	17.83	17.83	17.58	16.54	16.44	17.42	16.12
Cr2O3	0.13	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.12	0.00	0.07	0.00	0.05	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.16	0.22	0.15	0.27	0.07	0.06	0.18	0.17	0.10	0.18	0.13	0.16	0.23	0.56	0.36	0.00
MnO	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.10	0.00
CaO	0.28	0.32	0.12	0.26	0.22	0.18	0.16	0.26	0.21	0.31	0.24	0.27	0.04	0.02	0.04	0.05
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	12.36	12.10	12.59	12.37	12.20	12.35	12.29	12.34	12.70	12.64	12.33	12.39	0.45	0.11	0.97	0.12
K2O	0.10	0.18	0.06	0.15	0.05	0.06	0.21	0.12	0.07	0.09	0.10	0.05	16.10	16.51	15.24	16.34
Cl	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P2O5	0.08	0.01	0.05	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.03	0.03	0.08	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.01	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00
Total	99.94	98.69	99.60	99.62	98.00	98.14	97.33	98.13	98.24	98.62	98.39	97.79	97.82	97.13	97.13	97.21
Number of ions on de basis of 8 (O)																
Si	2.99	2.98	2.99	2.99	2.99	3.00	2.99	2.99	2.98	2.97	2.99	2.98	3.05	3.03	2.99	3.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.94	0.94	0.92	0.93	0.94	0.93	0.92	0.92	0.92	0.92	0.93	0.92	0.92	0.93	0.97	0.91
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00
Fe2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	1.05	1.04	1.07	1.05	1.05	1.06	1.06	1.06	1.09	1.08	1.06	1.07	0.04	0.01	0.09	0.01
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.97	1.01	0.92	1.00
An	1.24	1.43	0.50	1.12	0.97	0.80	0.68	1.16	0.90	1.31	1.05	1.20	0.19	0.08	0.21	0.24
Ab	98.26	97.60	99.17	98.11	98.75	98.89	98.22	98.23	98.76	98.23	98.43	98.54	4.03	1.04	8.78	1.07
Or	0.50	0.98	0.33	0.77	0.28	0.31	1.10	0.61	0.34	0.46	0.52	0.26	95.78	98.89	91.02	98.68

Tabela 3.8. – Análises representativas de microsonda eletrônica de cloritas do Depósito Serrinha de Guarantã

Sample	Chl. 1	Chl. 2	Chl. 3	Chl. 4	Chl. 5	Chl. 6	Chl. 7	Chl. 8	Chl. 9	Chl. 10	Chl. 11	Chl. 12	Chl. 13	Chl. 14	Chl. 15	Chl. 16	Chl. 17	Chl. 18	Chl. 19
SiO2	27.92	27.73	27.81	25.25	26.20	27.62	28.48	26.75	26.36	26.74	26.04	26.57	26.47	27.02	26.78	26.89	26.98	26.70	29.25
TiO2	0.01	0.07	0.01	0.00	0.09	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.06	0.01	0.01	0.11	0.03	0.12	0.18
Al2O3	18.10	18.48	18.62	15.75	16.31	17.76	17.34	18.92	19.23	18.76	18.25	19.03	18.24	17.21	18.32	18.41	19.21	18.64	16.17
FeO	13.08	12.82	12.81	10.11	12.27	13.14	13.58	18.16	18.63	18.28	19.88	17.15	21.27	20.41	18.15	18.12	19.25	19.91	15.42
MnO	0.36	0.20	0.34	0.22	0.36	0.29	0.31	0.38	0.33	0.31	0.22	0.35	0.46	0.33	0.21	0.19	0.34	0.20	0.37
MgO	24.58	24.91	25.76	20.76	22.36	24.08	23.72	21.37	20.09	20.69	19.40	21.43	18.45	19.15	20.16	20.57	19.93	19.61	23.02
CaO	0.04	0.02	0.05	0.01	0.04	0.09	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.08	0.03	0.05	0.00	0.03
Na2O	0.06	0.04	0.05	0.05	0.02	0.11	0.02	0.06	0.07	0.06	0.06	0.04	0.07	0.09	0.05	0.08	0.10	0.03	0.03
K2O	0.03	0.03	0.04	0.04	0.06	0.03	0.16	0.05	0.05	0.05	0.02	0.03	0.07	0.05	0.04	0.06	0.04	0.03	0.07
Number of ions on de basis of 28 (O)																			
Si	5.74	5.68	5.60	5.97	5.85	5.74	5.91	5.54	5.54	5.60	5.58	5.55	5.63	5.78	5.69	5.66	5.61	5.62	6.06
Al iv	2.26	2.32	2.40	2.03	2.15	2.26	2.09	2.46	2.46	2.40	2.42	2.45	2.37	2.22	2.31	2.34	2.39	2.38	1.94
Al vi	2.13	2.15	2.05	2.37	2.14	2.11	2.16	2.19	2.32	2.25	2.20	2.25	2.22	2.13	2.29	2.24	2.34	2.26	2.01
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03
Cr	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
Fe2+	2.31	2.26	2.31	1.82	2.29	2.34	2.34	3.27	3.34	3.27	3.66	3.07	3.85	3.70	3.24	3.23	3.38	3.54	2.61
Mn	0.06	0.03	0.06	0.04	0.07	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.04	0.06	0.08	0.06	0.04	0.03	0.06	0.04	0.07
Mg	7.53	7.60	7.74	7.31	7.44	7.46	7.34	6.60	6.30	6.46	6.19	6.67	5.85	6.10	6.39	6.46	6.18	6.16	7.10
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
Na	0.05	0.03	0.04	0.04	0.02	0.09	0.01	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.06	0.08	0.04	0.06	0.08	0.02	0.03
K	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.09	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
OH*	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00

Cont. Tab. 3.8

Sample	Chl. 20	Chl. 21	Chl. 22	Chl. 23	Chl. 24	Chl. 25	Chl. 26
SiO₂	28.35	31.17	29.70	29.57	27.50	26.65	31.36
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.06	0.07
Al₂O₃	15.99	14.80	15.03	14.72	16.43	16.41	13.39
FeO	16.81	14.16	13.77	14.50	17.71	17.86	10.12
MnO	0.19	0.30	0.23	0.38	0.42	0.42	0.27
MgO	21.75	24.36	23.73	23.48	20.53	20.01	26.02
CaO	0.07	0.15	0.01	0.12	0.04	0.02	0.06
Na₂O	0.03	0.06	0.00	0.01	0.03	0.01	0.07
K₂O	0.01	0.13	0.12	0.18	0.10	0.07	0.22
Number of ions on de basis of 28 (O)							
Si	6.02	6.34	6.23	6.22	5.91	5.84	6.51
Al^{iv}	1.98	1.66	1.77	1.78	2.09	2.16	1.49
Al^{vi}	2.02	1.90	1.96	1.87	2.08	2.08	1.80
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Cr	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe³⁺	0.02	0.11	0.09	0.04	0.00	0.00	0.15
Fe²⁺	2.96	2.29	2.32	2.51	3.19	3.30	1.60
Mn	0.03	0.05	0.04	0.07	0.08	0.08	0.05
Mg	6.88	7.39	7.42	7.36	6.58	6.53	8.05
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.02	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01
Na	0.03	0.04	0.00	0.01	0.03	0.01	0.05
K	0.01	0.07	0.06	0.10	0.06	0.04	0.11
OH*	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00

Tabela 3.9 - Análises representativas de microsonda eletrônica de biotitas do Depósito Serrinha de Guarantã

Sample	Bt. 1	Bt. 2	Bt. 3	Bt. 4	Bt. 5	Bt. 6	Bt. 7	Bt. 8	Bt. 9	Bt. 10	Bt. 11	Bt. 12	Bt. 13	Bt. 14	Bt. 15	Bt. 16	Bt. 17	Bt. 18	Bt. 19	Bt. 20	Bt. 21	Bt. 22
SiO2	34.06	34.09	34.41	36.70	31.73	31.69	29.83	34.90	38.99	39.32	38.98	36.51	33.57	39.42	38.95	40.42	40.88	42.08	40.52	39.82	38.87	39.71
TiO2	0.36	0.32	0.46	0.48	0.02	0.11	0.00	0.67	0.64	0.36	0.31	0.29	0.31	0.63	0.71	0.38	0.61	0.61	0.77	0.52	0.80	0.27
Al2O3	14.48	14.86	13.75	12.97	15.48	15.25	15.72	12.16	13.42	13.90	13.72	13.66	14.37	14.47	14.08	14.33	10.78	10.28	11.54	12.26	11.66	11.22
FeO	10.33	9.60	10.25	9.73	10.50	10.14	10.73	9.90	9.26	9.08	9.65	10.13	10.65	9.53	9.74	9.78	8.81	8.18	8.86	9.56	9.21	8.67
MnO	0.13	0.18	0.21	0.09	0.18	0.08	0.21	0.25	0.12	0.16	0.17	0.21	0.14	0.18	0.03	0.22	0.13	0.11	0.04	0.22	0.04	0.18
MgO	23.98	24.93	23.98	22.25	26.48	26.04	26.06	24.08	19.17	20.02	19.77	21.96	25.11	20.05	20.25	20.59	20.24	20.41	19.30	19.43	19.10	20.10
CaO	0.22	0.05	0.18	0.32	0.18	0.27	0.11	0.46	0.06	0.01	0.00	0.13	0.12	0.01	0.04	0.03	0.11	0.08	0.02	0.00	0.05	0.03
Na2O	0.01	0.05	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.05	0.03	0.09	0.02	0.07	0.08	0.11	0.05
K2O	2.62	2.50	3.40	4.93	0.50	0.45	0.06	1.38	10.06	10.23	9.98	6.46	2.50	9.96	9.50	9.43	9.15	9.53	9.70	9.69	9.99	9.99
Number of ions on de basis of 8 (O)																						
Si	5.33	5.28	5.38	5.69	4.99	5.04	4.84	5.56	5.89	5.85	5.84	5.61	5.23	5.79	5.78	5.85	6.19	6.31	6.14	6.02	6.01	6.09
Al iv	2.67	2.71	2.53	2.31	2.87	2.86	3.01	2.28	2.11	2.15	2.16	2.39	2.64	2.21	2.22	2.15	1.81	1.69	1.86	1.98	1.99	1.91
Al vi	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.29	0.27	0.08	0.00	0.30	0.24	0.30	0.11	0.12	0.21	0.21	0.13	0.12
Ti	0.04	0.04	0.05	0.06	0.00	0.01	0.00	0.08	0.07	0.04	0.03	0.03	0.04	0.07	0.08	0.04	0.07	0.07	0.09	0.06	0.09	0.03
Fe	1.35	1.24	1.34	1.26	1.38	1.35	1.46	1.32	1.17	1.13	1.21	1.30	1.39	1.17	1.21	1.19	1.11	1.03	1.12	1.21	1.19	1.11
Mn	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02
Mg	5.59	5.76	5.59	5.14	6.21	6.17	6.30	5.72	4.32	4.44	4.42	5.03	5.83	4.39	4.48	4.45	4.57	4.56	4.36	4.38	4.40	4.59
Ca	0.04	0.01	0.03	0.05	0.03	0.05	0.02	0.08	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02
K	0.52	0.49	0.68	0.97	0.10	0.09	0.01	0.28	1.94	1.94	1.91	1.27	0.50	1.87	1.80	1.74	1.77	1.82	1.88	1.87	1.97	1.95
OH*	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Cont. Tab. 3.9

Sample	Bt. 23	Bt. 24	Bt. 25	Bt. 26	Bt. 27	Bt. 28	Bt. 29	Bt. 30	Bt. 31
SiO₂	39.68	40.40	41.24	42.10	40.78	39.93	42.31	41.15	40.48
TiO₂	0.95	0.38	0.38	0.33	0.95	0.39	0.53	0.65	0.72
Al₂O₃	11.63	11.89	11.83	10.00	11.11	11.68	10.92	10.92	11.81
FeO	8.91	8.95	7.48	7.67	7.38	9.16	7.33	7.67	8.02
MnO	0.12	0.15	0.10	0.00	0.08	0.11	0.11	0.10	0.08
MgO	19.30	19.64	21.10	21.21	21.03	19.99	21.70	21.77	20.73
CaO	0.03	0.01	0.01	0.03	0.07	0.07	0.05	0.05	0.06
Na₂O	0.09	0.09	0.08	0.16	0.11	0.09	0.03	0.07	0.12
K₂O	9.98	9.95	9.64	8.88	9.13	9.64	9.38	9.43	9.76
Number of ions on de basis of 8 (O)									
Si	6.06	6.10	6.13	6.33	6.14	6.06	6.23	6.13	6.06
Al^{iv}	1.94	1.90	1.87	1.67	1.86	1.94	1.77	1.87	1.94
Al^{vi}	0.15	0.22	0.20	0.10	0.11	0.15	0.13	0.05	0.14
Ti	0.11	0.04	0.04	0.04	0.11	0.04	0.06	0.07	0.08
Fe	1.14	1.13	0.93	0.97	0.93	1.16	0.90	0.96	1.00
Mn	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	4.39	4.42	4.68	4.76	4.72	4.52	4.77	4.84	4.62
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03
K	1.94	1.92	1.83	1.70	1.75	1.87	1.76	1.79	1.86
OH*	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabela 3.10 – Análises representativas de microsonda eletrônica de sulfetos do Depósito Serrinha de Guarantã

Sample	Bo. 1	Bo. 2	Bo. 3	Cc. 1	Cc. 2	Cc. 3	Gal. 1	Cu-Bi Sulf. 1	Cu-Bi Sulf. 2	Cpy. 1	Cpy. 2	Cpy. 3
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,06	0,00	0,00	0,05	0,00	0,10	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,10
Ga	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Se	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03	3,20	0,07	0,05	0,03	0,01	0,02
S	22,19	21,91	22,19	18,21	18,37	18,58	11,00	18,40	17,70	33,40	35,62	34,68
Pb	0,13	0,13	0,09	0,08	0,04	0,00	74,44	0,07	0,12	0,08	0,15	0,02
Bi	0,00	0,23	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	20,34	25,79	0,00	0,00	0,00
Cd	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,20	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00
Te	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00
Fe	10,37	10,83	11,05	2,83	1,35	2,16	1,31	1,87	4,05	29,60	28,68	29,68
Co	0,04	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,01
Cu	62,41	63,83	64,12	75,29	78,91	77,13	9,03	56,84	48,37	34,50	33,66	34,31
Ni	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Mo	0,09	0,04	0,00	0,02	0,00	0,08	0,03	0,13	0,15	0,06	0,01	0,04
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Ag	0,50	0,10	0,10	0,13	0,08	0,07	0,00	0,23	0,13	0,04	0,06	0,03
Total	95,85	97,13	97,69	96,64	98,81	98,16	99,25	98,01	96,40	97,84	98,29	98,90

3.8. Isótopos de oxigênio e carbono

As composições isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos foram analisadas em 6 amostras de veios e brechas hidrotermais coletados na zona potássico-carbonática. Os valores para os isótopos de carbono e oxigênio foram normalizados para os padrões PDB e SMOW (Tabela 3.11). Os resultados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ apresentaram variação entre -2,46 e -2,68‰, com valor médio de -2,60‰, enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ variam entre 6,52 e 7,54‰, com valor médio de 7,11‰. No gráfico da Fig. 3.20 estão plotados os resultados obtidos neste trabalho e também os campos correspondentes a isótopos de carbono e oxigênio obtidos em carbonatos de origem mantélica (Taylor *et al.* 1967), sedimentares marinhos (Viezer and Hoefs, 1976), de matéria orgânica sedimentar (Liu, J.M. and Liu, J.J, 1997), do depósito tipo IOCG Olympic Dan (Oreskes and Einaudi, 1992) e de depósitos de Au orogênico (Beaudoin and Pitre, 2005; Crow *et al.* 2010).

Tabela 3.11 – Composições isotópicas de C-O de calcitas obtidas em veios hidrotermais no Depósito Serrinha de Guarantã

Sample	Mineral	Type	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$
J1-Ca-1	Calcite	Vein	-2,68	6,95
J1-Ca-2	Calcite	Vein	-2,46	7,35
J1-Ca-3	Calcite	Vein	-2,57	7,12

J1-Ca-4	Calcite	Vein	-2,58	7,22
J2-Ca-A	Calcite	Breccia	-2,67	7,54
J2-Ca-B	Calcite	Breccia	-2,67	6,52

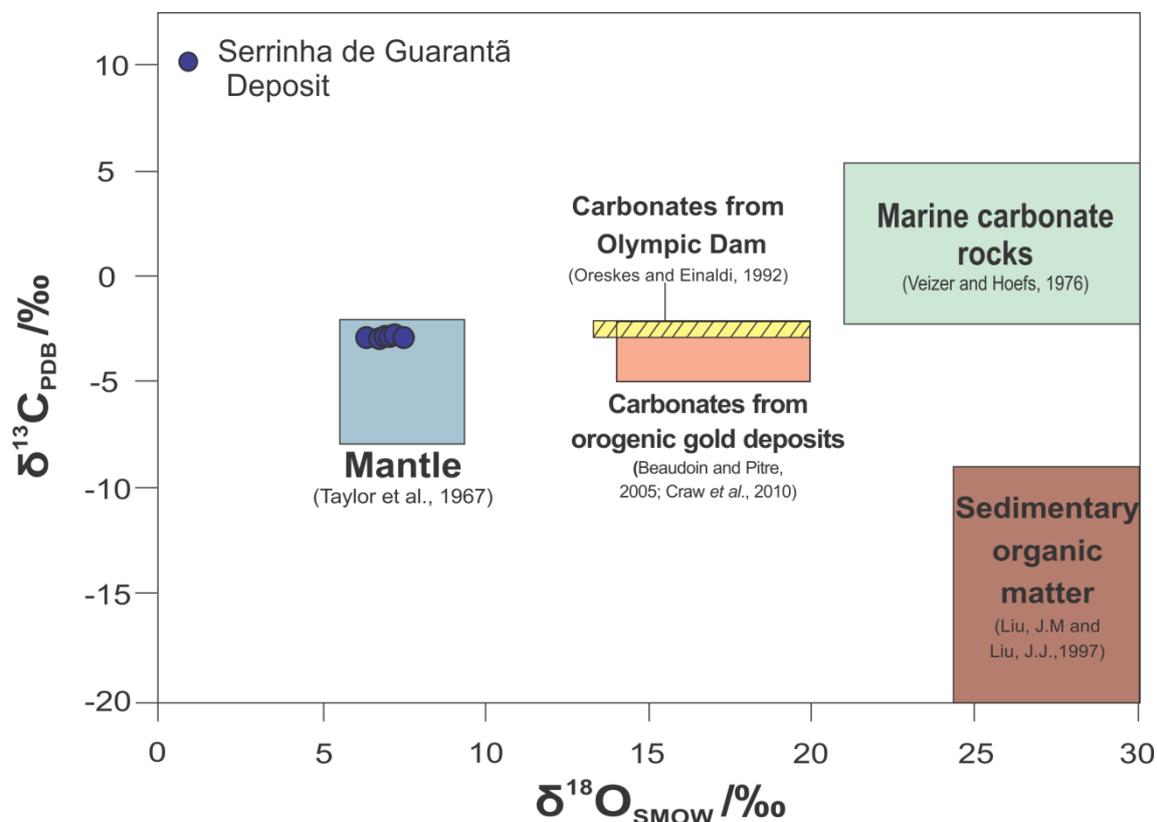


Figura 3.20 - Diagrama com os resultados dos isótopos $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$ obtidos em calcita hidrotermal no Depósito Serrinha de Guarantã.

3.9. Discussão

3.9.1. Natureza e evolução do sistema hidrotermal

Conforme apresentado nos itens anteriores, a alteração hidrotermal no Depósito Serrinha de Guarantã evolui de uma assembleia propilítica distal, de intensidade moderada e associada a um sistema de veios e vênulas de baixa intensidade, para uma assembleia potássico-carbonática proximal, de intensidade forte e associada a uma intensa venulação, que gera o minério. Posteriormente à deposição do minério o sistema hidrotermal atuante é marcado por uma venulação de intensidade moderada.

Na porção distal do depósito Serrinha de Guarantã, na zona propilítica, o sistema hidrotermal é marcado pela interação de fluidos neutros, em temperaturas moderadas (265-334°C - Fig. 3.19), com a precipitação de minerais de alteração propilítica (epidoto, clorita 1, carbonato e pirita), sob condições de baixas razões fluido/rocha

(Robb, 2006). Nessa porção, a frequente disseminação de pirita fina hidrotermal substituindo a magnetita nas rochas metamáficas e metaultramáficas hospedeiras, indica a atuação de fluidos com baixa fO_2 .

O desenvolvimento subsequente do sistema, em porção proximal, é caracterizado pela interação de fluidos de alta temperatura ($> 400\text{ }^\circ\text{C}$), neutros a levemente alcalinos (alta razão aK^+/aH^+), levando à precipitação de flogopita + clorita num primeiro momento e de flogopita + ortoclásio + quartzo + calcita + sulfetos de Cu + Au + Ag \pm fluorita num segundo momento. A presença abundante de bornita indica a atuação de fluidos com fO_2 e estado de sulfetação relativamente altos. Observações experimentais mostram que teores de ouro em zonas de alteração potássica podem ser até 50% mais elevados em minérios ricos em bornita em relação a minérios ricos em calcopirita, uma vez que a capacidade de fixação de Au na solução sólida da bornita é até uma ordem de grandeza maior do que a da solução sólida da calcopirita (Simon *et al.*, 2000; Kesler *et al.*, 2002; Silitoe, 2010).

A coexistência de quartzo + calcita \pm fluorita e a presença de altos teores de cobre ($>1\%$) e de Ag ($>100\text{ ppm}$) indicam, respectivamente, a atuação dos voláteis H_2O , CO_2 e F e a ação de fluidos salinos durante a precipitação do minério. Fluidos ricos em CO_2 e F coexistindo com fluidos salinos e ricos em H_2O indicam também que os metais devem ter precipitado por um processo de imiscibilidade de fluidos, desencadeado pela descompressão durante a colocação dos veios em zonas de cisalhamento. A imiscibilidade deve ter gerado fluidos salinos, ricos em H_2O , e ao mesmo tempo, fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade, levando à redução da solubilidade do Au em fases ricas em CO_2 (Pokrovski *et al.*, 2013).

A fase tardia é marcada pela atuação de fluidos neutros, de baixas temperaturas (177 a 224°C – Fig. 3.19) e pobres em metais, ocorrendo precipitação de clorita 2, calcita, quartzo e dolomita. A presença de finas vênulas de barita indica um baixo estado de sulfetação destes fluidos.

3.9.2. Relação temporal entre magmatismo e as mineralizações de Au e Cu na PMJTP

As análises isotópicas U-Pb realizadas neste estudo, aliadas a análises litoquímicas e petrográficas permitiram correlacionar as litologias hospedeiras do depósito com as unidades litoestratigráficas da porção leste da PMJTP. O metamonzodiorito, datado em $1977\pm 6\text{ Ma}$ (U-Pb LA-ICPMS), pertence à Suíte Pé Quente (Miguel Jr. 2011 e Assis, 2011) e configura parte do Arco Magmático Cuiú-

Cuiú –AMCC (Alves *et al.* 2019 *no prelo*). A sequência de rochas metamáficas e metaultramáficas, datada em 1973 ± 3 Ma (U-Pb LA-ICPMS), não foi reconhecida em outros locais da região. O metamorfismo e o hidrotermalismo impostos sobre essas rochas obliteram completamente as feições magmáticas primárias, dificultando a determinação da natureza do protólito. No entanto, os dados litogeoquímicos mostram enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e enriquecimento dos elementos mais incompatíveis, em relação aos menos incompatíveis (Fig. 3.10.e; Fig.3.10.f), indicando a ocorrência de contaminação e/ou assimilação crustal durante uma provável ascensão à crosta num processo intrusivo.

O leucomonzogranito, com idade de cristalização datada em 1899 ± 12 Ma (U-Pb SHRIMP), correlaciona-se ao magmatismo pós-orogênico a anorogênico da Suíte Guarantã do Norte (Assis, 2015, Alves *et al.* 2019). Evidências de hidrotermalismo marcadas pelas presenças de vênulas de feldspato potássico hidrotermal, disseminações de calcopirita e bornita, e flogopititos adjacentes às apófises do leucomonzogranito indicam-no como provável gerador da mineralização no depósito Serrinha de Guarantã, agindo como fornecedor de fluidos magmáticos salinos e ricos em metais. Entretanto, trabalhos prospectivos na região do depósito (JICA/MMAJ, 2001) reportam a presença, em subsuperfície, de riolitos e intrusivas félsicas subvulcânicas correlacionáveis ao magmatismo do par plutono-vulcânico Teles Pires-Colíder, cerca de 100 Ma mais jovem, e não se descarta a possibilidade dele ter sido o gerador da mineralização no Depósito Serrinha de Guarantã.

3.9.3. Metalogênese no Depósito Serrinha de Guarantã e na PMJTP

Os depósitos de Au na porção leste da PMJTP possuem gênese magmática-hidrotermal, sendo alguns caracterizados como pórfiros ou epitermais (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006; Silva & Abram, 2008; Assis, 2015; Trevisan, 2017; Hatanaka, 2017). Estudos geocronológicos *Re-Os* e *Pb-Pb* em sulfetos (Assis, 2015; Serrato, 2014; JICA/MMJA, 2000; Santos *et al.*, 2018) e *Ar-Ar* em minerais hidrotermais (Silva & Abram, 2008 e Assis, 2015), têm mostrado que as mineralizações são frequentemente mais jovens do que suas hospedeiras (pertencentes ao AMCC) e não possuem gênese relacionada com a granitogênese do arco, que encontra-se exumado, e expõe rochas geradas em nível crustal profundo, incompatível com o ambiente de formação de depósitos epitermais e porfiríticos (Alves *et al.*, 2019 *no prelo*). Os magmas causativos das mineralizações são cálcio-alcalinos de alto K a alcalinos e geraram as rochas do par

O Depósito Serrinha de Guarantã compartilha algumas feições características de depósitos de Au-Cu pórfiro, tais como: (i) a presença de zonas de alteração propilítica distal e minério associado à zona de alteração potássica dada por Feldspato potássico e biotita (flogopita); (ii) associação geoquímica rica em Au-Cu-Ag; (iii) minério constituído por bornita, calcopirita e calcocita; e (iv) gênese associada a intrusões félsicas. Entretanto destacam-se diferenças com esses depósitos, incluindo: (i) estruturação preferencial do minério em veios em não em stockworks ou brechas; (ii) baixo volume de rochas alteradas e mineralizadas se comparado aos sistemas Au-Cu pórfiro típicos; e (iii) minerais de minério precipitados juntamente com calcita e fluorita, indicando a atuação de fluidos ricos em CO₂ e F. A correlação do Depósito Serrinha de Guarantã com sistemas de ouro intrusion-related (*IRGS*; [Thompson et al., 1999](#) e [Lang & Baker, 2001](#)) também deve ser considerada, levando-se em conta que o depósito possui similaridades com estes sistemas, destacando-se: (i) alteração potássica seguida de silicificação; (ii) presença de correlação positiva entre Au, Bi e Te; (iii) fluidos hidrotermais ricos em CO₂; e (iv) halos de alteração hidrotermal restritos ao longo dos veios. Entretanto faltam feições típicas dos *IRGD*, tais como: (i) granito reduzido como rocha hospedeira; (ii) assembleia de sulfetos formada em ambiente de baixo redox (ex. pirita, pirrotita e arsenopirita); (iv) alteração sódica precoce rica em albita; (v) baixos teores de Cu devido ao caráter reduzido dos fluidos; e (vi) associação com terrenos com mineralizações de Sn e W.

O modelo genético do depósito não é simples, uma vez que ele apresenta feições comuns a mais de um tipo de modelo. Diversos autores relataram problemática semelhante na tentativa de classificarem os depósitos auríferos na PMJTP, incluindo [Moura \(1998\)](#), [Sousa et al. \(2005\)](#), [Paes de Barros \(2007\)](#), [Silva & Abram \(2008\)](#), [Assis \(2015\)](#) e [Trevisan \(2017\)](#). Esses autores buscaram classificar os depósitos auríferos baseando-se em modelos genéticos convencionais de mineralizações formadas na epizona de arcos magmáticos. Isso implica em assumir a preservação, ou a não exumação, de extensas porções epizonais indeformadas de arcos magmáticos gerados em orógenos acrescionários paleoproterozoicos, por onde se distribui mais de uma centena de mineralizações de Au e metais base na Província Mineral Juruena-Teles. Por outro lado, dados obtidos por [Rizzotto et al. \(2019\)](#) e [Alves et al. \(2019 no prelo\)](#) sugerem que o magmatismo gerado entre ~1,91 e 1,76 Ga, que engloba as suítes Guarantã do Norte, Matupá, Teles pires e as vulcânicas do Grupo Colíder, se deu num

ambiente extensional-intraplaca, no qual foram geradas a mineralização no depósito Serrinha de Guarantã e possivelmente grande parte das mineralizações na Província Mineral Juruena-Teles Pires.

Richards (2003) pontuou que a ocorrência global de sistemas pórfiro, seus magmas causativos, as alterações hidrotermais e estilos de mineralização, não requerem um contexto geodinâmico específico para sua formação. No leste e nordeste da China ocorrem depósitos do tipo pórfiro, *skarn*, e epitermais, de idade mesozoica, sem relação com margens convergentes de placas. Tais depósitos associam-se a um contexto extensional intracontinental, situam-se a mais de 2 mil km da zona de subducção e são gerados por magmas félsicos, cálcio-alcalinos, de alto K a alcalinos e oxidados (Mao *et.al.*, 2008; Dong *et.al.*, 2013; Hou *et.al.*, 2013). Esses depósitos são caracterizados, de forma geral, por zonas de alteração relativamente menos hidratadas, dominadas por Feldspato potássico, epidoto, carbonato, fluorita e quantidades menores de minerais de alteração ricos em H₂O, tais como sericita e clorita (Chen and Li, 2009; Chen *et.al.*, 2009 A, B; Li *et.al.*, 2012 A, B; Han *et.al.*, 2013). Estudos de inclusões fluidas têm mostrado que as razões de K/Na, CO₂/H₂O, e F/Cl são mais altas do que nos pórfiros relacionados a arco (Fig. 3.22) (Pirajno and Zhou, 2014) e o fluor exerce um importante papel no transporte e concentração de elementos litófilos (Agangi *et.al.*, 2010; Pirajno and Zhou., 2014).

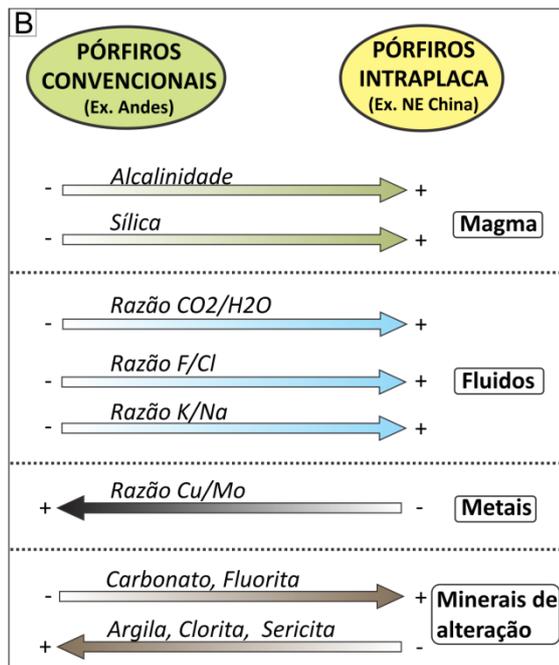


Figura 3.22– Quadro esquemático com as principais distinções entre os sistemas pórfiro convencionais e os sistemas pórfiro intraplaca, relacionadas ao magmatismo, aos fluidos, aos metais e aos minerais de alteração.

De maneira geral, os depósitos auríferos da PMJTP apresentam uma série de distinções com depósitos do sistema pórfiro convencional (em ambiente de arco magmático) e que podem estar relacionadas ao caráter intraplaca do magmatismo, destacando-se: (i) a composição predominantemente félsica dos magmas causativos das mineralizações, geradas por intrusões monzo a sieno-graníticas (Fig. 3.23), havendo ausência de magmas de composição intermediária (quartzo-monzodiorítica a granodiorítica) conforme frequentemente ocorre nos pórfiros e epitermais relacionados a arcos magmáticos; (ii) o predomínio de mineralizações estruturalmente controladas com minério em veios e poucas zonas ricas em brechas e *stockworks*, indicando condições de baixa pressão confinante de fluidos, possivelmente relacionadas a magmas com menores quantidades de água se comparados aos magmas de arco magmático; e (iii) assembleias hidrotermais ricas em carbonatos e frequentemente fluorita (Fig. 3.24), indicando a atuação de fluidos enriquecidos em CO₂ e F, e relativamente empobrecidos em H₂O e Cl como nos pórfiros convencionais.

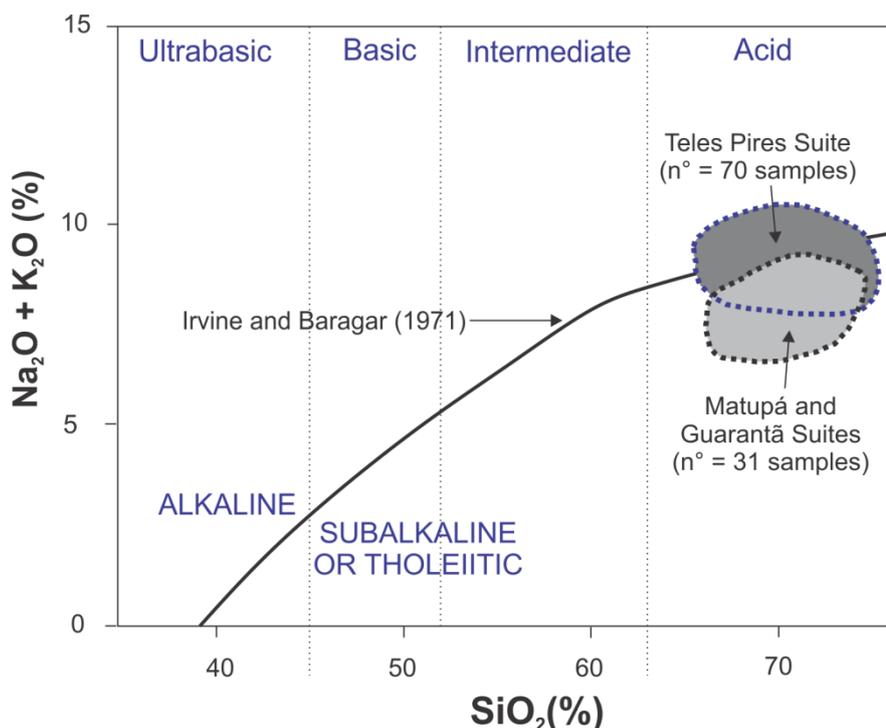


Figura 3.23 - Diagrama de alcalis versus sílica (TAS) (Harker, 1909) mostrando a classificação de rochas ígneas nos campos alcalino e subalcalino ou toleítico. As linhas divisórias entre os campos são de Irvine and Baragar (1971). Amostras representativas obtidas por Alves et al (2019 no prelo) das suítes Guarantã do Norte, Matupá e Teles Pires plotam nos campos assinalados em cinza.

A sequência de eventos relacionados à metalogênese magmática-hidrotermal na PMJTP pode ser resumida da seguinte forma: 1) Edificação do Arco Magmático Cuiu-cuiu com a geração de magmas sin, tarde e pós orogênicos, representados respectivamente pelo Complexo Cuiu-cuiu, Suíte Pé Quente e Suíte Nhandu, e de possíveis mineralizações magmático-hidrotermais em cerca de ~2,05 – 1,95 Ga; 2) Exumação e erosão das porções epizonais do AMCC e da maioria das mineralizações eventualmente formadas nestes ambientes; e 3) Geração de magmas bimodais intraplaca no período entre 1,91 e 1,76 Ga, com picos magmáticos entre 1,90 e 1,89 Ga (Suíte Guarantã do Norte), 1,87-1,85 (Suíte Matupá) e 1,80-1,76 (Suíte Teles Pires e Grupo Colíder), geração de sistemas pórfiro intracontinentais, análogos aos descritos por Pirajno and Zhou, (2014) no leste e nordeste da China, e remobilização das mineralizações previamente formadas e preservadas na fase de arco na crosta da Província Tapajós Parima.

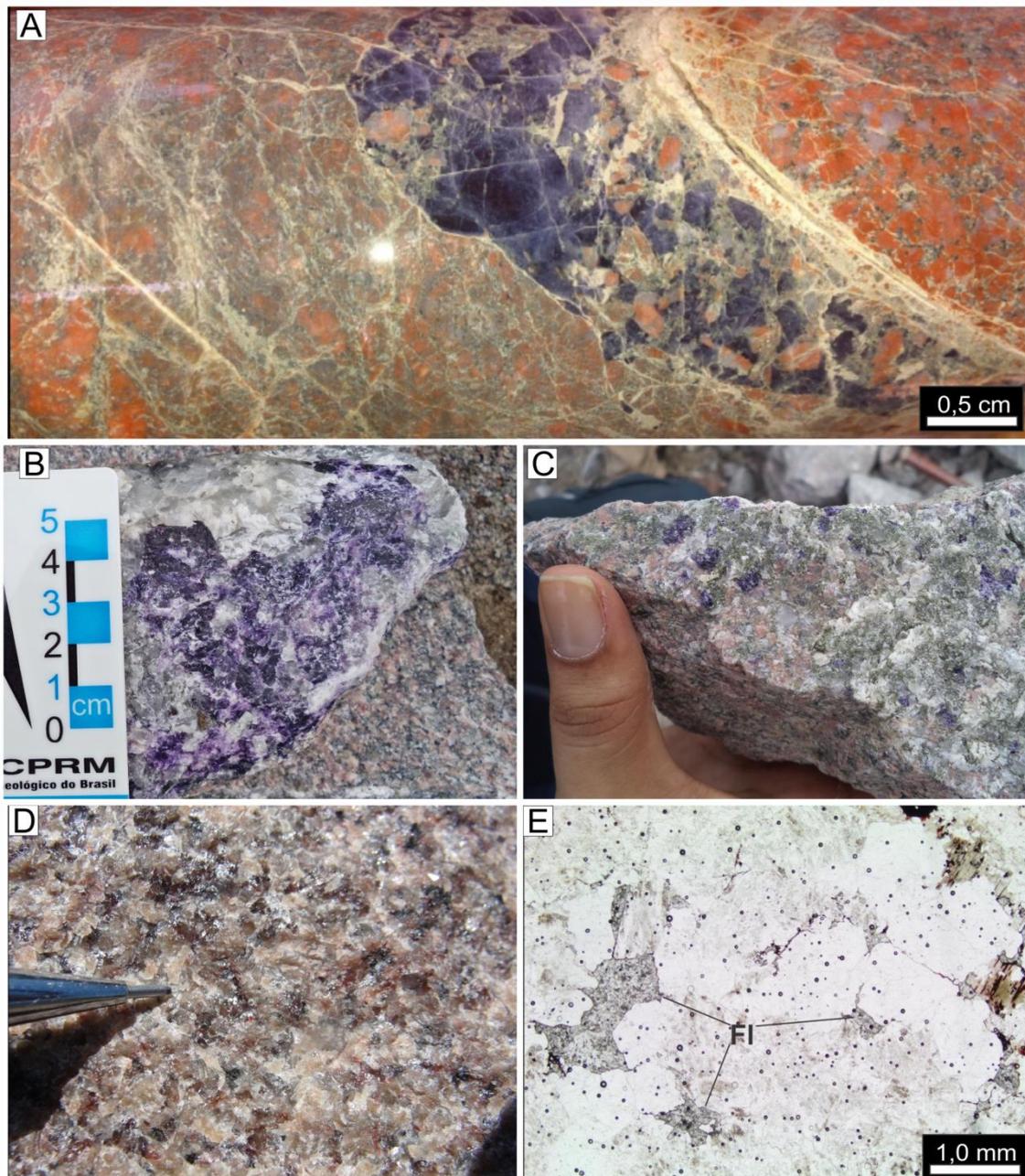


Figura 3.24 - A) Testemunho de sondagem do depósito do Paraíba mostrando granito avermelhado cortado por brecha hidrotermal rica em fluorita e carbonato (foto de Diógenes Vial). B e C) Monzogranito cortado por veios de carbonato, fluorita e epidoto no depósito Serrinha de Matupá. D) Granito da suíte Teles pires. Os pontos de coloração castanha são fluoritas. E) Fotomicrografia de seção delgada (LT, N//) mostrando fluorita intersticial. A seção foi feita na amostra da Fig. 3.23. D

3.9.4. Relação das mineralizações na PMJTP com magmas máficos

Na porção leste da PMJTP é observada uma forte correlação entre mineralizações auríferas e a presença de diques máficos aflorantes ou marcados por anomalias magnéticas em imagens geofísicas (Pinho *et al.*, 2003; Rios *et al.*, 2017 e

2018) associados às suítes máficas Flor da Serra (Moreton & Martins, 2005) e Vespôr. Esses diques máficos, ainda pouco estudados, interagem com as suítes Matupá e Teles Pires, guardando abundantes feições de mistura do tipo *mixing* e *mingling* e configurando magmatismos bimodais.

Neste sentido, destaca-se a fonte magmática mantélica, obtida neste trabalho, nas análises de isótopos de C e O em amostras de carbonatos associados ao minério no Depósito Serrinha de Guarantã (Fig. 3.20).

Einaudi *et al.* (2001) sugerem que a capacidade de magmas mantélicos em prover fluidos extremamente concentrados em Au podem ser uma explicação para abundância de veios ricos (*bonanza veins*) em depósitos epitermais associados a ambientes extensionais. Segundo esses autores, fluidos hidrotermais fortemente concentrados em enxofre reduzido (H₂S), são capazes de carregar grandes quantidades de Au e precipitá-lo durante um processo de efervescência rápida (*rapid boiling*). Além disso, magmas máficos relacionados a *rifts* geralmente são mais ricos em enxofre se comparados aos mesmos tipos de magma em outros ambientes.

3.10. Conclusões

Este estudo apresenta uma caracterização das rochas hospedeiras, da deformação, do zoneamento das alterações hidrotermais e dos metais no depósito Serrinha de Guarantã. Os novos dados geocronológicos obtidos, aliados às compilações relacionadas ao controle estrutural dos depósitos e aos dados geoquímicos e geocronológicos disponíveis, permitiram uma compreensão mais detalhada da evolução metalogenética da Província Mineral Juruena Teles Pires.

Nesse contexto, é possível listar as seguintes conclusões baseadas nos dados apresentados:

- 1) O depósito de Au-Cu (Ag) Serrinha de Guarantã é controlado por zonas de cisalhamento e hospeda-se, sobretudo, em flogopita xistos e anfibolitos de composições ultramáfica e máfica, respectivamente, e subordinadamente em ortognaisse migmatítico, metadiorito e leucomonzogranito. Análises U-Pb em zircão forneceram as idades de 1977 ± 6 Ma (LA-ICPMS) para o metadiorito, que se associa à Suíte Pé Quente e configura parte do Arco Magmático Cuiu-Cuiu, de 1973 ± 3 Ma (LA-ICPMS) para um flogopita-xisto de composição ultramáfica, que também se insere no contexto do Arco Magmático Cuiú-Cuiú e de 1899 ± 12 Ma (SHRIMP) para o leucomonzogranito, que

pertence à Suíte Guarantã do Norte e provavelmente tenha relação genética com a mineralização. Essas idades são interpretadas como idades de cristalização dos protólitos.

2) As rochas do depósito encontram-se afetadas por dois eventos deformacionais. O evento mais antigo, relacionado à orogênese Cuiu-Cuiu, ocorre em duas fases deformacionais (D_n e D_{n+1}) e é pré-mineralização. O evento posterior, relacionado à fase transtrativa pós-orogênica, ocorre em apenas uma fase deformacional (D_{n+2}), e é sin a pós-mineralização.

3) A alteração hidrotermal no depósito Serrinha de Guarantã ocorre em duas zonas principais: propilítica e potássico-carbonática. A zona propilítica é precoce e distal em relação à mineralização, caracteriza-se por epidotização, carbonatação e cloritização penetrativas e associa-se a um sistema de veios e vênulas de epidoto + clorita + carbonato \pm quartzo \pm flogopita. A zona potássico-carbonática é proximal e contemporânea à mineralização, caracteriza-se por flogopitização e carbonatação penetrativas e associa-se a um sistema de veios e vênulas de Feldspato potássico + quartzo leitoso + calcita laranja + sulfetos de Cu \pm fluorita. Ocorre ainda, um sistema de vênulas posterior à mineralização, caracterizado por vênulas de clorita, quartzo hialino, dolomita, calcita e barita.

4) A forte correlação espacial da mineralização no depósito Serrinha de Guarantã, e também da grande maioria dos depósitos auríferos na PMJTP, com a ocorrência de diques máficos, sugere ligação genética dos depósitos com magmas máficos, que teriam sido provedores de enxofre e metais. A fonte mantélica dos carbonatos hidrotermais, obtida por meio dos dados isotópicos de C e O, também corrobora essa hipótese.

5) O magmatismo bimodal intraplaca atuante no período entre 1,91 e 1,76 Ga, com picos magmáticos entre 1,90 e 1,89 Ga (Suíte Guarantã do Norte), 1,87-1,85 (Suíte Matupá) e 1,80-1,76 (Suíte Teles Pires e Grupo Colíder), foi o principal evento gerador de depósitos magmático-hidrotermais na PMJTP. Devido ao caráter intraplaca do magmatismo, foram gerados sistemas pórfiro não convencionais em contexto intracontinental, análogos aos descritos por [Pirajno and Zhou, \(2014\)](#) no leste e nordeste da China.

Agradecimentos

O Serviço Geológico do Brasil-CPRM é reconhecido com gratidão pelo apoio nos trabalhos de campo e parte do custeio das análises laboratoriais. Agradecemos à Universidade de Brasília pelo apoio e acesso às instalações laboratoriais, à extinta *Rio Novo Gold Inc.*, hoje parte da *Aura Minerals Inc.* e à Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto (COOGAVEPE) pelo acesso aos tesemunhos de sondagem e área do depósito. Os autores também agradecem aos geólogos Paulo Afonso Barbosa, Emílio Miguel Junior e ao administrador Gilson Camboim pela assistência logística nos trabalhos de campo.

3.11. Refências Bibliográficas

- Agangi, A., Kamenetsky, V.S., and McPhie, J., 2010. The role of fluorine in the concentration and transport of lithophile trace elements in felsic magmas: Insights from the Gawler Range Volcanics, South Australia: *Chemical Geology*, v. 273, p. 314–325.
- Albarède, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, A. and Nelson, B., 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochim Cosmochim Acta* 68: 2725-2744
- Allibone, A. H., Windh, J., Etheridge, M. A., Burton, D., Anderson, G., Edwards, P. W., Wysoczanski, R., (1998). Timing relationships and structural controls on the location of Au-Cu mineralization at the Boddington Gold Mine, Western Australia. *Economic Geology*, 93(3), 245-270.
- Alves, C. L., Rizzotto, G. J., Rios, F. S., Gonçalves, G. F., 2019. Áreas de Relevante Interesse Mineral: Projeto Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles-Pires. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
- Assis, R.R., 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Assis, R.R., 2015. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da província de Alta Floresta (MT), craton amazônico: idade das mineralizações, geoquímica e fonte dos fluidos. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Assis, R.R., Xavier, R. P., Creaser, R. A., 2017. Linking the Timing of Disseminated Granite-Hosted Gold-Rich Deposits to Paleoproterozoic Felsic Magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: Insights from Pyrite and Molybdenite Re-Os Geochronology. *Economic Geology*, v. 112, pp. 1937–1957.
- Ayres, L.D., Averill, S.A., Wolfe, W.J., 1982. An Archean molybdenite occurrence of possible porphyry type at Setting Net Lake, Northwestern Ontario, Canada. *Econ. Geol.* 77, 1105–1119.

- Barros, M.A.S.B., Chemale Jr, F., Nardi, L. V. S., Lima, E.F., 2009. Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: Geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*. 27:11-23.
- Beaudoin, G., Pitre, D., 2005. Stable isotope geochemistry of the Archaean Val-d'Or (Canada) orogenic gold vein field. *Mineral. Deposita* v.40, p.59–75.
- Bittencourt, J. S., Juliani, C., Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., Bastos Neto, A. C., Klein, E. L., Assis, R. R., Leite JR, W. B., Moreto, C. P. N., Fernandes, C. M. D., Pereira, V. P., 2016. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: A overview of the presente level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 22-49.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Alenikoff, J.N., Valley, J.W., Mundif, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I. S., Foudoulis C., 2003. Improved 206Pb-238U microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205:115-140.
- Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.). *Rare-earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. p. 63-114.
- Buhn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* v.81, p.1–16.
- Craw, D., Upton, P., Yu, B., Horton, T., Chen, Y., 2010. Young orogenic gold mineralisation in active collisional mountains, Taiwan. *Mineral. Deposita* 45, 631–646.
- Chen, Y.J., and Li, N., 2009. Nature of ore fluids of intracontinental intrusion-related hypothermal deposits and its difference from those in island arcs: *Acta Petrologica Sinica*, v. 25, p. 2477–2508 (in Chinese with English abs.).
- Chen, Y.J., Zhai, M-G., and Jiang, S-Y., 2009 a. Significant achievements and open issues in the study of orogenesis and metallogenesis surrounding the North China continent: *Acta Petrologica Sinica*, v. 25, p. 2695–2726.
- Chen, Y.J., Pirajno, F., Li, N., Guo, D.S., and Lai, Y., 2009 b. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling orogen, Henan province, China: Implications for ore genesis: *Ore Geology Reviews*, v. 35, p. 245–261.
- Deer W. A., Howie A. and Sussman J., (1986). *An interdictio to rock- forming minerals*. 17th. Longman Ltd, 528p. 16.
- Dong, G.C., Santosh, M., Li, S.R., Shen, J.F., Mo, X.X., Scott, S., Qu, K., and Wang, X., 2013. Mesozoic magmatism and metallogenesis associated with the destruction of the North China craton: Evidence from U-Pb geochronology and stable isotope geochemistry of the Mujicun porphyry Cu-Mo deposit: *Ore Geology Reviews*, v. 53, p. 435–445.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95, 21503–21521.

- Duarte, T. B., Xavier, R. P., Rodrigues, J. B., 2019. A review of the geodynamic setting of the Volcanic Domain in the Juruena Magmatic Arc, southwestern Amazon Craton, Brazil, based on geochemical, U-Pb and Sm-Nd data: *Journal of the Geological Survey of Brazil*, vol 2, no 1, 37-73.
- Duuring, P., Cassidy, K.F., Hagemann, S.G., 2007. Granitoid-associated orogenic, intrusion-related and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geol. Rev.* 32, 157–186.
- Echeverri-Misas, C.M., 2015. Geologia e alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozoicas na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA) (Tese de Doutorado). Instituto.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., and Inan, E.E., 2002. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments: *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, p. 000.
- Foster, M. D., 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *US Geological Survey Professional Paper*, Washington, 414A.
- Gaal, G., and Isohanni., 1979. Characteristics of igneous intrusions and various wall rocks in some Precambrian porphyry copper–molybdenum deposits in Pohjanmaa, Finland. *Econ. Geol.* 74, 1198–1210.
- Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. London, Methuen, 384p. Harris, N.B.W., Pearce, J.A., and Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, *in* Coward, M.P., and Ries, A.C., eds., *Collision tectonics: Geological Society of London Special Publication 19*, p. 67–81.
- Hatanaka, T. G. T., 2017. Mineralizações de cobre-ouro associadas a veios de quartzo em zonas de cisalhamento, depósito de Santo Antônio, SW de Guarantã do Norte – MT, Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil. 50p.
- Hou, Z., Pan, X., Li, Q., Yang, Z., and Song, Y., 2013, The giant Dexing porphyry Cu-Mo-Au deposit in EastChina: Product of melting of juvenile lower crust in an intracontinental setting: *Mineralium Deposita*, v. 48, p. 1019–1045.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. A., 1971. Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, n. 8, p.523-548.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Chemical Geology*, v.211,p 47–69.
- Jensen, L.S., Pykes, D.R., 1982. Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G. (Eds.), *Komatiites*. George Allen and Unwin, London, 147-157.
- JICA/MMAJ., 2001. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil - Phase III. 2001. 307p.
- Juliani, C., Rye R.O., Nunes M.D., Snee L.W., Corrêa Silva R.H.C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A., 2005. Paleoproterozoic high-sulphidation mineralization in the

- Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215: 95-125.
- Kesler, S.E., Chryssoulis, S.L., and Simon, G., 2002. Gold in porphyry copper deposits: Its distribution and fate: *Ore Geology Reviews*, v. 21, p. 103–124.
- Lang, J.R., Baker, T., 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36:477-489.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G., (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.
- Le Bas, M.J., Lemaître, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.
- Li, N., Chen, Y.J., Pirajno, F., and Ni, Z.Y., 2012A. Timing of the Yuchiling giant porphyry Mo system, and implications for ore genesis: *Mineralium Deposita*, doi: 10.1007/s00126-0441-4.
- Li, N., Ulrich, T., Chen Y-J., Thomsen, T.B., Pease, V., and Pirajno, F., 2012B. Fluid evolution of the Yuchiling porphyry Mo deposit, EastQinling, China: *Ore Geology Reviews*, v. 48, p. 442–459.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot/Ex version 3.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley, California, Berkeley Geochronology Center Special Publication 4.
- Mao, J.W., Xie, Q.G., Bierlein, F.P., Qu, W.J., Du, A.D., Ye, H.S., Pirajno, F., Li, H.M., Guo, B.J., Li, Y.F., and Yang, Z.Q., 2008. Tectonic implications from Re-Os dating of Mesozoic molybdenum deposits in the East- Qinling-Dabie orogenic belt: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 72, p. 4607–4626.
- Miguel Jr, E., 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 86p.
- Minnit, R.C.A., 1986. Porphyry Copper, Molybdenum Mineralization at Haib River, Southwest Africa/Namibia. *Mineral Deposits of Southern Africa*, Geologic Society of South Africa 2, pp. 1567–1585.
- Miranda, J. G., 1997. A Produção de Ouro no Estado de Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Moreton, L. C., & Martins, E. G., 2005. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita SC.21-Z-B. Brasília, CPRM, CD-ROM; Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB; Projeto Promin Alta Floresta - PROMIN Alta Floresta.
- Morrison, G. W., (1980). Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13, 97–108.
- Moura, M.A., 1998. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.

- Moura, M. A., Botelho, N.F., Olivo, G.R., Kysher, K., 2006. Granite-Related Paleoproterozoic, Serrinha Gold Deposit, Southern Amazonia, Brazil: Hydrothermal Alteration, Fluid Inclusion and Stable Isotope Constraints on Genesis and Evolution: *Economic Geology*, v.101, p. 585–605.
- Néder, R. D., Figueiredo, B. R., Beaudry, C.; Collins, C., Leite, J. A. D., 2000. The Expedito Massive Deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 30, nº 2, p 222 – 225.
- Oliveira C.G., Bedran de Oliveira F., Della Giustina M.E.S., Marques G.C., Dantas E.L., Pimentel M.M., Bunh B. M., 2015. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil: Constraints on the Metalogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. 2015, *Ore Geology Reviews*, v. 72, p. 1-21.
- Oreskes, N., Einaudi, M.T., 1992. Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam; preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology*, v. 87, pp. 64-90.
- Paes de Barros, A.J., 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Pearce, J., Harris, N., Tindle, A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, n.25, p.956-983.
- Pinho, M.A., Chemale, F., Van Schmus, W.R., Pinho, F.E., 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1):1-25.
- Pokrovski G.S., Borisona A.Y., Bychkov A.Y., 2013. Speciation and transport of Metals and Metalloids in Geological Vapors. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol. 76. pp. 165 – 218.
- Pirajno, F., Zhou, T.F., 2014. Intracontinental porphyry and porphyry-skarn mineral systems in eastern China: scrutiny of a special case "made-in-China". *Econ. Geol.* p.603-629.
- Renac, C., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., Ronchi, L.H., Nardi, L.V.S., Laux, J.H., 2014. Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry epithermal system: the Uruguay mine, southern Brazil. *Ore Geol. Rev.* 60, 146–160.
- Richards, J. P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 98, p. 1515–1533.
- Rios, F. S., 2012. Caracterização petrográfica e mineralógica da alteração hidrotermal no depósito de Pb-Zn (Cu-Ag) de Santa Maria, distrito mineiro de Camaquã (RS). Monografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- Rios, F. S., Miguel Júnior, E., Alves, C. L., Rizzotto, G. J., 2017. Implicações na Gênese e Controle Estrutural das Mineralizações Auríferas Hospedadas em Rochas Tapajônicas na Região de Peixoto de Azevedo-MT. XV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. 3-6 de Setembro, Goiânia, Brasil.
- Rios, F. S.; Alves, C. L.; Rizzotto, G. J.; Gonçalves, G. F. 2018. Implicações na Gênese e controle estrutural das mineralizações auríferas nas rochas do Domínio Peixoto de Azevedo, Província Tapajós-Prima, Craton Amazônico. *Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia*. 20 – 24 de agosto de 2018, Rio de Janeiro, Brasil.

- Rizzotto, G.J., & Quadros, M.L.E.S., 2005. Geologia do Sudoeste do Cráton Amazônico. In: HORBE, Adriana Maria Coimbra; SOUZA, Valmir da Silva (Coords.). Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: SBG - NO, 2005. v.4. 254 p. il. p.69-84.
- Rizzotto, G. J., Alves, C. L., Rios, F. S., Lopes, L.L., Duarte, T. B., Gonçalves, G. B., Silva A. B., Eberhardt, D.B., Alves, F. M., 2016. Carta Geológica Preliminar: ARIM Juruena-Teles Pires. CPRM: Serviço Geológico do Brasil-Mapa Geológico- Escala 1:300.000.
- Robb, L., 2006. Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publishing, Australia, p. 373.
- Rodrigues, R.M., 2012. Caracterização geológica e metalogenética do Depósito X1 – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT). Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado, 70p.
- Roth, E., Groves, D., Anderson, G., Daley, L., Staley, R., 1991. Primary mineralization at the Boddington Gold Mine, Western Australia: an Archean porphyry Cu–Au–Mo deposit. In: Ladeira, E.A. (Ed.), Symposium Brazil Gold'91, pp. 481–488.
- Santos, J. O. S., 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS C, VIDOTTI R.M., GONÇALVES J.H. (eds.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, il. p.169-226.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. New understanding of the Amazon Craton Provinces, based on field work and radiogenic isotope data. Gondwana Research, n.3, p.453-488.
- Santos, A. C., Geraldés, M. C., Santos, W. H., Ferreira, L. O., 2018. Paraíba Ore and the Alta Floresta Gold Province (SW Amazon Craton): Petrography, Pb and S Isotopes in Pyrite from Mineralized Vein. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil. p. 690-701.
- Sarkar, S.C., Kabiraj, S., Bhattacharya, S., Pal, A.B., 1996. Nature, origin and evolution of the granitoid-hosted Early Proterozoic copper–molybdenum mineralization at Malanjkhand, Central India. Mineral. Deposita 31, 419–431.
- Scandolara, J.E., Correa, R.T., Fuck, R.A., Souza, V.S., Rodrigues, J.B., Ribeiro, P.S.E., Frasca, A.A.S., Saboia, A.M., Lacerda Filho, J.V., 2017. Paleo-Mesoproterozoic arc accretion along the southwestern margin of the Amazonian craton: the Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent. Journal of South American Earth Sciences. 73, 223-247.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features: Economic Geology 100TH Anniversary Volume, p. 251–298.
- Serrato, A.A.A., 2014. Geocronologia e evolução do sistema hidrotermal do depósito aurífero de Juruena, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 83p.
- Sikka, D.B., Nehru, C.E., 2002. Malanjkhand copper deposit, India: is it not a porphyry type? J. Geol. Soc. India 59, 339–362.
- Sillitoe, R.H., 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: Economic Geology, v. 67, p. 184–197.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems: Economic Geology, v. 105, p. 3–41.

- Silva, M. G., & Abram, M. B., 2008. Projeto Metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, 16, Goiânia, 212p.
- Simon, G., Kesler, S.E., Essene, E.J., and Chryssoulis, S.L., 2000. Gold in porphyry copper deposits: Experimental determination of the distribution of gold in the Cu-Fe-S system at 400° to 700°C: *Economic Geology*, v. 95, p. 259–270.
- Simpson, R., Poos S., Ward, M., Altman, K., 2010. Technical Report And Audit of The Preliminary Resource Estimate on The Guarantã Gold Project Mato Grosso State – Brazil., Martson & Martson Inc, St. Louis, Missouri, USA.
- Souza, J. O., Frasca, A. A. S., Oliveira, C. C. (Org.), 2005. Geologia e recursos minerais da província mineral de Alta Floresta: relatório integrado. Escala 1:500.000: Folhas SC.21-V-D - Rio São João da Barra, SC.21-X-C - Alta Floresta, SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita; Estados de Mato Grosso e do Pará. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).
- Stein, H.J., Hannah, J.L., Zimmerman, A., Markey, R.J., Sarkar, S.C., Pal, A.B., 2004. A 2.5 Ga porphyry Cu–Mo–Au deposit at Malanjhand, central India: implications for Late Archean continental assembly. *Precambrian Res.* 134, 189–226.
- Taylor, H.P., Frechen, J., Degens, E.T., 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatite from the Leacher See district, West Germany and the Alno district, Sweden. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 31:407-430.
- Teixeira, W., Reis, N.J., Bettencourt, J.S., Klein, E.L., Oliveira, D.C., (2019). Intraplate Proterozoic Magmatism in the Amazonian Craton Reviewed: Geochronology, Crustal Tectonics and Global Barcode Matches. In: Srivastava R., Ernst R., Peng P. (eds) *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective*. Springer Geology. Springer, Singapore Thompson J.F.H., Sillitoe R.H, Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34: 323-334.
- Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen, J.K., 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34: 323-334.
- Veizer, J., and Hoefs, J., 1976. The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 40, p. 1387-1395.
- Wood DA, Joron JL, Treuil M, Norry M, Tarney J (1979) Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib Mineral Petrol* 70:319– 339.

4. GEOQUÍMICA DAS OCORRÊNCIAS AURÍFERAS NA PROVÍNCIA MINERAL JURUENA-TELES PIRES, SUL DO CRATON AMAZONICO

Resumo

A Província Mineral Juruena-Teles Pires localiza-se na porção centro-norte do Brasil e compreende uma faixa de aproximadamente 500 km, num *trend* W-NW/E-SE, contendo cerca de 200 ocorrências de Au.

A atividade garimpeira realizada na região nas últimas décadas promoveu remoção e deposição de grandes volumes de material nas imediações dos depósitos, dificultando a execução de trabalhos de prospecção geoquímica de solo e sedimentos de corrente e por conta disso, neste trabalho foram analisadas mais de uma centena de amostras de rocha em zonas potencialmente mineralizadas, e os resultados obtidos permitiram agrupar ocorrências com as associações de Au com Cu (Ag-Mo); Pb-Zn (Ag); Mo (Cu-Sn); As e Ag, Bi, Te.

Amostras com ouro livre ou electrum foram analisadas em microsonda eletrônica e mostraram composições típicas de depósitos epitermais e depósitos pórfiro ricos em ouro.

As associações geoquímicas obtidas, a composição do ouro e electrum, as alterações hidrotermais nos diversos depósitos visitados, bem como os dados de inclusões fluidas da literatura indicam a atuação de sistemas epitermais na região.

Dados geocronológicos e geoquímicos compilados de bibliografias mostram que as mineralizações se deram concomitantemente a um expressivo magmatismo ácido cálcio-alkalino de alto K a alcalino, que gerou as rochas do par plutono-vulcânico Teles Pires-Colíder.

Palavras Chave: sistema pórfiro-epitermal, paleoproterozoico, alteração hidrotermal, geoquímica.

Abstract

The Juruena-Teles Pires Gold Province is located in the north central portion of Brazil and comprises a range of nearly 500 km, in a W-NW / E-SE trend, containing nearly 200 Au occurrences.

The garimpeira activity carried out in region during the last decades promoted removal and deposition of large material volumes close the deposits, complicate geochemical prospecting on soil and sediments and because of this, in this work, more than a hundred rock samples were analyzed in potentially mineralized zones, and the results obtained allowed grouping of occurrences with the associations of Au with Cu (Ag-Mo); Pb-Zn (Ag); Mo (Cu-Sn); As and Ag, Bi, Te.

Samples with free gold or electrum were analyzed in electron microprobe and showed typical compositions of epithermal and gold rich porphyry deposits.

The geochemical associations obtained, the gold and electrum composition, the hydrothermal alterations in the various deposits visited, as well the data of fluid inclusions present in the literature indicate the performance of epithermal systems in the region.

Geochronological and geochemical data compiled from bibliographies show that the mineralizations occurred at the same time with an expressive calcium-alkaline to high K calcium-alkaline magmatism, which generated the rocks of the Teles Pires-Colíder plutono-volcanic pair.

Keywords: *porphyry-epithermal system, paleoproterozoic, hydrothermal alteration, geochemistry.*

4.1. INTRODUÇÃO

A ocupação do território e as descobertas de ouro na porção norte do estado de Mato Grosso são recentes, iniciando-se timidamente nos anos 1960, mas com destaque apenas no fim da década de 1970 (Miranda, 1997). A produção histórica de ouro na região é estimada em cerca de 180 toneladas. Trata-se de uma quantia importante de ouro, principalmente considerando-se que ela se deu num curto espaço de tempo (sobretudo nos anos 1980), em condições de infraestrutura precária e totalmente de forma artesanal (garimpagem). Empresas de mineração têm feito trabalhos de exploração mineral nas últimas três décadas, cubando jazidas auríferas de pequeno porte (exs. Paraíba, Cajueiro, Juruena, Guarantã Ridge, X1, e Serrinha de Guarantã). No entanto, nos últimos três anos, a descoberta de extensas mineralizações de cobre pórfiro (prospecto Jaca) tem levado a uma nova etapa de intensa exploração mineral na região, atraindo mineradoras de grande porte. Somente nos anos de 2017 e 2018 foram requisitadas e concedidas pela Agência Nacional de Mineração-ANM, 917 autorizações de pesquisa de ouro e metais base no norte de Mato Grosso, totalizando uma área de 55 mil km²

O destaque da região sempre foi o ouro, entretanto, em vista das novas e importantes descobertas de metais base nos últimos anos, propõe-se, neste trabalho, denominar a então chamada Província Aurífera de Alta Floresta (Dardene e Schobbenhaus 2001) ou Província Mineral Juruena-Teles Pires de Província Mineral Juruena-Teles Pires (PMJTP), a qual pode ser dividida em dois principais distritos – o Distrito de Peixoto de Azevedo, a leste, e o Distrito Juruena-Paranaíta, a oeste.

O conhecimento geológico e metalogenético da região avançou muito nos últimos 20 anos, destacando-se os trabalhos de mapeamento regional realizados pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil (Sousa *et al.*, 2005 e Alves *et al.*, 2019 *no prelo.*), os trabalhos de metalogenia (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006; Pinho *et al.*, 2003; Silva & Abram, 2008; Paes de Barros, 1994 e 2007; Miguel Jr, 2011; Serrato, 2014; Trevisan, 2015; Assis, 2011 e 2015; Assis *et al.*, 2017; Hatanaka, 2017 e Lima Jr, 2017) e os trabalhos prospectivos disponíveis para consulta (JICA/MMAJ, 2001; Simpson *et al.*, 2010 e Hulse *et al.*, 2016). Apesar dessa evolução, a PMJTP ainda está longe de ter um *status* de conhecimento considerado maduro, tanto do ponto de vista metalogenético quanto geotectônico. O ambiente geodinâmico de formação das rochas magmáticas paleoproterozoicas e também a gênese das mineralizações auríferas de mais de uma

centena de jazimentos, que incluem ocorrências, garimpos e depósitos de pequeno a médio porte, ainda é alvo de debates e controversas. Alguns autores atribuem o magmatismo ácido atuante na região no período de ~1,81 – 1,76 Ga como gerado em ambiente de arco magmático (Santos *et al.*, 2000, Souza *et al.*, 2005, Scandolara *et al.*, 2017, Assis, 2015), enquanto outros interpretam-no como um magmatismo intraplaca gerado em ambiente extensional (Neder *et al.*, 2002, Rizzotto & Quadros, 2005, Barros *et al.*, 2009; Rizzotto *et al.*, 2016; 2019; Teixeira *et al.*, 2017). Da mesma forma, os depósitos são classificados como gerados em sistemas orogênicos (Paes de Barros, 1994), Intrusion Related Gold Systems (Paes de Barros, 2007, Silva & Abram, 2008), e pórfiro-epitermal (Moura, 1998; Assis, 2011 e 2015; Assis *et al.*, 2017).

Neste sentido, este trabalho visa contribuir com o conhecimento metalogenético da região por meio de uma compilação de dados de inclusões fluidas, obtidos na literatura, e de dados geoquímicos e de química mineral obtidos em amostras de diversos garimpos da região.

4.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Na região da Província Mineral Juruena-Teles Pires, ocorrem, a leste, as rochas da Província Tapajós-Parima, que são agrupadas no Domínio Peixoto de Azevedo (Santos, 2003, Fig. 4.1), constituído por gnaisses, metagranitoides e anfibolitos pertencentes ao Complexo Cuiu-Cuiu (~2,05-1,99 Ga), granitoides indeformados a levemente deformados das suítes Pé Quente (~1,99-1,97 Ga) e Nhandu (~1,97-1,95 Ga) e vulcânicas intermediárias a ácidas da Formação Jarinã (~1,99 Ga), que representam magmatismo de arco de margem continental (Alves *et al.* 2019 *no prelo*). Intrudindo as rochas de arco magmático, ocorrem rochas plutônicas com características de ambiente pós-orogênico a anorogênico, geradas no intervalo aproximado de 1,90 a 1,86 Ga, sendo representadas pelas suítes Garantã do Norte (granodioritos e monzogranito ~1,90-1,89 Ga- Miguel Jr, 2011; Assis, 2015; Alves *et al.* 2019 *no prelo*), Matupá (monzo e sienogranitos ~ 1,89-1,86 Ga) e rochas máficas da Suíte Intrusiva Flor da Serra (~1,90 a 1,86 Ga – Martins & Moreton, 2005; Alves *et al.* *no prelo*). Remanescentes do embasamento Arqueano no Domínio Peixoto de Azevedo são representados por afloramentos pontuais de gnaisses tonalítico-trondhjemíticos (2,7-2,9 Ga - Paes de

Barros, 2007) que ocorrem como *inliers* em meio às rochas Paleoproterozoicas do Domínio Peixoto de Azevedo.

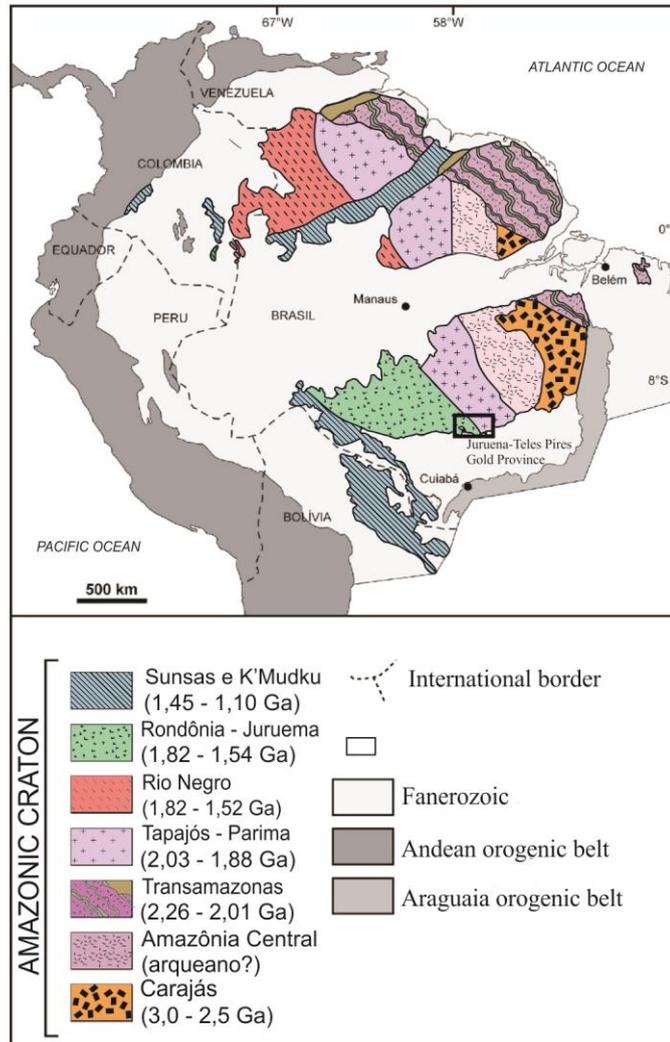


Figura 4.1 – Mapa geológico do Cráton Amazônico, dividido em províncias geocronológicas orientadas de noroeste para sudoeste (Santos et al., 2003).

A Província Província Rondônia-Juruena (PRJ) é formada por um conjunto litológico que compreende uma faixa contínua de rochas de aproximadamente 1.150 km de extensão por 300 km de largura, alongada no sentido leste-oeste, com idades Sm-Nd, no geral, <2,20 Ga. Esse conjunto caracteriza-se por: **1)** domínio gnáissico migmatítico de alto grau que compreende as rochas para e ortoderivadas (migmatíticas-granulíticas) do Complexo Nova Monte Verde (~ 1,81 – 1,77 Ga); além das rochas máficas da Suíte Vespør; **2)** magmatismo plutônico félsico de ~1,81 a 1,76 Ga que compreende a Suíte Juruena (Fácies São Pedro, Nova Canaã e Paranaíta); **3)** vulcanismo félsico de ~1,813 a

1,76 Ga que compreende o Grupo Colíder e as intrusivas sin-vulcânicas da Suíte Teles Pires (~1,79-1,75Ga), além de enxame de diques de diabásio associados; e 4) sequências sedimentares pós-vulcanismo Colíder (Dardanelos-Caiabis-Serra Formosa, < 1,71Ma) (Rizzoto *et al.*, 2019; Alves *et al.*, 2019 *no prelo*, Fig. 4.2).

As rochas magmáticas da Província Rondônia-Juruena (PRJ) são interpretadas por diversos autores como geradas em ambiente de margem de placa ativa a partir da subducção de crosta oceânica sob a crosta pretérita Tapajós-Parima (Santos *et al.*, 2000, Souza *et al.*, 2005, Scandolaro *et al.*, 2017, Assis, 2015, Duarte *et al.*, 2019). Tal interpretação baseia-se, entre outros fatores, no quimismo do magmatismo, com padrões de elementos traço e ETR semelhantes aos das fontes do manto litosférico subcontinental enriquecidas por fluidos da zona de subducção, na forma dos cinturões vulcânicos e na metalogênese, com presença de sistemas do tipo pórfiro-epitermal. A subducção teria cessado em cerca de 1,63 Ga com a colisão de um bloco continental vindo de sul, gerando metamorfismo de alto grau nas rochas do Complexo Nova Monte Verde (Scandolaro *et al.*, 2017). Entretanto, outros autores atribuem a geração das rochas ígneas a um magmatismo intraplaca em ambiente extensional e destacam a falta de alguns elementos comumente presentes em terrenos gerados em ambientes orogênicos, tais como *nappes* e estruturas cavalgantes de baixo ângulo, prisma acrescionário, zona de sutura e paragênese metamórfica de alta pressão (Neder *et al.*, 2002, Rizzotto & Quadros, 2005, Barros *et al.*, 2009; Rizzotto *et al.*, 2016; 2019; Teixeira *et al.*, 2018). Segundo Rizzotto *et al.*, 2019, o metamorfismo de alto grau imposto sobre as rochas do Complexo Nova Monte Verde foi gerado por fusão parcial de crosta pretérita (Tapajós-Parima) promovido por *underplating* de magma basáltico. Na sequência, ocorreu exumação do núcleo metamórfico posicionando-se lado a lado com granitóides deformados de mesma idade.

A norte das rochas cristalinas pertencentes às províncias Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena ocorrem coberturas sedimentares paleozoicas do *Graben* do Cachimbo (Grupo Alto Tapajós).

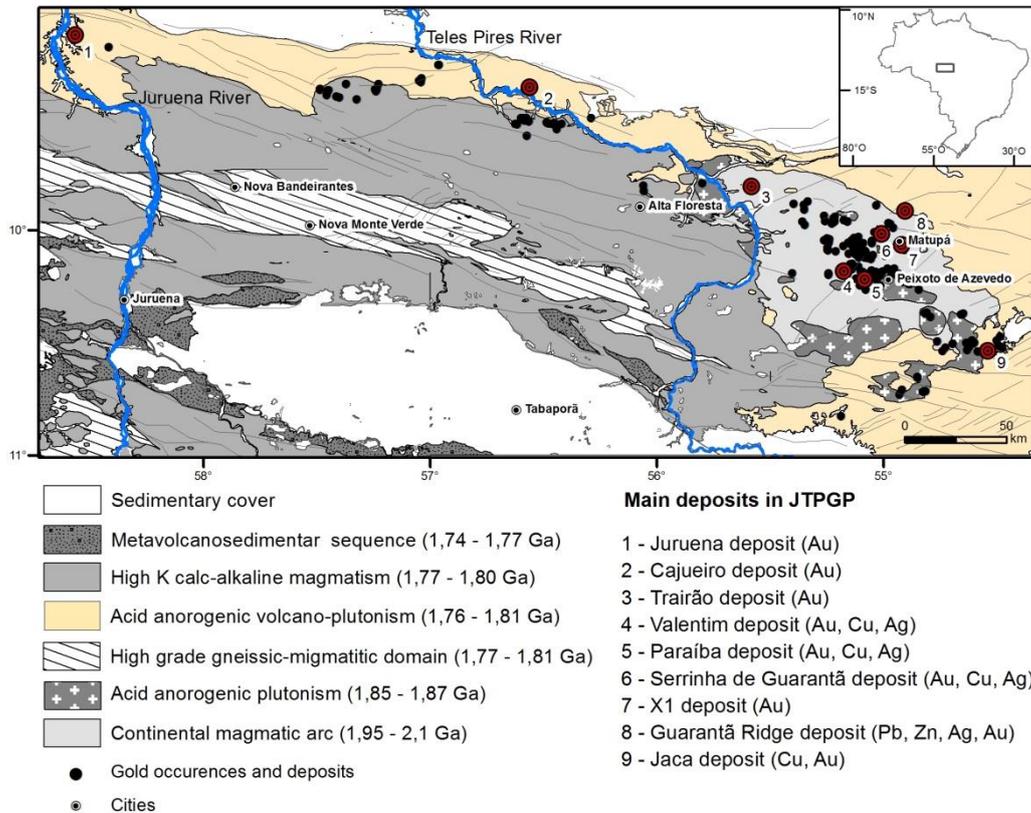


Figura 4.2 – Mapa geológico da PMJTP com as ocorrências auríferas de origem magmática-hidrotermal (modificado de Alves *et al.*, 2019). Os principais depósitos, enumerados e marcado com círculos vermelhos no mapa, estão listados na porção direita da legenda.

4.3. MÉTODOS ANALÍTICOS

Geoquímica

Análises de rocha (veios de quartzo mineralizados) foram realizadas no laboratório SGS Geosol, Brasil. Os elementos traço foram determinados por ICPMS seguido de uma digestão ácida (1HCl / 1HNO₃ / 1HF / 1HClO₄) de amostras de 0,1 g. O Au foi determinado por ensaio de fusão (*fire assay*).

As análises em *electron* foram realizadas em seções delgadas polidas utilizando-se uma Microsonda Eletrônica Cameca SX-50 totalmente automatizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília (UnB). As análises de dispersão de comprimento de onda (WDS) foram realizadas a uma voltagem de aceleração de 15 kV e uma corrente de feixe de 25 nA com tempo de contagem de fundo definido como metade do tempo de contagem de pico. Tanto os padrões de minerais sintéticos quanto os de minerais naturais foram utilizados para as análises e os mesmos padrões e procedimentos foram reanalisados ao longo da sessão.

4.4. RESULTADOS ANALÍTICOS

Geoquímica

A intensa atividade garimpeira realizada na região da PMJTP nas últimas décadas promoveu remoção e deposição de grandes volumes de material nas imediações dos depósitos. Deste modo, a geoquímica de solo e sedimentos de corrente pode não ser confiável, de forma que a amostragem de rocha *in situ* se torna a principal ferramenta de prospecção geoquímica na região. Por esse motivo foram analisadas ao longo da PMJTP cerca de 130 amostras em zonas potencialmente mineralizadas incluindo veios de quartzo com sulfetos, brechas, zonas de stockwork e saprolito. Estão reportados neste trabalho apenas os resultados anômalos em metais preciosos e/ou de base, incluindo 47 amostras (Tab. 4.1).

Tabela 4.1 – Resultados analíticos de análises geoquímicas em rocha

Amostra	Lat.	Long.	Jazimento	Au	Ag	Ag/Au	Cu	Bi	Pb	Zn	As	Mo	Sb	Te	Sn	W
FS-33 E	-10,183329	-55,175053	VALENTIM	1722,49	1231,00	0,71	10000,00	235,74	139,30	139,00	3,00	0,82	0,10	12,11	2,90	1,60
CA-14C	-10,116950	-55,077616	PETECA	410,23	95,00	0,23	918,10	59,50	76,50	403,00	279,00	4,79	1,85	40,58	2,70	32,10
CA-15D	-10,122835	-55,083529	VIUVA	253,14	10,00	0,04	2024,10	70,37	132,30	321,00	211,00	1,51	0,11	15,81	3,70	68,60
FS-33 J	-10,183329	-55,175053	VALENTIM	165,16	117,00	0,71	461,30	134,72	44,30	30,00	12,00	5,90	1,13	20,55	1,70	3,00
CA-15E	-10,122835	-55,083529	VIUVA	78,08	16,00	0,20	1020,00	24,53	109,80	1368,00	82,00	0,83	0,17	4,83	0,60	0,40
FS-06 B	-10,123941	-55,059027	QUEIRÓS	78,02	378,00	4,84	46,30	13,34	37,90	17,00	85,00	3,17	0,05	185,72	1,30	2,10
FS-33 A	-10,183329	-55,175053	VALENTIM	67,68	31,00	0,46	7307,90	14,79	26,60	59,00	1,00	1,01	0,12	3,56	1,80	3,40
FS-09 B	-10,108822	-55,090362	JOÃO FIDELIS	44,51	6,37	0,14	10000,00	14,36	8,90	12,00	9,00	10,85	0,05	5,41	0,80	2,80
GG-16A	-10,492018	-54,610501	BIGODE	44,27	10,00	0,23	80,60	33,20	572,70	174,00	57,00	8,20	1,06	12,17	0,40	0,50
FS-03 D	-10,248814	-55,013273	CIDINHA	40,75	4,88	0,12	1137,10	74,93	50,70	46,00	82,00	6,66	0,23	63,53	5,50	18,30
GG-16B	-10,492018	-54,610501	BIGODE	29,41	41,00	1,39	1343,00	3,77	75400,00	32300,00	74,00	16,30	1,60	9,75	0,40	21,50
GG-04B	-10,522723	-54,475692	CARLINHOS	28,89	3,60	0,12	147,50	2,70	21,30	27,00	258,00	10,69	5,46	1,30	0,70	6,80
FS-20 D	-10,367768	-54,810006	BARBA	17,90	4,82	0,27	1674,80	12,84	30,30	164,00	5,00	11,19	0,13	2,86	2,00	6,00
LL-022-3	-9,523908	-56,452785	FILÃO DO LUIZÃO	15,02	71,00	4,73	1120,90	158,99	148,50	80,00	13,00	8,71	0,12	3,86	2,90	8,80
FS-09 A	-10,108822	-55,090362	JOÃO FIDELIS	14,07	0,02	0,00	1777,00	19,00	13,90	6,00	171,00	552,54	2,50	89,33	1,30	11,90
TD-001A	-9,365957	-56,560401	CAJUEIRO	11,94	5,17	0,43	283,80	29,28	39,00	53,00	637,00	96,45	1,11	0,46	22,40	3,00
FS-33 F	-10,183329	-55,175053	VALENTIM	10,10	25,00	2,47	10000,00	58,83	38,40	77,00	6,00	3,47	0,18	6,67	1,80	5,10
LL-023J	-9,521505	-56,485746	WALDEMAR	9,37	0,27	0,03	183,90	4,36	65,10	79,00	2,00	5,73	0,26	0,21	0,60	1,30
CA-26D	-10,023626	-55,010421	SERR. DE GUARANTÃ	8,86	44,00	4,96	10000,00	37,47	3,40	6,00	1,00	0,16	0,05	3,28	1,40	0,20
GG-10A	-10,502668	-54,599881	PICA-PAU	8,68	2,03	0,23	393,40	8,49	74,20	152,00	8,00	62,92	1,90	6,40	9,30	7,70
GG-50B	-10,396789	-56,441762	GIL	8,40	1,14	0,14	86,40	3,79	142,10	25,00	128,00	0,41	0,99	0,20	0,40	1,10
CA-21B	-9,962803	-55,160947	LUIZÃO	8,16	0,97	0,12	35,90	29,68	40,10	22,00	336,00	0,96	0,33	1,68	9,10	3,50
TD-001B	-9,365957	-56,560401	CAJUEIRO	7,45	1,78	0,24	97,40	14,47	88,30	77,00	289,00	10,41	0,85	0,32	28,00	4,30
TD-015	-9,529344	-56,616741	TD-15	7,35	1,50	0,20	893,80	340,66	188,70	592,00	5,00	3,40	1,07	18,71	1,40	21,90

CA-21D	-9,962803	-55,160947	BASÍLIO	7,00	246,00	35,15	10000,00	111,85	110,00	50,00	203,00	7,73	2,85	0,68	1,10	0,30
GG-18	-10,503523	-54,618671	CARRAPATO	5,91	114,00	19,28	1226,20	340,85	7596,10	930,00	94,00	51,21	1,90	76,46	0,50	3,50
FS-36 A	-10,078066	-55,247903	BERGÃO	5,85	2,46	0,42	75,20	5,46	23,60	32,00	1,00	0,95	0,35	2,48	3,60	13,80
GG-51A-1	-10,420833	-56,368889	FAZENDA CECÍLIA	5,73	0,92	0,16	32,50	5,40	20,20	202,00	3,00	5,76	0,26	1,34	5,20	9,10
FS-33 B	-10,183329	-55,175053	VALENTIM	4,68	42,00	8,97	10000,00	8,90	16,90	38,00	11,00	4,76	0,10	7,93	4,70	4,20
CA-16B	-10,221259	-55,084212	PARAÍBA	3,18	1,04	0,33	429,30	1,88	4,70	104,00	4,00	0,48	0,05	0,72	2,50	2,00
FS-20 A	-10,367768	-54,810006	BARBA	2,89	0,69	0,24	815,70	3,84	11,60	106,00	1,00	7,74	0,15	0,92	0,80	0,50
GG-08C-1	-10,717848	-54,814810	FILAO 44 FIG. BR.	2,87	8,16	2,84	10000,00	112,44	172,40	28,00	13,00	4,06	0,26	0,40	0,70	0,50
CA-31 A	-9,964272	-55,220614	LUIZÃO	1,99	0,93	0,47	11,30	6,19	10,80	24,00	125,00	0,84	0,40	0,96	11,50	3,80
GG-50A	-10,396789	-56,441762	GIL	1,45	0,45	0,31	22,50	0,42	53,00	18,00	467,00	0,53	2,46	0,08	0,60	1,80
GG-20	-10,516259	-54,620912	TOLIGADO	1,39	1,38	1,00	36,90	2,16	59,40	129,00	2,00	0,86	1,31	2,36	0,90	3,60
CA-136	-9,914681	-54,904426	GUARANTÃ RIDGE	1,22	78	64,00	353,00	3,30	7649,00	12930,00	4,00	4,21	0,80	1,98	1,00	1,70
FS-20 C	-10,367768	-54,810006	BARBA	1,21	0,64	0,53	79,80	1,86	100,60	31,00	1,00	8,32	0,07	0,51	2,30	5,80
CA-19	-9,940769	-55,216015	RAIMUNDA	1,09	1,49	1,37	564,00	5,32	15,10	29,00	73,00	2,84	1,09	0,45	5,20	5,60
CA-14B	-10,116950	-55,077616	PETECA	0,73	1,66	2,28	33,40	0,39	477,00	942,00	1,00	0,88	0,10	1,58	2,20	6,20
LL-022-2	-9,523908	-56,452785	FILÃO DO LUIZÃO	0,48	1,44	2,99	263,50	2,06	122,60	328,00	<1	0,99	0,33	0,09	3,50	11,20
FS-01C	-10,795700	-55,606700	TAPAJÓS	0,34	4,53	13,52	313,30	64,65	189,70	262,00	3,00	47,80	0,05	1,43	51,10	7,70
GG-09C	-10,514787	-54,618191	PIAUÍ	0,33	0,80	2,45	57,10	1,74	72,10	100,00	56,00	4,49	0,67	0,94	1,00	10,80
FS-10 B	-10,114162	-55,116765	MARIA DAS DORES	0,31	0,71	2,28	117,60	0,36	18,10	8,00	1,00	9,60	0,05	0,65	2,70	4,70
CA-26M	-10,023626	-55,010421	SERR. DE GUARANTÃ	0,31	6,69	21,72	378,90	9,25	3,90	1,00	1,00	0,50	0,30	0,41	1,00	0,50
FS-01D	-10,795700	-55,606700	TAPAJÓS	0,23	2,91	12,49	38,90	19,04	101,60	52,00	3,00	28,33	0,05	0,56	44,00	10,10
GG-09B	-10,514787	-54,618191	PIAUÍ	0,17	0,10	0,57	131,60	2,02	207,60	136,00	8,00	3,08	1,71	0,71	1,20	1,10
GG-17	-10,532676	-54,632983	ADEVALDO	0,17	1,64	9,82	39,10	0,63	290,00	38,00	3,00	2,11	1,44	0,60	0,50	2,00

Os resultados obtidos permitiram agrupar ocorrências com associações geoquímicas em comum, conforme apresentado na Tab. 3. Foram agrupadas ocorrências com a associação de Au com: 1) Cu (Ag-Mo), Fig. 4.3. A, B e C; 2) Pb-Zn (Ag), Fig. 4.3. D, E e F; 3) Mo (Cu-Sn), Fig. 4.3. G, H e I; 4) As, Fig. 3.J e 5) Ag, Bi, Te, Fig 4. 3 K e L. Essas associações podem auxiliar na vetorização para a prospecção de depósitos com a determinação de estados de oxidação dos magmas geradores e conseqüentemente do zoneamento das *commodities* minerais.

Também foram determinados, quando possível, os minerais de minério, de ganga e os minerais hidrotermais localizados nas zonas mais proximais ao minério (Tab. 4.2).

Tabela 4.2 – Ocorrências agrupadas por associações geoquímicas

Cu (Ag-Mo)			
Jazimento	Minério	Ganga	Alter. Hidr. Proximal
VALENTIM	cpy, bo, py, Au	qzo, carb	se, chl
SERR. DE GUARANTÃ	bo, cc, cpy, Au, Ag	qzo, carb	phl, Kf
BASÍLIO	py, cpy, cc	qzo	se
PARAÍBA	py, cpy, Au, Mo	qzo, carb, flu	se, chl
FILAO 44 FIG. BR.	py, cpy	qzo	se, chl
Pb-Zn (Ag)			
Jazimento	Minério	Ganga	Alter. Hidr. Proximal
BIGODE	Py, sph, gal, Au	qzo	se, chl
TD-15	Py, ox. Fe	qzo, cau	não identificada
CARRAPATO	não identificado	não identificado	não identificada
GUARANTÃ RIDGE	Sph, gal, py, cpy	qzo, carb	se
Mo (Cu-Sn)			
Jazimento	Minério	Ganga	Alter. Hidr. Proximal
JOÃO FIDELIS	hem, azrt, malq	qzo	se
PICA-PAU	py	qzo	se, chl
CAJUEIRO	py, ox. Fe	qzo	se
TAPAJÓS	py, bo, ox. Fe	qzo, cc	se, chl
As			
Jazimento	Minério	Ganga	Alter. Hidr. Proximal
CARLINHOS	py	qzo	se, chl
GIL	py, aspy	qzo, cc	se, chl
LUIZÃO	Py	qzo	se
Au (Ag-Bi-Te)			
Jazimento	Minério	Ganga	Alter. Hidr. Proximal
PETECA	py, mt	qzo	se, chl, carb
VIUVA	py, hem, Au	qzo	se
QUEIRÓS	Py	qzo	chl, se, Kf
CIDINHA	Py, ox. Fe	qzo	se
BARBA	Py	qzo	se

WALDEMAR	Py, cpy	qzo	chl, ep, se
BERGÃO	hem, goet	qzo	se
FAZENDA CECÍLIA	não identificado	não identificado	não identificada
TOLIGADO	Py, mt	qzo	se, chl
RAIMUNDA	Py	qzo	se, chl
PIAUI	py	qzo	chl, se, Kf
MARIA DAS DORES	py	se	se
ADEVALDO	não identificado	não identificado	não identificada



Figura 4.3 – Feições dos diferentes minérios em depósitos da PMJTP. A) Minério de Au + Ag + Cu, composto por bornita, pirita e calcopirita e ganga de quartzo no garimpo do Valentim. B) Minério de Au + Ag + Cu composto por bornita + calcocita e ganga de quartzo + flogopita no garimpo Serrinha de Guarantã. C) Minério de Au + Ag + Cu composto por bornita com ganga de quartzo no garimpo do Basílio. D) Minério de Pb + Zn + Ag + Au composto por galena, esfalerita e pirita e ganga de quartzo no alvo Guarantã Ridge. E) Minério oxidado de Pb + Zn + Ag + Au no garimpo do Bigode. F) Minério

oxidado de Pb + Zn + Ag + Au no garimpo do Carrapato (ou Luiz Moizes). G) Minério de Au com anomalia de Mo, composto por pirita + bornita e ganga de quartzo no garimpo do Pica-Pau. H) Minério de Au com anomalia de Cu e Mo, composto por sulfato de cobre e ganga de quartzo no garimpo do João Fidélis. I) Minério de Au com anomalia de Sn + Mo, composto por pirita no garimpo Tapajós. J) Minério de Au com anomalia de As, composto por pirita e arsenopirita disseminada em vênulas de quartzo no garimpo do Gil. K) Minério de Au com anomalia de As, composto por pirita disseminada. Garimpo do Luisão. L) Minério de Au + Ag com anomalia de Bi + Te, composto por pirita com ganga de quartzo no garimpo da Viúva.

Química mineral

Amostras com ouro livre e electrum (liga de Au com 20% ou mais de Ag em sua composição) de três garimpos (Valentim, Peteca e Buriti) foram analisadas. As composições do ouro nativo e do electrum, estão plotadas no gráfico da Fig. 4.4 Nota-se um agrupamento das composições do ouro em cada garimpo, com as amostras plotando nos campos de “Depósitos epitermais” e “Depósitos pórfiro ricos em ouro”.

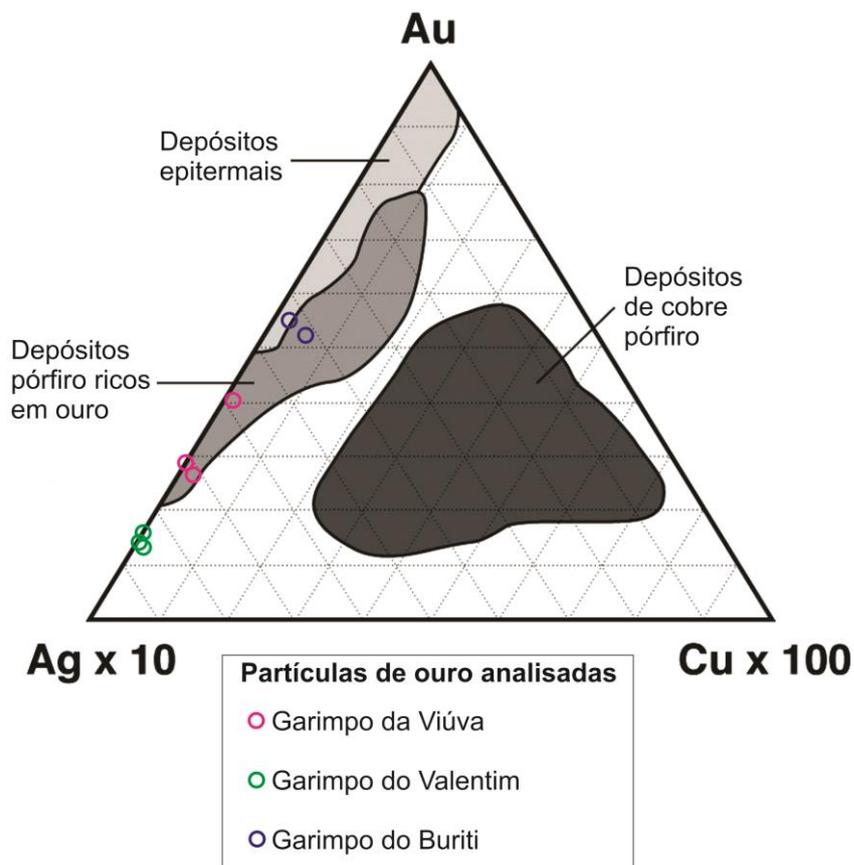


Figura 4.4 - Representação ternária das composições do ouro nativo e do electrum, nos três garimpos onde foram analisadas amostras com ouro por microsonda eletrônica. Os campos utilizados foram determinados por Townley et al. (2003).

4.5. DISCUSSÕES

Os depósitos da PMJTP têm sido classificados como gerados em sistemas orogênicos (Paes de Barros, 1994), Intrusion Related Gold Systems (Paes de Barros, 2007, Silva & Abram, 2008), e pórfiro-epitermal (Moura, 1998; Assis, 2011 e 2015; Assis *et al.*, 2017). Estudos mais recentes e novas descobertas minerais na região têm apontado características gerais típicas de depósitos gerados em ambiente magmático-hidrotermal, com boa parte dos depósitos apresentando feições de sistemas pórfiro-epitermais, tais como as apresentadas neste trabalho, que incluem associações geoquímicas Au-Cu (Ag-Mo); Au-Pb-Zn (Ag); e Au-Mo (Sn) (Tab. 3) e as composições do ouro e do electrum, que são típicas de sistemas epitermais (Fig. 4.4).

Os resultados dos principais estudos de inclusões fluidas realizados em mineralizações na PMJTP, nos depósitos do Paraíba, Trairão, Pé de Fora, Edu e Tapajós, obtidos por Silva & Abram (2008) e Luizão, X1 e Francisco, obtidos por Assis (2015) encontram-se compilados no gráfico da Fig. 4.5. Nele estão apresentados os dados de temperatura de homogeneização e salinidade de inclusões fluidas primárias. Também estão plotados os campos com dados de temperatura de homogeneização e salinidade de depósitos epitermais em diversos distritos no mundo, com distinção dos campos conforme o estado de sulfetação (baixo, intermediário e alto) e também as inclusões obtidas em zonas potássicas de depósitos do tipo pórfiro.

Nota-se um grande número de inclusões fluidas apresentando características compatíveis com depósitos epitermais, com a maioria das temperaturas variando entre 180 e 350° C e salinidades com até 20% de NaCl equivalente, ao passo que as inclusões com composições equivalentes às zonas potássicas de depósitos do tipo pórfiro são raras. Tal fato é condizente com a mineralogia hidrotermal de baixa temperatura (sericita +- clorita +- epidoto) em paragênese com o minério na maioria dos depósitos da PMJTP (Tab. 4.2).

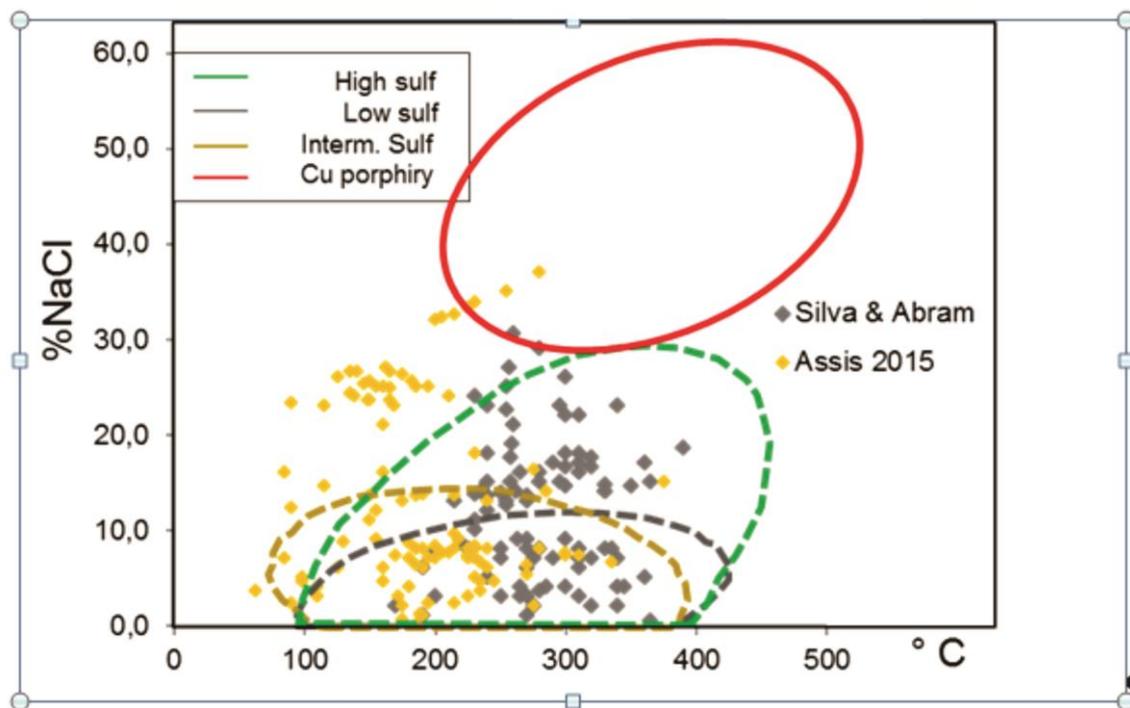


Figura 4.5- Compilação das temperaturas de homogeneização e salinidades nas inclusões fluidas primárias dos depósitos Paraíba, Trairão, Pé de Fora, Edu e Tapajós, obtidos por Silva & Abram (2008) e Luizão, X1 e Francisco, obtidos por Assis (2015). A delimitação dos campos epitermais e Cu-pórfiro foram compilados de Bodnar et al. 2014.

Apesar da existência de feições típicas de sistemas pórfiro em depósitos da PMJTP, os mesmos apresentam, em geral, uma série de distinções com depósitos do sistema pórfiro convencional, incluindo: (i) o predomínio de mineralizações estruturalmente controladas com minério em veios e poucas zonas ricas em brechas e *stockworks*, indicando condições de baixa pressão confinante de fluidos, possivelmente relacionadas a magmas com menores quantidades de água; (ii) assembleias hidrotermais ricas em carbonatos e frequentemente fluorita, indicando a atuação de fluidos enriquecidos em CO₂ e F, e relativamente empobrecidos em H₂O e Cl como nos pórfiros convencionais; e (iii) escasses de zonas mineralizadas associadas a alterações potássicas, com biotita, magnetita e feldspato potássico.

Outra peculiaridade dos depósitos da PMJTP diz respeito ao taiming e à composição dos magmas causativos das mineralizações. Os avanços nos estudos geocronológicos com datações de mineralizações têm revelado um timing bem definido para as mineralizações da PMJTP. Análises *Re-Os* e *Pb-Pb* em sulfetos (Assis, 2015; Serrato, 2014; JICA/MMJA, 2000; Santos *et al.*, 2018) e *Ar-Ar* em minerais hidrotermais (Silva & Abram, 2008 e Assis, 2015), têm mostrado que os depósitos são

frequentemente mais jovens do que suas rochas hospedeiras e não possuem gênese relacionada com a granitogênese do Arco Magmático Cuiu-cuiu (2,05 – 1,95 Ga), que encontra-se exumado, e expõe rochas geradas em nível crustal profundo, incompatível com o ambiente de formação de depósitos epitermais e porfiríticos (Alves *et al.*, 2019 *no prelo*). Os magmas causativos das mineralizações são cálcio-alcálicos de alto K a alcálicos e geraram as rochas do par plutono-vulcânico Teles Pires-Colíder (~1,81-1,76).

4.6. CONCLUSÕES

- As ocorrências de ouro analisadas neste trabalho podem ser agrupadas pelas associações geoquímicas de Au com: 1) Cu (Ag-Mo); 2) Pb-Zn (Ag); 3) Mo (Sn); 4) As e 5) Ag, Bi, Te.
- As composições do ouro nativo e do electrum dos depósitos estudados caem nos campos de depósitos epitermais e depósitos pórfiro ricos em ouro.
- A consistência geocronológica ligando as mineralizações ao magmatismo ácido intracontinental do par Teles Pires-Colíder sugere a atuação de um sistema pórfiro-epitermal distinto dos ambientes com sistemas pórfiro convencionais, como ocorre nos Andes, onde as mineralizações se dão pela atuação de um magmatismo predominantemente intermediário e sub-alcálico.

AGRADECIMENTOS

O Serviço Geológico do Brasil-CPRM é reconhecido com gratidão pelo apoio nos trabalhos de campo e parte do custeio das análises laboratoriais. Agradecemos à Universidade de Brasília (UnB) pelo acesso aos laboratórios, à Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto (COOGAVEPE) pelo acesso aos tesemunhos de sondagem e à área do depósito. Os autores também agradecem aos geólogos Paulo Afonso Barbosa, Emílio Miguel Junior e ao administrador Gilson Camboim pela assistência logística nos trabalhos de campo.

4.7. REFERÊNCIAS

- Alves, C. L., Rizzotto, G. J., Rios, F. S., Gonçalves, G. F. 2019. Áreas de Relevante Interesse Mineral: Projeto Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles-Pires. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
- Assis, R.R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Assis, R.R. 2015. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da província de Alta Floresta (MT), craton amazônico: idade das mineralizações, geoquímica e fonte dos fluidos. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Assis, R.R., Xavier, R. P., Creaser, R. A. 2017. Linking the Timing of Disseminated Granite-Hosted Gold-Rich Deposits to Paleoproterozoic Felsic Magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: Insights from Pyrite and Molybdenite Re-Os Geochronology. *Economic Geology*, v. 112, pp. 1937–1957.
- Barros, M.A.S.B., Chemale Jr, F., Nardi, L. V. S., Lima, E.F. 2009. Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: Geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*. 27:11-23.
- Crusader Resources. Juruena Project. <http://www.crusaderresources.com/projects/juruena/>. Site consultado em 9/08/2018.
- Duarte, T. B., Xavier, R. P., Rodrigues, J. B. 2019. A review of the geodynamic setting of the Volcanic Domain in the Juruena Magmatic Arc, southwestern Amazon Craton, Brazil, based on geochemical, U-Pb and Sm-Nd data: *Journal of the Geological Survey of Brazil*, vol 2, no 1, 37-73.
- Harker, A. 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. London, Methuen, 384p. Harris, N.B.W., Pearce, J.A., and Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, in Coward, M.P., and Ries, A.C., eds., *Collision tectonics: Geological Society of London Special Publication* 19, p. 67–81.
- Hatanaka, T. G. T. 2017. Mineralizações de cobre-ouro associadas a veios de quartzo em zonas de cisalhamento, depósito de Santo Antônio, SW de Guarantã do Norte – MT, Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil. 50p.
- Hulse, P.E. 2016 NI 43-101 Technical Report on Resources Cajueiro Project States of Mato Grosso and Para, Brazil. Lakewood, Colorado, USA.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. A. 1971. Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, n. 8, p.523-548.
- JICA/MMAJ. 2001. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil - Phase III. 2001. 307p.

- Lima Jr, M. S. 2017. Geologia, controle e regime de fluidos dos depósitos auríferos na região da fazenda Figueira Branca, SE da PAAF, Terra Nova do Norte / MT. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil, 48p.
- Miguel Jr, E. 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato
- Miranda, J. G. 1997. A Produção de Ouro no Estado de Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Moreton, L. C., & Martins, E. G. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita SC.21-Z-B. Brasília, CPRM, CD-ROM; Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB; Projeto Promin Alta Floresta - PROMIN Alta Floresta.
- Moura, M.A. 1998. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.
- Moura, M. A., Botelho, N.F., Olivo, G.R., Kysher, K. 2006. Granite-Related Paleoproterozoic, Serrinha Gold Deposit, Southern Amazonia, Brazil: Hydrothermal Alteration, Fluid Inclusion and Stable Isotope Constraints on Genesis and Evolution: *Economic Geology*, v.101, p. 585–605.
- Neder, R. D., Figueiredo, B. R., Beaudry, C.; Collins, C., Leite, J. A. D. 2000. The Expedito Massive Deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 30, nº 2, p 222 – 225.
- Paes de Barros, A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Paes de Barros A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo-MT. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.
- Pinho, M.A., Chemale, F., Van Schmus, W.R., Pinho, F.E. 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1):1-25.
- Rizzotto, G.J., & Quadros, M.L.E.S. 2005. Geologia do Sudoeste do Cráton Amazônico. In.: HORBE, Adriana Maria Coimbra; SOUZA, Valmir da Silva (Coords.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG - NO, 2005. v.4. 254 p. il. p.69-84.
- Rizzoto, G. J., Alves, C. L., Rios, F. S., Lopes, L.L., Duarte, T. B., Gonçalves, G. B., Silva A. B., Eberhardt, D.B., Alves, F. M. 2016. Carta Geológica Preliminar: ARIM Juruena-Teles Pires. CPRM: Serviço Geológico do Brasil-Mapa Geológico- Escala 1:300.000.
- Rizzotto, G.J., Alves, C. L., Rios F. S., Barros, M. A. S. 2019. The Nova Monte Verde metamorphic core complex: Tectonic implications for the southern Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*. 91, 154-172.
- Rodrigues, R.M. 2012. Caracterização geológica e metalogenética do Depósito X1 – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT). Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado, 70p.

- Santos, J. O. S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS C, VIDOTTI R.M., GONÇALVES J.H. (eds.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, il. p.169-226.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton Provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, n.3, p.453-488.
- Santos, A. C., Geraldes, M. C., Santos, W. H., Ferreira, L. O. 2018. Paraíba Ore and the Alta Floresta Gold Province (SW Amazon Craton): Petrography, Pb and S Isotopes in Pyrite from Mineralized Vein. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil*. p. 690-701.
- Scandolara, J.E., Correa, R.T., Fuck, R.A., Souza, V.S., Rodrigues, J.B., Ribeiro, P.S.E., Frasca, A.A.S., Saboia, A.M., Lacerda Filho, J.V. 2017. Paleo-Mesoproterozoic arcaccretion along the southwestern margin of the Amazonian craton: the Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*. 73, 223-247.
- Serrato, A.A.A. 2014. Geocronologia e evolução do sistema hidrotermal do depósito aurífero de Juruena, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 83p.
- Silva, M. G., & Abram, M. B. 2008. Projeto Metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. *Informe de Recursos Minerais*, 16, Goiânia, 212p.
- Simpson, R., Poos S., Ward, M., Altman, K. 2010. Technical Report And Audit of The Preliminary Resource Estimate on The Guarantã Gold Project Mato Grosso State – Brazil., Martson & Martson Inc, St. Louis, Missouri, USA.
- Souza, J. O., Frasca, A. A. S., Oliveira, C. C. (Org.). 2005. Geologia e recursos minerais da província mineral de Alta Floresta: relatório integrado. Escala 1:500.000: Folhas SC.21-V-D - Rio São João da Barra, SC.21-X-C - Alta Floresta, SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita; Estados de Mato Grosso e do Pará. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).
- Teixeira, W., Reis, N.J., Bettencourt, J.S., Klein, E.L., Oliveira, D.C. 2018. Intraplate Proterozoic Magmatism in the Amazonian Craton Reviewed: Geochronology, Crustal Tectonics and Global Barcode Matches. In: Srivastava R., Ernst R., Peng P. (eds) *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective*. Springer Geology. Springer, Singapore Thompson J.F.H., Sillitoe R.H, Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34: 323-334.
- Townley, B.K., Hérial, G. et al. 2003. Gold grain morphology and composition as an exploration tool: application to gold exploration in covered terrain. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 3, 29–38.

5.0 CONCLUSÕES

Este estudo visou contribuir com o entendimento metalogenético integrado da Província Mineral Juruena-Teles Pires por meio de uma revisão bibliográfica a respeito de sistemas pórfiro não convencionais e por meio do estudo do depósito Serrinha de Guarantã.

Com relação à revisão bibliográfica, conclui-se que:

- 1) A grande maioria dos depósitos do tipo pórfiro é gerada em contextos geotectônicos convencionais, ou seja, relacionados a arcos de ilha ou arcos continentais. Entretanto, alguns sistemas pórfiro ocorrem em contextos tectônicos pós-colisionais, que se desenvolvem após o período de subducção, ou em zonas intracontinentais distantes de zonas de subducção.
- 2) Os sistemas pórfiro pós-subducção, quando comparados com os sistemas pórfiro convencionais, são gerados a partir de magmas mais alcalinos e mais ricos em sílica, porém menos hidratados e em eventos magmáticos menos duradouros e menos expressivos. Os fluidos são mais empobrecidos em enxofre e os minérios relativamente mais pobres em sulfetos e elementos calcófilos e mais ricos em elementos siderófilos, gerando depósitos com maiores razões Au/Cu. A atividade de enxofre, mais baixa nos magmas desses sistemas, conduzirá à formação de veios de baixa sulfetação (*low sulfidation*) associados aos pórfiros, com sistemas de alta sulfetação (*high sulfidation*) e sulfetação intermediária (*intermediate sulfidation*) ocorrendo raramente.
- 3) Os sistemas pórfiro intracontinentais, quando comparados com os sistemas pórfiro convencionais, são gerados a partir de magmas mais alcalinos e mais ricos em sílica. Os fluidos são relativamente empobrecidos em H₂O, Cl e Na, e enriquecidos em CO₂, F e K. Os minerais de alteração também têm distinções, havendo nos pórfiro intracontinentais, maiores quantidades de carbonato e fluorita e menores quantidades de argilominerais, clorita e sericita. Quanto às *comodities* minerais, nota-se uma relação Mo/Cu mais alta nos sistemas intracontinentais quando comparada aos sistemas convencionais.

Em relação ao depósito Serrinha de Guarantã, é possível listar as seguintes conclusões baseadas nos dados apresentados:

- 1.) O depósito de Au-Cu (Ag) Serrinha de Guarantã é controlado por zonas de cisalhamento e hospeda-se, sobretudo, em flogopita xistos e anfibolitos de composições ultramáfica e máfica, respectivamente, e subordinadamente em ortognaisse migmatítico,

metadiorito e leucomonzogranito. Análises U-Pb em zircão forneceram as idades de 1977 ± 6 Ma (LA-ICPMS) para o metadiorito, que se associa à Suíte Pé Quente e configura parte do Arco Magmático Cuiu-Cuiu, de 1973 ± 3 Ma (LA-ICPMS) para um flogopita-xisto de composição ultramáfica, que também se insere no contexto do Arco Magmático Cuiú-Cuiú e de 1899 ± 12 Ma (SHRIMP) para o leucomonzogranito, que pertence à Suíte Garantã do Norte e provavelmente tenha relação genética com a mineralização. Essas idades são interpretadas como idades de cristalização dos protólitos.

2.) As rochas do depósito encontram-se afetadas por dois eventos deformacionais. O evento mais antigo, relacionado à orogênese Cuiu-Cuiu, ocorre em duas fases deformacionais (D_n e D_{n+1}) e é pré-mineralização. O evento posterior, relacionado à fase transtrativa pós-orogênica, ocorre em apenas uma fase deformacional (D_{n+2}), e é sin a pós-mineralização.

3.) A alteração hidrotermal no depósito Serrinha de Garantã ocorre em duas zonas principais: propilítica e potássico-carbonática. A zona propilítica é precoce e distal em relação à mineralização, caracteriza-se por epidotização, carbonatação e cloritização penetrativas e associa-se a um sistema de veios e vênulas de epidoto + clorita + carbonato \pm quartzo \pm flogopita. A zona potássico-carbonática é proximal e contemporânea à mineralização, caracteriza-se por uma flogopitização penetrativa e associa-se a um sistema de veios e vênulas de Feldspato potássico + quartzo leitoso + calcita laranja + sulfetos de Cu \pm fluorita. Ocorre ainda, um sistema de vênulas posterior à mineralização, caracterizado por vênulas de clorita, quartzo hialino, dolomita, calcita e barita.

4.) A forte correlação espacial da mineralização no depósito Serrinha de Garantã, e também da grande maioria dos depósitos auríferos na PMJTP, com a ocorrência de diques máficos, sugere ligação genética dos depósitos com magmas máficos, que teriam sido provedores de enxofre e metais.. A fonte mantélica dos carbonatos hidrotermais, obtida por meio dos dados isotópicos de C e O, também corrobora essa hipótese.

5.) O magmatismo bimodal intraplaca atuante no período entre 1,91 e 1,76 Ga, com picos magmáticos entre 1,90 e 1,89 Ga (Suíte Garantã do Norte), 1,87-1,85 (Suíte Matupá) e 1,80-1,76 (Suíte Teles Pires e Grupo Colíder), foi o principal evento gerador de depósitos magmático-hidrotermais na PMJTP. Devido ao caráter intraplaca do magmatismo, foram gerados sistemas pórfiro não convencionais em contexto

intracontinental, análogos aos descritos por Pirajno and Zhou, (2014) no leste e nordeste da China.

6. BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- Agangi, A., Kamenetsky, V.S., and McPhie, J., 2010, The role of fluorine in the concentration and transport of lithophile trace elements in felsic magmas: Insights from the Gawler Range Volcanics, South Australia: *Chemical Geology*, v. 273, p. 314–325.
- Albarède F, Telouk P, Blichert-Toft J, Boyet M, Agraniér A and Nelson B. 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochim Cosmochim Acta* 68: 2725-2744.
- Allibone, A. H., Windh, J., Etheridge, M. A., Burton, D., Anderson, G., Edwards, P. W., Wysoczanski, R. (1998). Timing relationships and structural controls on the location of Au-Cu mineralization at the Boddington Gold Mine, Western Australia. *Economic Geology*, 93(3), 245-270.
- Alves, C. L., Rizzotto, G. J., Rios, F. S., Gonçalves, G. F. 2019. Áreas de Relevante Interesse Mineral: Projeto Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles-Pires. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
- Assis R.R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Assis R.R. 2015. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da província de Alta Floresta (MT), craton amazônico: idade das mineralizações, geoquímica e fonte dos fluidos. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Assis, R.R., Xavier, R. P., Creaser, R. A. 2017. Linking the Timing of Disseminated Granite-Hosted Gold-Rich Deposits to Paleoproterozoic Felsic Magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: Insights from Pyrite and Molybdenite Re-Os Geochronology. *Economic Geology*, v. 112, pp. 1937–1957.
- Ayres, L.D., Averill, S.A., Wolfe, W.J., 1982. An Archean molybdenite occurrence of possible porphyry type at Setting Net Lake, Northwestern Ontario, Canada. *Econ. Geol.* 77, 1105–1119.
- Barros, M.A.S.B. Chemale Jr, F. Nardi, L. V. S. Lima, E.F. 2009. Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: Geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*. 27:11-23.
- Bittencourt, J. S.; Juliani, C.; Xavier, R. P.; Monteiro, L. V. S.; Bastos Neto, A. C.; Klein, E. L.; Assis, R. R.; Leite JR, W. B.; Moreto, C. P. N.; Fernandes, C. M. D.; Pereira, V. P. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: A overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 22-49, 2016.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Alenikoff J.N., Valley J.W., Mundif R., Campbell I.H., Korsch R.J, Williams I. S., Foudoulis C. 2003. Improved 206Pb-238U microprobe geochronology

- by the monitoring of trace element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205:115-140.
- Bodnar R. J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D. and SteeleMacInnis M. 2014. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. In *Treatise on Geochemistry*, 13 (eds. H. D. Holland and K. K. Turekian). Elsevier, Oxford, pp. 119–142 (second ed.).
- Bogdanov, B. 1980. Massive sulphide and porphyry copper deposits in the Panagjurishte district, Bulgaria. In *European Copper Deposits* (S. Jankovic & H.R. Sillitoe, eds.). Soc. Geology Applied to Mineral Deposits (SGA), Spec. Publ. 1, 50-58.
- Boynton W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.). *Rare-earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. p. 63-114.
- Buhn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* v.81, p.1–16.
- Burnham, C.W., 1997, Magmas and hydrothermal fluids, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed.: New York, John Wiley & Sons, p. 63–123.
- Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*, n.141, p.413-426.
- Candela, P.A. 1992, Controls on ore metal ratios in granite-related ore systems: An experimental and computational approach: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 83, p. 317–326.
- Candela, P.A., and Holland, H.D., 1986, A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: The origin of porphyry-type ore deposits: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 81, p. 1–19.
- Carroll, M.R., Webster, J.D., 1994. Solubilities of sulphur, noble gases, nitrogen, chlorine, and fluorine in magmas. In: Carroll, M.R., Holloway, J.R. (Eds.), *Volatiles in Magmas*, *Reviews in Mineralogy*, pp. 231–279.
- Carroll, M.R., and Rutherford, M.J., 1985, Sulfi de and sulfate saturation in hydrous silicate melts, in *Proceedings of the Fifteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2: Journal of Geophysical Research*, v. 90, supplement, p. C601–C612.
- Cathelineau M., Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system: *Contrib. Mineral. Petrol*, ATAS, p.91, 235-244.
- Chen, Y.J., and Li, N. 2009. Nature of ore fluids of intracontinental intrusion-related hypothermal deposits and its difference from those in island arcs: *Acta Petrologica Sinica*, v. 25, p. 2477–2508 (in Chinese with English abs.).
- Chen, Y.J., Zhai, M-G., and Jiang, S-Y., 2009a, Significant achievements and open issues in the study of orogenesis and metallogenesis surrounding the North China continent: *Acta Petrologica Sinica*, v. 25, p. 2695–2726.

- Chen, Y.J., Pirajno, F., Li, N., Guo, D.S., and Lai, Y., 2009b, Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling orogen, Henan province, China: Implications for ore genesis: *Ore Geology Reviews*, v. 35, p. 245–261.
- Cioaca, M.E., Munteanu, M., Qi, L. and Costin, G. (2014): Trace element concentrations in porphyry copper deposits from Metaliferi Mountains, Romania: a reconnaissance study; *Ore Geology Reviews*, v. 63, p. 22–39.
- Cooke, D.R., Hollings, P., and Walshe, J.L., 2005, Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls: *Economic Geology*, v. 100, p. 801–818.
- Crusader Resources. Juruena Project. <http://www.crusaderresources.com/projects/juruena/>. Site consultado em 9/08/2018.
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*, Editora UnB, CPRM, Brasília, 392p
- Davies, J.H., and von Blanckenburg, F., 1995, Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 129, p. 85–102, doi: 10.1016/0012–821X(94)00237-S.
- DeBari, S.M., and Coleman, R.G., 1989, Examination of the deep levels of an island arc: Evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 4373–4391, doi: 10.1029/JB094iB04p04373.
- Deer W. A., Howie A. and Sussman J. (1986). *An interdictio to rock- forming minerals*. 17th. Longman Ltd, 528p. 16.
- Dong, G.C., Santosh, M., Li, S.R., Shen, J.F., Mo, X.X., Scott, S., Qu, K., and Wang, X., 2013, Mesozoic magmatism and metallogensis associated with the destruction of the North China craton: Evidence from U-Pb geochronology and stable isotope geochemistry of the Mujicun porphyry Cu-Mo deposit: *Ore Geology Reviews*, v. 53, p. 435–445.
- Dong, Y-P., Zhang, G-W., Hauenberger, C., Neubauer, F., Yang, Z., and Liu, X-M., 2010, Paleozoic tectonics and evolutionary history of the Qinling orogen: Evidence from geochemistry and geochronology of ophiolite and related volcanic rocks: *Lithos*, v. 122, p. 39–56.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95, 21503–21521.
- Duuring, P., Cassidy, K.F., Hagemann, S.G., 2007. Granitoid-associated orogenic, intrusion-related and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geol. Rev.* 32, 157–186.
- Echeverri-Misas, C.M., 2015. *Geologia e alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozoicas na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA) (Tese de Doutorado)*. Instituto
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., and Inan, E.E., 2002, Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments: *Society of Economic Geologists Special Publication* 10, p. 000.
- Foster, M. D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *US Geological Survey Professional Paper*, Washington, 414A.

- Frasca A. A. S & Borges F. R. 2005. Geologia e recursos minerais da Folha Ilha 24 de Maio SC.21-Z-A. Brasília, CPRM, CD-ROM; Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB; Projeto Projeto Promin Alta Floresta - PROMIN Alta Floresta.
- Gaal, G., Isohanni, 1979. Characteristics of igneous intrusions and various wall rocks in some Precambrian porphyry copper–molybdenum deposits in Pohjanmaa, Finland. *Econ. Geol.* 74, 1198–1210.
- Groves, D. I. & Bierlein, F. P. 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems. *Journal of the Geological Society, London*, 164, 19– 30
- Hamlyn, P.R., Keays, R.R., Cameron, W.E., Crawford, A.J., and Waldron, H.M., 1985, Precious metals in magnesian low-Ti lavas: Implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 1797–1811.
- Han, Y.G., Zhang, S.H., Pirajno, F., Zhou, X.W., Zhao, G.C., Qü, W.J., Liu, S.H., Zhang, J.M., Liang, H.B., and Yang, K., 2013, U-Pb and Re-Os isotopic systematics and zircon Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios in the Shiyagou Mo deposit in eastern Qinling, central China: Insights into the oxidation state of granitoids and Mo (Au) mineralization: *Ore Geology Reviews*, v. 55, p. 29–47.
- Harker, A. (1909) *The Natural History of Igneous Rocks*. London, Methuen, 384p. Harris, N.B.W., Pearce, J.A., and Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, *in* Coward, M.P., and Ries, A.C., eds., *Collision tectonics: Geological Society of London Special Publication 19*, p. 67–81.
- Hatanaka, T. G. T. 2017. Mineralizações de cobre-ouro associadas a veios de quartzo em zonas de cisalhamento, depósito de Santo Antônio, SW de Guarantã do Norte – MT, Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil. 50p.
- Hedenquist, J.W., and Lowenstern, J.B., 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: *Nature*, v. 370, p. 519-527.
- Hildreth, W., and Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455–489, doi: 10.1007/ BF00372365.
- Hill, K.C., Kendrick, R.D., Crowhurst, P.V., and Gow, P.A., 2002, Coppergold mineralisation in New Guinea: Tectonics, lineaments, thermochronology and structure: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 49, p. 737–752.
- Hou, Z., Pan, X., Li, Q., Yang, Z., and Song, Y., 2013, The giant Dexing porphyry Cu-Mo-Au deposit in EastChina: Product of melting of juvenile lower crust in an intracontinental setting: *Mineralium Deposita*, v. 48, p. 1019–1045.
- Hulse, P.E., 2016 NI 43-101 Technical Report on Resources Cajueiro Project States of Mato Grosso and Para, Brazil. Lakewood, Colorado, USA.
- Irvine T. N. & Baragar W. R. A. A. 1971. Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, n. 8, p.523-548.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Chemical Geology*, v.211,p 47–69.

- Jagoutz, O., Muntener, O., Ulmer, P., Pettke, T., Burg, J.-P., Dawood, H., and Hussain, S., 2007, Petrology and mineral chemistry of lower crustal intrusions: The Chilas Complex, Kohistan (NW Pakistan): *Journal of Petrology*, v. 48, p. 1895–1953, doi: 10.1093/petrology/egm044.
- Jensen, L.S., Pykes, D.R., 1982. Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G. (Eds.), *Komatiites*. George Allen and Unwin, London, 147-157.
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.
- JICA/MMAJ. 2001. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil - Phase III. 2001. 307p.
- Johnson, R.W., Mackenzie, D.E., and Smith, I.E.M., 1978, Delayed partial melting of subduction- modified mantle in Papua New Guinea: *Tectonophysics*, v. 46, p. 197–216, doi: 10.1016/0040–1951(78)90114–2.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes M.D., Snee L.W., Corrêa Silva R.H.C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulphidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215: 95-125.
- Kesler, S.E., Chryssoulis, S.L., and Simon, G., 2002, Gold in porphyry copper deposits: Its distribution and fate: *Ore Geology Reviews*, v. 21, p. 103–124.
- Kesler, S., L. Jones, and R. Walker, 1975, Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arc magmas: *Economic Geology*, 70, 515-526.
- Kooiman, G.J.A., McLeod M.J., and Sinclair W.D. 1986. Porphyry tungsten-molybdenum ore bodies, polymetallic veins and replacement bodies and tin-bearing greisen zones in the Fire Tower Zone, Mount Pleasant, New Brunswick. *Economic Geology*, 81, p. 1356–1373.
- Kusky, T.M., Li, J.H., and Santosh, M., 2007, The Paleoproterozoic north Hebei orogen: North China craton's collisional suture with the Columbia supercontinent: *Gondwana Research*, v. 12, p. 4–28.
- Lang J.R., Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36:477-489.
- Le Bas, M.J., Lemaitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.
- Li, N., Chen, Y.J., Pirajno, F., and Ni, Z.Y., 2012A, Timing of the Yuchiling giant porphyry Mo system, and implications for ore genesis: *Mineralium Deposita*, doi: 10.1007/s00126-0441-4.

- Li, N., Ulrich, T., Chen Y-J., Thomsen, T.B., Pease, V., and Pirajno, F., 2012B, Fluid evolution of the Yuchinling porphyry Mo deposit, EastQinling, China: *Ore Geology Reviews*, v. 48, p. 442–459.
- Lima Jr, M. S., 2017. Geologia, controle e regime de fluidos dos depósitos auríferos na região da fazenda Figueira Branca, SE da PAAF, Terra Nova do Norte / MT. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil, 48p.
- Liu, J.M., and Liu, J.J., 1997, Basinal fluid genetic model of fine disseminated gold deposits in the golden triangle area between Yunnan, Guizhou and Guangxi: *Acta Mineral*, v. 17, no. 4, p. 448–456. [In Chinese with English abstract.]
- Ludwig K.R. 2003, Isoplot/Ex version 3.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley, California, Berkeley Geochronology Center Special Publication 4.
- Mao, J.W., Xie, Q.G., Bierlein, F.P., Qu, W.J., Du, A.D., Ye, H.S., Pirajno, F., Li, H.M., Guo, B.J., Li, Y.F., and Yang, Z.Q., 2008, Tectonic implications from Re-Os dating of Mesozoic molybdenum deposits in the East- Qinling-Dabie orogenic belt: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 72, p. 4607–4626.
- Miguel Jr E. 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 86p.
- Moreton L. C. & Martins E. G. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita SC.21-Z-B. Brasília, CPRM, CD-ROM; Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB; Projeto Promin Alta Floresta - PROMIN Alta Floresta.
- Minnit, R.C.A., 1986. Porphyry Copper, Molybdenum Mineralization at Haib River, Southwest Africa/Namibia. *Mineral Deposits of Southern Africa*, Geologic Society of South Africa 2, pp. 1567–1585.
- Miranda, J. G. 1997. A Produção de Ouro no Estado de Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Mitchell, A.H.G., 1973. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones. *Nature* 245, 49–52.
- Morrison, G. W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13, 97–108
- Moura M.A. 1998. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.
- Moura, M. A., Botelho, N.F., Olivo, G.R., Kysher, K. 2006. Granite-Related Paleoproterozoic, Serrinha Gold Deposit, Southern Amazonia, Brazil: Hydrothermal Alteration, Fluid Inclusion and Stable Isotope Constraints on Genesis and Evolution: *Economic Geology*, v.101, p. 585–605.
- Mutschler, F.E., Wright, E.G., Ludington, S., and Abbott, J.T. 1981. Granite molybdenite systems: *Economic Geology*, v. 76, p. 874-897.
- Néder, R. D.; Figueiredo, B. R.; Beaudry, C.; Collins, C.; Leite, J. A. D – 2000 – The Expedito Massive Deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 30, nº 2, p 222 – 225.
- Oliveira C.G., Bedran de Oliveira F., Della Giustina M.E.S., Marques G.C., Dantas E.L., Pimentel M.M., Bunh B. M. 2015. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil:

- Constraints on the Metalogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. 2015, *Ore Geology Reviews*, v. 72, p. 1-21.
- Paes de Barros A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo-MT. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.
- Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Paquette, J.-L., Ménot, R.-P., Pin, C., and Orsini, J.-B., 2003, Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: Evidence from precise U-Pb zircon dating through a crustal crosssection in Corsica: *Chemical Geology*, v. 198.
- Perelló, J., 2006, Metallogeny of major copper deposits and belts in the North and South American Cordillera [abs.]: Backbone of the Americas. Patagonia to Alaska, GSA Specialty Meeting No. 2, Mendoza, Argentina, 2006, Abstracts with Programs: Asociación Geológica Argentina and Geological Society of America, p. 83–84.
- Perelló, J., Carlotto, V., Zárate, A., Ramos, P., Posso, H., Neyra, C., Caballero, A., Fuster, N., and Muhr, R., 2003, Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri belt, Cuzco region, Peru: *Economic Geology*, v. 98, p. 1575–1605.
- Pearce J., Harris N., Tindle A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, n.25, p.956-983.
- Pinho M.A., Chemale F., Van Schmus W.R., Pinho F.E. 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1):1-25.
- Pirajno, F., Zhou, T.F. 2014. Intracontinental porphyry and porphyry-skarn mineral systems in eastern China: scrutiny of a special case "made-in-China". *Econ. Geol.* p.603-629
- Pirajno, F., Ernst, R.E., Borisenko, A., Fedoseev, G., and Naumov, E., 2009, Intraplate magmatism in central Asia and China and associated metallogeny: *Ore Geology Reviews*, v. 35, p. 114–136.
- Qu, X., Hou, Z., Khin, Z., Mo, X., Xu, W. and Xin, H. (2009) A large-scale copper ore-forming event accompanying rapid uplift of the southern Tibetan Plateau: evidence from zircon SHRIMP U–Pb dating and LA ICP-MS analysis. *Ore Geol. Rev.*, 36, 52–64.
- Renac, C., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., Ronchi, L.H., Nardi, L.V.S., Laux, J.H., 2014. Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry epithermal system: the Uruguay mine, southern Brazil. *Ore Geol. Rev.* 60, 146–160.
- Richards, J. P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere: *Geology*, v. 37, p. 247–250.
- Richards, J. P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 98, p. 1515–1533.
- Richards, J. P. 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits, *in* Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*, v. 1: Adelaide, PGC Publishing, p. 7–25.

- Richards, J.P., Wilkinson, D., and Ullrich, T., 2006, Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 101, p. 1455–1496.
- Ringwood, A.E., 1977, Petrogenesis in island arc systems, in Talwani, M., and Pitman, W.C., eds., *Island arcs, deep sea trenches, and back arc basins: American Geophysical Union Maurice Ewing Series I*, p. 311–324.
- Rios, F. S. 2012. Caracterização petrográfica e mineralógica da alteração hidrotermal no depósito de Pb-Zn (Cu-Ag) de Santa Maria, distrito mineiro de Camaquã (RS). Monografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- Rios F. S., Miguel Júnior E., Alves C. L., Rizzotto G. J. 2017. Implicações na Gênese e Controle Estrutural das Mineralizações Auríferas Hospedadas em Rochas Tapajônicas na Região de Peixoto de Azevedo-MT. XV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. 3-6 de Setembro, Goiânia, Brasil.
- Rios, F. S.; Alves, C. L.; Rizzotto, G. J.; Gonçalves, G. F. 2018. Implicações na Gênese e controle estrutural das mineralizações auríferas nas rochas do Domínio Peixoto de Azevedo, Província Tapajós-Prima, Craton Amazônico. *Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia*. 20 – 24 de agosto de 2018, Rio de Janeiro, Brasil.
- Rizzotto, G.J. & Quadros, M.L.E.S.; 2005. Geologia do Sudoeste do Cráton Amazônico. In.: HORBE, Adriana Maria Coimbra; SOUZA, Valmir da Silva (Coords.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG - NO, 2005. v.4. 254 p. il. p.69-84.
- Rizzotto G. J., Alves C. L., Rios F. S., Lopes L.L., Duarte T. B., Gonçalves G. B., Silva A. B., Eberhardt D.B., Alves F. M. 2016. Carta Geológica Preliminar: ARIM Juruena-Teles Pires. CPRM: Serviço Geológico do Brasil-Mapa Geológico- Escala 1:300.000.
- Rizzotto, G.J., Alves, C. L., Rios F. S., Barros, M. A. S. 2019. The Nova Monte Verde metamorphic core complex: Tectonic implications for the southern Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*. 91, 154-172.
- Robb L. 2006. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Australia, p. 373.
- Rodrigues R.M. 2012. Caracterização geológica e metalogenética do Depósito X1 – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT). Instituto de Geociências, Dissertação de Mestrado, 70p.
- Rohrlach, B.D., and Loucks, R.R., 2005, Multi-million-year cyclic ramp-up of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines, in Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective: Adelaide*, PGC Publishing, v. 2, p. 369–407.
- Roth, E., Groves, D., Anderson, G., Daley, L., Staley, R., 1991. Primary mineralization at the Boddington Gold Mine, Western Australia: an Archean porphyry Cu–Au–Mo deposit. In: Ladeira, E.A. (Ed.), *Symposium Brazil Gold'91*, pp. 481–488.
- Santos J. O. S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS C, VIDOTTI R.M., GONÇALVES J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM, il. p.169-226.

- Santos J. O. S., Hartmann L. A., Gaudette H. E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton Provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, n.3, p.453-488.
- Santos A. C., Geraldés, M. C., Santos, W. H., Ferreira, L. O. 2018. Paraíba Ore and the Alta Floresta Gold Province (SW Amazon Craton): Petrography, Pb and S Isotopes in Pyrite from Mineralized Vein. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil*. p. 690-701.
- Santos J.O.S., Breemen O.B.V., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131:73-109.
- Sarkar, S.C., Kabiraj, S., Bhattacharya, S., Pal, A.B., 1996. Nature, origin and evolution of the granitoid-hosted Early Proterozoic copper–molybdenum mineralization at Malanjkhand, Central India. *Mineral. Deposita* 31, 419–431.
- Scandolara, J.E., Correa, R.T., Fuck, R.A., Souza, V.S., Rodrigues, J.B., Ribeiro, P.S.E., Frasca, A.A.S., Saboia, A.M., Lacerda Filho, J.V., 2017. Paleo-Mesoproterozoic arcaccretion along the southwestern margin of the Amazonian craton: the Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*. 73, 223-247.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005, Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features: *Economic Geology* 100TH Anniversary Volume, p. 251–298.
- Seoane, J. C. S. 1999. *Geologia do Ouro Epitermal de Castro, PR. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil*. 35 p.
- Serrato A.A.A 2014. *Geocronologia e evolução do sistema hidrotermal do depósito aurífero de Juruena, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil*, 83p.
- Shafiei B, Haschke M, Shahabpour J (2009) Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44, 265-83.
- Sikka, D.B., Nehru, C.E., 2002. Malanjkhand copper deposit, India: is it not a porphyry type? *J. Geol. Soc. India* 59, 339–362.
- Sillitoe, R.H., 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 67, p. 184–197.
- Sillitoe, R.H. 1998, Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits, *in* Porter, T.M., ed., *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A global perspective: Adelaide, Australian Mineral Foundation*, p. 21–34.
- Sillitoe, R.H. 2002, Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration: *Mineralium Deposits*, v. 37, p. 4–13.
- Sillitoe, R.H. 2008, Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: Distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations: *Economic Geology*, v. 103, p. 663–687.

- Sillitoe, R.H., 2010, Porphyry copper systems: *Economic Geology*, v. 105, p. 3–41.
- Sillitoe, R.H., and Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, p. 315–343.
- Sillitoe, R.H., and Perelló, J., 2005, Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery: *Economic Geology 100TH Anniversary Volume*, p. 845–890.
- Silva M. G. & Abram M. B. 2008. Projeto Metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. *Informe de Recursos Minerais*, 16, Goiânia, 212p.
- Simon, G., Kesler, S.E., Essene, E.J., and Chryssoulis, S.L., 2000, Gold in porphyry copper deposits: Experimental determination of the distribution of gold in the Cu-Fe-S system at 400° to 700°C: *Economic Geology*, v. 95, p. 259–270.
- Simpson R., Poos S., Ward M., Altman K., 2010. Technical Report And Audit of The Preliminary Resource Estimate on The Guarantã Gold Project Mato Grosso State – Brazil., Martson & Martson Inc, St. Louis, Missouri, USA.
- Sinclair W.D. 2007. Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (ed.). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 223-243.
- Solomon, M., 1990, Subduction, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs: *Geology*, v. 18, p. 630–633.
- Souza J. O., Frasca A. A. S., Oliveira C. C. (Org.). 2005. *Geologia e recursos minerais da província mineral de Alta Floresta: relatório integrado. Escala 1:500.000: Folhas SC.21-V-D - Rio São João da Barra, SC.21-X-C - Alta Floresta, SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita; Estados de Mato Grosso e do Pará. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).*
- Stein, H.J., Hannah, J.L., Zimmerman, A., Markey, R.J., Sarkar, S.C., Pal, A.B., 2004. A 2.5 Ga porphyry Cu–Mo–Au deposit at Malanjhand, central India: implications for Late Archean continental assembly. *Precambrian Res.* 134, 189–226.
- Taylor, H.P.; Frechen, J.; Degens, E.T. 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatite from the Leacher See district, West Germany and the Alno district, Sweden. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 31:407-430.
- Teixeira W., Reis N.J., Bettencourt J.S., Klein E.L., Oliveira D.C. (2019) Intraplate Proterozoic Magmatism in the Amazonian Craton Reviewed: Geochronology, Crustal Tectonics and Global Barcode Matches. In: Srivastava R., Ernst R., Peng P. (eds) *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective*. Springer Geology. Springer, Singapore Thompson J.F.H., Sillitoe R.H, Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34: 323-334.

- Titley, S.R., and Beane, R.E. 1981, Porphyry copper deposits: Economic Geology 75 th Anniversary Volume, p. 214-269.
- Trevisan V.G. 2012. Metalogênese do ouro no Granito Novo Mundo, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: alteração hidrotermal e petrografia do minério. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 110p.
- Trevisan, V. G. 2015. Estudo comparativo entre mineralizações filoneares de Au±Cu e Au±metais base do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 141p.
- Vial, V.S., Brunelli A.C., Passaneli, G., Pinho, R.R. 2018. As Venulações Relacionadas aos Processos de Alteração Hidrotermal no Depósito de Au-Cu do Paraíba. IV Simpósio de Províncias Metalogenéticas do Brasil – Peixoto de Azevedo-MT- 19/07/2018.
- Veizer, J., and Hoefs, J., 1976, The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 40, p. 1387-1395
- Vigneressea, J.L., Trucheb, L., Richarda, A. 2019. How do metals escape from magmas to form porphyry-type ore deposits? *Ore Geology Reviews* 105 310-336.
- White, W.H., Bookstrom, A. A, Kamilli, R.J., Canster, M.W., Smith, R.P., Ranta, D.E., and Steininger, R.C. 1981, Character and origin of Climax-type molybdenum deposits: Economic Geology 75 th Anniversary Volume, p. 270-316.
- Wood DA, Joron JL, Treuil M, Norry M, Tarney J (1979) Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib Mineral Petrol* 70:319– 339
- Yang, Y.-F., Wang, P., Chen, Y.-J. and Li, Y., 2017. Geochronology and geochemistry of the Tianmugou Mo deposit, Dabie Shan, eastern China: Implications for ore genesis and tectonic setting. *Ore Geol. Rev.*, 81: 484-503.
- Zhao, D.P., 2004, Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: Insight into deep earth dynamics: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 146, p. 197–214.
- Zhao, D.P., Tian, Y., Lei, J.-S., Liu, L., and Zheng, S.-H., 2009, Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 173, p. 197–206.
- Zhao, D.P., Pirajno, F., Dobretsov, N.L., and Liu, L., 2010, Mantle structure and dynamics under East Russia and adjacent regions: *Russian Geology and Geophysics*, v. 51, p. 901–914.
- Zheng, L., Wang, S., Liao, Y.S., and Feng, Z., 2001, CO₂ gas pools in Jiyang sag, China: *Applied Geochemistry*, v. 16, p. 1033–1039.
- Zheng, Y.C., Feng, H., Wu, C.Z., Gu, L.X., Liu, S.H., and He, K., 2014, Influence of crude oil on the genesis of the Lanjiagou porphyry molybdenum deposit, western Liaoning province, China: *Ore Geology Reviews*, v. 60, p. 1–13.
- Zhou Xiong, Fei Guangchun, Zhou Yu, Wen Chunqi, Zhang Yi and Yue Xiangyuan, 2015a. Chronology and crust-mantle mixing of ore-forming porphyry of the Bangongco: evidence from zircon U-Pb age and Hf isotopes of the Naruo porphyry copper-gold deposit. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 89(1): 217–228.

