



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação em Geologia

**O DEPÓSITO DE Au-(Te) POSSE, ARCO
MAGMÁTICO GOIÁS, BRASIL
CENTRAL: ZONEAMENTO
HIDROTHERMAL E MINERALOGIA DOS
TELURETOS**

The Posse Au-(Te) deposit, Goiás Magmatic
Arc, Central Brazil: Hydrothermal alteration
and the telluride mineralogy

JÚLIA FERREIRA GONÇALVES

Dissertação de Mestrado N° 505

Orientador: Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação em Geologia

O DEPÓSITO DE Au-(Te) POSSE, ARCO MAGMÁTICO GOIÁS, BRASIL CENTRAL: ZONEAMENTO HIDROTERMAL E MINERALOGIA DOS TELURETOS

JÚLIA FERREIRA GONÇALVES

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

Área de concentração: Geologia Econômica e Prospecção

Orientador: Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira - Orientador (IG/UNB);

Prof. Dr. Maria Emília Schutesky– Membro Interno (IG/UnB);

Prof. Dr. Claudio Gerheim Porto - Membro Externo (IGEO/UFRJ)

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

G635d Ferreira Gonçalves, Júlia
O DEPÓSITO DE AU-TE POSSE, ARCO MAGMÁTICO GOIÁS, BRASIL
CENTRAL: ZONEAMENTO HIDROTERMAL E MINERALOGIA DOS
TELURETOS / Júlia Ferreira Gonçalves; orientador Claudinei
Gouveia de Oliveira. -- Brasília, 2023.
86 p.

Dissertação (Mestrado em Geologia) -- Universidade de
Brasília, 2023.

1. Depósito de Ouro Orogênico. 2. Teluretos. 3. Arco
Magmático Goiás. 4. Orogênese Brasileira. I. Gouveia de
Oliveira, Claudinei, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradecer é incrivelmente poderoso, e eu não poderia deixar de começar agradecendo a espiritualidade que me cerca, protege e mantém firme para seguir meus propósitos.

Em segundo lugar, eu agradeço a mim mesma, agradeço a minha perseverança e vontade de buscar aprender e querer ser, todos os dias, a melhor versão de mim como profissional.

Agradeço, à minha família, que sempre acreditou no meu potencial, minha mãe Ivana, meu avô Ivo, meu irmão Rafael e ao meu pai, Júlio, obrigada por sempre encorajarem e dizerem que eu podia sim, ser o que quisesse, amo vocês.

Agradeço então, ao meu orientador, Dr. Claudinei Gouveia, pela paciência, especialmente enquanto eu me desdobrava com outros projetos profissionais, mas especialmente obrigada por todos os ensinamentos, broncas, piadas e conversas nesse período.

Igualmente, gostaria de agradecer ao amigo Igor Praxedes, por toda a troca e por muitas vezes me ajudar a pensar fora da caixinha e ter sacadas no meu projeto.

Ao meu companheiro de jornada louca da vida, Luiz Fernando Tabosa, que com seu jeito doce, compreensivo e cheio de amor, faz com que meus dias sejam incríveis e leves como todo relacionamento deve ser.

Aos meus amigos de pós-graduação, Meyre, Sput, Lucas Teles, Ravena, Thiago, obrigada pelas trocas nessa nossa linda jornada geológica.

Aos meus amigos de república, André, Phaula, Igor, Camila, Seba, obrigada por serem minha família em Brasília.

Aos meus amigos de vida que fiz em Brasília e Palmas, Bárbara, Rebeca, Thais, Júlia, Agatha, Manu, Mari, Leti, Paulinha, Xande, Luquinhas, Matheus, Dedé e tantos outros queridos e queridas, que fizeram com que meus dias pandêmicos e de estresse de mestrado pudessem ser mais leves e cheios de afeto.

Agradeço aos mestres que tive nessa caminhada de complementação profissional e em especial, ao professor Dr. Valmir Souza, por todo o carinho, trocas, e pela COLINA.

Agradeço ao Nonato, pela acolhida e trocas enquanto morei na Colina.

Agradeço ao Instituto de Geociências da UNB, por meio do Programa de Pós-graduação em Geologia, pela estrutura e aprendizado por meio dos mestres.

Agradeço a Amarillo Gold, por todo o apoio durante as visitas de campo à Mara Rosa.

Agradeço a CAPES, pois o presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001

RESUMO

O depósito de Au-Te Posse (com reserva, teor médio e metal contido em 23,8 Mt (seca), 1,18 g/t e 0,902 Moz, respectivamente) é definido por depósito do tipo ouro orogênico hospedado em ortognaisse granodiorítico, inserido no seguimento norte do Arco Magmático Goiás, Brasil Central. Esse depósito se desenvolveu nas fases tardias da Orogênese Brasileira, afetado por metamorfismo regional de fácies anfíbolito e retrometamorfizado em fácies xisto verde. O depósito está localizado 5 km a norte do município Mara Rosa, no estado de Goiás, Brasil. A mina, quando em operação, possuía sistema em *open pit* e sua cava abrange área de 1 km de extensão e 40 a 70 metros de largura. Nesse trabalho, discutimos, através de informações petrográficas e químicas, o processo de alteração hidrotermal das rochas encaixantes e sua associação com a mineralização, destacando a importância dos minerais de telúrio no contexto metalogenético do depósito. No depósito de Au-Te Posse, destacam-se três litotipos, sendo eles: ortognaisse granodiorítico (gnaisse Posse), metavulcânicas máficas (anfíbolito) e cianita-muscovita xistos. No contato entre os ortognaisses e os anfíbolitos, ocorrem zonas de alteração hidrotermal pervasivas associadas à mineralização aurífera, que foram individualizadas, considerando a intensidade das alterações, seus diferentes tipos e assembleias mineralógicas, sendo elas: precoce, intermediário, avançado e posterior, apresentando zonas de alteração que variam em intensidade, nos processos de silicificação, carbonatação, sulfetação e sericitização. Além do sistema Orogênico Posse, foi interpretado um segundo sistema, caracterizado como pré-orogênico (cianita-muscovita xisto), associado à possível fonte de Te, além de outros elementos como Bi, Cu e Mo. É importante destacar também, que as correlações positivas entre Au e Ag em Posse, tanto na pirita quanto nos teluretos, indicam que parte do ouro está presente na pirita como teluretos de Au e Au-Ag (calaverita e silvanita), e que outros teluretos existentes no depósito apresentam fraca associação com o ouro. O modelo de mineralização aurífera associada às fases tardias da orogênese, no depósito, está diretamente relacionado à deformação por reativação de falhas e zonas de cisalhamento.

Palavras Chaves: Orogênese Brasileira; Arco Magmático Goiás; Ouro Orogênico; Teluretos.

ABSTRACT

The Au-Te Posse deposit (with reserves of 23.8 Mt (dry), average grade of 1.18 g/t, and contained metal of 0.902 Moz) is classified as an orogenic gold deposit hosted in a granodioritic gneiss, located in the northern segment of the Goiás Magmatic Arc, central Brazil. This deposit was developed during the late stages of the Brasiliano Orogeny and was affected by a regional metamorphism of amphibolite facies and retrograded to greenschist facies. The deposit is located 5 km north of the Mara Rosa city, in the state of Goiás, Brazil. The mine, when in operation, had an open pit system with a pit that extended for 1 km in length and 40 to 70 meters in width. In this study, we discuss, based on petrographic and chemical information, the process of hydrothermal alteration of the host rocks and its association with mineralization, highlighting the importance of the telluride minerals in the metallogenetic context of the deposit. Three lithotypes are distinguished in the Au-Te Posse deposit: granodioritic gneiss (Posse gneiss), mafic metavolcanic rocks (amphibolite), and kyanite-muscovite schist. Pervasive hydrothermal alteration zones associated with gold mineralization occur at the contact between the gneiss and the amphibolite, which have been classified based on the intensity of

alterations, their different types, and mineralogical assemblages, namely: early, intermediate, advanced, and late stages, showing variable intensities of silicification, carbonation, sulfidation, and sericitization processes. In addition to the Posse Orogenic system, a second system was identified, named as pre-orogenic system (kyanite-muscovite schist) associated with a possible source of Te, as well as other elements such as Bi, Cu, and Mo. It is important to highlight that the positive correlation between Au and Ag in Posse, both in pyrite and tellurides, indicates that part of the gold is present in pyrite as Au tellurides and Au-Ag tellurides (calaverite and sylvanite), and that other tellurides in the deposit show weak association with gold. The model for gold mineralization associated with the late stages of orogenesis in the deposit is directly related to deformation through reactivation of faults and shear zones.

Keywords: Brasiliano Orogeny; Goiás Magmatic Arc; Orogenic Gold; Tellurides.

SUMÁRIO

Capítulo 1 - Introdução

1. INTRODUÇÃO	10
1.1 Apresentação e Objetivos	10
1.2 Histórico do Depósito de Au Posse	11
1.3 Localização e Vias de Acesso	12
2. TIPOS DE DEPÓSITOS ASSOCIADOS	13
2.1 Depósitos de Ouro Orogênico	14
2.1.1 Classificação.....	14
2.1.2 Ambientes Geológicos de Formação e Modelos Genéticos	17
2.1.3 Depósitos de Ouro Orogênico Associado a Teluretos.....	18
2.1.4 Alterações Hidrotermais em depósitos de Au orogênico	19
2.1.5 Implicações para a Fonte e Enriquecimento do Ouro	20
3.AMOSTRAGEM E METODOLOGIA	21
3.1 Pesquisa Bibliográfica	21
3.2 Trabalhos de Campo	22
3.3 Descrição de Testemunho de Sondagem e Afloramentos	22
3.4 Petrografia	23
3.5 Química Mineral.....	23
4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	24

Capítulo 2: Artigo - *O Depósito de Au-Te Posse, Arco Magmático Goiás, Brasil Central: Zoneamento Hidrotermal e Mineralogia dos Teluretos*

1. INTRODUÇÃO	30
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	31
3. PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	34
4. GEOLOGIA DO DEPÓSITO	35
5. MINERALIZAÇÃO DE AU EM POSSE	39

5.1.Petrografia e Sequência de Alteração Hidrotermal	40
5.1.1.Ortognaisse Granodiorítico	40
5.1.2.Metavulcânicas máficas.....	47
5.2. Deformação e Metamorfismo.....	48
5.3. Química mineral	49
5.3.1. Silicatos	50
5.3.2. Sulfetos	61
5.3.3. Teluretos	63
5.3.4 Ouro Livre	65
6. DISCUSSÕES.....	68
6.1. Alteração Hidrotermal e Gênese da Mineralização Aurífera.....	68
6.2. O Significado dos Elevados Teores de Telúrio Associados à Mineralização Aurífera em Posse	70
7. CONCLUSÕES.....	72
8. REFERÊNCIAS.....	74

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Capítulo I - INTRODUÇÃO

Figura 1: Mapa de Localização da área de estudo com as principais cidades, vias de acesso e o depósito de Au Posse. Fonte: DNIT, IBGE, SEI 13

Figura 2: Depósitos orogênicos formam-se em várias profundidades, durante mudanças orogênicas tardias de regimes compressional para transpressional ou transtensional. A maioria forma-se nas fácies xisto verde ou nas fronteiras xisto verde-anfibolito de fluidos aquoso-carbônicos com alto $\delta^{18}O$. Groves et al. (2005)..... 16

Figura 3: Cinturões acrescionários deformados, adjacentes a arcos magmáticos continentais, em regiões de ante-arco e retroarco de margens continentais ativas, assim como ao longo de margens cisalhadas de batólitos de arco. (Goldfarb et al. 2015, modificado de Groves et al. 1998)..... 18

Figura 1: Imagens de satélite da mina com a localização de 3 furos (verde) amostrados, furo 18P086, à esquerda, furo 18P061 no centro e furo 18P047 à direita (Amarillo, 2018).

Figura 5: Mapa geológico regional com as divisões do Orógeno Brasília (Fuck et al., 1994)..... 26

Figura 6: Mapa geológico do Arco Mágmató Mara Rosa mostrando as sequências metavulcânicas-metassedimentares de Mara Rosa (900-800 Ma) e Santa Teresinha (670-600 Ma) e os depósitos 1= Cu-Au Chapada 2= Au-barita Zacarias e 3= Au Posse (Oliveira et al. 2014)..... 27

Capítulo II – ARTIGO: *O Depósito De Au-Te Posse, Arco Mágmató Goiás, Brasil Central: Zoneamento Hidrotermal e Mineralogia dos Teluretos*

Fig. 1: Mapa geológico regional com as divisões do Orógeno Brasília (Fuck et al., 1994). 33

Fig. 2: Mapa geológico do Arco Mágmató Mara Rosa mostrando as sequências metavulcânicas-metassedimentares de Mara Rosa (900-800 Ma) e Santa Teresinha (670-600 Ma) e os depósitos 1= Cu-Au Chapada 2= Au-barita Zacarias e 3= Au Posse (Oliveira et al. 2014)..... 34

Fig. 3: Mapa regional evidenciando os litotipos correlatos à sequência metavulcano sedimentar Mara Rosa e o depósito de Au Posse (Arantes et al., 1991; Oliveira et al., 2016).....36

Fig. 4: Mapa geológico do depósito de Au Posse evidenciando a zona mineralizada e rochas encaixantes, além das cavas norte e sul (Modificado de Palermo, 1996). 37

Fig. 5: As principais rochas encaixantes do depósito de Au-Te Posse: a) Unidade intrusiva Posse representada por ortognaisse granodiorítico. b) fotomicrografia do ortognaisse exibindo mineralogia principal com quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), microclínio (Mc), epidoto (Ep) e biotita (Bt). c) metavulcânica máfica representada por afloramento de anfibolito evidenciando forte controle estrutural e boudinage; d) fotomicrografia do anfibolito exibindo anfibólio com textura nematoblástica e plagioclásio. e) cianita

muscovita xisto evidenciando coloração azulada característica de cianitas. f) fotomicrografia do cianita muscovita xisto evidenciando grandes cristais de cianita (Ky) (nicóis descruzados sob luz transmitida) g) fotomicrografia do cianita muscovita xisto evidenciando grandes cristais de cianita (Ky) (nicóis cruzados sob luz transmitida). ... **38**

Fig. 6: Seção geológica esquemática do depósito evidenciando o contato entre as rochas encaixantes ortognaissicas granodioríticas e anfibolitos e suas porções mineralizadas por consequência da percolação de fluidos hidrotermais no contato dos litotipos. **39**

Fig.7: Estágio Precoce de alterações hidrotermais do depósito de Au-Te Posse: a) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando foliação discreta e sericitização marcada por grãos com aspecto brilhante nas porções esbranquiçadas da rocha. b) fotomicrografia do ortognaisse exibindo mineralogia principal com quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), microclínio (Mc) e biotita (Bt), com destaque para a formação de grãos grandes de muscovita (Ms) alterando plagioclásio e microclínio. C) fotomicrografia do ortognaisse exibindo a transformação de grão de microclínio em, inicialmente sericita com posterior desenvolvimento de muscovita. D) fotomicrografia do ortognaisse exibindo a transformação de grão de magnetita (Mag) e pirita (Py) marcando o início do processo de sulfetação no depósito. **41**

Fig. 8: Estágio Intermediário de alterações hidrotermais do depósito de Au-Te Posse: a) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando foliação bem marcada com sulfetação marcada por porções douradas na rocha, bem como silicificação evidenciando porções esbranquiçadas. b) fotomicrografia do ortognaisse exibindo pirita (Py) e calcopirita (Ccy). C) fotomicrografia do ortognaisse exibindo a transformação de grão de plagioclásio em carbonato. D) fotomicrografia do ortognaisse exibindo xistosidade obliterando completamente a mineralogia original da rocha marcado por biotita (Bt), muscovita (Ms) e sericita (Sc). **42**

Fig. 9 Estágio avançado de alterações hidrotermal: a) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando foliação bem marcada e vug preenchido por quartzo evidenciando lineação de crescimento mineral em tracejado vermelho. B) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando diversos planos de foliação que se interceptam em linha tracejada branca. C) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando processo de silicificação com sulfetação, onde o processo pode ser observado pela linha tracejada amarela (silicificação). D) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando veio de quartzo e *vugs* preenchidos por Qz. E) Matriz da rocha ortognaissica dominada pela silicificação, evidenciando cristais de microclínio (Mc), carbonato (Cb) e quartzo (Qz). F) Carbonatação avançada evidenciando cristais de calcita (Cb). G) Sulfetação evidenciada por cristais de pirita (Py) e molibdenita (Mol). G) Cristais de pirita (Py) e calcopirita (Ccp) evidenciando avanço da sulfetação no sistema..... **44**

Fig. 10: Estágio posterior de alterações hidrotermal: a) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando intercalações de porções máficas (anfíbolito) e félsicas (ortognaisse). B) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando intercalações de porções máficas (anfíbolito) e félsicas (ortognaisse). C) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando brechação com preenchimento de minerais máficos em preto. D) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando intercalações de porções máficas (anfíbolito) e félsicas (ortognaisse), bem como superfície rosada, indicando alteração potássica, além de evidenciar brechação com preenchimento de minerais máficos em preto. E) Matriz da rocha ortognaissica alterada pervasivamente evidenciando

carbonatação intensa e venulação de biotita e magnetita associados. F) Associação de epidoto e biotita em venulação característicos da intensa alteração posterior no depósito. G) Carbonatação pervasiva na rocha com associação de magnetita. H) Carbonatação exibindo grãos grossos de calcita, com venulação de associação epidoto e biotita e veios de microclínio associados.46

Fig. 11: Rocha metavulcânica básica. A) Rocha metavulcânica básica evidenciando foliação bem marcada. B) Rocha metavulcânica básica evidenciando cor esverdeada característica da associação mineralógica de anfibólios e biotita. C) Matriz da rocha anfibolítica evidenciando mineralogia com anfibólio, plagioclásio e biotita. D) Matriz da rocha anfibolítica evidenciando mineralogia com anfibólio e plagioclásio, destaque para os grãos cominuídos com o avanço da deformação. E) Anfibólios sendo consumidos para a formação de biotita secundária, causando seu descoloramento (nicóis descruzados sob luz transmitida). F) Anfibólios sendo consumidos para a formação de biotita secundária, causando seu descoloramento (nicóis cruzados sob luz transmitida). Bt (biotita) Amp (Anfibólio)Pl(plagioclásio).....48

Fig.12: Estruturas observadas no depósito. A) e B) Dobras isoclinais em ortognaisse em afloramento de lajedo em drenagem destacadas pelas bandas onde se concentram quartzo. (Modificado de Costa & Marques, 2022). C) Dobra parasítica em afloramento com dobras suaves, com vergência para N. (Modificado de Costa & Marques, 2022). D) Amostras de testemunho de sondagem de anfibolito tectonicamente deformados apresentando faixas finas, foliadas, boudinagem e pequenas dobras intrafoliares.....49

Fig. 13: Diagramas para as micas potássicas. A) Diagrama de classificação de Tischendorf et al. (2007) para micas potássicas. B) diagrama ternário Ti x Mg x Na de Miller et al., 1981. 51

Fig. 14: Química mineral das biotitas. A) Diagrama ternário com os membros finais $TiO_2 - FeO^* + MnO$ (onde $FeO = FeO + MnO$) e MgO , com base em Nachit *et al.* (2005). Os domínios P, R e S representam, respectivamente, primária, reequilibrada e neoformada. As amostras selecionadas são de domínios de medio teor, baixo teor, pós alteração e deformação mais intensas. B) Diagrama ternário com os membros finais $MgO - FeO^*$ e Al_2O_3 (posterior a Abdel-Rahman (1994). que individualiza os campos para Suítes Alcalinas Anorogênicas (A), Suítes Orogênicas Cálcio-Alcalinas (C) e Suítes Peraluminosas (P)..... 53

Fig. 15: Variação composicional dos feldspatos no diagrama ternário proposto por Deer et al. (1992)..... 54

Fig. 16: Relações de Elementos traço na estrutura da pirita. A) Relação S x Te. B) Relação positiva entre Au x Te. C) Relação positiva entre Au x Bi. D) Relação Au x Ag. E) Relação positiva entre Au x Pb. F) Relação positiva entre Au x Cu. G) Relação positiva entre Au x Zn. 62

Fig. 17: Relação de elementos traço e maiores nos teluretos. A) Relação Au x Ag (em peso) nos teluretos calaverita e silvanita evidenciando relação de substituição do Au pela Ag. B) Relação Au x Fe (em peso) na calaverita e silvanita evidenciando a substituição do Au pelo Fe na calaverita e relação diretamente proporcional na silvanita. C) Relação Au x Bi (em peso) na calaverita e silvanita evidenciando relação de substituição do Au pelo Bi na calaverita, enquanto que na silvanita a relação apresenta-se linear com

tendências diretamente proporcionais. D) Relação Cu x Au (em peso) na calaverita e silvanita evidenciando relação de substituição do Cu pelo Au na estrutura da calaverita enquanto que na silvanita a relação é diretamente proporcional. **64**

Fig. 18: Relação de elementos traço e maiores nos teluretos. A) Relação Au x Ag (em peso) nos teluretos calaverita e silvanita evidenciando relação de substituição do Au pela Ag. B) Relação Au x Fe (em peso) na calaverita e silvanita evidenciando a substituição do Au pelo Fe na calaverita e relação diretamente proporcional na silvanita. C) Relação Au x Bi (em peso) na calaverita e silvanita evidenciando relação de substituição do Au pelo Bi na calaverita, enquanto que na silvanita a relação apresenta-se linear com tendências diretamente proporcionais. D) Relação Cu x Au (em peso) na calaverita e silvanita evidenciando relação de substituição do Cu pelo Au na estrutura da calaverita enquanto que na silvanita a relação é diretamente proporcional **65**

Fig. 19: Ouro livre na amostra do veio mineralizado CLA-01. A) ouro livre em fratura de grão de pirita. B) Detalhe da foto A evidenciando detalhes do ouro livre na amostra na fratura da pirita. **65**

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Análises químicas representativas de muscovitas no depósito de Au Posse....	56
Tabela 2: Análises químicas representativas de biotitas no depósito de Au Posse.....	57
Tabela 3: Análises químicas representativas de feldspatos no depósito de Au Posse...	59
Tabela 4: Análises químicas representativas de piritas com Au no depósito Posse.....	66
Tabela 5: Análises químicas representativas de molibdenitas no depósito de Au Posse.	67
Tabela 6: Análises químicas representativas de teluretos no depósito de Au Posse.....	67

LISTA DE NOMENCLATURAS E ABREVIÇÕES

Abreviação Instrumentação Analítica	Nomenclatura
EDS	Energy Dispersive Spectrometry
WDS	Wavelength Dispersive Spectrometer

Abreviação Unidades	Nomenclatura
g/t	Gramas por tonelada
kV	Kilovolts
ppm	Partes por milhão
W	Watt
wt. %	Porcentagem em peso
µm	Micrometro
°C	Graus Celsius
Mt	Milhões de toneladas
Moz	Milhões de onças
m	metro
km	Quilômetro
Kbar	Kilobar
Ma	Milhões de Anos
Ga	Giga anos

Abreviação Minerais	Nomenclatura
Qz	Quartzo
Ky	Cianita
Bt	Biotita
Ms	Muscovita
Sc	Sericita
Cb	Carbonato
Ep	Epidoto
Mc	Microclínio
Kf	K-feldspato
Pl	Plagioclásio
Mol	Molibdenita
Py	Pirita
Ccy	Calcopirita
Clv	Calaverita
Frb	Frohbergita
Au	Ouro
Ag	Prata
Syv	Silvanita

Outras Abreviações	Nomenclatura
VMS	<i>Volcanogenic massive sulfide</i>
SOP	Sistema Orogênico Posse
Fig.	Figura
UNB	Universidade de Brasília
IG	Instituto de Geociências
GO	Goiás

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e Objetivos

O depósito de Au Posse está localizado 5 km a norte da cidade Mara Rosa, no estado de Goiás, Brasil. A mina, quando em operação, dispunha-se em *open pit* e sua cava abrange uma área de 1 km de extensão e 40 a 70 metros de largura. O Projeto de Au Posse abrange área de 2.552 hectares em três concessões de lavra, com reserva inicialmente estimada por Arantes et al. (1991) até a profundidade de 60 metros, em 1,7 Mt, com teor médio de ouro de 2,24 g/t. Campanhas recentes de exploração mineral vêm sendo realizadas no depósito desde 2018 e as informações acerca de reserva, teor médio e minério contido foram atualizadas em 23,8 Mt (seca) e 1,18 g/t, 0.902 Moz, respectivamente. O contexto geológico do depósito envolve a sequência meta-vulcanossedimentar Mara Rosa, associada a intrusões plutônicas tonalíticas a granodioríticas que além do ouro em Posse, hospedam mineralizações de ouro e cobre, cujos principais depósitos são representados por Au-Ag-barita Zacarias, Cu-Au Chapada (Lacerda, 1986; Arantes et al., 1991; Poll, 1994; Palermo et al., 2000; Oliveira et al., 2004, 2016; Ferreira, 2020; James, 2022), além de garimpos diversos.

Trabalhos prévios realizados por Angeiras (1988), Arantes (1991), Palermo (1996), Pimentel et al. (1998) e Araújo (2016), além de empresas, como Mineração Colorado Ltda (BHP Utah) e Amarillo Gold, caracterizaram alguns aspectos relacionados às mineralizações no depósito de Au Posse, porém estas pesquisas não foram direcionadas, para a integração de dados que culminassem na compreensão do zoneamento hidrotermal do depósito e relevante papel dos teluretos. Através de análises petrográficas e química mineral as condições sob as quais esse depósito foi formado, sobretudo os mecanismos geradores da mineralização de ouro puderam ser melhor compreendidas. Sabendo disso, a proposta que conduziu esse estudo foi relevante não só para o entendimento dos principais processos e eventos que contribuíram para gênese de suas mineralizações, mas influenciar na interpretação de outros depósitos de ouro orogênico pré-cambrianos, bem como futuros trabalhos exploratórios/prospectivos nessa área. Com intuito de estabelecer essa relação, foram feitas análises em escala de detalhe

e regionais, bem como integração de dados litogeoquímicos, petrográficos e química mineral do depósito.

A caracterização do depósito foi feita através das interpretações obtidas em campo e em laboratório, através da descrição de afloramentos, furos de sondagem e lâminas petrográficas, além da integração de dados já existentes. A pesquisa foi desenvolvida de modo a caracterizar as alterações hidrotermais evidenciadas através das rochas encaixantes em seus diferentes sistemas hidrotermais e estágios evolutivos e destacar a importância dos minerais de telúrio no contexto metalogenético do depósito.

Sabendo disso, o foco desse projeto foi de: **(a)** determinar, através de análises macro e microscópicas, os diferentes halos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas encaixantes, auxiliando assim no refinamento de dados relativos à mineralização aurífera no depósito. **(b)** Caracterizar, através da química mineral, os diferentes eventos que contribuíram para gênese das mineralizações no depósito enfatizando o papel dos Teluretos.

O trabalho foi organizado em capítulos. O primeiro capítulo inicia-se pela introdução do que foi desenvolvido durante a pesquisa além de breve histórico acerca da evolução do conhecimento no depósito, seguido pelo estado da arte sobre os depósitos de ouro orogênicos associados a teluretos, e é finalizado pelos materiais e métodos desenvolvidos durante a pesquisa e a caracterização da geologia regional. O segundo capítulo é constituído pelo artigo “O Depósito de Au-Te Posse, Arco Magmático Goiás, Brasil Central: Zoneamento Hidrotermal e Mineralogia dos Teluretos”.

1.2 Histórico do Depósito de Au Posse

A descoberta do minério de ouro na região é datada do século 18, por exploradores portugueses, onde o minério era extraído de depósitos aluviais e coluviais (Arantes, 1991). O depósito então, foi alvo de pesquisas geológicas, pela primeira vez em 1982, durante o programa regional de prospecção mineral, efetuado no projeto Mara Rosa, realizado pela Mineração Colorado. As atividades de pesquisa mineral avançaram através de mapeamentos geológicos e geofísicos de detalhe, bem como amostragens geoquímicas de solo que obtiveram resultados satisfatórios e culminaram em sondagens geológicas em profundidade. Numerosas campanhas de sondagem foram feitas na propriedade desde então, realizadas por: BHP Billiton (1982 – 1987), WMC (1988 – 1995) Amarillo Gold

Corporation (2005 – 2021) e Hochschild Mining (2022-atual), possibilitando maior compreensão do depósito, tanto a nível econômico quanto científico.

Estudos sobre o depósito são controversos em relação à gênese da mineralização. Angeiras et al (1985) estabelecem a mineralização do depósito em duas fases, inicialmente, singenética, originada em célula epitermal no fundo do oceano, concomitante com a deposição de tufos máficos enquanto a segunda, relaciona a circulação de fluidos hidrotermais e posterior deposição da mineralização. Mais tarde, Arantes (1991) descreve a mineralização no depósito e caracteriza sua origem por processos epigenéticos. Palermo (1996) trouxe então proposta que associa a mineralização com processos epigenéticos relacionados a eventos hidrotermais tardios associados à deformação, com o desenvolvimento de assembleia contendo moscovita, epídoto, quartzo, albita, sericita e carbonato.

Atualmente, o modelo genético aceito para o depósito de Au (Te) Posse é o de ouro orogênico, que associa a gênese da mineralização a halos de alteração hidrotermal em rocha gnáissica granodiorítica, relacionados à deformação, circulação de fluidos tardios, deposição de óxidos, sulfetos, e a presença de teluretos, proposto por Oliveira et al (2004). Mais tarde, Araújo (2016), caracterizou os teluretos do depósito, associando o minério de ouro a sua estrutura, bem como dentro da estrutura da pirita.

Atualmente, a detentora dos direitos minerários da Mina Posse é a empresa Hochschild Mining PLC, que em novembro de 2021 firmou um acordo com a Amarillo Gold Corporation para assumir a implantação do novo projeto da Mina em Mara Rosa. A empresa vem desenvolvendo novos alvos exploratórios de pesquisa enquanto trabalha para a reativação das cavas do depósito.

1.3 Localização e Vias de Acesso

O Depósito de Au Posse está localizado no estado de Goiás, região central do Brasil, a aproximadamente 6 km norte da cidade Mara Rosa e a 332 km norte da capital federal, Brasília (Figura 1)

O depósito situa-se a latitude 13°58.395' S e longitude 49° 10.690' W ou 696.900 mE, 8.454.500 mN e insere-se na porção sul da carta topográfica ao milionésimo de Muntunópolis (SD-22-X-D-IV). Para acessar o depósito, a partir de Brasília, deve-se seguir pelas rodovias BR-070, BR-414, BR-080, e GO-239 até Mara Rosa.

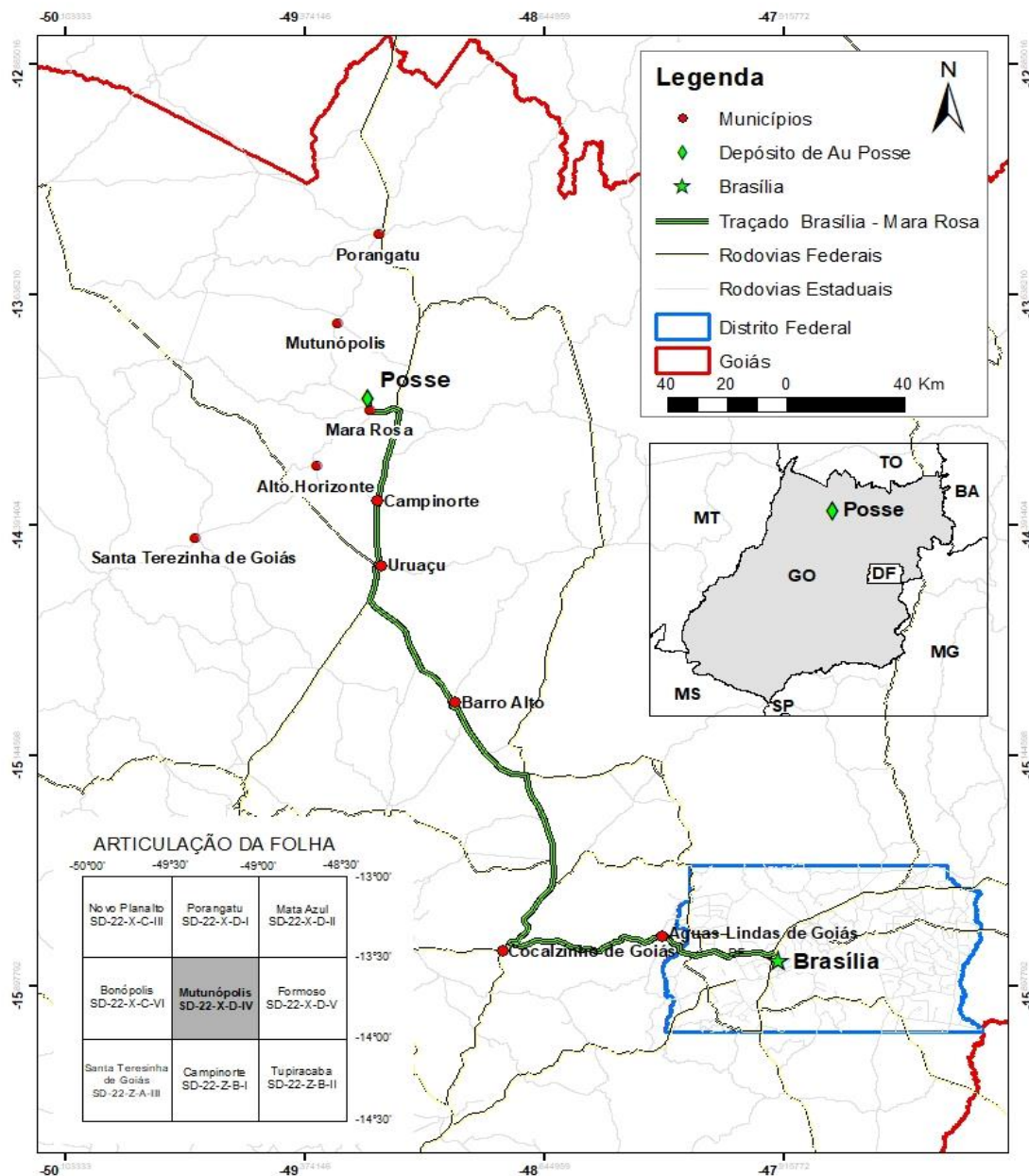


Figura 2: Mapa de Localização da área de estudo com as principais cidades, vias de acesso e o depósito de Au Posse. Fonte: DNIT, IBGE, SEI

2. TIPOS DE DEPÓSITOS ASSOCIADOS

Através do entendimento geológico acerca do Arco Magmático Mara Rosa, passando de ambiente do tipo *greenstone* para ambiente de arco de ilhas, as unidades metavulcanossedimentares, gnáissicas e corpos intrusivos que antes eram interpretados separadamente, agora são vistos como corpos contínuos dentro do processo evolutivo de arco de ilhas. A evolução do conhecimento geológico regional, corroborou para a atual e

mais bem aceita proposta para a gênese das mineralizações auríferas que segundo Oliveira et al (2004) corresponde ao modelo de ouro orogênico.

Sabendo disso, há a necessidade de maior detalhamento desse modelo afim de corroborar para a interpretação dos resultados obtidos nessa pesquisa e serão melhor abordados através do estado da arte desses depósitos.

2.1 Depósitos de Ouro Orogênico

Antes da década de 1990, havia grande variedade de termos para os chamados *gold-only deposits*, ou ainda depósitos mesotermiais (Nesbitt et al., 1986). O termo depósito de ouro orogênico foi definido por Groves et al. (1998), para unificar depósitos de ouro em terrenos metamórficos. Groves et al. (1998), seguido por Goldfarb et al. (2001, 2005), apontam que esses depósitos, seja de idade pré-cambriana ou fanerozóica, possuem diversas características em comum, que incluem: **i)** serem formados durante os estágios finais da orogênese, dentro da fase principal de encurtamento da crosta em regimes compressionais ou transpressionais. **ii)** esses depósitos são parte integrante da evolução de terrenos acrescionários ou colisionais relacionados à subducção, deformação e metamorfismo, em que as sequências de rocha hospedeira foram geradas em arcos, *back-arcs* ou prismas acrescionários. **iii)** esses depósitos são comumente extensos verticalmente, onde o minério existente é predominantemente ouro. **iv)** Caracterizam-se por possuir amplo equilíbrio térmico com as rochas encaixantes, fluidos aquo-carbônicos (H₂O – CO₂–CH₄ – N₂ – H₂S) de baixa salinidade, próximo a neutro, sendo o ouro transportado em complexos redutores de enxofre, que podem sofrer separação de fases durante a advecção e deposição de ouro. Com base nessas semelhanças, o grupo de depósito foi definido, pelo agora amplamente aceito, termo “depósito de ouro orogênico”. Além disso, esses depósitos podem ocorrer em profundidades crustais que vão de 2 a 15, por vezes até 20 km (Groves 1993; Kolb e Meyer 2002; Kolb et al. 2005a, b, 2015). Esse tipo de depósito, normalmente se forma dentro ou redor das falhas, fraturas e zonas de cisalhamento, onde sua gênese envolve altos fluxos de fluidos com pressões quase litostáticas ao longo das estruturas hospedeiras, enquanto estão sendo ativamente deformadas (Cox et al. 1999).

2.1.1 Classificação

Groves et al. (2003) relata que os depósitos de ouro orogênico são diversos em termos de idade (Meso-Arqueano a Terciário), geometria (veios, enxames de veios a depósitos disseminados), controles estruturais (falhas reversas, estruturas em *strike-slip* e menos

comumente, falhas normais), rochas hospedeiras (sequências máfico-ultramáficas, rochas sedimentares ou granitóides), além de grau metamórfico de rochas hospedeiras (fácies xisto-verde a granulito, embora principalmente fácies xisto-verde). Esses depósitos são tipicamente desenvolvidos em terrenos que experimentaram temperaturas que variam de moderada a alta (200°–650° C), e pressão de formação que varia de baixa a moderada (0,5–5 kbars), com conseqüente geração de grandes volumes de fundidos graníticos (Powell et al., 1991) e alteração de hospedeira com assembleia mineral (carbonato a diopsídio, muscovita a biotita / flogopita) e associações de metais (Au com variáveis de Ag, As, B, Bi, Cu, Pb, Sb, Te, W e Zn).

Como resultado de sua diversidade foi proposto por Groves et al. (1998) classificação unificadora para esses depósitos de ouro baseado na tectônica e tempo de formação, quando comparados a outros tipos de depósitos de ouro. Essa classificação destaca também, que esses depósitos se formam em ampla gama de profundidades e temperaturas. Groves et al. (1998) classificou os depósitos de ouro orogênico sob as seguintes condições de formação.

- a) Epizonal, quando formados em profundidade acima de 6,0 Km e temperaturas entre 150°C e 300°C
- b) Mesozonal, se formado em faixa de profundidade entre 6,0 e 12,0 Km, e temperaturas de 300°C a 470°C.
- c) Hipozonal se o depósito se formar em profundidades acima de 12 km e temperaturas acima de 475°C (Figura 2)

A formação de depósitos de ouro orogênico pode estar relacionada à desidratação de rochas crustais em cinturões orogênicos submetidos a metamorfismo progradante sob gradientes geotérmicos moderados a altos (Goldfarb et al., 1991; Powell et al., 1991; Goldfarb e Groves, 2015).

Essa deposição de ouro ocorre a partir de fluidos hidrotermais que migram ao longo de sistemas de falhas em escala crustal, em depósitos, em sua maioria, localizados próximos à base do regime continental sismogênico na transição do sistema rúptil-dúctil (Sibson, 1990, 2004). Eles normalmente se formam em profundidades mesozonais de 6 a 12 km, embora a profundidade possa ser variável, entre 2 e mais de 15 km (Groves et al., 1998). Acredita-se que a deposição mineral dentro dos depósitos hospedados por falhas ocorra durante grandes eventos sísmicos (Sibson et al., 1988; Cox et al., 2001; Cox, 2016). Cox et al (2001) escreve que é amplamente reconhecido que as falhas têm enorme capacidade de criar vias (condutos) de migração de fluido eficientes na crosta. Esta capacidade é essencialmente determinada pelo papel mecânico de falhas na geração de

deslocamentos e dilatação. Avanços no entendimento das interações entre falha, rocha hospedeira, deformação (desenvolvimento de permeabilidade), fluxo de fluido e reação química (precipitação mineral) são, portanto, pontos críticos para entender os processos de mineralização.

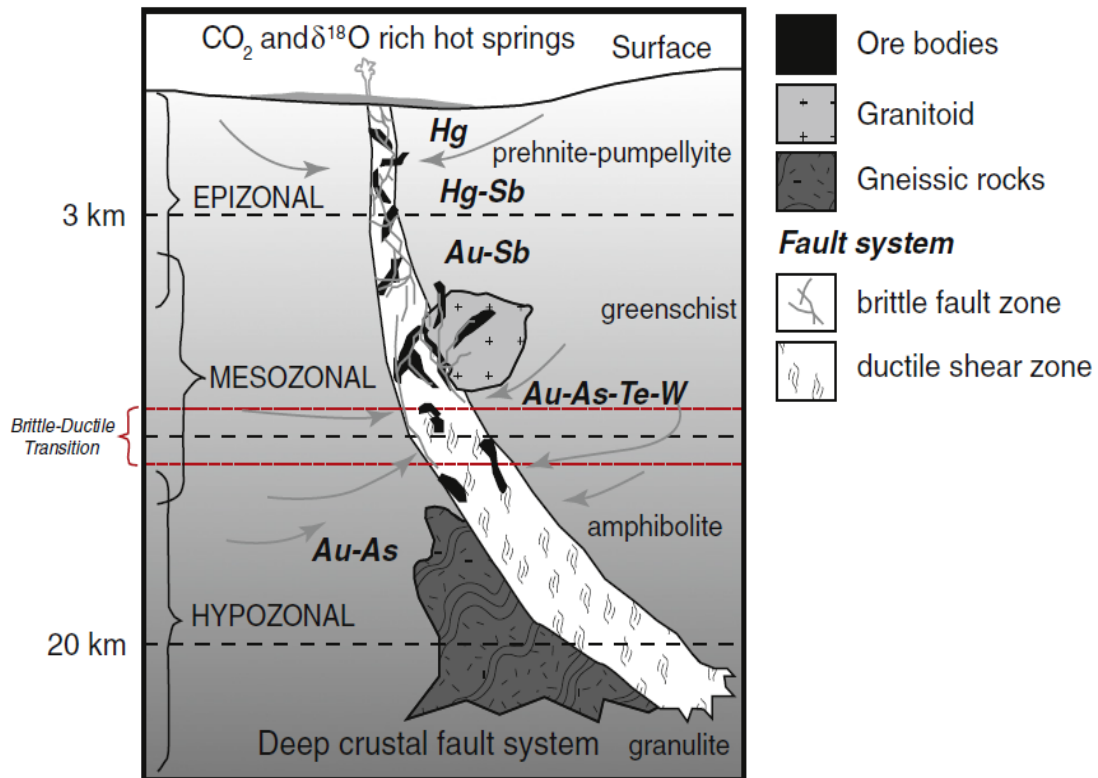


Figura 3: Depósitos orogênicos formam-se em várias profundidades, durante mudanças orogênicas tardias de regimes compressional para transpressional ou transtensional. A maioria forma-se nas fácies xisto verde ou nas fronteiras xisto verde-anfibolito de fluidos aquoso-carbônicos com alto $\delta^{18}\text{O}$. (Groves et al. (2005))

Os condutos de migração de fluido entre as fontes do metal e locais de deposição de minério em sistemas hidrotermais são governados por gradientes de pressão de fluido, efeitos de fluatibilidade e distribuição de permeabilidade. Os controles estruturais na formação de minério em muitos sistemas epigenéticos derivam em grande parte do papel que os processos de deformação e pressões de fluido desempenham na geração e manutenção da permeabilidade dentro de falhas ativas, zonas de cisalhamento, redes de fratura associadas, além de várias outras estruturas em diversos níveis crustais (Cox et al., 2001).

Em uma escala regional, depósitos de minério tendem a ocorrer nas proximidades de grandes falhas regionais transcrustais de "primeira ordem" e zonas de cisalhamento

que serviam como principais condutos para fluidos mineralizantes (Cox et al.,1999). Essas falhas são dominadas por zonas de cisalhamento rúptil-dúctil a dúctil e podem desenvolver, menos comumente, veios extensionais e conjuntos de veios. Em uma escala de depósito, no entanto, essas mineralizações são frequentemente localizadas dentro de "estruturas de segunda e terceira ordem".

A deformação localizada ao longo de redes de falhas, zonas de cisalhamento e seus sistemas de fraturas associados, aumenta a permeabilidade dessas estruturas, em relação à rocha encaixante, e conduz o fluxo de fluido ao longo dessas estruturas (Cox et al.,1999). A identificação e mapeamento cuidadoso dessas estruturas é importante ferramenta para a caracterização de depósitos minerais.

2.1.2 Ambientes Geológicos de Formação e Modelos Genéticos

Goldfarb et al (2001) propõem que os depósitos de ouro orogênico podem ser encontrados em três diferentes configurações temporais/geotectônicas. O primeiro, por minérios hospedados em *greenstone belts* arqueanos, formados principalmente entre 2750 e 2520 Ma, em terrenos granito-greenstone. O segundo grupo é representado por minérios hospedados por sedimentos paleoproterozóicos datados entre 2100 e 1730 Ma e rochas vulcânicas depositadas nas margens dos terrenos granito-greenstone, além de BIFs e cherts como litologias hospedeiras igualmente favoráveis nesses terrenos. O terceiro grupo de minérios se formou entre 650 e 50 Ma em rochas sedimentares marinhas adjacentes a margens continentais ativas. Embora os processos que formam depósitos de ouro orogênico continuem atualmente, a ausência de sistemas de minério significativos com menos de 50 Ma reflete a abstenção do tempo necessário para soerguimento dos minérios formados em profundidades médias da crosta. Depósitos fanerozóicos geralmente ocorrem em terrenos de *fore-arc* adjacentes a um arco continental relacionado à subducção (Figura 3); no entanto, alguns podem ocorrer em bacias de *back-arc* deformadas.

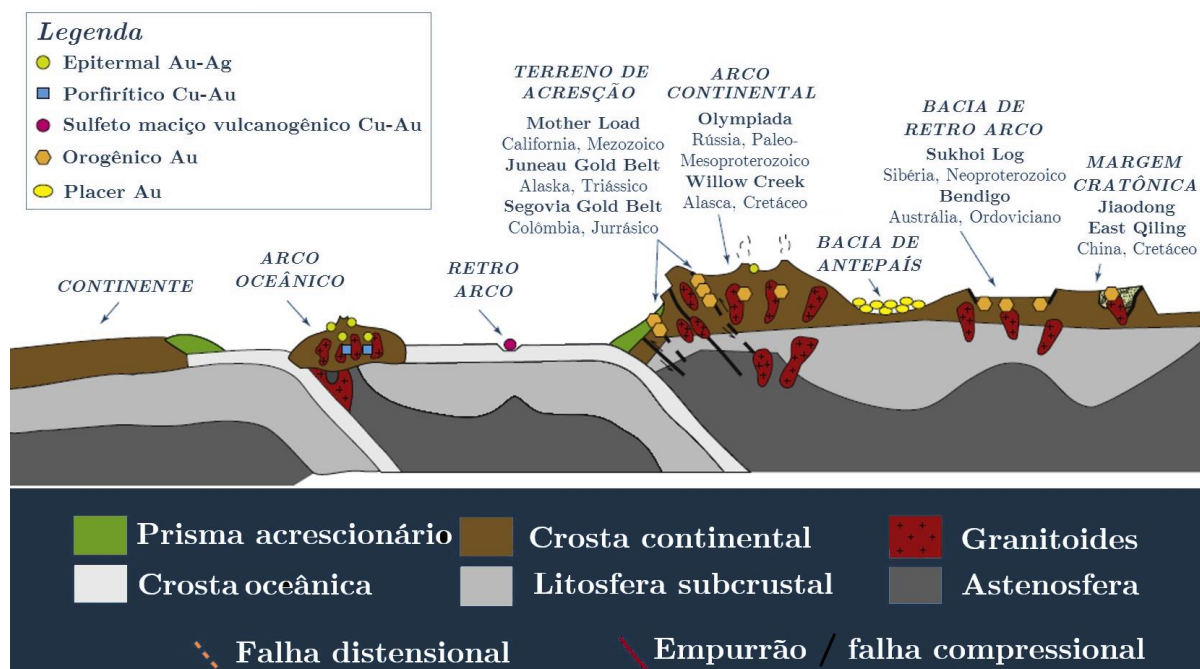


Figura 4: Cinturões acrescionários deformados, adjacentes a arcos magmáticos continentais, em regiões de ante-arco e retroarco de margens continentais ativas, assim como ao longo de margens cisalhadas de batólitos de arco. (Goldfarb et al. 2015, modificado de Groves et al. 1998)

2.1.3 Depósitos de Ouro Orogênico Associado a Teluretos

Minérios de ouro e telúrio associados podem ocorrer em depósitos do tipo orogênicos, epitermais, *intrusion related* (Cook and Ciobanu, 2005). O enriquecimento em teluretos é, no entanto, observado em escala mais ampla como, por exemplo, em depósitos do tipo VMS ricos em Au, pórfiro Au (Cu) e skarns ricos em Au (Cook and Ciobanu, 2009). Sabendo disso, depósitos de ouro orogênico, podem conter altas abundâncias de fases minerais contendo telúrio e podem estar presentes tanto em depósitos pré-cambrianos quanto fanerozóicos (Goldfarb et al., 2015). Enquanto todos os depósitos de ouro orogênicos mostram algum enriquecimento em Te em comparação com a crosta continental (~3-5 ppb) (Wedepohl, 1995; Li & Schoonmaker, 2003), há uma variação considerável nos enriquecimentos. Alguns valores mais baixos de Te estão associados a depósitos que não têm conexão com atividades magmáticas (por exemplo, depósitos em Otago e Alpine Schist, Nova Zelândia; Pitcairn et al., 2006). Então, inversamente, é possível que alguns exemplos de enriquecimento em Te em depósitos de ouro orogênicos (Goldfarb et al., 2016) resultem de *inputs* magmáticos, como os depósitos do tipo *intrusion-related* relacionados a cinturões orogênicos (Thompson et al., 1999). Admitisse então que o enriquecimento de Te não está relacionado aos *inputs* magmáticos, mas ao resultado de uma combinação particular de fonte, transporte e

processos de precipitação operando nos sistemas de ouro orogênico (Spence-Jones et al. 2018). Nesses depósitos, o ouro ocorre associado a teluretos de ouro e/ou prata e ouro, ou como ouro nativo, parageneticamente ligados a teluretos de outros elementos como bismuto, ferro, chumbo e etc (Shackleton et al. 2003; Cook and Ciobanu, 2005, 2009). Além disso, Shackleton et al (2003) observaram ainda que os teluretos podem ocorrer como agregados de granulação fina, segregações maciças, grãos associados a ouro nativo, micro a nano inclusões em minerais como pirita, bem como em inclusões em carbonatos, quartzo e turmalina.

É importante destacar que os teluretos podem registrar as condições físico-químicas existentes durante a formação do minério de ouro (Spry et al., 1997; Zhai et al, 2014), portanto, a pesquisa acerca de teluretos, pode fornecer importantes informações genéticas e físico-químicas na gênese da mineralização de Au, em diversos tipos de depósitos minerais (Ciobanu et al., 2005, 2006; Cook et al., 2007, 2009b).

2.1.4 Alterações Hidrotermais em depósitos de Au Orogênico

No processo de alteração hidrotermal, os fluidos atacam quimicamente os minerais das rochas encaixantes, resultando em um intercâmbio de componentes químicos entre ambos, tendo como consequência a formação de novas assembleias minerais em equilíbrio. Os principais fatores que controlam estes processos de alteração são: a natureza das rochas encaixantes, a composição, concentração, atividade e potencial químico dos componentes presentes nos fluidos (H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , S_2 , etc), além da pressão e temperatura (Goldfarb et al., 2015).

Segundo Groves et al. (1998) os depósitos de Au orogênico exibem forte zoneamento lateral de alteração hidrotermal que vão de distais a proximais em escalas de metros. As assembleias minerais e a largura dentro das zonas de alteração geralmente variam com o tipo de rocha encaixante e o nível crustal. As alterações carbonáticas incluem ankerita, dolomita ou calcita, enquanto os sulfetos são representados por pirita, pirrotita ou arsenopirita. O metassomatismo alcalino envolve sericitização ou, menos comumente, formação de fuchcita, biotita ou k-feldspato e, por vezes albitização, enquanto minerais máficos são altamente cloritizados. Anfibólio ou diopsídeos ocorrem em níveis crustais progressivamente mais profundos onde minerais carbonáticos são menos abundantes. É importante destacar que alterações em rochas de fácies xisto verde envolvem adição de quantidades significativas de CO_2 , S, K, H_2O , SiO_2 +/- Na e LILE (Groves et al., 1998, Saunders et al., 2014, Goldfarb et al., 2015). Groves (1998) seguido

de Saunders et al (2014) citam que sulfetação, silicificação, carbonatação e sericitização são os tipos de alteração mais comuns, refletindo a mobilidade de S, Si, K e CO₂ dentro do sistema hidrotermal. Groves et al (1998) fala ainda que, carbonatação e o metassomatismo alcalino são as transformações mais comumente associadas à depósitos de ouro orogênico, contudo hidratação, sulfetação e silicificação ocorrem com frequência. No processo de sulfetação, através da formação de sulfetos por processos hidrotermais, a mineralogia desses minerais geralmente reflete a litogeoquímica da rocha hospedeira, sendo a arsenopirita o sulfeto mais comum em rochas metassedimentares, enquanto pirrita ou pirrotita são típicas em rochas ígneas metamorfozadas (Groves et al., 1998, Goldfarb et al., 2015).

2.1.5 Implicações para a Fonte e Enriquecimento do Ouro

É incoerente falar sobre um modelo único capaz de explicar todas as observações sobre fontes de fluido e metais nos depósitos de ouro orogênicos, contudo existem modelos que podem ser melhor encaixados a determinados tipos de depósitos. Goldfarb e Groves (2015) em uma revisão recente, apontaram modelos genéticos para depósitos de ouro orogênicos, onde o foco maior estava relacionado à fonte desses fluidos auríferos que apontam ao favorecimento de uma fonte de metamórfica, seja de fluidos liberados durante o metamorfismo de sequências mais profundas em bacias hospedeiras de ouro relacionada a sequências de rochas oceânicas ou a devolatilização da cunha de sedimentos acima de uma placa em subducção. A entrada de fluidos magmáticos ou fluídos derivados do manto têm sido citada para explicar variações no enriquecimento de metais, composições isotópicas e distinções mineralógicas de depósitos de ouro orogênicos (Kerrick, 1989; Kerrich e Wyman, 1990; Sillitoe e Thompson, 1998; Goldfarb et. al., 2005; Treloar et al., 2015). Eles mostram dimensões verticais de até 1 a 2 km, com zoneamento lateral sutil de metais, nas rochas encaixantes, que normalmente envolve adição de K, As, Sb, LILE, CO₂ e S, com adições variáveis de Na ou Ca em casos específicos, principalmente em depósitos localizados em rochas de fácies anfíbolito (Ridley et al., 2000).

Em diversos tipos de depósitos minerais, inclusões fluidas, isótopos estáveis e radiogênicos, fornecem forte indicativos de fonte de fluido. Contudo, Goldfarb e Groves (2015) afirmam que existem muitas incertezas com a interpretação de inclusões fluidas em depósitos de ouro orogênico, refletindo o fato de que esses depósitos são estruturalmente controlados, formados a profundidades relativamente grandes e foram

soerguidos há dezenas de milhões de anos. Como resultado, inclusões fluidas em depósitos de ouro orogênico compreendem assembleias com numerosas gerações, presas durante e pós-migração de fluidos, muitos dos quais sem relação com a formação do minério, e aqueles que são syn, podem comumente ter sofrido modificações pós aprisionamento (Goldfarb e Groves, 2015). Com relação a estudos de isótopos estáveis é aceito que estes são normalmente aplicados para definir fontes de oxigênio, hidrogênio, carbono, enxofre e nitrogênio, reconhecidos a partir de inclusões fluidas, que funcionam como importantes componentes voláteis do fluido hidrotermal (Goldfarb e Groves, 2015).

Goldfarb e Groves (2015) apontam ainda que, a maior questão relacionada a exploração desses depósitos de ouro não é a fonte geradora desse fluido, mas os caminhos que esse fluido percorreu e de que forma foram depositados naquele ambiente, sendo os aspectos mais importantes: a identificação dos ambientes crustais levando a uma migração de fluido aprimorada e focando em locais propícios para a deposição de ouro, onde ambos estão intimamente relacionados à evolução e complexidade estrutural do depósito. Groves (2018) explica que, dados relacionados a depósitos de ouro orogênicos em todo o mundo, indicam que esses depósitos se formaram de forma consistente no final da fase tectônica e evolução estrutural (D3-D4 na maioria das sequências estruturais) de seus terrenos hospedeiros, principalmente durante uma transição das fases de compressão para transpressão, relacionadas a uma mudança no campo de tensões. Assim, quaisquer estruturas pré-existentes, e não apenas estruturas sin-tectônicas, podem ser mineralizadas, sendo a geometria das estruturas e não a história das estruturas o parâmetro principal a ser levado em consideração quando se trata de exploração mineral.

3. AMOSTRAGEM E METODOLOGIA

A fim de alcançar os objetivos propostos para a realização desta dissertação, a pesquisa foi organizada nas seguintes etapas:

3.1 Pesquisa Bibliográfica

O levantamento bibliográfico referente ao tema foi desenvolvido durante todo o período de mestrado, desde a compilação de dados envolvendo a geologia regional do depósito, além dos levantamentos acerca da metalogênese de depósitos minerais, processos hidrotermais, processos de formação das mineralizações de depósitos de ouro orogênico, visando a complementação acerca do tema central do projeto.

3.2 Trabalhos de Campo

A etapa de campo foi realizada para reconhecimento da área onde está inserido o depósito e possibilitou a compreensão das relações litológicas e estruturais, além do reconhecimento regional.

3.3 Descrição de Testemunho de Sondagem e Afloramentos

Para a caracterização desse trabalho foram selecionados testemunhos de sondagem em 4 furos, localizados ao longo da cava da mina Posse (18P061, 18P086, 18P047 e MRP018) (Figura 4), além de afloramentos mapeados e amostrados em escala local e regional. A análise dos testemunhos, bem como dos afloramentos, possibilitou a construção do entendimento acerca da relação entre a mineralização aurífera no depósito com os diferentes tipos de alterações hidrotermais, além de contribuir para a caracterização dos teluretos no depósito. A partir da análise dos testemunhos de sondagem e afloramentos, foram selecionadas amostras que puderam ser caracterizadas através da petrografia e química mineral.

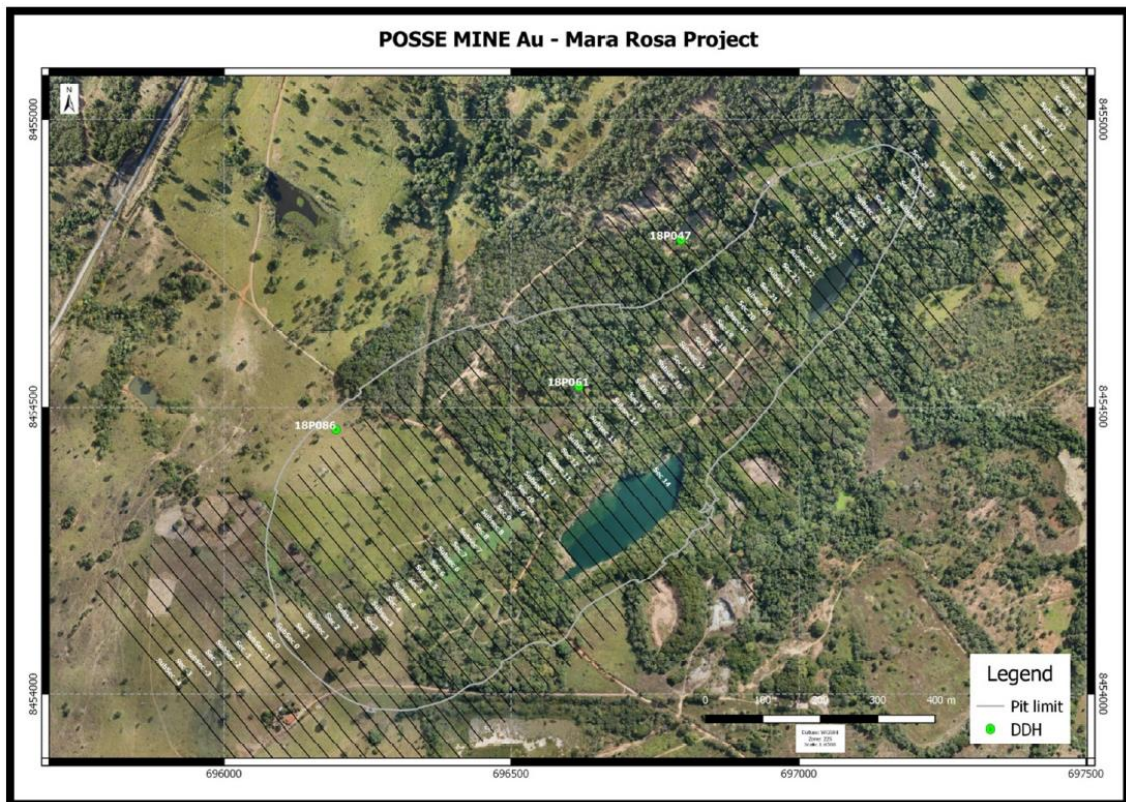


Figura 5: Imagens de satélite da mina com a localização de 3 furos (verde) amostrados, furo 18P086, à esquerda, furo 18P061 no centro e furo 18P047 à direita (Amarillo, 2018).

3.4 Petrografia

As análises petrográficas foram realizadas nas dependências da Universidade de Brasília, no laboratório de microscopia, utilizando o microscópio petrográfico Zeiss modelo Axioplan 2, de luz transmitida e refletida. Foram confeccionadas 19 lâminas nas dependências da Universidade de Brasília a partir dos furos de sondagem selecionados (18P047, 18P061, 18P086), que incluíram amostras das rochas encaixantes, porções mineralizadas e halos de alteração hidrotermal. As descrições possibilitaram a identificação de minerais transparentes e opacos, a fim de estabelecer a paragênese mineral relacionada aos diferentes sistemas minerais hidrotermais, além dos aspectos texturais e estimativas das composições modais das rochas.

3.5 Química Mineral

Para a obtenção de dados de química mineral, as amostras selecionadas a partir da petrografia são oriundas dos furos de sondagem realizados no depósito, bem como de afloramentos potenciais. As lâminas selecionadas representaram os diferentes estágios da alteração hidrotermal no depósito, onde foram selecionados sulfetos (pirita, calcopirita e molibdenita), teluretos, silicatos (plagioclásio, k-feldspato, titanita e micas) e óxidos, com a finalidade de determinar suas características químicas e correlacioná-las a aspectos genéticos no depósito.

As análises foram realizadas com o equipamento JEOL JXA- 8230, que dispõe de cinco espectrômetros de dispersão por comprimento de onda (WDS), operando a 15KV e 25 nA que foram calibrados para analisar os elementos químicos de interesse. Essas análises foram realizadas nas dependências do Laboratório de Microsonda Eletrônica (LASON) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB). Para a obtenção dos dados, as amostras selecionadas foram levadas a microsonda eletrônica, objetivando a realização de pelo menos uma análise pontual no grão de interesse. Seu funcionamento consiste na emissão de raios-X excitados por um feixe de elétrons focalizado nos pontos de interesse. Esse espectro de raios-X contém padrões de elementos presentes, ajustados de acordo com a análise que se queira obter. O resultado é obtido por intermédio da identificação das linhas de comprimentos de onda gerados ou, mais precisamente, pela energia dos fótons. Comparando as intensidades emitidas com os padrões previamente ajustados, podem-se obter resultados quantitativos e qualitativos. Limites de detecção abaixo de dezenas de partes por milhão (em porcentagem peso) podem ser alcançados. Para análise, após o devido polimento das seções, as lâminas são

metalizadas e, posteriormente, levadas ao equipamento para análises. Esse procedimento de metalizar as lâminas faz parte do processo para interação entre o feixe de raios-X e a amostra.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O depósito de Au Posse está inserido no contexto geológico regional do seguimento norte do Arco Magmático Goiás (Arantes et al., 1991; Palermo, 1996, 2000; Oliveira et al., 2014), localizado na porção interna do Orógeno Brasília (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel et al., 1997; Kuyumjian et al., 2004), Província Tocantins. A Província Tocantins representa uma grande zona orogênica neoproterozoica com terrenos intensamente deformados e amalgamados durante a Orogenia Brasileira resultados da colisão entre os Crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema, dando origem aos Orógenos Brasília (Figura 4), Paraguai e Araguaia (Almeida *et al* 1981, Pimentel, 2016). A parte leste da Província é ocupada pelo Orógeno Brasília, que compreende Terrenos e Nappes que convergiram para leste em direção a plataforma ocidental do paleocontinente São Francisco-Congo. O Orógeno Brasília tem forma curva, com duas ramificações em diferentes orientações, sendo elas: a porção norte que possui orientação NE-SW, enquanto que a porção sul orienta-se NW-SE (Valeriano, 2008).

Várias propostas de compartimentação do Orógeno Brasília foram definidas, como Fuck et al. (1994), Pimentel et al. (2000), Dardenne (2000), Valeriano et al. (2008) e Cordani et al. (2013), Della Giustina et al. (2009), Cordeiro e Oliveira (2017) baseadas na intensidade dos processos deformacionais e metamórficos. O Orógeno Brasília (Figura 4) se dispõe de leste a oeste, em zonas tectônicas externa e interna. A zona externa é caracterizada por cinturões de dobras e empurrões de espessa pilha de sequências sedimentares de margem passiva e inclui os grupos Paranoá, Canastra, Araxá, Ibiá, Vazante e Bambuí, que recobrem o embasamento paleoproterozoico e arqueano na margem ocidental do Cráton São Francisco. As rochas desse segmento estão deformadas e metamorfizadas sob fácies xisto verde (Fuck et al., 1994; Dardenne, 2000; Valeriano et al., 2008). A zona interna, compreende a porção oeste do orógeno representada por: (i) núcleo metamórfico, formado por rochas de alto grau e granulitos de temperatura ultra alta do Complexo Anápolis-Itaçu, separados por rochas metassedimentares do Grupo Araxá que agregam características de mélanges ofiolítica (Della Giustina et al., 2009); (ii) o Maciço de Goiás, caracterizado por terrenos granito-greenstones arqueanos e ortognaisses paleoproterozoicos recobertos por sequências metassedimentares;

interpretados como a margem oeste pericratônica do São Francisco (Cordeiro e Oliveira, 2017); e (iii) o Arco Magmático Goiás, que consiste um arco intraoceânico a continental composto por sequências meta-vulcanossedimentares associadas a gnaisses dioritos/granodioritos a tonalitos cálcico a cálcico-alcálico, exposto tanto ao norte (Arco Mara Rosa) quanto ao sul do orógeno Brasília (Arco Arenópolis).

O Arco magmático Goiás (AMG) se estende desde a região de Arenópolis e Bom Jardim de Goiás até Mara Rosa-Porangatu no estado de Goiás e o sul de Tocantins ocupando a parte mais ocidental do Orógeno Brasília. Esse arco faz parte de um dos segmentos mais importantes do Orógeno Brasília, com evidências do fechamento do extenso oceano Goiás-Farusiano (900 - 630 Ma), entre os paleocontinentes Amazônico e São Francisco-Congo, e corresponde a uma das maiores e mais bem preservadas porções dos orógenos neoproterozoicos do oeste do Gondwana (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel et al., 1997; 2000; Cordani et al., 2013; Oliveira et al., 2014). Dois segmentos dessa crosta juvenil neoproterozoica, que integram o Arco Magmático Goiás, são expostos e separados por rochas arqueanas do Maciço de Goiás: Seguimento Mara Rosa ao norte (Figura 5) e Segmento Arenópolis ao sul, onde ambos são representados por corpos alongados de ortognaisses tonalíticos a dioríticos expostos entre faixas de rochas metavulcanosedimentares com orientação NNE (Arantes et al., 1991; Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel et al., 1997; Oliveira et al., 2014). Episódios distintos são mencionados para a evolução tectônica do Arco Magmático Goiás: O primeiro, entre 900 e 800 Ma, se desenvolveu em ambiente de arcos de ilhas intra-ocênicos, associado com a sequência metavulcanosedimentar Mara Rosa. O segundo, entre 700 e 600 Ma, se desenvolveu possivelmente em ambiente de arcos magmáticos continentais, correlacionado com a formação da sequência metavulcanosedimentar Santa Teresinha (Dantas et al., 2001; Junges et al., 2002, Laux et al., 2005), seguidos por intrusões bimodais de gabros, dioritos, tonalitos a granitos, acompanhados de metamorfismo e deformação (Laux et al., 2005).

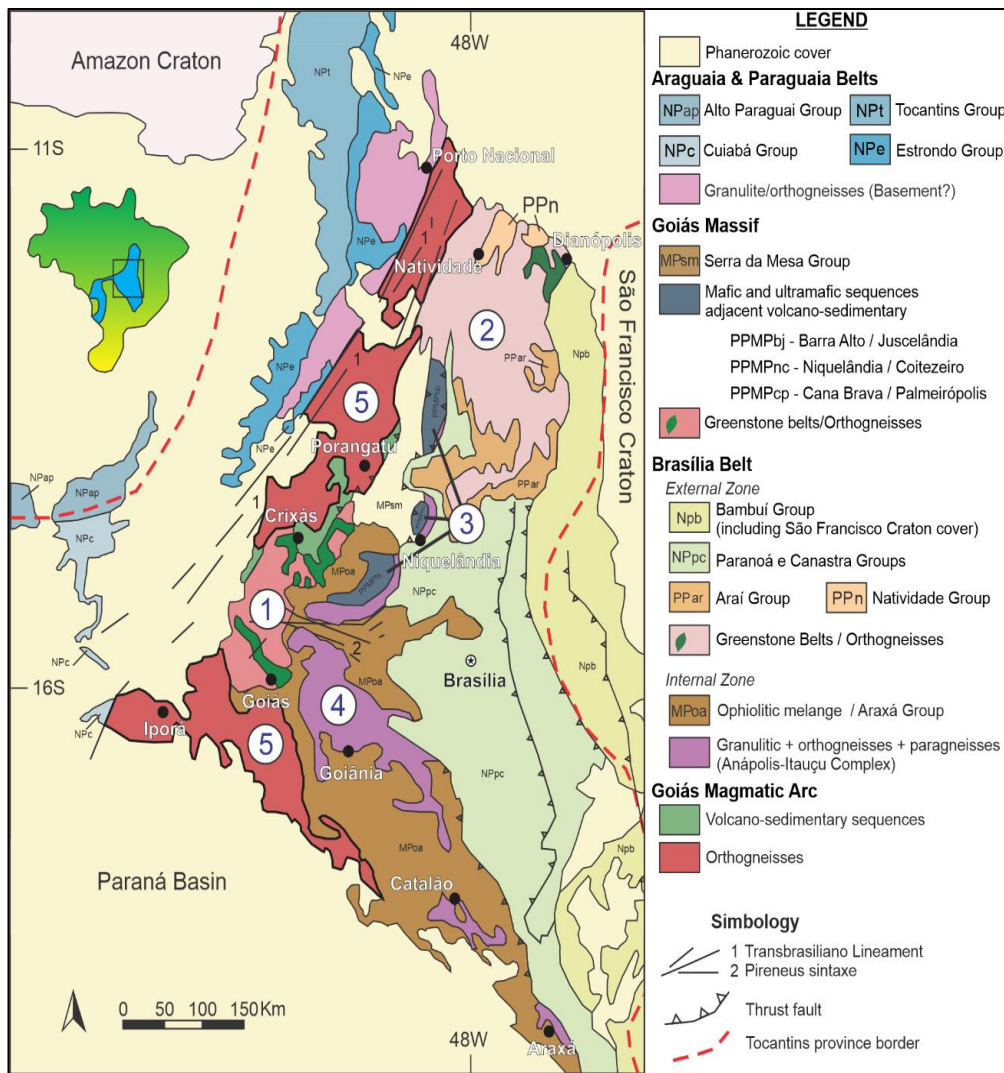


Figura 6: Mapa geológico regional com as divisões do Orógeno Brasília (Fuck et al., 1994).

O depósito de Au Posse está inserido no contexto da Sequência Mara Rosa, composta por rochas metavulcano-sedimentares que englobam anfibolitos, metandesitos, metariolitos, metatufos, quartzitos, metagrauvas, metacherts, formações ferríferas, gonditos, bem como metadioritos e ortogneisses dioríticos a tonalíticos (Arantes et al., 1991; Ferreira, 2020; Oliveira et al., 2016), apresentando idades U-Pb em zircão de 930 Ma a 890 Ma, ϵ_{Nd} positivo entre +2.2 e +5.9 e idades modelo (TDM_{Nd}) variando entre 0.92 e 1.21 Ga (Ferreira, 2020; Frasca, 2015; Oliveira et al., 2016; Pimentel et al., 1997; Viana et al., 1995).

Essas rochas foram metamorfizadas sob condições de fácies anfibolito (650° C e pressão de 9 Kbar) e foram retrometamorfizadas em fácies xisto verde (462° C e pressão de 5 Kbar) (Ferreira, 2020; Kuyumjian, 1989; Oliveira et al., 2016; Richardson et al., 1986). Pimentel et al. (1997), dataram esse evento metamórfico em 632±4 Ma, idade U-Pb em titanita, em amostra de ortogneisse graniodiorítico na região de Mara Rosa. As

metavulcânicas máficas são caracterizadas por anfibolitos finos constituídos essencialmente de hornblenda e plagioclásio (Oliveira et al., 2006). As metaplutônicas máficas (metagabro-dioritos) são representadas por variações de anfibolito, quartzo anfibolito, quartzo-biotita-granada anfibolito que apresentam foliação difusa, bandamento incipiente a intenso, granulação média e compõem-se essencialmente de hornblenda e plagioclásio, com a presença de minerais subordinados como quartzo, granada, epidoto e clorita (Oliveira et al., 2006). As composições geoquímicas incluem basaltos e basaltos andesíticos, e assinatura cálcio-alcalina predominante (Palermo et al., 2000).

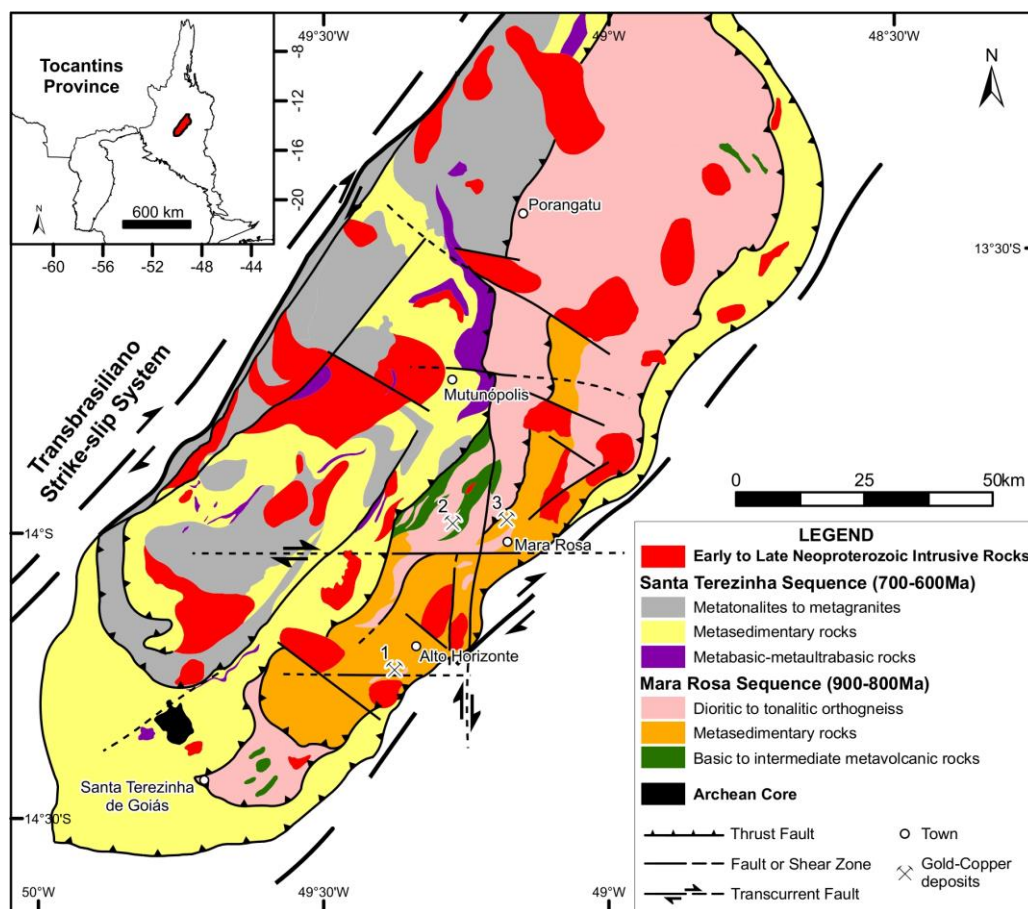


Figura 7: Mapa geológico do Arco Magmático Mara Rosa mostrando as seqüências metavulcânicas-metassedimentares de Mara Rosa (900-800 Ma) e Santa Terezinha (670-600 Ma) e os depósitos 1= Cu-Au Chapada 2= Au-barita Zacarias e 3= Au Posse (Oliveira et al. 2014)

Os ortognaisses são representados por extensa ocorrência, com orientação NE-SW e mergulho em alto ângulo para NW, com composições quartzo dioríticas a tonalíticas dominante e com menor frequência granodioríticas (Viana et al., 1995; Pimentel et al., 2000; Ferreira, 2020) são rochas que possuem granulação média,

tonalidade cinza claro a médio, constituídas essencialmente de plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico, além de minerais acessórios como titanita, apatita e zircão. Os gnaisses apresentam foliação difusa ou bandamento gnáissico mais ou menos desenvolvido, com bandas de espessuras milimétricas ou centimétricas, realçada pela alternância de bandas quartzo feldspáticas (Oliveira et al., 2006; Ferreira, 2020). Na região de Mara Rosa, foram reconhecidos dois grupos de ortognaisses, diferenciados também com base em idades U-Pb em zircão, onde o mais antigo, com idades entre 900 e 800Ma, foram agrupados no Seguimento Mara Rosa, e o grupo mais jovem, com idades entre 670 e 600Ma, dispostos no Seguimento Santa Terezinha (Oliveira et al., 2006, 2016).

CAPÍTULO 2

ARTIGO

O Depósito de Au-Te Posse, Arco Magmático Goiás, Brasil Central: Zoneamento Hidrotermal e Mineralogia dos Teluretos

JF GONCALVES¹, CG OLIVEIRA¹

¹Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, Instituto de Geociências - Brasília, DF, 70297-400

RESUMO

O depósito de Au-Te Posse (com reserva, teor médio e mineral contido em 23,8 Mt (seca), 1,18 g/t e 0,902 Moz, respectivamente) é definido por depósito do tipo ouro orogênico hospedado em ortognaisse granodiorítico, inserido no seguimento norte do Arco Magmático Goiás, Brasil Central. Esse depósito se desenvolveu nas fases tardias da Orogênese Brasileira, afetado por metamorfismo regional de fácies anfíbolito e retrometamorfizado em fácies xisto verde. O depósito está localizado 5 km a norte do município Mara Rosa, no estado de Goiás, Brasil. A mina, quando em operação, possuía sistema em *open pit* e sua cava abrange área de 1 km de extensão e 40 a 70 metros de largura. Nesse trabalho, discutimos, através de informações petrográficas e químicas, o processo de alteração hidrotermal das rochas encaixantes e sua associação com a mineralização, destacando a importância dos minerais de telúrio no contexto metalogenético do depósito. No depósito de Au-Te Posse, destacam-se três litotipos, sendo eles: ortognaisse granodiorítico (gnaisse Posse), metavulcânicas máficas (anfíbolito) e cianita-muscovita xistos. No contato entre os ortognaisses e os anfíbolitos, ocorrem zonas de alteração hidrotermal pervasivas associadas à mineralização aurífera, que foram individualizadas, considerando a intensidade das alterações, seus diferentes tipos e assembleias mineralógicas, sendo eles: precoce, intermediário, avançado e posterior, apresentando zonas de alteração que variam em intensidade, nos processos de silicificação, carbonatação, sulfetação, sericitização. Além do sistema Orogênico Posse, foi interpretado um segundo sistema, caracterizado como pré-orogênico (cianita-muscovita xisto), associado à possível fonte de Te, além de outros elementos como Bi, Cu e Mo. É importante destacar também, que as correlações positivas entre Au e Ag em Posse, tanto na pirita quanto nos teluretos, indicam que parte do ouro está presente na pirita como teluretos de Au e Au-Ag (calaverita e silvanita), e que outros teluretos existentes no depósito apresentam fraca associação com o ouro. O modelo de mineralização aurífera associada às fases tardias da orogênese, no depósito, está diretamente relacionado à deformação por reativação de falhas e zonas de cisalhamento.

Palavras Chaves: Orogênese Brasileira; Arco Magmático Goiás; Ouro Orogênico; Teluretos.

ABSTRACT

The Au-Te Posse deposit (with reserves of 23.8 Mt (dry), average grade of 1.18 g/t, and contained mineral of 0.902 Moz) is classified as an orogenic gold deposit hosted in a

granodioritic gneiss, located in the northern segment of the Goiás Magmatic Arc, central Brazil. This deposit was developed during the late stages of the Brasiliano Orogeny and was affected by a regional metamorphism of amphibolite facies and retrograded to greenschist facies. The deposit is located 5 km north of the Mara Rosa city, in the state of Goiás, Brazil. The mine, when in operation, had an open pit system with a pit that extended for 1 km in length and 40 to 70 meters in width. In this study, we discuss, based on petrographic and chemical information, the process of hydrothermal alteration of the host rocks and its association with mineralization, highlighting the importance of the telluride minerals in the metallogenetic context of the deposit. Three lithotypes are distinguished in the Au-Te Posse deposit: granodioritic gneiss (Posse gneiss), mafic metavolcanic rocks (amphibolite), and kyanite-muscovite schist. Pervasive hydrothermal alteration zones associated with gold mineralization occur at the contact between the gneiss and the amphibolite, which have been classified based on the intensity of alterations, their different types, and mineralogical assemblages, namely: early, intermediate, advanced, and late stages, showing variable intensities of silicification, carbonation, sulfidation, and sericitization processes. In addition to the Posse Orogenic system, a second system was identified, named as pre-orogenic system (kyanite-muscovite schist) associated with a possible source of Te, as well as other elements such as Bi, Cu, and Mo. It is important to highlight that the positive correlation between Au and Ag in Posse, both in pyrite and tellurides, indicates that part of the gold is present in pyrite as Au tellurides and Au-Ag tellurides (calaverite and sylvanite), and that other tellurides in the deposit show weak association with gold. The model for gold mineralization associated with the late stages of orogenesis in the deposit is directly related to deformation through reactivation of faults and shear zones.

Keywords: Brasiliano Orogeny; Goiás Magmatic Arc; Orogenic Gold; Tellurides.

1. INTRODUÇÃO

Minérios de ouro e telúrio associados podem ocorrer em grande espectro de depósitos, como orogênico, epitermais, pórfiro, *intrusion related*, VMS, *skarn*, etc (Thompson et al., 1996, 1999; Cook and Ciobanu, 2005; Pitcairn et al., 2006; Mueller e Muhling, 2013; Goldfarb et al., 2016). Esses depósitos estão, em sua maioria, geneticamente relacionados ao magmatismo, com exceção dos depósitos de Au orogênico, sugerindo que os teluretos apresentam íntima relação com o magmatismo (Burrows e Spooner, 1989; Shackleton et al. 2003; Mueller e Muhling, 2013; Mueller et al. 2016; Meriaud e Jebrak, 2017; Spence-Jones et al. 2018). Em contrapartida, muitos depósitos de ouro em terrenos metamórficos contêm teluretos abundantes, porém a maioria desses depósitos possui afinidade magmática (Shackleton et al. 2003; Mueller e Muhling, 2013; Mueller et al. 2016; Meriaud e Jebrak, 2017; Spence-Jones et al. 2018). Goldfarb et al (2000; 2016) em contrapartida, sugerem que o Te não necessariamente necessita de fonte magmática para sua gênese. Spence-Jones et al (2018) então propõe, alternativamente, que o enriquecimento de Te não está relacionado a *inputs* magmáticos,

mas simplesmente ao resultado da combinação envolvendo fonte, transporte e mecanismos de precipitação, operados em sistemas de ouro orogênico. Nesses depósitos, o ouro ocorre associado a teluretos de ouro e/ou prata e ouro, ou como ouro nativo, parageneticamente ligados a teluretos de outros elementos como bismuto, ferro, chumbo e etc (Shackleton et al. 2003; Cook and Ciobanu, 2005, 2009).

Além disso, os teluretos podem registrar as condições físico-químicas existentes durante a formação do minério (Afifi et al., 1988a, b; Spry et al., 1997; Zhai et al, 2014). Portanto, a pesquisa acerca de teluretos, pode fornecer importantes informações genéticas e físico-químicas na gênese do ouro, em diversos depósitos minerais (Ciobanu et al., 2005, 2006; Cook et al., 2007, 2009b). Nesse contexto, depósitos de ouro orogênico, podem conter variações no conteúdo de telúrio, mostrando enriquecimento em comparação à crosta continental em aproximadamente 5 ppb (Wedepohl, 1995; and Li and Schoonmaker, 2003), estando presentes tanto em depósitos pré-cambrianos quanto fanerozóicos, demonstrando que a idade desses depósitos não parece ser fator limitante para a associação de Te e Au. Além disso, Shackleton et al (2003) observaram ainda que os teluretos podem ocorrer como agregados de granulação fina, segregações maciças, grãos associados a ouro nativo, micro a nano inclusões em minerais como pirita, bem como em inclusões em carbonatos, quartzo e turmalina. Muitos depósitos de ouro de classe mundial como em Abitibi, Yellowknife, Kirkland Lake e Red Lake, no Canadá, apresentam concentrações elevadas de telúrio, normalmente em teluretos de ouro e/ou ouro e prata, além do gigante depósito Golden Mile (Shackleton et al. 2003), na Austrália, onde cerca de 20-25% do ouro está associado a teluretos.

Sendo assim, nesse estudo apresentamos os diferentes tipos de sistemas hidrotermais atuantes nas rochas encaixantes do depósito de Au-Te Posse, auxiliando no refinamento de dados relativos à mineralização aurífera enfatizando a importância dos teluretos para o contexto metalogenético do depósito.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Tocantins representa um grande orógeno Neoproterozoico, com terrenos intensamente deformados e amalgamados durante a Orogenia Brasileira, resultado da colisão entre os Crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema, dando origem aos orógenos Brasília (Fig.1), Paraguai e Araguaia (Almeida *et al* 1981, Pimentel, 2016). A fragmentação do supercontinente Rodinia (1.0 Ga) desencadeou episódios de

acresção crustal, seguidos por magmatismo de arcos de ilha e continental entre ca. 930 e 635 Ma (orogenia Brasileira-Pan-Africana) como parte da história da amalgamação do Gondwana Ocidental (Pimentel et al., 1997, 2000; Valeriano et al., 2008), marcado pelo fechamento do oceano Goiás-Pharusiano (Cordani et al., 2013).

A parte leste da Província é ocupada pelo Orógeno Brasília, que compreende Terrenos e Nappes que convergiram para leste em direção a plataforma ocidental do paleocontinente São Francisco-Congo. O Orógeno Brasília tem forma curva, dividido de leste a oeste em zonas tectônicas externa e interna e possui duas ramificações em diferentes orientações, sendo elas: a porção norte que possui orientação NE-SW, enquanto que a porção sul orienta-se NW-SE (Valeriano, 2008). O depósito de Au Posse está inserido no contexto geológico da zona interna do Orógeno Brasília, representada por um núcleo metamórfico, pelo Maciço de Goiás e pelo Arco Magmático Goiás (Fuck et al., 1994, 2014; Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2000; Valeriano et al., 2008; Oliveira et al., 2006, 2016; Della Giustina et al., 2009; Cordeiro e Oliveira, 2017; Ferreira, 2020).

O Arco magmático Goiás (AMG) caracteriza-se por um arco intraoceânico a continental composto por sequências meta-vulcanosedimentares associadas a gnaisses dioritos/granodioritos a tonalitos cálcico a cálcico-alcálico, exposto tanto ao norte (Arco Mara Rosa) quanto ao sul do Orógeno Brasília (Arco Arenópolis).

O depósito de Au-Te Posse está inserido no segmento norte do Arco Magmático Goiás - Arco Magmático Mara Rosa (Fig.2), associado a ortognaisses granodioríticos e a sequência metavulcanosedimentar Mara Rosa (Arantes et al., 1991; Palermo, 1996; Oliveira et al., 2016).

A sequência metavulcanosedimentar Mara Rosa se distribui por três faixas (leste, central e oeste) estreitas e anastomosadas, que variam de 2 a 7 km de largura, com disposição geral NNE, mergulho moderado a forte para NW, composta por rochas metavulcanosedimentares que englobam metabasaltos, metandesitos, metariolitos, metatufos, quartzitos, metagrauvas, metacherts, formações ferríferas, gnditos, separadas por ortognaisses tonalíticos a dioríticos alongados, que apresentam direção NE (Arantes et al., 1991; Ferreira, 2020; Oliveira et al., 2016), apresentando idades U-Pb em zircão de 930 Ma a 890 Ma, ϵ_{Nd} positivo entre +2.2 e +5.9 e idades modelo (TDM_{Nd}) variando entre 0.92 e 1.21 Ga (Ferreira, 2020; Frasca, 2015; Oliveira et al., 2016; Pimentel et al., 1997; Maria Das G. Viana et al., 1995).

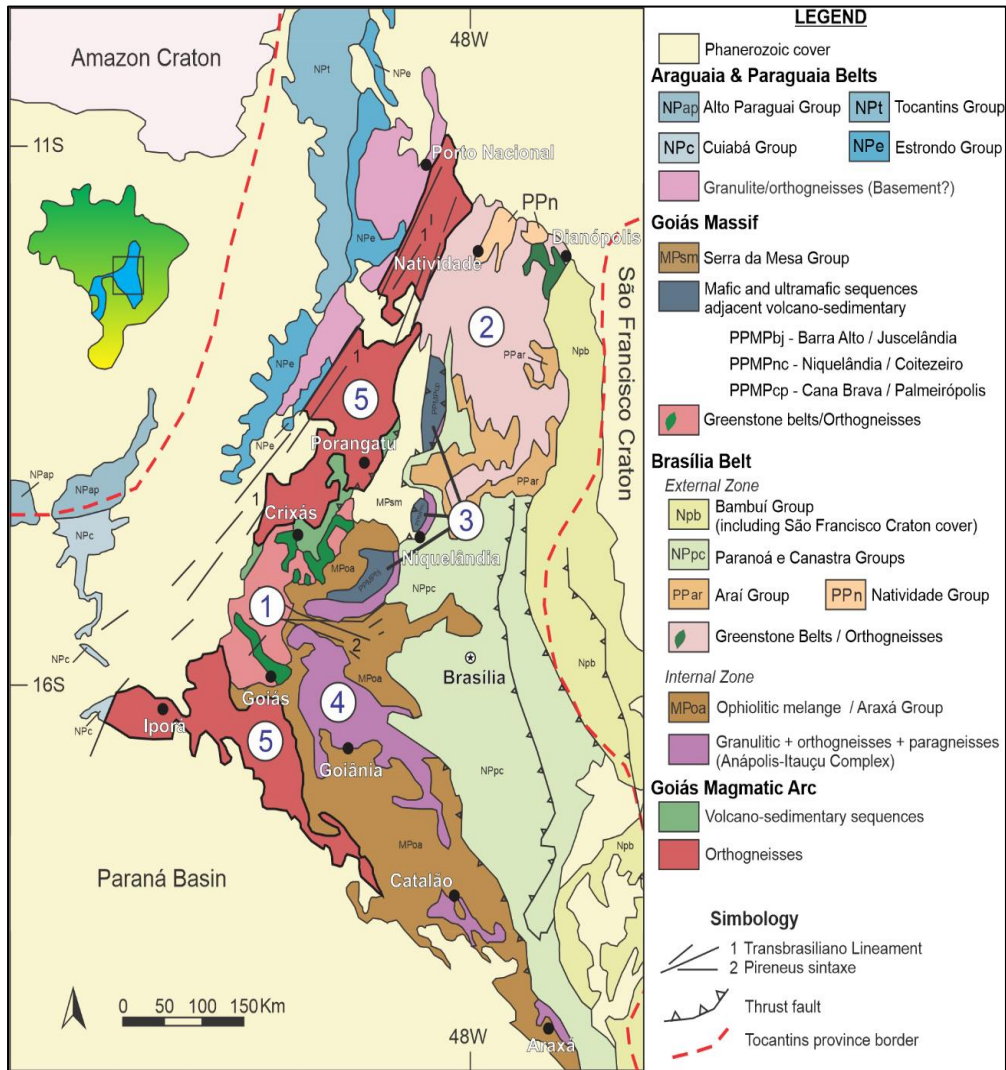


Fig. 1: Mapa geológico regional com as divisões do Orógeno Brasília (Fuck et al., 1994).

Essas rochas foram metamorfisadas sob condições de fácies anfíbolito (650° C e pressão de 9 Kbar) e retrometamorfisadas em fácies xisto verde (462° C e pressão de 5 Kbar) (Ferreira, 2020; Kuyumjian, 1989; Oliveira et al., 2016; Richardson et al., 1986). Pimentel et al. (1997), dataram esse evento metamórfico em 632±4 Ma, idade U-Pb em titanita, em amostra de ortogneisse granodiorítico na região de Mara Rosa.

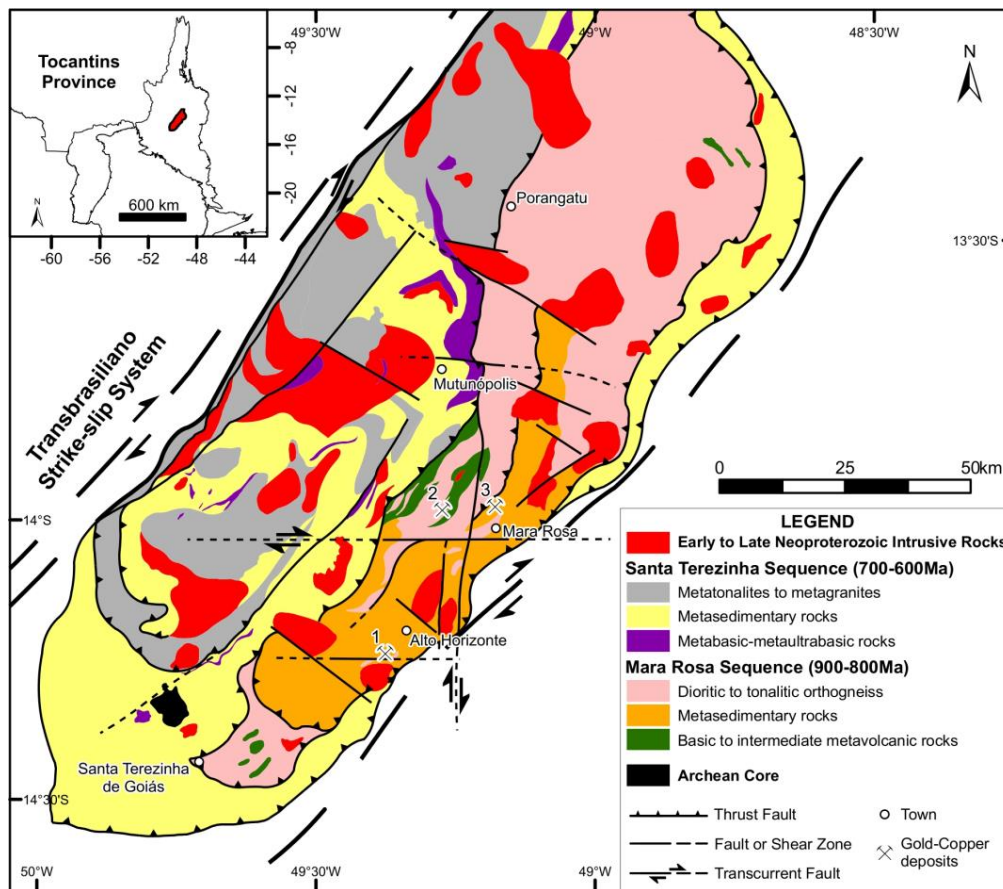


Fig. 2. Mapa geológico do Arco Magmático Mara Rosa mostrando as sequências metavulcânicas-metassedimentares de Mara Rosa (900-800 Ma) e Santa Terezinha (670-600 Ma) e os depósitos 1= Cu–Au Chapada 2= Au-barita Zacarias e 3= Au Posse (Oliveira et al. 2014)

3. PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Esse trabalho se concentrou na mineralogia, zoneamento hidrotermal e química mineral de silicatos, sulfetos e teluretos, a fim de integrar dados relativos à mineralização aurífera enfatizando a importância dos teluretos para o contexto metalogenético do depósito. As amostras foram inicialmente coletadas amostras em afloramentos e testemunhos de sondagem localizados nas regiões norte, central e sul, da cava da mina. A partir da amostragem, foram confeccionadas lâminas petrográficas que puderam ser investigadas por microscópio óptico, de luz transmitida e refletida. As descrições permitiram observações texturais, identificação de minerais opacos e transparentes, estimativas modais das rochas mineralizadas, halos de alteração e encaixantes. As análises petrográficas foram realizadas nas dependências da Universidade de Brasília, no laboratório de microscopia óptica. Ao total foram analisadas 49 que contemplaram amostras das rochas encaixantes e hospedeiras da mineralização. Sulfetos, teluretos, silicatos, carbonatos e óxidos foram analisados quantitativamente, pela microsonda eletrônica Cameca SX-50, no laboratório

de Microsonda da Universidade de Brasília (UnB), a partir de amostras selecionadas na petrografia, representativas dos diferentes estágios de alteração hidrotermal no depósito. Esta microsonda dispõe de cinco espectrômetros de dispersão por comprimento de onda (WDS), e foi operada a 15 kV e 25 nA.

4. GEOLOGIA DO DEPÓSITO

As rochas encaixantes do depósito de Au-Te Posse estão inseridas no contexto do Arco Magmático Mara Rosa, representadas pelos ortognaisses granodioríticos e metavulcânicas básicas associadas à sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa (Fig.3) (Arantes et al.,1991; Oliveira et al., 2016. Nesse contexto, o depósito está regionalmente associado a metabasaltos, ortognaisses tonalíticos a dioríticos, cianita-muscovita xistos e/ou quartzito, raros metacherts com camadas de grafite e talco xistos. Essas rochas foram afetadas por metamorfismo regional de fácies anfíbolito e retro-metamorfismo de fácies xisto verde, marcados pela presença de actinolita, clorita, epidoto e carbonato (Kuyumjian, 1989; Palermo,1996; Ferreira, 2020). O depósito é associado a percolação de fluido em corredores transpressionais, subparalelos à foliação regional, formados nas fases tardias da Orogenia Brasileira, com mineralização aurífera disseminada em rocha ortognaissica, associada a sulfetos e teluretos em veios milimétricos de quartzo e porções cisalhadas (Arantes, 1991; Palermo 1996, 2000). Essas rochas foram alteradas pervasivamente, onde a formação de zonas de empurrão, possibilitou o contato entre os ortognaisses granodioríticos e os anfíbolitos, que caracterizam, respectivamente, o *hangingwall* (HW) e o *footwall* (FW) da estrutura (Palermo, 1996), resultando em paragênese mineral com quartzo-muscovita-biotita-epidoto-carbonato-pirita-teluretos, interpretado como Sistema Orogênico Posse (Fig.4).

Os *ortognaisses granodioríticos* (Fig.5a) dispõem-se por quilômetros, intercalados a metavulcânicas básicas, na sequência Mara Rosa, e são compostos por microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e titanita e em menor quantidade, apatita, zircão, epidoto, muscovita, magnetita, ilmenita e pirita (Fig.5b), intercalados a lentes decimétricas de anfíbolito (Palermo, 1996, 2000). Caracterizam-se por coloração acinzentada, com textura lepidogranoblástica, de granulação grossa a média, com estrutura gnáissica, *vugs* vazios ou preenchidos, por vezes por quartzo recristalizado ou sulfetos, além de vênulas milimétricas a centimétricas de quartzo cortando a rocha.

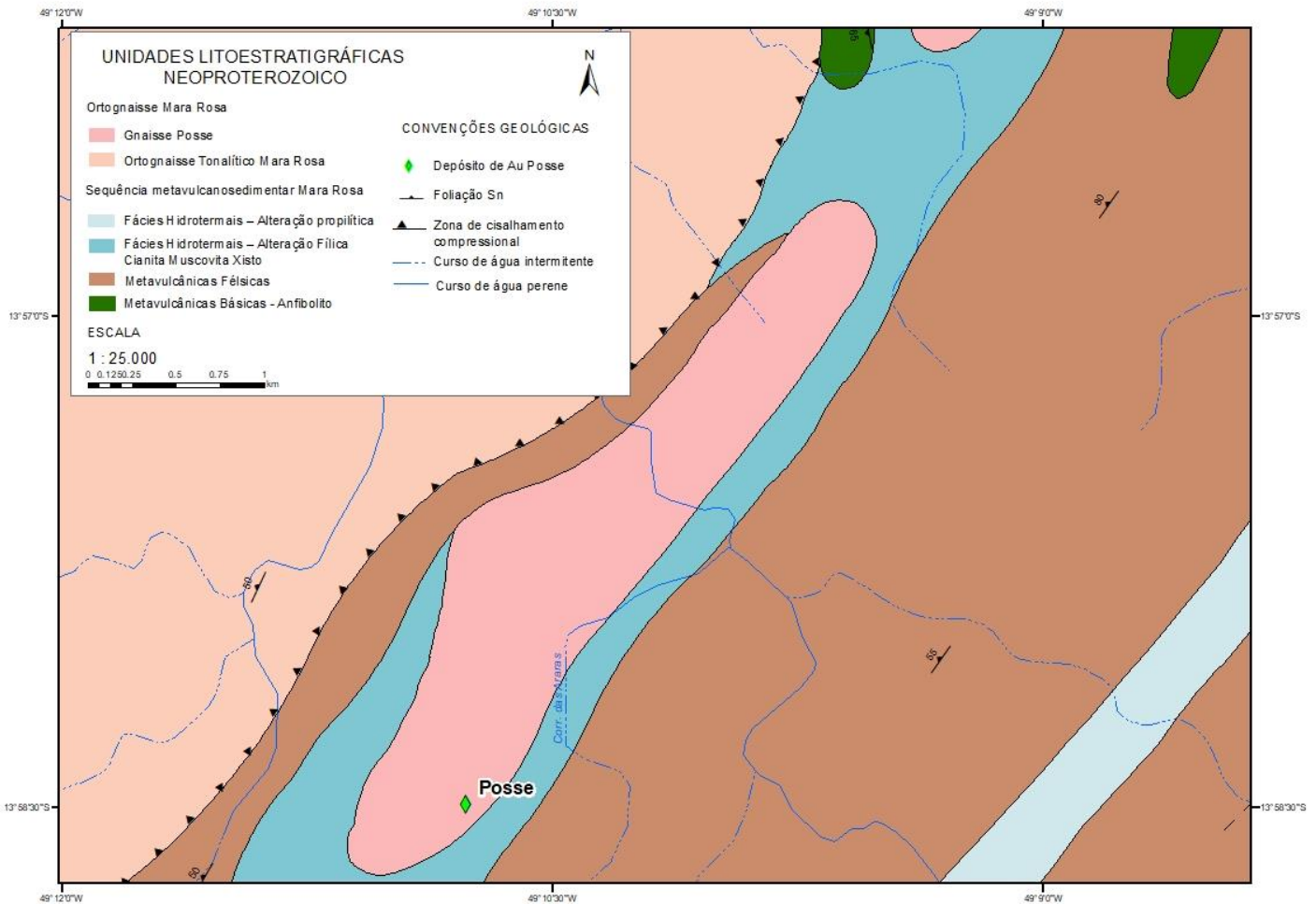


Fig.3: Mapa regional evidenciando os litotipos correlatos à sequência metavulcano sedimentar Mara Rosa e o depósito de Au Posse (Arantes et al., 1991; Oliveira et al., 2016).

As *metavulcânica máficas*, representadas pelos anfibolitos no depósito Posse, são rochas de coloração cinza escuro-esverdeadas, que exibem por vezes foliação difusa a bandamento que varia de incipiente a intenso (Fig.5c), granulação fina a média, com textura lepidoblástica a granoblástica e compõem-se, essencialmente, de hornblenda, plagioclásio e biotita (Fig.5 e), com a presença de minerais subordinados como quartzo, granada, epidoto e clorita. Em geral, essas rochas apresentam contatos bruscos com os ortognaisses. Nas porções onde a deformação é mais intensa, há forte transposição entre as duas unidades, com o desenvolvimento de lentes e interdigitações. Os anfibolitos, com a progressão da intensidade do cisalhamento apresentam foliação mais bem marcada, dobras intrafoliares e boudinage.

Os cianitas *muscovita xistos* e *cianita quartzitos* são caracterizados por rochas de coloração branca acinzentada com porções azuladas (Fig.5f), por vezes com coloração vermelho alaranjado, quando intemperizados, devido à óxidos e hidróxidos de ferro, levemente foliada, de granulação média a grossa, compostas essencialmente por cianita, muscovita e quartzo (Fig.5g, h) além de traços de rutilo, magnetita, titanita, zircão e pirita. Essas rochas foram interpretadas como halo fílico (argílico) (Oliveira et al., 2006) no sistema pórfiro chapada.

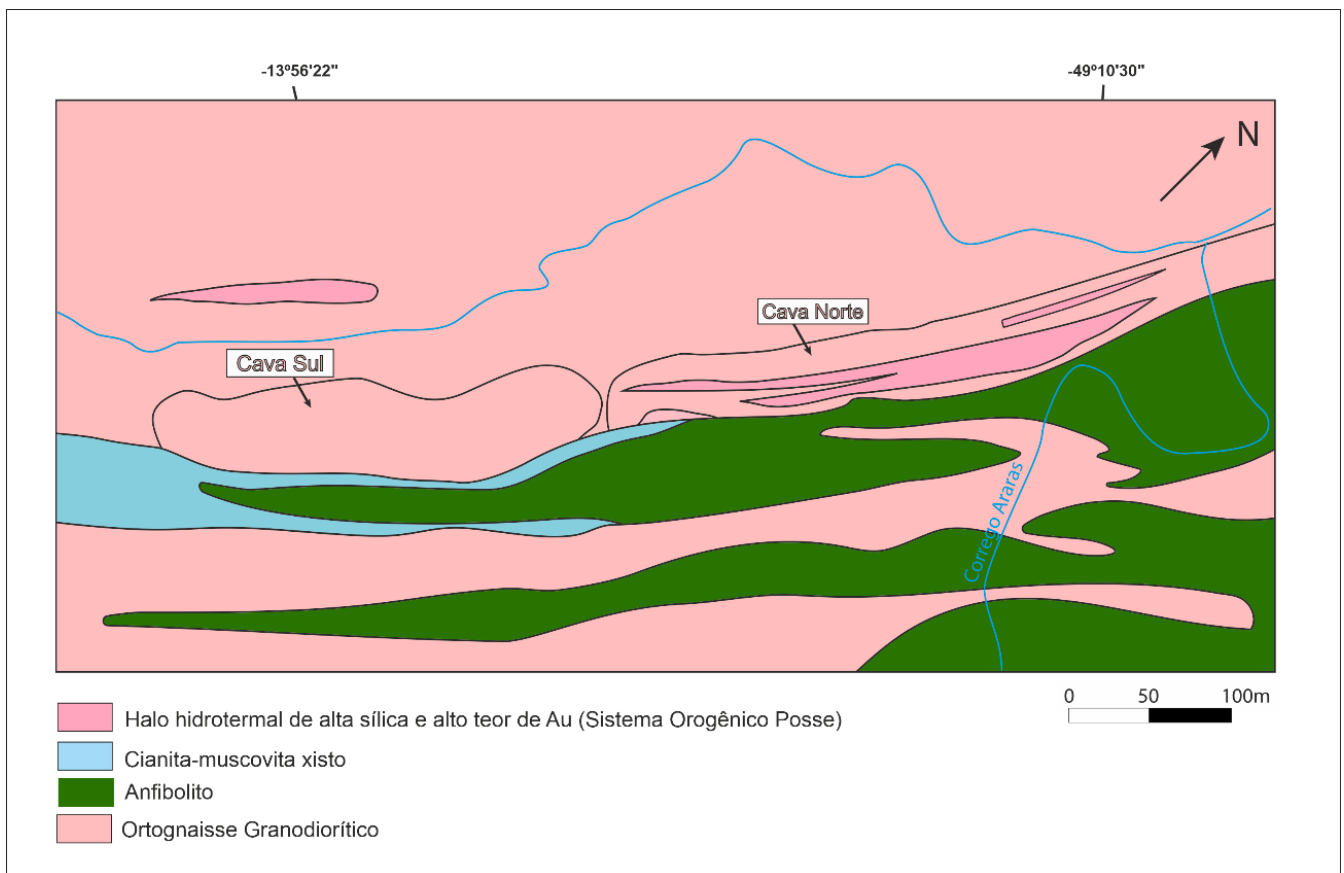


Fig.4: Mapa geológico do depósito de Au Posse evidenciando a zona mineralizada e rochas encaixantes, além das cavas norte e sul (Modificado de Palermo, 1996).

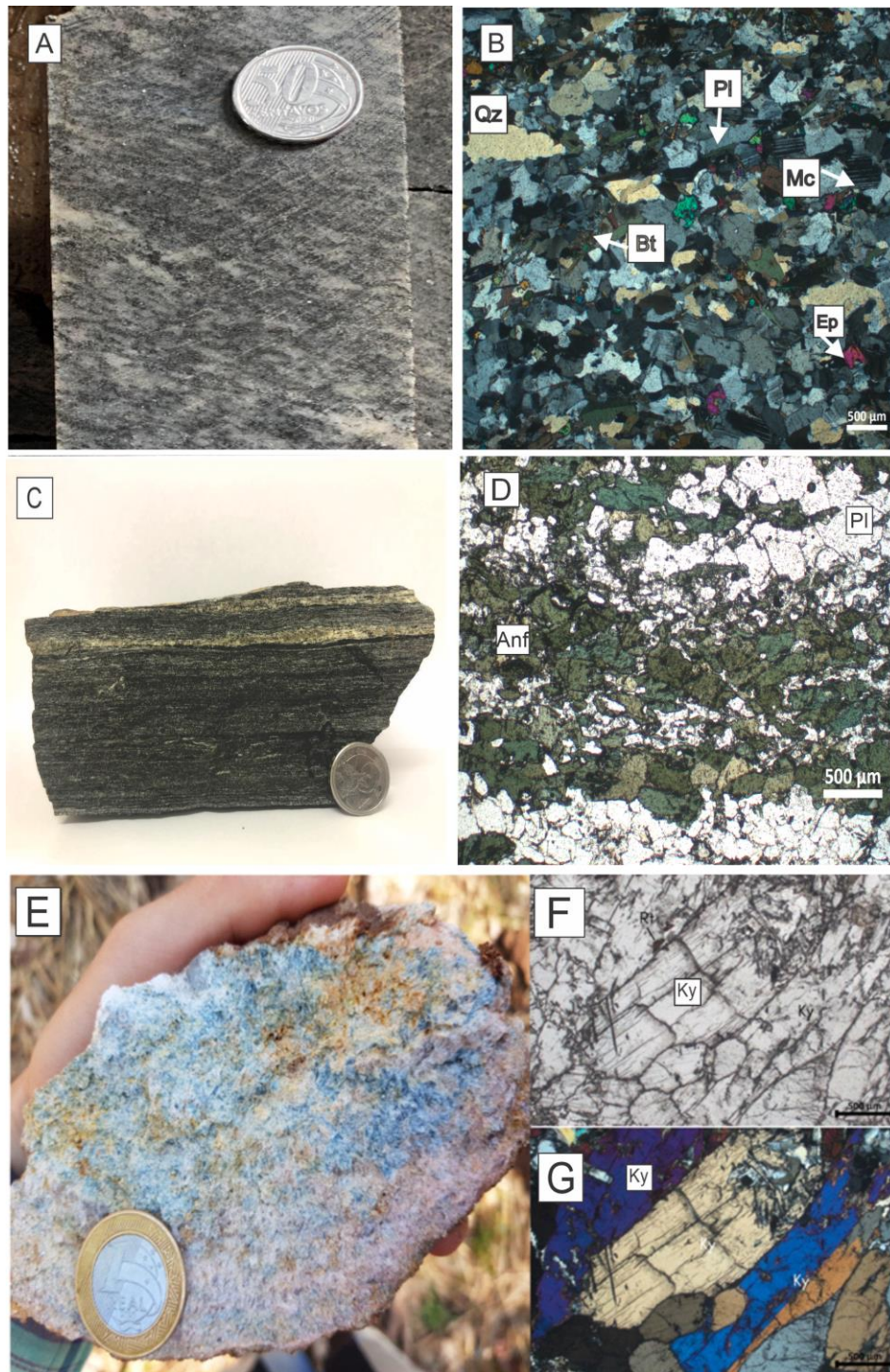


Fig.5: As principais rochas encaixantes do depósito de Au-Te Posse: a) Unidade intrusiva Posse representada por ortogneisse granodiorítico. b) fotomicrografia do ortogneisse exibindo mineralogia principal com quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), microclínio (Mc), epidoto (Ep) e biotita (Bt). c) metavulcânica máfica representada por afloramento de anfibolito evidenciando forte controle estrutural e boudinage; d) fotomicrografia do anfibolito exibindo anfibólio com textura nematoblástica e plagioclásio. e) cianita muscovita xisto evidenciando coloração azulada característica de cianitas. (Modificado de Costa & Marques, 2022) f) fotomicrografia do cianita muscovita xisto evidenciando grandes cristais de cianita (Ky) (nicóis descruzados sob luz transmitida) (Modificado de Costa & Marques, 2022) g) fotomicrografia do cianita muscovita xisto evidenciando grandes cristais de cianita (Ky) (nicóis cruzados sob luz transmitida) (Modificado de Costa & Marques, 2022).

5. MINERALIZAÇÃO DE AU EM POSSE

A mineralização de ouro e telúrio no depósito está associada à progressão da alteração hidrotermal, que afeta os ortognaisses granodioríticos em contato com anfibolitos, dispostas em lentes paralelas, com orientação N 20–30°E mergulhando 35–45° NW (Fig.6). A zona de minério, é definida a partir da progressão da alteração hidrotermal, onde destacam-se os diferentes halos, formados através da transformação mineral e textural do ortognaisse granodiorítico. Essa zona, possui espessura média de 20-70 m, coloração cinza claro a cinza escuro/esverdeado, com granulação variando de fina a média, por vezes recristalizada, apresentando textura granolepidoblástica, por vezes filonítica a milonítica, marcada por intercalações centimétricas de anfibolitos. Os litotipos da zona de minério, podem ser caracterizados como quartzo sericita xisto, quartzo biotita sericita xisto, quartzo carbonato biotita sericita xisto, quartzo feldspato biotita xisto e quartzo feldspato biotita xisto carbonatado, devido a diferenças em assembleias minerais formadas a partir da interação fluido/rocha.

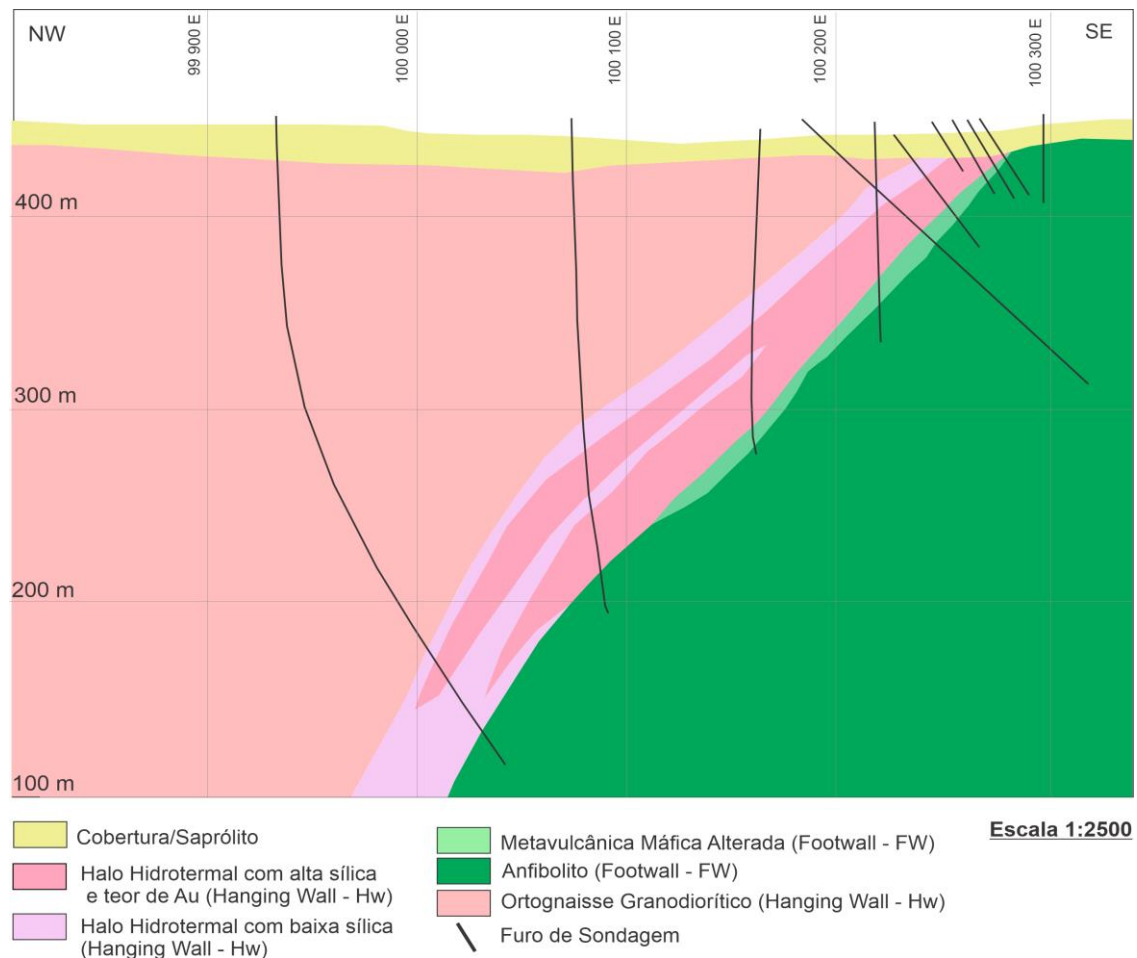


Fig.6: Seção geológica esquemática do depósito evidenciando o contato entre as rochas encaixantes ortognaissicas granodioríticas e anfibolitos e suas porções mineralizadas por consequência da percolação de fluidos hidrotermais no contato dos litotipos.

5.1 Petrografia e Sequência de Alteração Hidrotermal

Para a melhor caracterização dos processos hidrotermais que afetaram as rochas encaixantes do minério no depósito, foram individualizados dois grupos, sendo o Grupo I correspondente às amostras do ortognaisse granodiorítico (*hangingwall*) (Quadro 1), e o Grupo II às amostras dos anfíbolitos (*footwall*).

5.1.1 Ortognaisses Granodioríticos

Os estágios de evolução da alteração hidrotermal que afetaram os ortognaisses granodioríticos seguem a sequência: Precoce (PR), Intermediário (IN), Avançado (AV) e posterior (Pós), marcados por diferenças mineralógicas, texturais, deformacionais e químicas (Quadro I).

Estágio Precoce (PR)

O primeiro estágio caracteriza-se por alteração incipiente da encaixante, preservando, em grande proporção, sua mineralogia original (Fig.7 a, b). Apresenta foliação discreta e difusa, conteúdo variável de sulfetos, representados por grãos pequenos a médios de pirita e pequenos grãos de calcopirita, com relativa cominuição quando comparados a encaixante. Observa-se início de carbonatação nos interstícios de grãos de plagioclásio, além de início de sericitização evidenciada em grãos de plagioclásio e microclínio, evoluindo para a formação de grãos grandes, com bordas irregulares e mal-formadas de muscovita (Fig.7 b, c). À medida que a alteração hidrotermal evolui, percebe-se a transformação da magnetita e consequente formação de pirita em regiões de borda e centro dos grãos (Fig.7d). O epidoto, nesse estágio, aparece em associação à biotita e plagioclásio, ora substituindo-os ora em contatos irregulares. A formação de veios e *veinlets* de quartzo são comuns nesse estágio e formam-se, principalmente, a partir de zonas de fraquezas relacionados à formação de linhas de crescimento mineral, na intersecção de planos de foliação. A assembleia mineral hidrotermal é formada por quartzo-sericita-epidoto-muscovita-carbonato±pirita. Essas rochas apresentam teor de ouro <0,021 g/t.

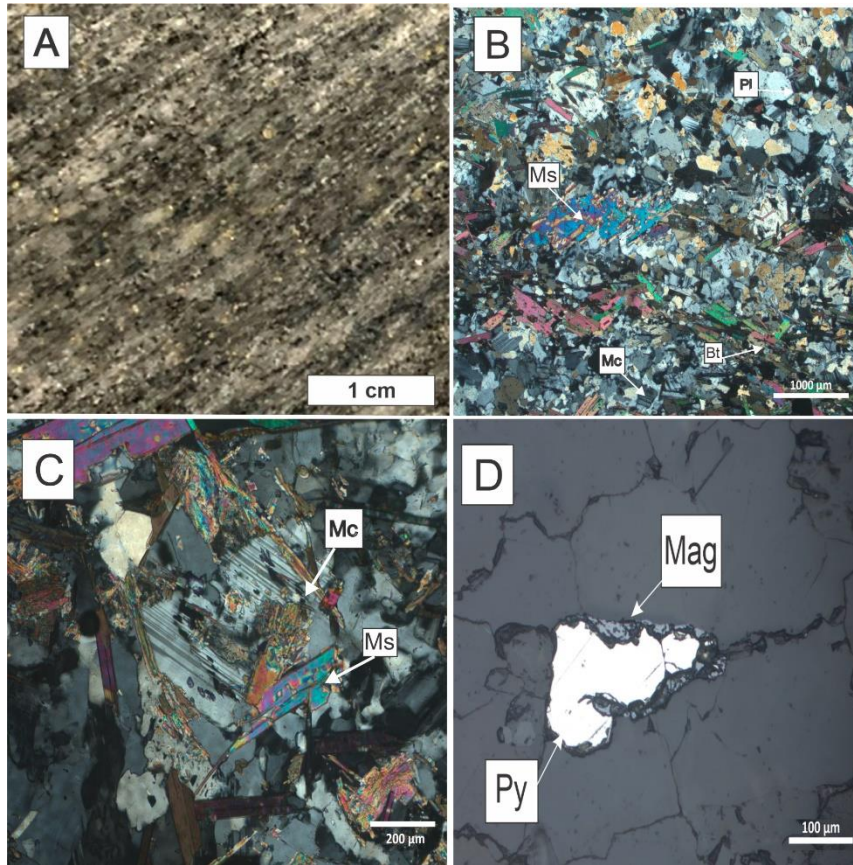


Fig.7: Estágio Precoce de alterações hidrotermais do depósito de Au-Te Posse: a) ortogneisse granodiorítico alterado evidenciando foliação discreta e sericitização marcada por grãos com aspecto brilhante nas porções esbranquiçadas da rocha. b) fotomicrografia do ortogneisse exibindo mineralogia principal com quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), microclínio (Mc) e biotita (Bt), com destaque para a formação de grãos grandes de muscovita (Ms) alterando plagioclásio e microclínio. C) fotomicrografia do ortogneisse exibindo a transformação de grão de microclínio em, inicialmente sericita com posterior desenvolvimento de muscovita. D) fotomicrografia do ortogneisse exibindo a transformação de grão de magnetita (Mag) e pirita (Py) marcando o início do processo de sulfetação no depósito.

Estágio Intermediário (IT)

O segundo estágio de evolução caracteriza-se por alteração proeminente quando relacionada à mineralogia original do ortogneisse, onde percebe-se intensificação da sulfetação, carbonatação e silicificação, além do desenvolvimento de foliação mais bem marcada, devido a progressão da deformação (Fig.8 a). A carbonatação, desenvolve-se para além dos interstícios entre grãos, passando a substituir plagioclásios (Fig.8 b) e epidotos e tornar-se mais presente em lâmina. A sericitização é ainda mais intensa e pode ser observada com destaque nesse estágio, principalmente nas amostras intensamente deformadas, desenvolvendo xistosidade, imprimida pela muscovita (Fig.8 c), podendo, sob essas circunstâncias, caracterizar essas rochas como quartzo biotita xistos ou quartzo biotita sericita xistos. A sulfetação é marcada pelo desenvolvimento de piritas grossas e formação de calcopiritas (Fig.8 d). O rutilo, aumenta em quantidade com relação a

evolução do grau de alteração hidrotermal, em sua maioria, em associação à titanita ou agregados de minerais de titânio (leucoxênio). Outra característica proeminente é o aumento do quartzo de veio, além de *vugs* preenchidos por carbonatos, uma vez que, com o avanço da deformação e consequente desenvolvimento de foliação e linhas de crescimento mineral, o quartzo desenvolve-se a partir do processo de silicificação, aliada à lixiviação de elementos. A biotita hidrotermal aparenta desenvolver-se sobre bordas de biotitas do protólito, apresentando coloração mais intensa que biotitas anteriores. O plagioclásio dominante nesse estágio é a albita, caracterizado como plagioclásio hidrotermal, substituindo feldspatos do protólito ortognaissico. A assembleia mineral hidrotermal é formada por quartzo-sericita-epidoto-muscovita-rutilo-carbonato-pirita. Essas rochas apresentam teor de ouro de 0,02-1,524 g/t.

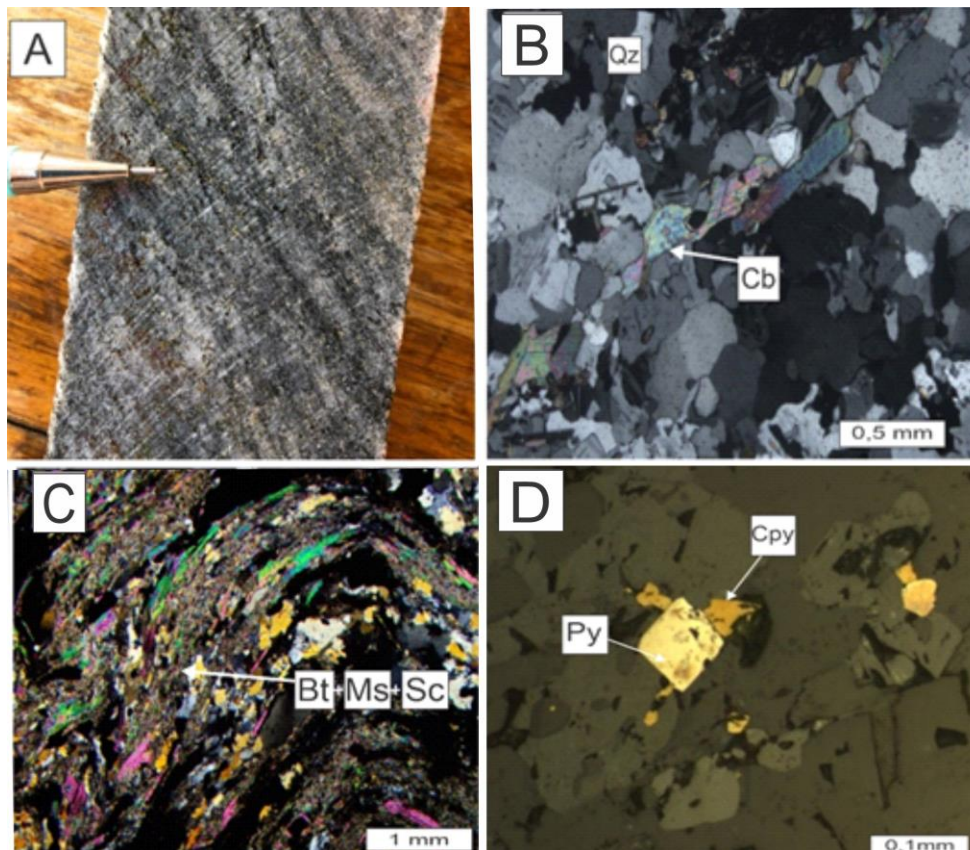


Fig.8: Estágio Intermediário de alterações hidrotermais do depósito de Au-Te Posse: a) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando foliação bem marcada com sulfetação marcada por porções douradas na rocha, bem como silicificação evidenciando porções esbranquiçadas. b) fotomicrografia do ortognaisse exibindo pirita (Py) e calcopirita (Ccy). C) fotomicrografia do ortognaisse exibindo a transformação de grão de plagioclásio em carbonato. D) fotomicrografia do ortognaisse exibindo xistosidade obliterando completamente a mineralogia original da rocha marcado por biotita (Bt), muscovita (Ms) e sericita (Sc).

Estágio Avançado (AV) – Ore Zone

O terceiro estágio de evolução caracteriza-se por alteração avançada com substituição quase que total da mineralogia inicial do protólito ortognaissico granodiorítico, onde veios de quartzo e carbonato, além do aumento de porções altamente silicificadas, carbonatadas e sulfetadas são comuns (Fig.9 a, b, c, d, e, f, g). As amostras apresentam, grau de deformação avançado, marcado pelo desenvolvimento de diferentes planos de foliação, que ao se interceptarem, formam linhas de crescimento mineral, favorecendo a percolação de fluidos e desenvolvimento de *vugs* e veios de quartzo (Fig 9.c, d, e). Essa fase é caracterizada como zona aurífera ou *ore zone*, onde o minério encontra-se, em sua maioria, associado a sulfetos e teluretos, podendo também, em menor proporção, estar em sua forma livre. A silicificação é comum e ocorre por meio de cristais de quartzo, seja associado a veios ou micro veios (*veinlets*), seja associado a alteração pervasiva sofrida na rocha encaixante por meio da transformação de minerais (Fig.9 c, d, e). A carbonatação é intensa e está associada tanto à interstícios de minerais quanto a pervasiva transformação da matriz com formação de grãos grossos de calcita (Fig.9b). Os sulfetos, em sua maioria, são encontrados de forma disseminada na rocha, ao longo de foliações e porções ricas em quartzo, indicando associação com silicificação e são constituídos, principalmente, por pirita, em grãos que variam de grandes aglomerados a pequenos cristais, além de calcopirita, esfalerita e molibdenita, em pequenos cristais (<1mm) ou associados a cristais de pirita (intercrescimento em fraturas ou micro inclusões), em raras exceções podem estar associados a veios, como no caso da associação de pirita e molibdenita (Fig.9 g). Esse estágio é caracterizado pelo aparecimento de teluretos, associados a grãos de pirita, seja como micro a nano inclusões, ou em fraturas desses grãos. A mineralização pode ocorrer associada à estrutura dos teluretos de Au ou de Ag-Au, bem como associada à estrutura da pirita, contudo, em raras exceções, pode ocorrer em sua forma livre. A granulometria do ouro é muito fina, variando de 1 a 10 µm em silicatos e sulfetos, enquanto que em teluretos a variação é de 15 a 20 µm.

A pirita, sulfeto mais abundante no depósito, e diretamente associada à mineralização, ocorre em todos os estágios de evolução hidrotermal, em cristais euédricos a anédricos, recristalizados, onde feições de fraturamentos irregulares são comuns (Fig.9 g, h). Apresenta, por vezes, inclusões de outros sulfetos como calcopirita, pirrotita,

esfalerita e molibdenita ou teluretos, por vezes pode aparecer preenchendo fraturas na encaixante ou como grãos euédricos que formam aglomerados tardios.

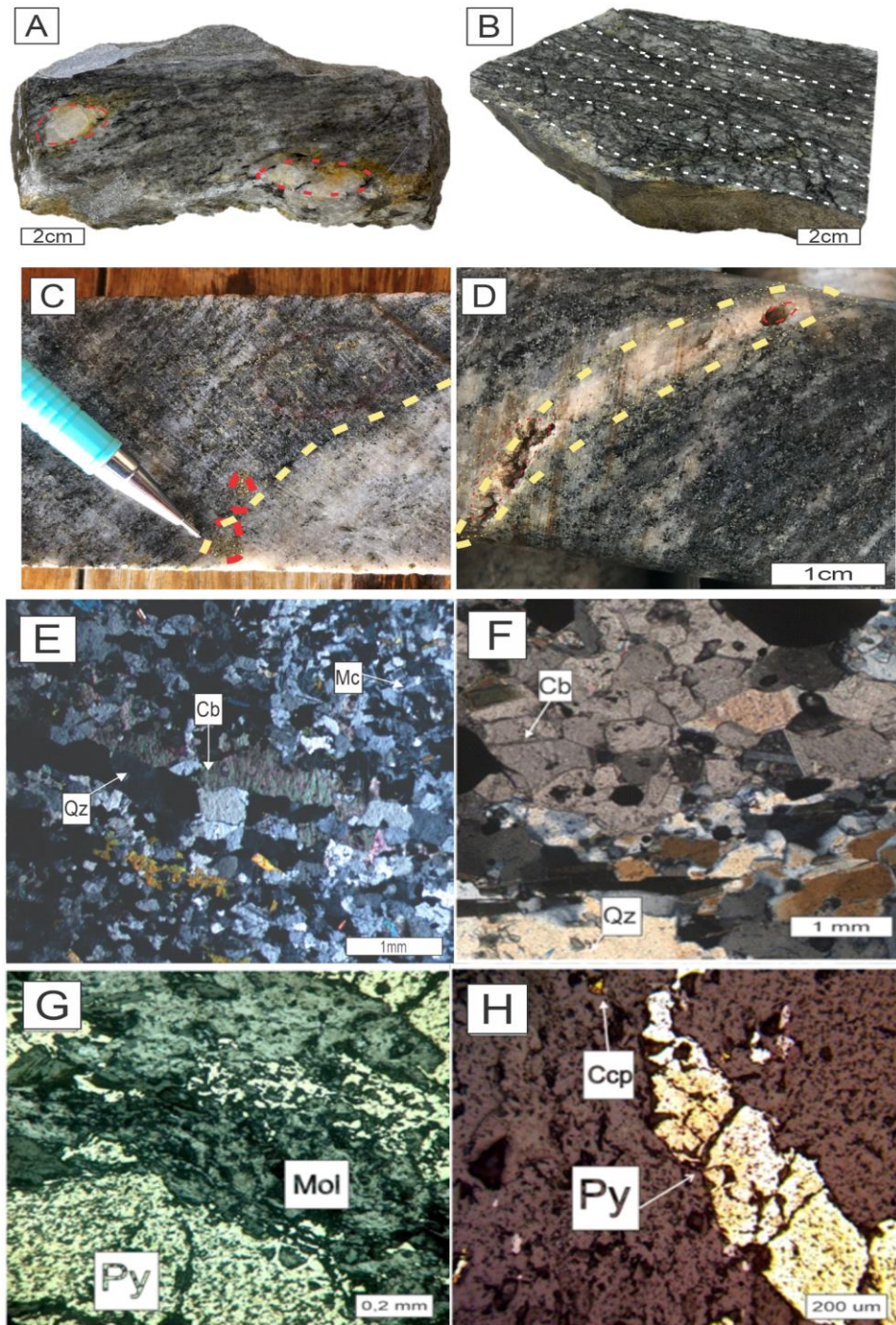


Fig.9: Estágio avançado de alterações hidrotermais: a) ortogneisse granodiorítico alterado evidenciando foliação bem marcada e vug preenchido por quartzo evidenciando lineação de crescimento mineral em tracejado vermelho. B) ortogneisse granodiorítico alterado evidenciando diversos planos de foliação que se interceptam em linha tracejada branca. C) ortogneisse granodiorítico alterado evidenciando processo de silicificação com sulfetação, onde o processo pode ser observado pela linha tracejada amarela (silicificação). D) ortogneisse granodiorítico alterado evidenciando veio de quartzo e *vugs* preenchidos por Qz. E) Matriz da rocha ortogneissica dominada pela silicificação, evidenciando cristais de microclínio (Mc), carbonato (Cb) e quartzo (Qz). F) Carbonatação avançada evidenciando cristais de calcita (Cb). G) Sulfetação evidenciada por cristais de pirita (Py) e molibdenita (Mol). H) Cristais de pirita (Py) e calcopirita (Ccp) evidenciando avanço da sulfetação no sistema.

A calcopirita ocorre como cristais finos, subédricos a anédricos dispersos na matriz quartzo-feldspática ou inclusas na pirita, e normalmente não está associada à mineralização no depósito (Fig.9h). A molibdenita é encontrada em veios, juntamente com a pirita, em formato anédrico grosso, mas pode ocorrer também como pequenos cristais dispersos na matriz ou em intercrescimentos nas fraturas da pirita (Fig.9g). Os teluretos não são visíveis em petrografia e foram identificados para esse estudo por microsonda eletrônica. Nesse estágio foram encontradas amostras de alto teor de ouro, até 33.6 g/t. A assembleia mineral hidrotermal é dada por quartzo-pirita-carbonato±biotita±muscovita± molibdenita± teluretos.

Estágio Tardio a Posterior (Pós)

Esse estágio caracteriza-se por intensa venulação carbonática e biotítica, por vezes com sulfetação associada, além de processo de brechação (Fig.10). No geral observam-se intercalações de contato das porções anfibolíticas (lentes) com o ortognaisse granodiorítico, onde a rocha ortognaissica, que possui tonalidades mais claras associadas a carbonatação intensa e sulfetação média, além das vênulas discordantes que provocaram alteração na encaixante, são realçadas pelas superfícies denteadas, dessas intercalações, onde, por vezes, porções máficas predominam sobre as félsicas (Fig.10 a,b,c,d). Vênulas de quartzo, plagioclásio, epidoto e sulfetos (Fig.10 e,h) são comuns nesse estágio. Uma das principais características desse estágio é a brechação/fragmentação da rocha encaixante, marcada pela associação de sulfetos e magnetitas em agregados de grãos granulares (Fig.10 e, g) associados à biotita (Fig.10 d) e por vezes carbonato, preenchendo esses espaços abertos (Fig.10 f). A brecha possui matriz rica em biotita, carbonato, sulfetos, além de magnetismo intenso. A carbonatação e a epidotização estão dispostas tanto na matriz quanto nos veios. A epidotização pode ser vista através da formação de pequenos cristais a cristais pequenos de epidoto em associação às ripas de biotita secundárias, que se desenvolvem na rocha a partir do avanço da alteração (Fig. 10 f). A biotita encontra-se tanto na matriz quanto nos veios, em grãos que vão desde micro fenocristais a ripas médias, apresentando, em algumas porções, alta birrefringência, característicos da alteração para epidoto.

A assembleia mineral é dada por epidoto+biotita+carbonato±magnetita±pirita. A alteração tardia oblitera parcialmente as alterações hidrotermais anteriores, preenchendo

brechas, fraturas e por vezes alterando a rocha pervasivamente. O teor de ouro nessas rochas é <1.525 g/t.

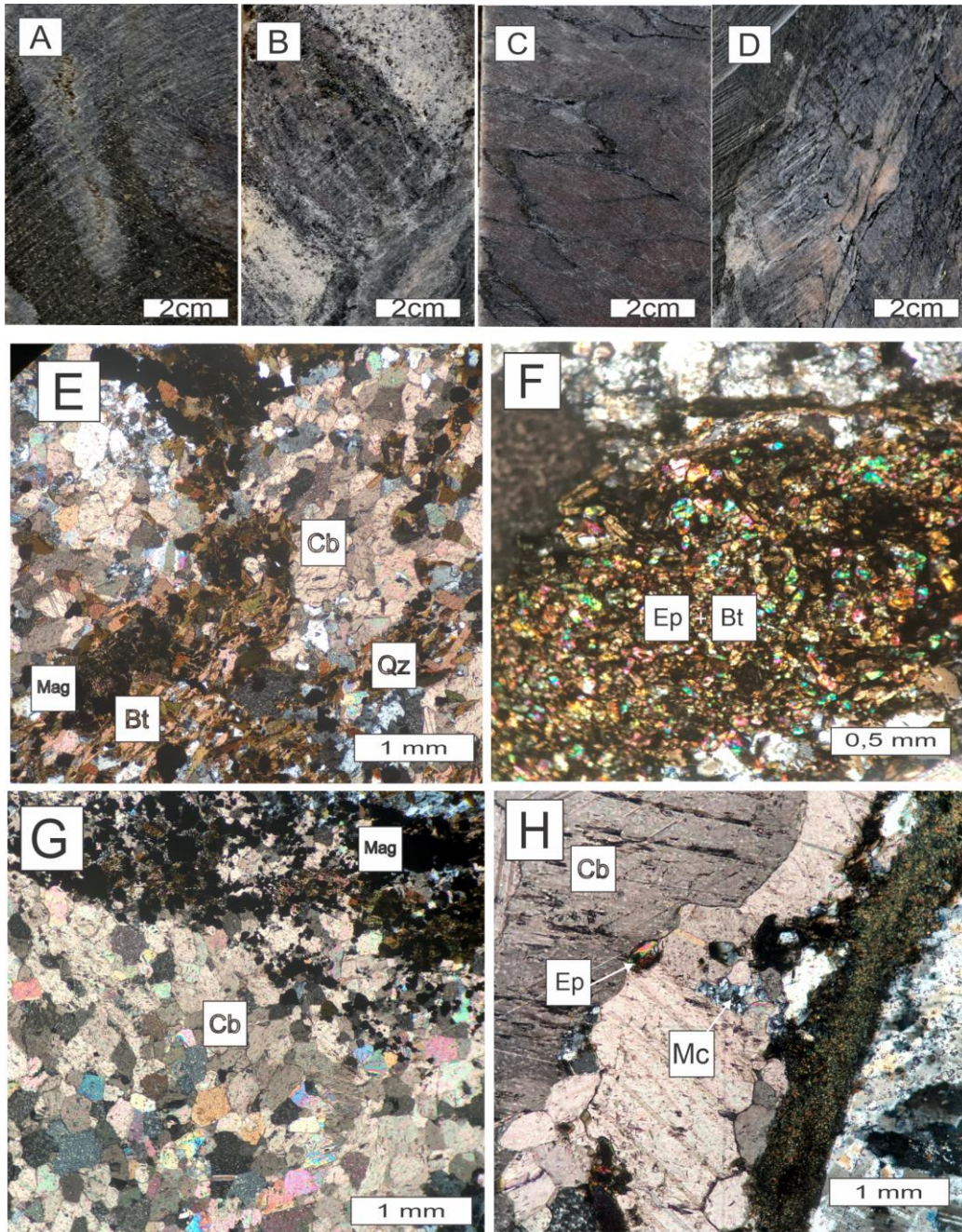


Fig.10: Estágio posterior de alterações hidrotermal: a) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando intercalações de porções máficas (anfíbolito) e félsicas (ortognaisse). B) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando intercalações de porções máficas (anfíbolito) e félsicas (ortognaisse). C) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando brechação com preenchimento de minerais máficos em preto. D) ortognaisse granodiorítico alterado evidenciando intercalações de porções máficas (anfíbolito) e félsicas (ortognaisse), bem como superfície rosada, indicando alteração potássica, além de evidenciar brechação com preenchimento de minerais máficos em preto. E) Matriz da rocha ortognaissica alterada pervasivamente evidenciando carbonatação intensa e venulação de biotita e magnetita associados. F) Associação de epidoto e biotita em venulação característicos da intensa alteração posterior no depósito. G) Carbonatação pervasiva na rocha com associação de magnetita. H) Carbonatação exibindo grãos grossos de calcita, com venulação de associação epidoto e biotita e veios de microclínio associados.

Quadro 1: Representação da alteração hidrotermal que afetou a encaixante ortognaissica, dividido em halos, sendo eles: Precoce, Intermediário, Avançado e Posterior.

		Ortognaisse Granodiorítico e o sistema de Alterações Hidrotermais Orogênicas				
		Granodiorito Encaixante	(PR) Precoce	(IN) Intermediário	(AV) Avançado	(PÓS) Posterior
		Ortognaisse Granodiorítico Rocha ortognaissica com baixo grau de alteração e pouco/inexistente sulfetação (epidoto) Teor de ouro: não detectável	Ortognaisse Granodiorítico Rocha ortognaissica com alteração incipiente e sulfetada (sericita + epidoto) Teor de ouro: < 0,021 g/t Au;	Ortognaisse Granodiorítico Rocha ortognaissica alterada (sericita + epidoto+ carbonato) e sulfetada Teor de ouro: 0,022 a 1.524 g/t de Au	Ortognaisse Granodiorítico <i>Ore zone</i> Ortognaisse Granodiorítico com alteração e sulfetação avançadas (silicificação, sulfetação e carbonatação) Teor de ouro: 1,525 a 33,6 g/t de Au	Ortognaisse Granodiorítico brechado com alteração e pouca sulfetação (silicificação, biotitização e carbonatação) Teor de ouro: < 1,525 g/t de Au
ZONAS DE ALTERAÇÃO	MINERAIS					
SILICATOS E CARBONATOS	Quartzo do protólito	[Barra cinza]				
	Quartzo hidrotermal	[Barra laranja]				
	Plagioclásio	[Barra cinza]				
	Plagioclásio Hidrotermal	[Barra laranja]				
	Microclínio	[Barra cinza]				
	Mica branca fina (sericita)	[Barra laranja]				
	Mica branca grossa	[Barra laranja]				
	Biotita do protólito	[Barra cinza]				
	Biotita hidrotermal	[Barra laranja]				
	Epidoto hidrotermal	[Barra laranja]				
	Carbonato	[Barra laranja]				
	Titanita	[Barra cinza]				
	Apatita	[Barra laranja]				
SULFETOS	Pirita fina	[Barra laranja]				
	Pirita grossa	[Barra laranja]				
	Calcopirita	[Barra laranja]				
	Molibdenita	[Barra laranja]				
ÓXIDOS	Rutilo	[Barra laranja]				
	Magnetita do protólito	[Barra cinza]				
	Magnetita hidrotermal	[Barra laranja]				
TELURETOS	Calaverita	[Barra laranja]				
	Silvanita	[Barra laranja]				
	Altaita	[Barra laranja]				
	Fohrbergita	[Barra laranja]				

5.1.2 Metavulcânicas máficas

Para as rochas metavulcânicas máficas, em Posse classificadas como anfibólito, a evolução da alteração hidrotermal, a partir do protólito rico em anfibólio, biotita e plagioclásio é dada através da transformação mineral desse protólito, com consequente formação de anfibólio, biotita, epidoto e carbonato secundários (Fig.11 a,b,c,d,e,f). Nessas rochas o plagioclásio está bem alterado para sericita, além de saussuritizado (começo de formação de epidotos), e em seus interstícios é possível observar a formação de carbonatação. A progressão da alteração aumenta a quantidade de epidoto nessas rochas, evidenciado por porções isoladas com aglomerados desses minerais, ao passo que a progressão da deformação é evidenciada através do anfibólio, que apresenta texturas nematoblástica, fortemente orientado, e em algumas lâminas, encontra-se cominuído

(Fig.11 c, d, e, f). O anfibólio, em grande parte, é consumido por biotita e epidoto, ocasionando seu descolorimento, ao passo que os neoformados apresentam intensa cor esverdeada (Fig.11 e, f).

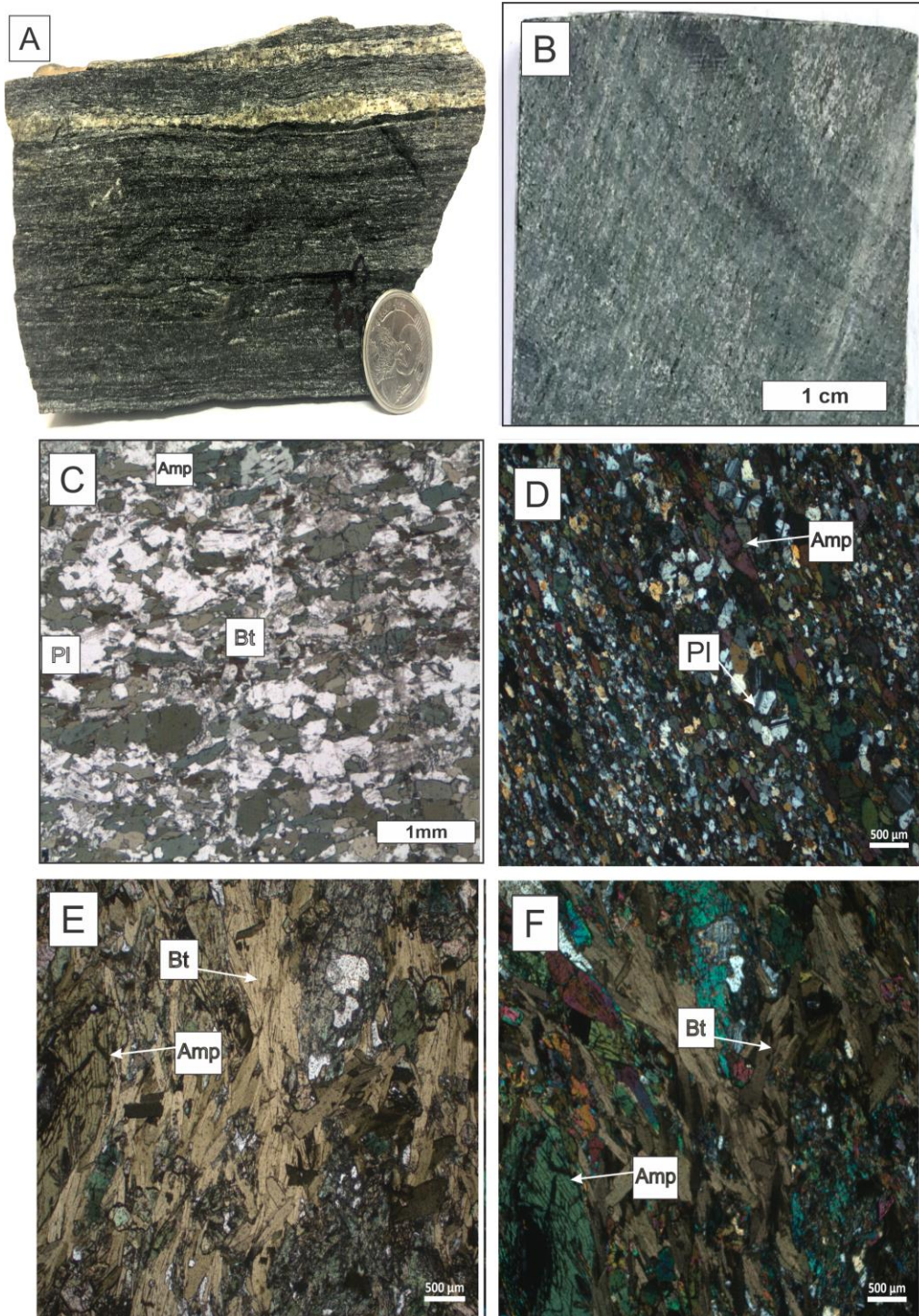


Fig.11: Rocha metavulcânica básica. A) Rocha metavulcânica básica evidenciando foliação bem marcada. B) Rocha metavulcânica básica evidenciando cor esverdeada característica da associação mineralógica de anfibólios e biotita. C) Matriz da rocha anfibolítica evidenciando mineralogia com anfibólio, plagioclásio e biotita. D) Matriz da rocha anfibolítica evidenciando mineralogia com anfibólio e plagioclásio, destaque para os grãos cominuidos com o avanço da deformação. E) Anfibólios sendo consumidos para a formação de biotita secundária, causando seu descolorimento (nicóis descruzados sob luz transmitida). F) Anfibólios sendo consumidos para a formação de biotita secundária, causando seu descolorimento (nicóis cruzados sob luz transmitida). Bt (biotita) Amp (Anfibólio) Pl (plagioclásio).

O epidoto, a sericita e o quartzo são os minerais hidrotermais mais abundantes, com assembleia mineral marcada por epidoto-quartzo-sericita-biotita-anfibólio±carbonato. Em geral, nessas rochas, a sulfetação é pouco ou nada expressiva, assim como o teor aurífero, que varia de valores abaixo do nível detectável até 0,070 g/t Au, sugerindo que a mineralização aurífera não está relacionada as rochas metavulcânica máficas.

5.2 Deformação e Metamorfismo

A história deformacional do depósito ocorreu em três fases principais (Dn, Dn + 1 e Dn + 2) relacionadas à evolução tectônica do Arco Magmático Mara Rosa, durante a Orogenia Brasileira, no Neoproterozoico. A fase Dn, produziu uma série de sinclinais e anticlinais assimétricos, de escala regional, representados por dobras isoclinais recumbentes e sobrepostas. Esse conjunto de dobras, foi redobrado por dobras assimétricas apertadas que possuem vergência para leste/sudeste. De acordo com Richardson et al. (1986) e Kuyumjian (1989), as condições de pico metamórfico associadas com a fase Dn foram estimadas sob temperatura e pressão, respectivamente de 650°C e 9 kbar, usando termometria biotita-granada kD, e barometria cianita-silimanita, grossularia-cianita-quartzo-anortita, zoizita-cianita-quartzo-anortita e almandina-rutilo-ilmenita-cianita-quartzo.

A fase Dn + 1 está relacionada com o desenvolvimento do sistema de falhas de empurrão Rio dos Bois, a estrutura mais proeminente do Arco Magmático Mara Rosa. Essa zona de cisalhamento compreende um conjunto de falhas desenvolvidas em resposta ao encurtamento crustal transpressional NNW-SSE. Esse episódio compressivo também produziu conjuntos de dobras, principalmente representadas por (i) dobras de arrasto com charneiras espessadas e dobras parasíticas assimétricas invertidas, (ii) dobras intrafoliais, com charneiras com segregações de quartzo e completamente destacadas dos flancos, (iii) dobras isoclinais com boudinagem ao longo das zonas de charneira, e (iv) remobilização de sulfetos (Fig.12 a, b, c, d). A foliação milonítica associada, tem orientação N20-40°E, com mergulhos moderados a altos para NW (290-320°/40-50°). Kuyumjian (1989) demonstrou que as bordas de granada, formadas durante o metamorfismo de fácies anfibolito, da fase Dn, reequilibraram-se em facies xisto-verde (460°C e 5 kbar) e condições dúcteis a ruptil-dúcteis, durante a fase Dn + 1. Esse processo foi responsável pela transformação de magnetita-biotita gnaisses em muscovita-biotita xistos e magnetita anfibolitos em anfibólio-clorita-epidoto xistos com presença de carbonatos.

As Idades isotópicas obtidas a partir de isócronas de Sm-Nd em pares de granada em rocha total, a partir de rochas metassedimentares da sequência Mara Rosa, parecem indicar um evento anterior de fácies anfibolito em torno de 760-730 Ma, correspondente à fase Dn, e um evento posterior, de fácies xisto-verde, em torno de 610-600 Ma em relação à fase Dn + 1 (Junges et al., 2002). A Fase Dn + 2 inclui sinclinais e anticlinais abertas a ligeiramente assimétricas, com eixos E-W e N-S, que imprimem um padrão regional em domos e quilhas.

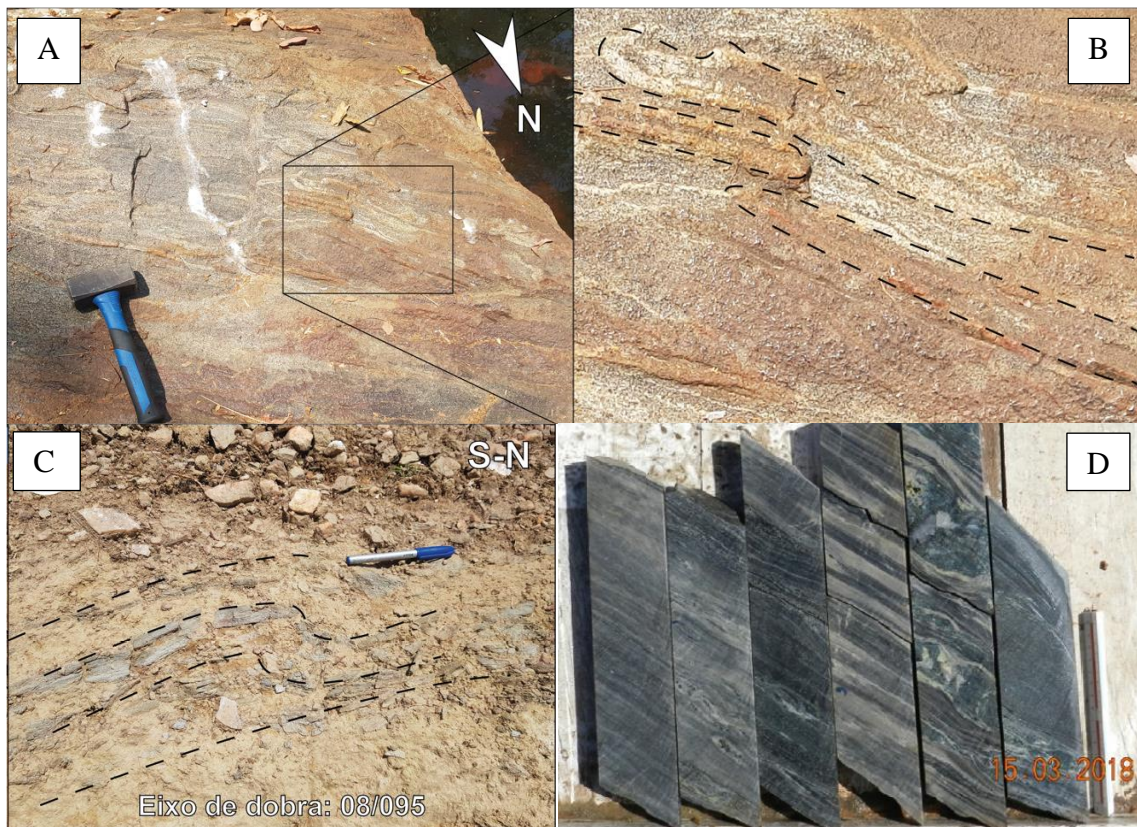


Fig.12: Estruturas observadas no depósito. A) e B) Dobras isoclinais em ortognaisse em afloramento de lajedo em drenagem destacadas pelas bandas onde se concentram quartzo. (Modificado de Costa & Marques, 2022). C) Dobra parasítica em afloramento com dobras suaves, com vergência para N. (Modificado de Costa & Marques, 2022). D) Amostras de testemunho de sondagem de anfibolito tectonicamente deformados apresentando faixas finas, foliadas, boudinagem e pequenas dobras intrafoliares.

5.3 Química mineral

Para esse trabalho, foram analisados silicatos, sulfetos e teluretos com intuito de analisar as zonas de alteração hidrotermal e associá-las à mineralização de ouro.

5.3.1 Silicatos

Os silicatos são representados por muscovita, biotita e feldspatos.

5.3.1.1 Muscovita

As análises de muscovita foram realizadas em diferentes amostras do ortogneisse granodiorítico. Foram feitas 20 análises (Tabela 1) em micas potássicas, classificadas como muscovitas através do diagrama da fig. 14 a (Tischendorf et al., 2007). Essas amostras puderam ser separadas em duas consideradas primárias e secundárias, a partir da variação dos elementos Ti, Na e Al (Fig. 14 b), além de critérios texturais. O teor de Ti é um dos principais fatores para essa diferenciação, onde a muscovita primária é mais enriquecida nesses elementos, mas, ao mesmo tempo, empobrecida em Mg e Si. Os valores de TiO_2 nas muscovitas de Posse são relativamente altos, podendo chegar até 1,5%, em algumas amostras. Entretanto, não é estabelecido um valor fixo do teor de Ti que classifique a muscovita como magmática, normalmente sendo usado em conjunto critérios petrográficos e químicos (Miller et al., 1981)

A partir de aspectos texturais, a muscovita primária apresenta lamelas bem formadas, normalmente pequenos cristais, subédricos, em pequenas quantidades na rocha, classificadas petrograficamente como magmáticas. A muscovita secundária apresenta-se em dois formatos: o primeiro e mais comum, são finas e pequenas lamelas, classificadas como sericita, transformando feldspato potássico e plagioclásio, como observado a partir do primeiro estágio de alteração hidrotermal. O segundo tipo de muscovita hidrotermal, caracteriza-se por grãos grandes, com bordas corroídas e malformadas que alteram e substituem os feldspatos potássicos e plagioclásios da rocha.

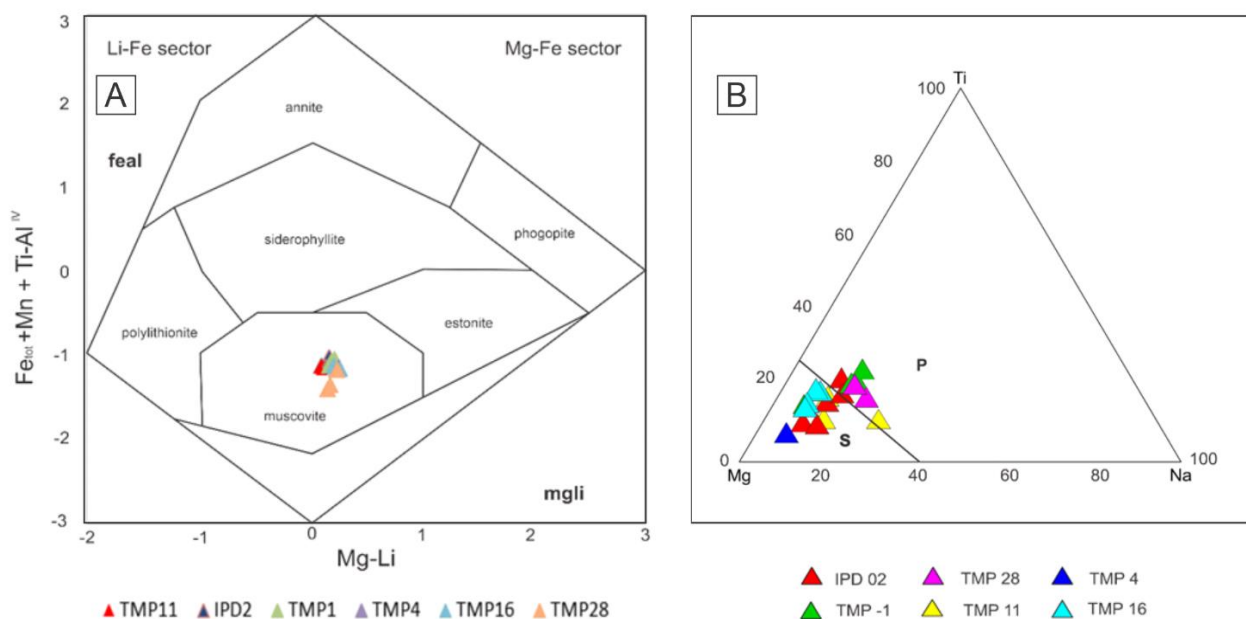


Fig 13: Diagramas para as micas potássicas. A) Diagrama de classificação de Tischendorf et al. (2007) para micas potássicas. B) diagrama ternário Ti x Mg x Na de Miller et al., 1981.

As análises químicas mostraram que a muscovita dos ortognaisses granodioríticos possuem teor mínimo de TiO_2 da ordem de 0,37% em peso. Para a interpretação das análises de muscovita, pode-se utilizar diagrama ternário, cujos membros finais são representados por Ti, Mg e Na, localizando-as nos campos de primárias e secundárias. Os resultados obtidos com esse diagrama, corroboram com a substancial quantidade de muscovita secundária formada no depósito, caracterizada através de finas lamelas associadas à massa de alteração sericitica, bem como aos grãos grandes malformados que alteram e substituem os feldspatos potássicos da rocha (Miller et al.,1981). Observa-se também, que o conteúdo de Al dessas amostras, em sua maioria, está 10% em peso menor do que o usual, ao passo que é visível seu enriquecimento em Fe e Mg (Tabela 1), onde pode-se estabelecer a relação inversamente proporcional de $Al_2O_3 \times MgO$ e $Al_2O_3 \times FeO^*$.

5.3.1.2 Biotita

A composição química das biotitas pode ser utilizada para estimar condições de cristalização da rocha, fornecendo informações quanto à fugacidade de oxigênio do magma (Partin et al., 1983), temperatura *liquidus* (Abbot & Clarke, 1979), classificação de granitoides (Abdel-Rahman, 1994), entre outros. Trabalhos de compilação mais recentes mostram bons resultados na aplicabilidade de biotitas para identificação de biotitas primárias, reequilibradas e neoformadas, a partir da relação $(10.TiO_2) - (FeO+MnO) - MgO$ (Fig.14 a). O processo de reequilíbrio gera perda de Ti mantendo-se a proporção Fe/Mg (Nachit et al., 2005). Em conjunto com as características petrográficas foi utilizado o critério que estabelece as condições de cristalização da biotita, que é o seu teor de TiO_2 . Com base no resultado indicado pelo gráfico de Nachit et al. (2005), observa-se que a maioria das biotitas caem no domínio de biotita reequilibrada (R), porém uma amostra ficou no grupo das primárias (P) e outras três ficaram no limite entre primárias e reequilibradas - que correspondem a rocha encaixante, sem ou com mínimas alterações hidrotermais, até estarem totalmente inseridas nos campos das reequilibradas (R), sugerindo perda de TiO_2 devido ao processo de reequilíbrio da biotita primária para biotita reequilibrada durante o processo hidrotermal. Com a diminuição do conteúdo de TiO_2 , a cor marrom (das biotitas magmáticas) fica mais clara (biotitas podem tornam-se verdes a verde-pálida), seu pleocroísmo é mais fraco e os óxidos de titânio aparecem em

maior quantidade na rocha (Nachit et al.,2005), processos que podem ser vistos em Posse, principalmente o aparecimento de rutilo com a evolução das alterações hidrotermais.

As biotitas que experimentaram o avanço da alteração hidrotermal, bem como as amostras classificadas como alteração posterior, ficaram mais bem definidas no campo central, dentro do domínio das reequilibradas. As biotitas das amostras com baixo teor de ouro têm características similares às aquelas com teores, com exceção das biotitas da amostra IPD-02, não sendo observada diferença relevante entre elas, assim como as biotitas cuja deformação foi mais intensa. A diferença foi notada nas amostras da encaixante sem alteração, que evidenciaram estar no limite entre primárias e reequilibradas ou inserida no campo das primárias. Para caracterizar a biotita magmática dentro das principais séries magmáticas, os dados foram plotados no diagrama proposto por Abdel-Rahman (1994), que individualiza os campos para Suítes Alcalinas Anorogênicas (A), Suítes Orogênicas Cálcio-Alcalinas (C) e Suítes Peraluminosas (P). Com este diagrama observa-se que todas as amostras estão situadas, seguindo um *trend*, no campo das suítes orogênicas cálcio-alcálicas (Fig.14 b).

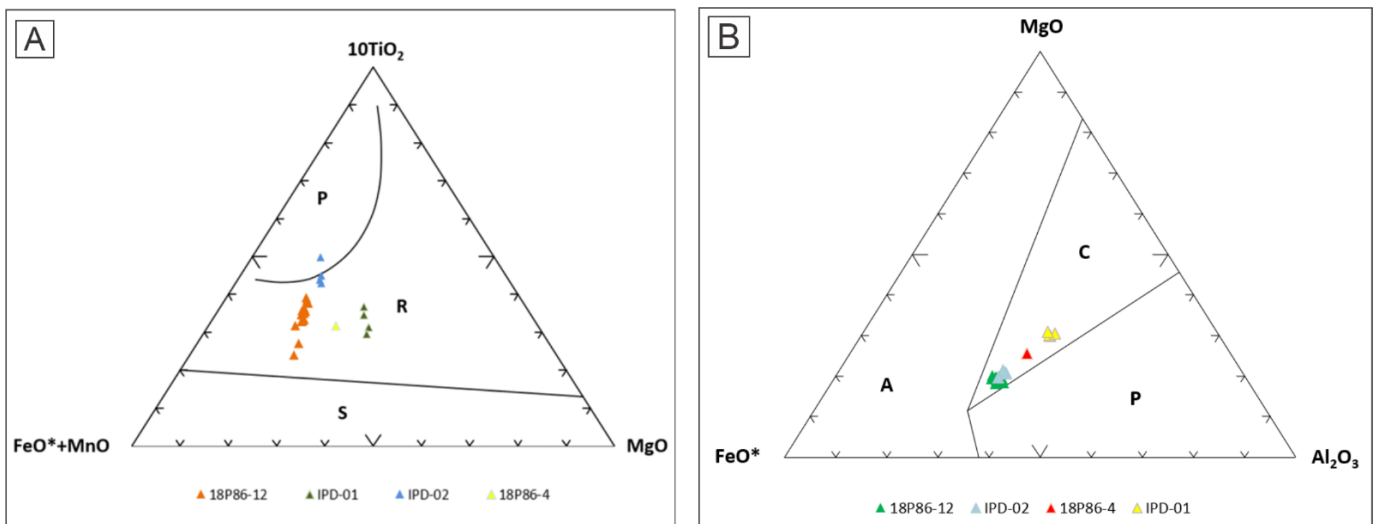


Fig.14: Química mineral das biotitas. A) Diagrama ternário com os membros finais TiO₂ - FeO*+MnO (onde FeO = FeO + MnO) e MgO, com base em Nachit *et al.* (2005). Os domínios P, R e S representam, respectivamente, primária, reequilibrada e neoformada. As amostras selecionadas são de domínios de medio teor, baixo teor, pós alteração e deformação mais intensas. B) Diagrama ternário com os membros finais MgO - FeO* e Al₂O₃ (posterior a Abdel-Rahman (1994), que individualiza os campos para Suítes Alcalinas Anorogênicas (A), Suítes Orogênicas Cálcio-Alcalinas (C) e Suítes Peraluminosas (P).

5.3.1.3 Feldspatos

As análises de feldspatos foram realizadas em diferentes amostras do ortogneisse granodiorítico, diferenciados em plagioclásios e feldspato potássico (Tabela 3) (Fig.15). Para os plagioclásios, foram feitas análises pontuais individualizando-os em albita (hidrotermal) e oligoclásio alto (magmático). Os plagioclásios apresentam texturas típicas em lâmina, como as geminações albita, por vezes sericitizado e saussuritizados, representadas por finas ripas de mica branca e aglomerados de epidotos, respectivamente. Nas amostras da rocha encaixante (IPD-01 e 02) o plagioclásio apresenta-se mais limpo, com pouca alteração, ao passo que nos grãos alterados, percebe-se a geminação com difícil identificação, por vezes extinta e com transformações secundárias, como início de sericitização. Com o avanço da alteração percebe-se a sericitização cada vez mais presente e intensa, bem como a saussuritização. Com a intensificação das alterações, o plagioclásio começa a ser transformados em muscovita, bem como epidoto e há a descalcificação do oligoclásio à medida que a alteração vai se intensificando, transformando-os em albita, pelo processo de albitização, como pode ser visto no *trend* formado na Figura 15.

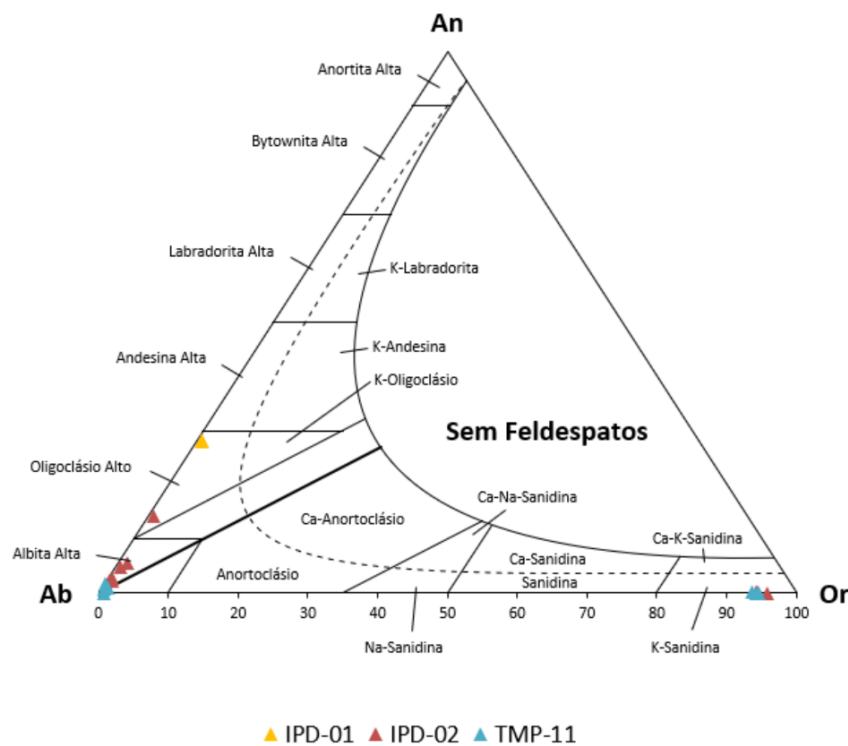


Fig.15:Variação composicional dos feldspatos no diagrama ternário proposto por Deer et al. (1992)

O feldspato potássico foi classificado pela petrografia em microclínio, devido a geminação albita periclina presente, além da confirmação química. O microclínio não apresenta notável modificação química com o avanço da alteração, estando presente em todos os halos de alteração hidrotermal, apresentando alguma diminuição em peso de Ca. As transformações notadas nesse mineral são relativas à transformação do microclínio em muscovita com o avanço da alteração hidrotermal devido ao processo de sericitização.

Tabela 1: Análises químicas representativas de muscovitas no depósito de Au Posse.

Amostra	Ortognaisse Granodiorítico																			
Mineral	Muscovitas																			
Elemento	TMP-11-A	TMP-11-B	TMP-11-C	IPD-02-A	IPD-02-B	IPD-02-C	IPD-02-D	IPD-02-E	IPD-02-F	TMP-1-A	TMP-1-B	TMP-1-C	TMP-1-D	TMP-4-A	TMP-16-A	TMP-16-B	TMP-16-C	TMP-16-A	TMP-28-A	TMP-28-B
SiO ₂	45.437	47.231	47.306	46.699	46.571	46.59	46.857	46.596	46.678	48.988	47.083	43.434	43.901	44.555	48.12	47.864	49.051	42.911	46.999	46.64
Al ₂ O ₃	28.036	28.269	28.131	26.778	26.785	27.16	26.794	27.721	26.785	28.051	29.363	29.134	27.092	28.245	28.019	28.632	27.008	29.934	32.046	30.975
K ₂ O	10.74	10.548	11.036	10.209	10.582	10.391	10.368	10.341	10.132	10.709	10.775	11.006	10.997	11.153	10.905	10.709	10.909	10.815	11.04	11.206
FeO (total)	6.319	5.949	5.843	6.728	6.808	6.564	6.539	5.636	6.791	4.655	4.943	5.233	4.905	4.844	4.557	3.885	3.625	4.464	2.737	2.588
TiO ₂	0.379	0.647	0.405	0.816	0.484	0.434	0.919	1.121	0.937	0.936	1.303	1.531	1.386	0.441	1.189	1.342	1.135	0.899	0.895	1.193
MgO	1.168	1.38	1.436	1.935	1.984	1.838	1.859	1.788	1.89	2.508	2	2.007	2.306	2.712	2.39	2.636	2.93	2.562	1.824	2.01
MnO	0	0.029	0.069	0.045	0	0.032	0.08	0.056	0.075	0.082	0.102	0.025	0.068	0.058	0.045	0.042	0.07	0.081	0	0
CaO	0	0.047	0.072	0.034	0.022	0.017	0.046	0.037	0.03	0	0	0	0.033	0	0.019	0.016	0.024	0.021	0.023	0.052
Na ₂ O	0.333	0.17	0.2	0.25	0.178	0.236	0.167	0.198	0.258	0.182	0.391	0.334	0.343	0.17	0.23	0.218	0.225	0.197	0.345	0.324
BaO	0.008	0	0.102	0.225	0.287	0.353	0.13	0.26	0.184	0.184	0.08	0.008	0.201	0.37	0.329	0.417	0.477	0.178	0.201	0.191
F	0.255	0.098	0.277	0.306	0.294	0.42	0.194	0.262	0.426	0	0	0.097	0	0	0	0	0.087	0	0.039	0.055
Cl	0	0.016	0	0.016	0.025	0.003	0.016	0.017	0	0	0	0.023	0.012	0.007	0.013	0	0.006	0	0.006	0.011
Cr ₂ O ₃	0.059	0.025	0.034	0.164	0.002	0.08	0.009	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V ₂ O ₃	0.048	0.031	0.043	0.031	0.043	0.033	0.044	0.08	0.022	0.023	0.078	0.063	0.015	0.04	0.051	0.018	0.036	0.089	0.06	0
CoO	0.051	0	0.022	0.017	0	0.038	0	0.036	0.034	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	92.833	94.44	94.976	94.253	94.065	94.189	94.022	94.15	94.242	96.318	96.118	92.895	91.259	92.595	95.867	95.779	95.583	92.151	96.215	95.245
Número de cátions por unidade de fórmula com base em vinte e dois átomos de oxigênio																				
OH	1.943	1.977	1.939	1.930	1.932	1.906	1.955	1.940	1.906	2.000	2.000	1.976	1.999	1.999	1.999	2.000	1.981	2.000	1.991	1.987
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.002	0.000	0.002	0.003	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
F	0.057	0.021	0.061	0.068	0.065	0.093	0.043	0.058	0.094	0.000	0.000	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.008	0.012
Si	3.225	3.261	3.272	3.269	3.273	3.272	3.275	3.245	3.273	3.290	3.185	3.076	3.159	3.156	3.260	3.234	3.324	3.045	3.143	3.157
B	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Be	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.775	0.739	0.728	0.731	0.727	0.728	0.725	0.755	0.727	0.710	0.815	0.924	0.841	0.844	0.740	0.766	0.676	0.955	0.857	0.843
Al	1.570	1.562	1.564	1.478	1.492	1.520	1.482	1.521	1.487	1.511	1.526	1.508	1.457	1.513	1.498	1.513	1.482	1.549	1.669	1.629
Ti	0.020	0.034	0.021	0.043	0.026	0.023	0.048	0.059	0.049	0.047	0.066	0.082	0.075	0.023	0.061	0.068	0.058	0.048	0.045	0.061
Cr	0.003	0.001	0.002	0.009	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.001	0.001	0.004	0.004	0.001	0.002	0.003	0.001	0.002	0.005	0.003	0.000
Mg	0.124	0.142	0.148	0.202	0.208	0.192	0.194	0.186	0.198	0.251	0.202	0.212	0.247	0.286	0.241	0.265	0.296	0.271	0.182	0.203

Continuação																				
Tabela 1																				
Fe ²⁺	0.375	0.344	0.338	0.394	0.400	0.386	0.382	0.328	0.398	0.261	0.280	0.310	0.295	0.287	0.258	0.220	0.205	0.265	0.153	0.147
Mn	0.000	0.002	0.004	0.003	0.000	0.002	0.005	0.003	0.004	0.005	0.006	0.001	0.004	0.003	0.003	0.002	0.004	0.005	0.000	0.000
Ca	0.000	0.003	0.005	0.003	0.002	0.001	0.003	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.004
Elemento	TMP-11-A	TMP-11-B	TMP-11-C	IPD-02-A	IPD-02-B	IPD-02-C	IPD-02-D	IPD-02-E	IPD-02-F	TMP-1-A	TMP-1-B	TMP-1-C	TMP-1-D	TMP-4-A	TMP-16-A	TMP-16-B	TMP-16-C	TMP-16-A	TMP-28-A	TMP-28-B
Na	0.046	0.023	0.027	0.034	0.024	0.032	0.023	0.027	0.035	0.024	0.051	0.046	0.048	0.023	0.030	0.029	0.030	0.027	0.045	0.043
K	0.972	0.929	0.974	0.912	0.949	0.931	0.924	0.919	0.906	0.918	0.930	0.994	1.010	1.008	0.943	0.923	0.943	0.979	0.942	0.968
Ba	0.000	0.000	0.003	0.006	0.008	0.010	0.004	0.007	0.005	0.005	0.002	0.000	0.006	0.010	0.009	0.011	0.013	0.005	0.005	0.005
Σtotal	9.117	9.041	9.089	9.086	9.111	9.106	9.068	9.059	9.088	9.022	9.067	9.157	9.146	9.157	9.046	9.034	9.034	9.155	9.045	9.058

Tabela 2: Análises químicas representativas de biotitas no depósito de Au Posse.

Amostra	Ortognaisse Granodiorítico																						
Mineral	Biotitas																						
Elemento	18P086-12-A	18P086-12-B	18P086-12-C	18P086-12-D	18P086-12-E	18P086-12-F	18P086-12-G	18P086-12-H	18P086-12-I	18P086-12-J	18P086-12-K	18P086-12-L	18P086-12-N	18P086-12-O	IPD-01-A	IPD-01-B	IPD-01-C	IPD-01-D	IPD-02-A	IPD-02-B	IPD-02-C	IPD-02-D	18p86-4-A
SiO ₂	37.18	35.73	36.91	36.61	36.35	34.84	35.08	36.32	36.53	36.32	36.31	36.66	35.99	36.41	37.89	37.54	37.22	37.42	36.38	36.50	36.17	36.40	36.37
FeO (total)	23.14	22.51	22.47	22.09	21.65	23.55	22.34	21.93	22.42	22.44	22.07	22.26	22.92	22.31	14.81	14.80	14.43	14.99	20.78	20.76	21.14	21.99	18.15
Al ₂ O ₃	15.22	14.64	14.68	14.62	14.58	15.29	15.63	15.17	13.87	14.38	14.24	14.45	14.23	14.33	16.53	16.38	17.06	16.39	14.90	14.69	14.58	14.58	15.87
K ₂ O	9.98	9.61	9.57	9.67	9.79	9.68	9.47	9.82	9.85	9.66	9.62	9.63	9.70	9.82	9.85	9.83	9.80	9.82	9.81	10.12	10.04	9.97	9.87
MgO	8.83	8.64	8.99	9.17	8.93	8.58	8.54	8.81	9.11	8.81	8.88	9.02	8.86	8.85	13.31	13.45	13.82	14.04	9.29	9.28	9.77	8.91	11.72
MnO	0.62	0.61	0.49	0.52	0.71	0.48	0.52	0.61	0.62	0.46	0.38	0.49	0.48	0.61	0.21	0.31	0.13	0.18	0.41	0.30	0.53	0.50	0.33
CaO	0.00	0.01	0.06	0.09	0.05	0.05	0.03	0.00	0.09	0.07	0.03	0.03	0.07	0.00	0.01	0.13	0.00	0.02	0.03	0.02	0.11	0.01	0.00
Na ₂ O	0.08	0.07	0.05	0.00	0.09	0.04	0.11	0.07	0.06	0.09	0.08	0.09	0.02	0.03	0.04	0.08	0.10	0.06	0.08	0.09	0.00	0.06	0.16
TiO ₂	1.82	1.68	1.58	1.19	1.57	1.52	2.02	1.69	1.78	1.98	1.90	1.00	1.85	1.56	1.64	1.50	1.29	1.22	2.37	2.48	2.36	3.12	1.40
BaO	0.03	0.17	0.14	0.00	0.04	0.13	0.16	0.06	0.03	0.16	0.16	0.17	0.03	0.17	0.20	0.14	0.11	0.17	0.12	0.03	0.04	0.10	0.01
F	0.92	0.92	0.95	0.86	0.84	0.94	0.88	0.86	1.03	0.95	0.94	0.94	0.94	0.89	0.15	0.31	0.32	0.19	0.80	1.04	0.96	0.86	0.79
Cl	0.19	0.17	0.29	0.06	0.19	0.22	0.21	0.17	0.18	0.09	0.09	0.16	0.22	0.19	0.06	0.00	0.01	0.02	0.07	0.07	0.06	0.10	0.10
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.05	0.00	0.14	0.02	0.00	0.09	0.13	0.00	0.05	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.17	0.02	0.00	0.00
V ₂ O ₃	0.08	0.03	0.04	0.11	0.01	0.13	0.08	0.10	0.05	0.08	0.08	0.09	0.05	0.04	0.11	0.05	0.05	0.17	0.10	0.05	0.00	0.08	0.09
NiO	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.08	0.06	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.06	0.06	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.14	94.83	96.26	95.05	94.93	95.51	95.05	95.77	95.80	95.49	94.85	94.97	95.41	95.27	94.85	94.58	94.33	94.75	95.24	95.59	95.78	96.67	94.86

Número de cátions por unidade de fórmula com base em vinte e dois átomos de oxigênio

Continuação
Tabela 2

OH	1.75	1.74	1.72	1.78	1.76	1.73	1.75	1.76	1.71	1.75	1.75	1.74	1.73	1.75	1.96	1.93	1.92	1.95	1.79	1.73	1.75	1.77	1.79
S	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	0.00
Cl	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
F	0.23	0.23	0.24	0.22	0.21	0.24	0.22	0.21	0.26	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23	0.04	0.07	0.08	0.05	0.20	0.26	0.24	0.21	0.19
Si	2.88	2.87	2.91	2.91	2.90	2.80	2.81	2.87	2.91	2.89	2.90	2.93	2.88	2.91	2.85	2.85	2.82	2.83	2.87	2.88	2.85	2.85	2.84
B	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	0.00
Be	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	0.00
Al	1.12	1.13	1.09	1.09	1.10	1.20	1.19	1.13	1.09	1.11	1.10	1.07	1.12	1.09	1.15	1.15	1.18	1.17	1.13	1.12	1.15	1.15	1.16
Al	0.27	0.26	0.28	0.28	0.27	0.25	0.28	0.29	0.21	0.24	0.24	0.29	0.22	0.26	0.32	0.31	0.34	0.29	0.25	0.25	0.21	0.20	0.29
Ti	0.11	0.10	0.09	0.07	0.09	0.09	0.12	0.10	0.11	0.12	0.11	0.06	0.11	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07	0.14	0.15	0.14	0.18	0.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	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
V	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Elemento/amostras	18P086-12-A	18P086-12-B	18P086-12-C	18P086-12-D	18P086-12-E	18P086-12-F	18P086-12-G	18P086-12-H	18P086-12-I	18P086-12-J	18P086-12-K	18P086-12-L	18P086-12-N	18P086-12-O	IPD-01-A	IPD-01-B	IPD-01-C	IPD-01-D	IPD-02-A	IPD-02-B	IPD-02-C	IPD-02-D	18p86-4-A
Zr	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	0.00
Sc	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	0.00
Li	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	0.00
Mg	1.02	1.04	1.06	1.09	1.06	1.03	1.02	1.04	1.08	1.05	1.06	1.08	1.06	1.05	1.49	1.52	1.56	1.58	1.09	1.09	1.15	1.04	1.36
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	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	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	0.00
Zn	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	0.00
Fe ²⁺	1.50	1.51	1.48	1.47	1.44	1.58	1.50	1.45	1.49	1.49	1.48	1.49	1.53	1.49	0.93	0.94	0.91	0.95	1.37	1.37	1.40	1.44	1.18
Mn	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
K	0.99	0.99	0.96	0.98	1.00	0.99	0.97	0.99	1.00	0.98	0.98	0.98	0.99	1.00	0.95	0.95	0.95	0.95	0.99	1.02	1.01	1.00	0.98
Rb	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	0.00
Ba	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	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	0.00
Σtotal	9.94	9.96	9.93	9.94	9.94	10.01	9.95	9.93	9.97	9.94	9.93	9.95	9.96	9.95	9.82	9.85	9.86	9.87	9.90	9.93	9.96	9.91	9.96

Tabela 3: Análises químicas representativas de feldspatos no depósito de Au Posse.

Amostra	Ortognaisse Granodiorítico																		
Mineral	Feldspatos																		
Elemento	IPD-1-A	IPD-1-B	IPD-2-A	IPD-2-B	IPD-2-C	IPD-2-D	IPD-2-E	IPD-2-F	TMP-11-A	TMP-11-B	TMP-11-C	TMP-11-D	TMP-11	TMP-11	IPD-2	IPD-2	IPD-2	TMP-11	TMP-11
SiO ₂	60.458	60.901	66.579	67.255	64.657	66.956	67.652	67.883	67.344	67.59	67.569	67.81	64.6	66.085	64.095	63.841	64.138	64.544	64.676
Al ₂ O ₃	24.196	24.491	20.137	19.601	22.321	20.091	19.792	19.61	19.819	19.622	19.755	19.351	18.821	18.577	18.382	18.516	18.086	17.957	18.439
Na ₂ O	8.199	8.116	10.731	11.41	9.759	10.942	11.077	11.376	11.936	11.674	11.179	11.625	0.647	0.603	0.63	0.444	0.593	0.717	0.725
CaO	5.842	5.857	1.171	0.485	2.957	0.984	0.582	0.452	0.019	0.178	0.358	0.225	0	0	0.021	0.006	0.033	0.004	0.034
TiO ₂	0.091	0	0	0	0	0	0	0.029	0.085	0.115	0	0.273	0	0	0	0.061	0.066	0	0
FeO (total)	0.141	0.187	0.08	0.012	0.116	0.07	0.092	0.048	0	0.039	0.05	0.042	0	0.037	0.063	0.117	0.044	0.086	0.044
MnO	0.104	0	0.002	0	0	0.176	0	0	0	0.031	0.052	0.007	0	0.008	0	0.076	0.086	0	0
MgO	0	0.007	0.005	0	0.009	0.012	0.016	0.068	0.002	0	0	0.001	0	0.022	0.001	0	0	0.02	0
K ₂ O	0.124	0.109	0.243	0.163	0.143	0.138	0.094	0.079	0.124	0.12	0.083	0.046	16.187	16.084	15.861	15.859	15.656	15.891	16.123
BaO	0.014	0.033	0	0.121	0	0	0.044	0.107	0.058	0	0.028	0	0	0	0.318	1.062	0.248	0	0.021
Cr ₂ O ₃	0	0.024	0	0	0	0.094	0.119	0	0	0.012	0.073	0.27	0.025	0.022	0	0.003	0	0.129	0
V ₂ O ₃	0.049	0.014	0.009	0	0	0	0.034	0.006	0.026	0.01	0	0.02	0	0.074	0.04	0	0	0.005	0
NiO	0	0.055	0.003	0	0.008	0	0.033	0	0	0.014	0	0	0	0	0	0	0	0.034	0.02
Total	99.218	99.794	98.96	99.047	99.97	99.463	99.535	99.658	99.413	99.405	99.147	99.67	100.28	101.512	99.411	99.985	98.95	99.387	100.082
Número de cátions por unidade de fórmula com base em vinte e dois átomos de oxigênio																			
Si	2.709	2.715	2.952	2.969	2.852	2.953	2.981	2.981	2.950	2.968	2.985	2.976	2.971	3.009	2.983	2.972	3.001	2.999	2.981
Al	1.278	1.287	1.052	1.020	1.160	1.044	1.028	1.015	1.023	1.015	1.029	1.001	1.020	0.997	1.008	1.016	0.997	0.983	1.002
Elemento/amostra	IPD-1-A	IPD-1-B	IPD-2-A	IPD-2-B	IPD-2-C	IPD-2-D	IPD-2-E	IPD-2-F	TMP-11-A	TMP-11-B	TMP-11-C	TMP-11-D	TMP-11	TMP-11	IPD-2	IPD-2	IPD-2	TMP-11	TMP-11
Ti	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.004	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003	0.009	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ni	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Co	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.007	0.003	0.000	0.004	0.003	0.003	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Mn	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000
Eu	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.280	0.280	0.056	0.023	0.140	0.046	0.027	0.021	0.001	0.008	0.017	0.011	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002
Na	0.712	0.701	0.922	0.977	0.835	0.936	0.946	0.969	1.014	0.994	0.958	0.989	0.058	0.053	0.057	0.040	0.054	0.065	0.065
K	0.007	0.006	0.014	0.009	0.008	0.008	0.005	0.004	0.007	0.007	0.005	0.003	0.950	0.934	0.942	0.942	0.934	0.942	0.948
Rb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.019	0.005	0.000	0.000
Cs	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Continuação
Tabela 03

Σtotal	4.995	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.999	5.000	4.998	5.000	5.000	4.998	4.995	5.000	4.997	4.998
% An	28.044	28.314	5.608	2.269	14.225	4.697	2.804	2.135	0.087	0.830	1.730	1.056	0.000	0.000	0.104	0.030	0.166	0.020	0.165
% Ab	71.223	71.000	93.006	96.615	84.956	94.519	96.579	97.236	99.138	98.504	97.743	98.688	5.727	5.391	5.654	4.001	5.409	6.416	6.384
% Or	0.709	0.627	1.386	0.908	0.819	0.784	0.539	0.444	0.678	0.666	0.478	0.257	94.273	94.609	93.665	94.035	93.967	93.564	93.413
% Cel	0.025	0.058	0.000	0.207	0.000	0.000	0.078	0.185	0.097	0.000	0.049	0.000	0.000	0.000	0.577	1.934	0.457	0.000	0.037
% Rub	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Soma	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000
Mineral	Oligoclásio Alto	Oligoclásio Alto	Albita Alta	Albita Alta	Oligoclásio Alto	Albita Alta	Albita Alta	Albita Alta	Albita Alta	Albita Alta	Albita Alta	Albita Alta	K-Sanidina	K-Sanidina	K-Sanidina	K-Sanidina	K-Sanidina	K-Sanidina	K-Sanidina

5.2.2 Sulfetos

Os sulfetos são representados por pirita, calcopirita e molibdenita.

5.2.2.1 Pirita

Foram feitas 56 análises em pirita (FeS_2), que foram divididas em 2 grupos - pirita pré-estágio de mineralização (Py1) e pirita associada à mineralização (Py2), individualizadas por diferenças morfológicas, tamanho de grão e texturais.

A pirita do grupo Py1 apresenta grãos que variam de pequenos cristais a cristais médios, em formatos euédricos cúbicos a anédricos granulares. Os valores de S e Fe, nessas amostras, variam de normal até um pouco abaixo do normal (até 2% em peso menor). Os elementos traços são representados por Bi, Te, Mo, Pb, Cu, Ag e Au, com destaque para o enriquecimento em Bi e o Te, ao passo que são escassas em As, Co e Ni.

As piritas do grupo Py2, portadoras de Au (tabela 4), provenientes da zona de minério, são representadas por agregados granulares, grãos granulares dispersos na matriz e veios. Normalmente encontram-se em grãos que variam de cristais pequenos a grandes, em formatos subédricos a anédricos. O S e o Fe variam de normal a fracamente mais altos (>1% wt) e os traços de Bi, Mo, Te, Au e Ag encontram-se mais elevados do que no grupo Py1 e mostram comportamento similar com relação ao As, Ni e Co das Py1.

A predominância das piritas do grupo Py1 é nas amostras de alteração hidrotermal precoce a intermediária, ao passo que as Py2 são mais comuns nas alterações avançadas, porém, ambas coexistem em lâminas. O destaque da Py2 pode ser visto na amostra CLA-1, onde o conteúdo de Au varia de 1,748% - 2,102% em peso, estando associada à mineralização em veios de pirita e molibdenita. Em piritas granulares dispersas na matriz, as amostras TMP-16, 27, 31 e 33 apresenta bons indicativos de quantidade de Au, que variam de 0,06 - 0,1 % wt.

Keith et al (2018) mostram que a pirita é hospedeira significativa para Te em alguns depósitos hidrotermais. Sabendo disso, pode ser observada a relação de substituição do S na estrutura da pirita pelo Te (Fig.16 a) que se mostra difusa, sem muita relação, podendo ainda estar relacionada a inclusões de tamanho de micron a sub micron nos grãos de pirita (Cook et al., 2009 a; Keith et al., 2018), através das associações do Au e Te com outros elementos traço no depósito. A relação Au x Te (Fig.16 b) e Au x Ag (Fig.16 d) nos mostra forte relação direta, onde a razão Te/Au nas piritas do depósito varia de 2.1 – 0.05.

Deve-se notar também importantes relações de Au com Bi, Cu, Pb, Zn (Fig.16 c, e, f, g) na estrutura da pirita, que mostram boas relações com a mineralização, além da sugestão de sulfetos e teluretos associados à estrutura da pirita quando associados à mineralização.

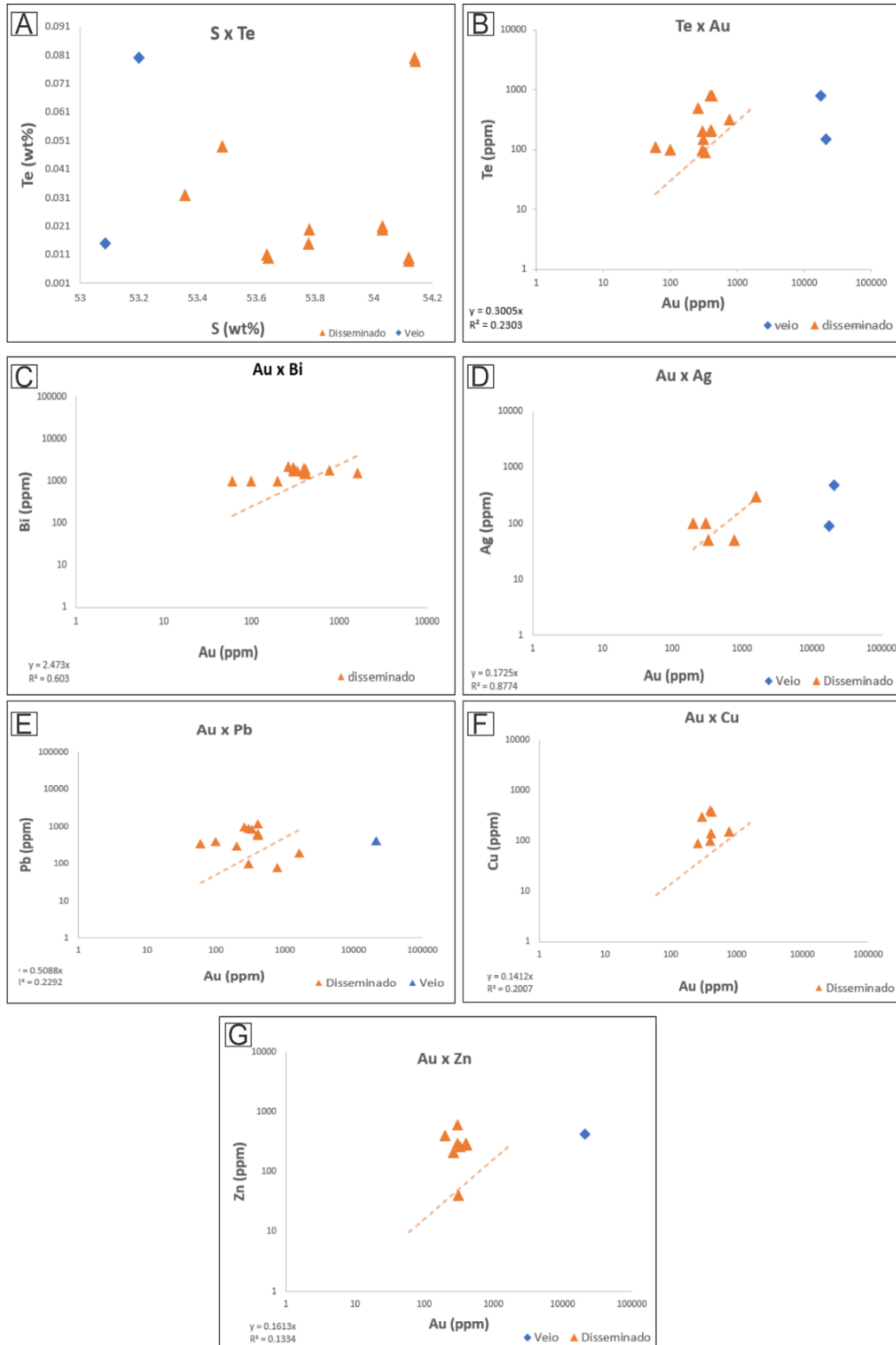


Fig. 16: Relações de Elementos traço na estrutura da pirita. A) Relação S x Te. B) Relação positiva entre Au x Te. C) Relação positiva entre Au x Bi. D) Relação Au x Ag. E) Relação positiva entre Au x Pb. F) Relação positiva entre Au x Cu. G) Relação positiva entre Au x Zn.

5.2.2.2 Calcopirita

A calcopirita ocorre, em sua maioria, associada à pirita, por vezes como inclusões em menor número, além de pequenos cristais. Foram feitas 12 análises de calcopirita que evidenciaram que o mineral não está diretamente associado à mineralização de Au.

5.2.2.3 Molibdenita

Foram feitas 5 análises em molibdenita (Tabela 5) que podem ser, em Posse, encontradas em veios mineralizados, associados à pirita, ocorrendo como cristais grossos, anédricos e rugosos de coloração acinzentada, bem como em grãos granulares dispersos na matriz. A molibdenita de veio da amostra CLA-01- alteração hidrotermal avançada- está associada à mineralização e a quantidade de Au varia entre 0.498 % a 0.552 % wt. Os cristais de veio apresentam granulometria grossa, rugosos e ocorrem associados a grãos de pirita, com bordas em equilíbrio, porém os pequenos cristais dispersos na matriz da amostra TMP 19 - alteração hidrotermal intermediária avançada- não mostram associação com a mineralização de Au. Os principais traços da molibdenita são Zn, Te, Fe, Au, Se, Pb, Bi, Cu e Ag. As molibdenita de veio são mais enriquecidas em Zn, Se, Cd, Te, Au e Ag, ao passo que as granulares dispersas na matriz são mais enriquecidas em Bi, Fe e Pb. A molibdenita possui ouro como traço, porém em Posse é fracamente encontrada, fazendo com que sua associação à mineralização seja menor do que quando associada à pirita.

5.2.3 Teluretos

Foram feitas análises em teluretos associados a micro inclusões em pirita. Essas análises indicam que os teluretos estão associados às fraturas ou como micro inclusões em pirita e indicam que o ouro, associado a teluretos, está na forma de calaverita (AuTe_2), silvanita $(\text{Au, Ag})_2\text{Te}_4$ e em traço na frobergita (FeTe_2) (Fig. 17, a,b,c,d,e,f) (Tabela 6). O telúrio é também encontrado nas formas de altaíta (PbTe) (Fig.17 e) e como telúrio nativo. A calaverita (AuTe_2) é o telureto mais importante relacionado ao minério em Posse, uma vez que está estruturalmente ligada ao Au. A calaverita encontra-se, por vezes, associada a frobergita (Fig.17 a,d) e a silvanita (Fig.17 c, d). Na associação com frobergita, a calaverita aparece como “manchas” de reflectância maior, como inclusões ou em semelhança a uma solução sólida (Fig.17 a), já com a silvanita, a calaverita apresenta-se em equilíbrio, onde a silvanita tem reflectância maior (Fig.17 d). Os

principais elementos traço encontrados nas amostras correspondem aos elementos de Bi, Ag, Fe, Mo e Cu (tabela 5), onde elementos como Ag, Cu, Fe e Bi mostram forte relação inversa com o Au, sugerindo sua substituição (Fig.18 a, b, c, d). A silvanita $(Au, Ag)_2Te_4$, (Fig. 17 d) está associada à calaverita. Os elementos traço são semelhantes aos da calaverita, com exceção da quantidade de Cu que varia de 0.674 - 0.716% em peso, o que não acontece no telureto de ouro. As relações de Au com Ag e Bi demonstram mínima relação de substituição do Au por Ag e Bi na estrutura da silvanita, já os elementos Fe e Cu demonstram ligeira relação diretamente proporcional (Fig.18 a, b, c, d). Os teluretos de Pb e Fe, altaíta (Fig.17 e) e frobergita (Fig.17 a,b), no geral, estruturalmente não apresentam ouro em sua composição, porém em um grão de frobergita, o Au foi encontrado como traço (0,027% em peso). Já a altaíta, não apresenta ouro em sua estrutura.

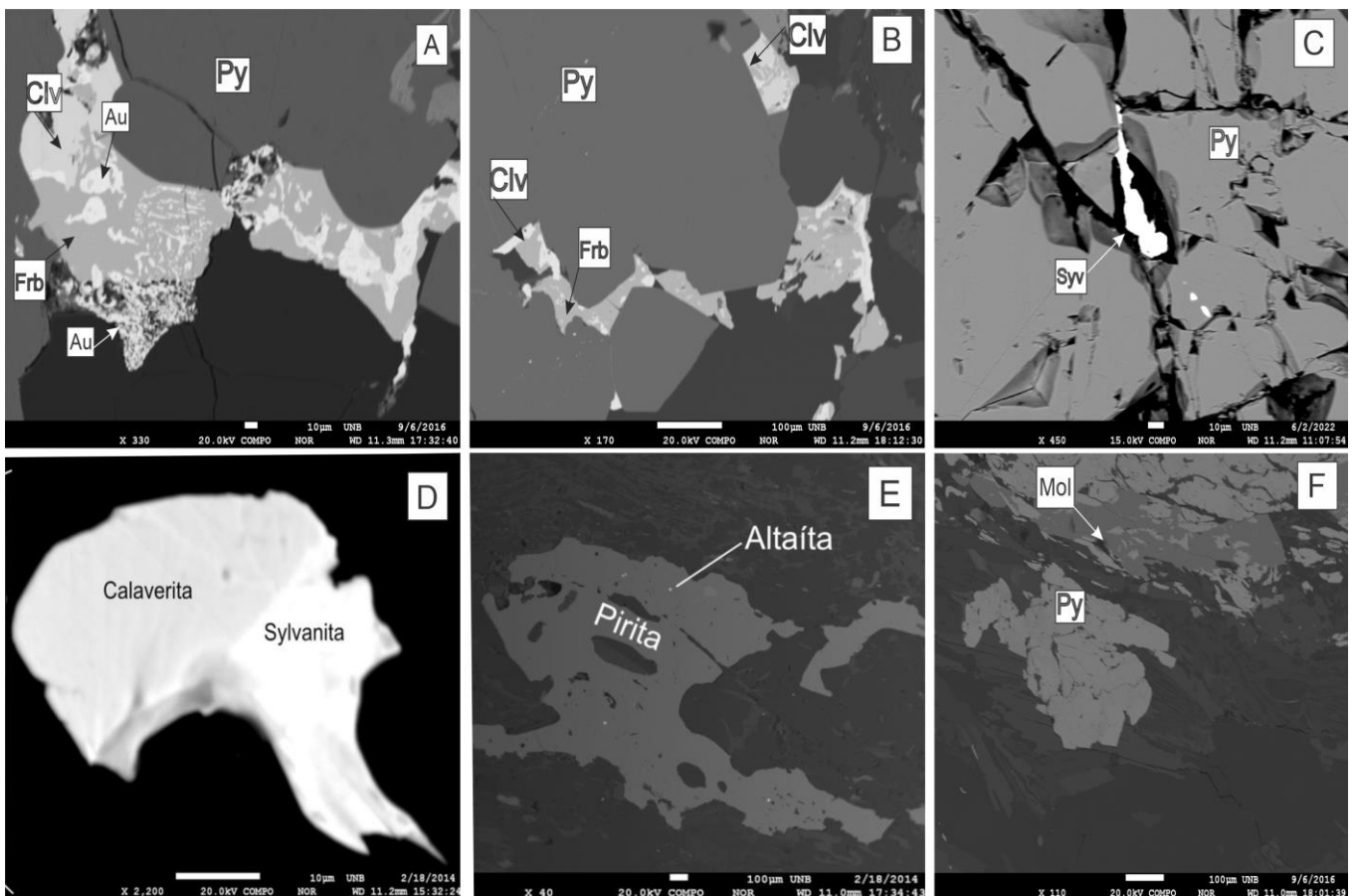


Fig.17: Imagem de microsonda eletrônica dos teluretos, sulfetos e ouro no depósito de Au-Te Posse. A) Associação de teluretos e ouro em pirita. B) Associação de teluretos em pirita. C) Silvanita em fratura de grão de pirita. D) Solução sólida de silvanita e calaverita. E) Altaíta em grãos de pirita. F) Associação de pirita e Molibdenita. Clv (calaverita) Syv(silvanita) Mol (molibdenita) py (pirita) Frb (frobergita), Au (ouro).

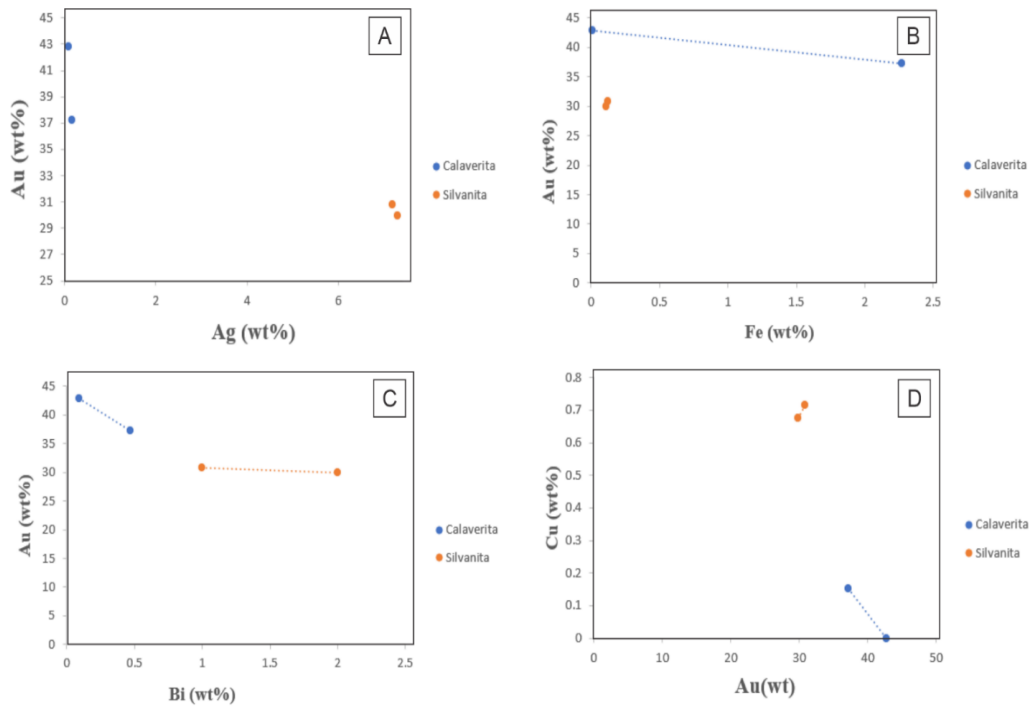


Fig. 18: Relação de elementos traço e maiores nos teluretos. A) Relação Au x Ag (em peso) nos teluretos calaverita e silvanita evidenciando relação de substituição do Au pela Ag. B) Relação Au x Fe (em peso) na calaverita e silvanita evidenciando a substituição do Au pelo Fe na calaverita e relação diretamente proporcional na silvanita. C) Relação Au x Bi (em peso) na calaverita e silvanita evidenciando relação de substituição do Au pelo Bi na calaverita, ao passo que na silvanita a relação apresenta-se linear com tendências diretamente proporcionais. D) Relação Cu x Au (em peso) na calaverita e silvanita evidenciando relação de substituição do Cu pelo Au na estrutura da calaverita enquanto na silvanita a relação é diretamente proporcional.

5.2.4 Ouro Livre

Foi encontrada na amostra CLA-01 ouro livre (Tabela 7) associado a fraturas na pirita, com tamanho que varia, no depósito de um a poucas dezenas de microns (Fig. 19 a e b). Nessa amostra, o ouro possui aproximadamente 10 microns e apresenta traços de elementos como Mo, Te, Fe, Cu, Pb, Cd, Se e S, mostrando boa quantidade de prata na estrutura com 2,62% em peso. A pureza do ouro ($[Au / (Au + Ag) \times 1000]$) obtida para o grão foi de 973.61, classificando-o como ouro livre.

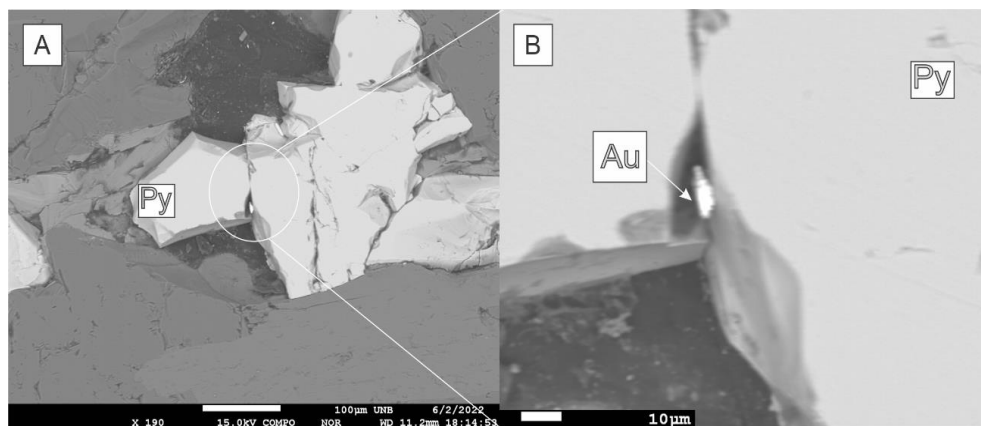


Fig. 19: Imagem de microsonda eletrônica de ouro livre na amostra do veio mineralizado CLA-01. A) ouro livre em fratura de grão de pirita. B) Detalhe da foto A evidenciando detalhes do ouro livre na amostra na fratura da pirita.

Tabela 4: Análises químicas representativas de piritas com Au no depósito Posse.

Rocha		Ortognaisse Granodiorítico																				
Mineral		Pirita com Au																				
Lâmina/Elemento (wt%)	S	Fe	As	Zn	Se	Ga	Sb	Pb	Bi(ppm)	Bi	Te(ppm)	Te	Co	Ni	Cu	Mo	Pd	Ag	Pt	Au(ppm)	Au	Total
CLA-01	53.085	43.353	0	0.042	0	0	0	0.153	0	0	150	0.015	0	0	0	0.063	0	0.048	0	21020	2.102	98.897
CLA-01	53.2	43.864	0	0	0	0	0	0.177	0	0	800	0.08	0	0	0	0.112	0	0.009	0	17480	1.748	99.192
TMP-33B	53.66	46.43	0	0	0	0	0	0.02	1600	0.16	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0	1600	0.16	100.45
TMP 31	53.358	46.961	0	0	0	0	0	0.008	1860	0.186	320	0.032	0	0	0.015	0	0	0.005	0	770	0.077	100.64 2
IPD-01	53.114	45.927	0.013	0	0.01	0	0	0.12	0	0	1600	0.16	0.039	0.017	0	0	0.011	0	0.035	750	0.075	99.521
TMP 27	54.141	47.405	0	0	-	0	0	0	1480	0.148	790	0.079	-	-	0.038	0	-	0	-	420	0.042	101.85 3
TMP 27	54.028	47.169	0	0.028	-	0	0	0.064	1940	0.194	210	0.021	-	-	0.014	0	-	0	-	410	0.041	101.55 9
TMP-27	54.14	47.41	0	0	-	0	0	0	1500	0.15	800	0.08	-	-	0.04	0	-	0	-	400	0.04	101.85
TMP-27	54.03	47.17	0	0.03	-	0	0	0.06	1900	0.19	200	0.02	-	-	0.01	0	-	0	-	400	0.04	101.56
TMP-31	53.36	47.07	0	0	-	0	0	0.12	2000	0.2	0	0	-	-	0	0	-	0	-	400	0.04	100.78
TMP 33 B	54.12	47.081	0	0.026	-	0	0	0.087	1730	0.173	90	0.009	-	-	0	0	-	0.005	-	330	0.033	101.53 4
TMP 27	53.777	47.181	0	0.004	-	0	0	0	1830	0.183	150	0.015	-	-	0	0	-	0	-	310	0.031	101.19 1
TMP-33B	54.12	47.08	0	0.03	-	0	0	0.09	1700	0.17	100	0.01	-	-	0	0	-	0.01	-	300	0.03	101.53
TMP-27	54.05	47.27	0	0.06	-	0	0	0.01	2100	0.21	0	0	-	-	0.03	0	-	0	-	300	0.03	101.65
TMP-27	53.78	47.18	0	0	-	0	0	0	1800	0.18	200	0.02	-	-	0	0	-	0	-	300	0.03	101.19
TMP 31	53.485	47.018	0	0.021	-	0	0	0.098	2170	0.217	490	0.049	-	-	0.009	0	-	0	-	260	0.026	100.92 3
TMP-27	53.96	47.07	0	0.04	-	0	0	0.03	1000	0.1	0	0	-	-	0	0	-	0.01	-	200	0.02	101.22
TMP-27	53.64	47.41	0	0	-	0	0	0.04	1000	0.1	100	0.01	-	-	0	0	-	0	-	100	0.01	101.2
TMP 27	53.636	47.413	0	0	-	0	0	0.035	980	0.098	110	0.011	-	-	0	0	-	0	-	60	0.006	101.19 9

Tabela 5: Análises químicas representativas de molibdenitas no depósito de Au Posse.

Rocha		ortognaisse granodiorítico															
Mineral		Molibdenita															
Lâmina/elemento (wt%)	Mo	S	As	Zn	Se	Sb	Cd	Pb	Bi	Te	Fe	Co	Ni	Cu	Ag	Au	Total
CLA-01	59.785	41.106	0	0.078	0.026	0	0	0	0	0.002	0.093	0	0	0	0	0.498	101.588
CLA-01	59.336	40.107	0	0.062	0.019	0	0.034	0	0	0.056	0.016	0	0	0.003	0.022	0.535	100.19
CLA-01	58.697	38.837	0	0.014	0.085	0	0.054	0	0.279	0.187	0.086	0	0	0.032	0.018	0.552	98.841
TMP 19	59.73	38.74	0.01	0.01	-	0	0	0.16	0.21	0	0.64	0	0	0	0	0	99.5
TMP 19	59.61	38.36	0	0.03	-	0	0	0.09	0.34	0	0.09	0	0	0.02	0	0	98.54

Tabela 6: Análises químicas representativas de teluretos no depósito de Au Posse.

Rocha		ortognaisse granodiorítico												
Mineral		Teluretos												
Lâmina/elemento (wt%)	Mineral	Te	As	Zn	S	Pb	Bi	Fe	Cu	Mo	Ag	Au	Total	
CLA-01	Calaverita	55.699	0	0.055	0	0	0.089	0.012	0	0.083	0.091	42.778	98.807	
TMP-31	Calaverita	58.461	0	0	0.007	0	0.471	2.269	0.152	0	0.168	37.19	98.718	
TMP-33B	Altaíta	37.533	0	0	0.007	60.122	0.537	0.223	0	0	0.011	0	98.453	
TMP-33B	Silvanita	61.07	0	0.01	0	0	0.102	0.124	0.716	0	7.197	30.807	100.026	
TMP-33B	Silvanita	61.521	0,023	0,009	0	0	0,21	0.11	0.674	0	7.304	29.903	99.743	
CLA-01	Frohbergita	83.829	0	0.1	0.012	0	0.058	17.17	0.062	0.003	0	0.027	101.261	
CLA-01	Frohbergita	83.604	0	0.023	0.03	0.042	0	17.497	0.019	0	0	0	101.215	
TMP-21	Telúrio Nativo	100.7	0		0.261	0	0.021	1.393	0.027	0.071	0	0	102.481	

Tabela 7: Análises químicas representativas de ouro nativo no depósito de Au Posse.

Rocha		ortognaisse granodiorítico																				
Mineral		Ouro nativo (Au)																				
Lâmina	Au	Ag	As	Zn	Se	Ga	S	Sb	Cd	Pb	Bi	Te	Fe	Co	Ni	Cu	Mo	Pd	Pt	Hg	Pureza	Total
CLA-01	96.769	2.623	0	0	0.034	0	0.055	0	0.04	0.07	0	0.094	0.086	0	0	0.011	0.012	0	0	0	973.60	99.794

6. DISCUSSÕES

O depósito de Au-Te Posse, formado nas fases tardias da Orogenia Brasileira, ocorre associado a corredores transpressionais, que possibilitaram a interação fluido/rocha e conseqüente deposição do ouro. Os itens abordados na discussão desse trabalho, relacionam o depósito de Au-(Te) Posse com aspectos da mineralização orogênica associada à remobilização de sistemas pretéritos adjacentes, e discute, através de aspectos petrográficos e químicos, o processo de alteração hidrotermal submetido às rochas encaixantes e sua associação com a mineralização, destacando a importância dos teluretos no depósito.

6.1 Alteração Hidrotermal e Gênese da Mineralização Aurífera

Foram identificados dois eventos hidrotermais distintos associados ao depósito de Au-Te Posse. O primeiro evento, pretérito à mineralização, está associado à formação de depósitos e ocorrências de Cu-Au do tipo pórfiro, representados principalmente pelas rochas quartzo-muscovita-cianita-xisto, identificadas em toda região, denominado de halo hidrotermal argílico metamorfozido (Oliveira et al., 2016). O segundo evento, interpretado como resultado do retrometamorfismo regional, é caracterizado pelo desenvolvimento de assembleia mineral típica da fácies xisto verde, com formação de epidoto, muscovita, sericita, quartzo, albita e calcita, deposição de sulfetos, teluretos e ouro, abordado nesse trabalho como Sistema Orogênico Posse. O evento pré-orogênico, relacionado ao halo hidrotermal argílico metamorfozido é por vezes obliterado pelo Sistema Orogênico Posse e não está diretamente relacionado à deposição de minério no sistema.

A seqüência de alteração no depósito Posse é típica de depósitos auríferos orogênicos, caracterizada, inicialmente, pelo progressivo aumento de mica potássica, carbonatos e sulfetos (Phillips & Powell., 2010), acompanhado pelo enriquecimento dos elementos Te, Bi, Mo, Ag e Au. O estágio de alteração hidrotermal precoce em Posse, é marcado pelo início da sericitização, e silicificação, através da reação de hidrólise, na qual o plagioclásio e o feldspato potássico perdem seus álcalis para o fluido (Na^+ , Ca^+ , K^+) em troca da entrada de H^+ (Barrett e MacLean., 1994, Seedorff.,2008, Mathieu.,2018). Esse processo inicialmente transforma plagioclásios e feldspato potássico em sericita, com gradual formação de muscovita, conforme há a evolução da interação fluido/rocha no sistema (Fig.7 b, c). O processo de sericitização no depósito

contribuiu para a silicificação do sistema orogênico Posse, uma vez que as reações de hidrólise promovem, liberação de sílica para o sistema (Barrett e MacLean., 1994, Seedorff.,2008, Phillips & Powell., 2010 Mathieu., 2018), que em Posse é observada através da formação de *veinlets* e veios de quartzo, além de ganhos significativos (~10-20%) do mineral em relação à moda da rocha encaixante.

A evolução da interação fluido/rocha é acompanhada também por carbonatação, que é observada pela formação de carbonatos, evidenciando entrada de CO₂ no sistema (Kishida e Kerrich., 1987, Phillips & Powell., 2010). Em Posse, a carbonatação é observada através de preenchimento de interstícios de grãos, vênulas, além da pervasiva alteração da encaixante. À medida que a alteração avança, há a transformação de epidoto e plagioclásios, em calcita. A sericitização, silicificação e carbonatação, observados desde o halo precoce até o avançado, com maior destaque no halo intermediário, são evidenciadas pela paragênese hidrotermal, formada por sericita-quartzo-carbonato.

O destaque das alterações hidrotermais em Posse, associada à deposição de Au, é a sulfetação, observada, inicialmente, em halos precoces, associada à formação de pirita, calcopirita e molibdenita, além de esfalerita. Esse processo, ocorre inicialmente através da transformação de grãos de magnetita em pirita, que com o avanço da alteração se intensifica, formando grãos maiores, podendo estar associados ou não à mineralização de Au e formação de teluretos. Essa transformação está associada à redução da rocha hospedeira, registrada pela substituição da magnetita por pirita (Petrella et al., 2021). A sulfetação acontece a partir de fluidos que contém S e metais, onde a interação com a rocha hospedeira acarreta a precipitação de sulfetos (Goldfarb et al., 2005), sendo caracterizada como um dos mecanismos mais importantes na precipitação de ouro em depósitos orogênicos (Goldfarb et al., 2005; Pokrovski et al., 2014; Gao et al., 2017). A formação de sulfetos durante a interação fluido/rocha diminui as concentrações de HS⁻ e H₂S, o que pode diminuir a quantidade de Au (HS)⁻₂ no fluido (Large e Maslennikov, 2020), levando à sua precipitação. A formação de teluretos no depósito, tem íntima relação com o processo de sulfetação, através da formação da pirita, evidenciados pela relação positiva de Au e Te na estrutura do sulfeto (Fig.15b), além de nano a micro inclusões ou soluções sólidas desses minerais associados à pirita, bem como precipitações de teluretos em fraturas desses grãos. A sulfetação produz paragênese hidrotermal com pirita-quartzo ± calcopirita ± molibdenita ± teluretos ± ouro, evidenciada em halo avançado.

A percolação de fluídos no sistema orogênico posse, foi facilitada pelo processo de deformação ocorrido na formação do depósito, nas fases tardias da Orogênese Brasileira. A foliação no depósito desenvolve-se então com a progressão da deformação que acontece, inicialmente sobre regime compressivo, passando para regime transpressivo, nas fases tardias da orogênese, imprimindo foliação bem-marcada, por vezes com aparência de brechação (Fig. 19 a, b, c, d). Os planos de foliação ao se interceptarem, geram linhas de intersecção mineral, favorecendo a formação e precipitação de sulfetos, *veinlets* de quartzo, e por vezes veios de quartzo. A mineralização no depósito está orientada segundo plano regional de foliação N 20–30°E mergulhando 35–45° NW.

6.2 Significado dos Elevados Teores de Telúrio Associados à Mineralização

Aurífera em Posse

Depósitos de ouro orogênicos podem conter importantes fases minerais contendo telúrio (Hagemann e Cassidy., 2000; Spry e Bateman., 2003; Goldfarb et al., 2017). Assim como em Kalgoorlie Gold Field, na Austrália, Willow Creek, no Alaska, Kirkland Lake, no Canadá, Ashanti, em Gana (Capps, 1915; Ray, 1954, Howell et al., 1990, Shackleton et al., 2003, Ispolatov et al., 2008), Posse é caracterizado pela deposição de teluretos, como calaverita, silvanita, frobergita, altaíta, além de telúrio nativo, associada ao estágio avançado de alteração hidrotermal, o que corrobora com Goldfarb et al (2017) que associa os teluretos, assim como grande parte do ouro, a estágios parageneticamente tardios. Como discutido na introdução desse trabalho, a associação ouro e telúrio pode ocorrer em grande espectro de depósitos, com destaque aos depósitos de Au orogênico (Burrows e Spooner, 1989; Shackleton et al. 2003; Mueller e Muhling, 2013; Mueller, 2017; Meriaud e Jebrak, 2017; Spence-Jones et al. 2018).

Partindo do pressuposto de Spence-Jones et al (2018) acerca do enriquecimento de Te em depósitos minerais como uma combinação de fatores, o depósito de Au (Te) Posse, afetado por deformação e metamorfismo regional, responsáveis por reativação e formação de novos sistemas de falhas, apresenta indícios de remobilização de um sistema mineral próximo, o depósito de Cu-Au do tipo pórfiro Chapada, na região de Alto-Horizonte – GO. Esses indícios apresentam-se através de semelhanças em associação mineral, além de halos hidrotermais comuns aos dois depósitos, sugerindo que elementos como o telúrio, além de Bi, Mo, Cu, Au e Ag, comuns em depósitos do tipo pórfiro, têm sua origem a partir da interação fluido/rocha com rochas do depósito Chapada, uma vez

que por ser sistema diretamente ligado a magmatismo, essas rochas podem ser fontes desses elementos.

Um dos principais indícios de remobilização e posterior concentração do depósito do tipo pórfiro Chapada em Posse, são as rochas quartzo-muscovita-cianita-xisto, quartzo-cianita xisto e cianititos, caracterizados por paragênese hidrotermal aluminosa com cianita, quartzo e pirita, onde a química desse intervalo, segundo Araújo (2016) indicou presença elevada de telúrio, mas baixo teor de ouro. Essa paragênese aluminosa é interpretada como possível intervalo de alteração argílica, posteriormente metamorfisada oriunda do sistema pórfiro (Oliveira et al., 2016). Além disso, há importante relação entre os dois sistemas e sua interação a partir da existência de minerais traços como molibdenita e calcopirita, sulfetos muito comuns associados à depósitos de Cu-Mo do tipo pórfiro, uma vez que o Au é encontrado como traço na estrutura desses minerais, quando disseminados na matriz ortognaissica granodiorítica, porém, quando associados à veios de quartzo e pirita, apresentam quantidade significativa de ouro em sua estrutura, sugerindo importante associação de micro a nano inclusões de teluretos em sua estrutura. Goldfarb et al (2016) comentam ainda que o telúrio é enriquecido em fases de sulfeto e (ou) teluretos na maioria dos depósitos do tipo pórfiro.

Outro importante fator a ser observado em Posse é a associação dos teluretos à estrutura da pirita. Keith et al., (2018) discutem sobre a ocorrência de Te na pirita hidrotermal, e mostra como a presença desse elemento pode ser usada como ferramenta importante nos processos de formação de minério. Aliado a isso, a química da pirita é um indicador robusto da composição do fluido (Large et al., 2009; Reich et al., 2013; Deditius et al., 2014; Keith et al., 2016 a) e em Posse, possui importantes elementos traço como Bi, Te, Mo, Pb, Cu, Zn, Ag e Au. A incorporação de metais na estrutura pirita pode ser dada por inclusões ou substituições nos grãos do sulfeto, ora de cátions divalentes, que irão provavelmente substituir o Fe^{2+} , ora de cátions monovalentes e trivalentes que geralmente requerem reação de substituição acoplada, além da substituição de ânions no lugar do ânion S^{2-} (Babedi et al., 2022). Bi, Pb e Zn são caracterizados por inclusões como modo de substituição na pirita (Babedi et al., 2022) o que pode indicar possíveis traços de teluretos de bismuto, chumbo e zinco, muito comuns em depósitos com associação de teluretos, além de traços de esfalerita e galena (Zhao et al. 2011; Saunders et al., 2014) observados em Posse. O Au, por vezes requer substituições acopladas, substituindo o Fe na estrutura da pirita, o que pode ser visto no depósito. Outra forma de

ocorrência do Au na estrutura da pirita, é como nanopartículas, indicando que a mineralização no depósito pode estar também associada a essa forma de disposição. O Te, por sua vez, requer ou substituição direta do S, como observado na Fig.15, ou estar associado à nano inclusões nos grãos de pirita (Keith et al., 2018).

As correlações positivas entre Au e Ag em Posse, tanto nas piritas quanto nos teluretos, confirmam que parte do ouro está presente na pirita como teluretos de Au e Au-Ag (calaverita e silvanita), e que outros teluretos existentes no depósito apresentam fraca associação com a mineralização. Devido à estreita relação do Te com Au em alguns depósitos, estudos experimentais feitos em depósitos de Au orogênicos associados a Te sugerem a possibilidade de que o ouro seja transportado sob alguma forma de complexo solúvel ou coloide de Au-Te-S (Ag-Pb-Bi) (Cooke e McPhail, 2001; Cook et al., 2009b; Grundler et al., 2013; Gao et al., 2017), dando alternativas ao transporte de ouro em fluidos hidrotermais através de complexos de cloro ou de enxofre, em particular AuCl_2^- e $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ (Loucks e Mavrogenes, 1999; Mikucki, 1998; Seward, 1973; Saunders et al., 2014). Estudos experimentais indicam ainda que, o Te é muito solúvel em fluidos hidrotermais sob condições de pH neutro a alcalino, com baixa salinidade e alta temperatura e fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$), diminuindo significativamente sob condições mais reduzidas, o que pode resultar na sua deposição (Cooke e McPhail, 2001; Cook et al., 2009b; Grundler et al., 2013; Gao et al., 2017) ou seja, a incorporação de Te na pirita é altamente sensível a mudanças redox nos fluidos, e os altos conteúdos de Te na pirita podem estar relacionados com a baixa $f\text{O}_2$ do fluido, que levou a associação de teluretos na estrutura da pirita, em Posse.

7. CONCLUSÕES

Os estudos realizados no depósito de Au (Te) Posse permitiram estabelecer novos conhecimentos sobre os processos de formação do depósito, sendo possível concluir que:

- ❖ O depósito de Au-Te Posse possui características de depósito de Au orogênico com fluídos que sugerem remobilização de depósitos adjacentes do tipo Pórfiro, uma vez que foi formado sobre intenso processo de deformação, metamorfismo e alteração hidrotermal pervasiva, relacionados à fase tardia da Orogênese Brasileira, durante o Neoproterozóico, relacionado a rochas que vão desde anfibolitos a ortognaisses granodioríticos, além de cianita-muscovita xistos.

- ❖ No depósito de Au-Te Posse destacam-se dois eventos hidrotermais distintos, o primeiro, pretérito à mineralização, está associado as rochas cianita-muscovita-xisto presentes em toda a região. O segundo evento, associa-se às assembleias de alteração hidrotermal do tipo orogênico onde destacam-se sericitização, carbonatação, sulfetação e silicificação, interpretadas como resultado da circulação de fluídos resultantes do retrometamorfismo regional de fácies xisto verde.
- ❖ As correlações positivas entre Au e Ag em Posse, tanto nas piritas quanto nos teluretos, confirmam que parte do ouro está presente na pirita como teluretos de Au e Au-Ag (calaverita e silvanita), micro a nano inclusões na pirita e molibdenita, além de raros grãos livres.
- ❖ O Te é muito solúvel em fluidos hidrotermais sob condições de pH neutro a alcalino, com baixa salinidade e alta temperatura, e fugacidade de oxigênio (fO_2), diminuindo significativamente sob condições mais reduzidas, ou seja, os altos conteúdos de Te na pirita, em Posse, podem estar relacionados com a baixa fO_2 do fluido, que proporcionou a associação de teluretos na estrutura do sulfeto, no depósito.
- ❖ Características abordadas nesse trabalho são identificadas em importantes depósitos orogênicos associados à teluretos de classe mundial, os resultados deste trabalho podem ser usados na pesquisa de mineralizações de Au-Te em ambientes semelhantes e contribuir para a geração de novos alvos prospectivos no Orógeno Brasília.

8. REFERÊNCIAS

- Abdel-Rahman, a. m. (1994). Nature of Biotites From Alkaline, Calc-Alkaline, And Peraluminous Magmas. *Journal Of Petrology*, 35(2), 525-541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- Afifi AM, Kelly WC, Essene EJ (1988) Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria. *Econ Geol* 83:377–294
- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B.B. de, Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Rev.* 17, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9) PP - Amsterdam
- Arantes, D., Osborne, G.A., Buck, P.S., Porto, C.G., 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization, in: *Symposium Brazil Gold'91*. pp. 221–229.
- Araújo, T., *Litogeoquímica E Química Mineral Do Telúrio E Sua Importância Na Mineralização Aurífera Da Mina De Posse, Arco Magmático De Mara Rosa, Goiás*. il. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Universidade de Brasília, Brasília, 2016
- Babedi, Lebogang, et al. "Trace elements in pyrite from five different gold ore deposit classes: a review and meta-analysis." *Geological Society, London, Special Publications* 516.1 (2022): 47-83.
- Barrett, T. J., and W. H. MacLean. "Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area." *Exploration and Mining Geology* 3.2 (1994): 131-160.
- Bowell, R. J., R. P. Foster, and C. J. Stanley. 1990 "Telluride mineralization at Ashanti gold mine, Ghana." *Mineralogical Magazine* 54.377. 617-627.
- Capps, S. R., 1915. The Willow Creek district, Alaska (No. 607). US Government Printing Office.
- Cox, Stephen F. Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. 1999, Geological Society, London, Special Publications
- Cox, S. F. M. A. Knackstedt, J. Braun, 2001. "Principles of Structural Control on Permeability and Fluid Flow in Hydrothermal Systems", *Structural Controls on Ore Genesis*, Jeremy P. Richards, Richard M. Tosdal.
- Cox, Stephen F.; Injection-Driven Swarm Seismicity and Permeability Enhancement: Implications for the Dynamics of Hydrothermal Ore Systems in High Fluid-Flux, Overpressured Faulting Regimes—An Invited Paper. *Economic Geology* 2016; 111 (3): 559–587. doi: <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.3.559>
- Cook, Nigel & Ciobanu, Cristiana. (2005). Tellurides in Au deposits: Implications for modelling. [10.1007/3-540-27946-6_353](https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_353).
- Cook, Nigel & Ciobanu, Cristiana & Spry, Paul & Voudouris, Panagiotis. (2009). Understanding gold-(silver)-telluride-(selenide) mineral deposits. *Episodes*. 32. 249-263. [10.18814/epiiugs/2009/v32i4/002](https://doi.org/10.18814/epiiugs/2009/v32i4/002).
- Cooke, David R., and D. C. McPhail. "Epithermal Au-Ag-Te mineralization, Acupan, Baguio district, Philippines: numerical simulations of mineral deposition." *Economic Geology* 96.1 (2001): 109-131.

- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Araújo, C.E.G. De, Fuck, R.A., 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian J. Geol.* 43, 583–597. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000300012>
- Cordeiro, P.F. de O., Oliveira, C.G. de, 2017. The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Res.* 298, 403–420. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.021>
- Costa, A. P. S., & Marques, G. R. (2022). Trabalho de Mapeamento Geológico Final: TF 2022 - Projeto Mara Rosa, Área VI. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília.
- Dantas, E.L., Jost, H., Fuck, R.A., Brod, J.A., Pimentel, M.M., Meneses, P.R., 2001. Proveniência e idade deposicional de sequências metavulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Rev. Bras. Geociências* 31, 329–334. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2001313329334>
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. p. 231-263.
- Della Giustina, M.E.S., de Oliveira, C.G., Pimentel, M.M., Buhn, B., 2009. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-MC-ICMPS U-Pb and Sm-Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. *Precambrian Res.* 172, 67–79. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.03.012>
- Deditius, Artur P., et al. "The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 140 (2014): 644-670.
- Ferreira, A.T.R., 2020. Magmatismo Toniano do Arco Intra-oceânico Mara Rosa, Província Tocantins, Brasil: Significado tectônico e implicação na mineralização de Cu-Au pórfiro.
- Frasca, A.A.S., 2015. Amálgamas Do W-Gondwana Na Província Tocantins Tocantins Banca Examinadora : . Inst. Geociências, Univ. Brasília, Brasília. Tese Doutorado nº 123, 172.
- Fuck, R.A., 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste* 4, 184–187.
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., Junges, S.L., Soares, J.E., Praxedes, I.F., 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Res.* 244, 53–74. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.003>
- Goldfarb, R. J., & Groves, D. I. (2015). Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233, 2–26. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011>
- Goldfarb, R.J, Timothy Baker, Benoît Dubé, David I. Groves, Craig J.R. Hart, Patrice Gosselin, 2005. "Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terran", One Hundredth Anniversary Volume, Jeffrey W. Hedenquist, John F. H. Thompson, Richard J. Goldfarb, Jeremy P. Richards
- Goldfarb, R.J D.I Groves, S Gardoll, Orogenic gold and geologic time: a global synthesis, *Ore Geology Reviews*, Volume 18, Issues 1–2, 2001, Pages 1-75, ISSN 0169-1368, [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(01\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(01)00016-6).
- Goldfarb, Richard J., Timothy Baker, Benoît Dubé, David I. Groves, Craig J.R. Hart, Patrice

- Gosselin, 2005. "Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terran", One Hundredth Anniversary Volume, Jeffrey W. Hedenquist, John F. H. Thompson, Richard J. Goldfarb, Jeremy P. Richards
- Groves DI (1993) The crustal continuum model for late-Archaean lode gold deposits of the Yilgarn block, Western Australia. *Mineral Deposita* 28:366–374
- Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann SG, Robert F (1998) Orogenic gold deposits—a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol Rev* 13:7–27
- Groves, D.I., Santosh, M., Zhang, L., Deng, J., Yang, L.Q., Wang, Q.F., 2021. Subduction: The recycling engine room for global metallogeny. *Ore Geol. Rev.* 134. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104130>
- Groves DI, Goldfarb RJ, Robert F, Hart CJR (2003) Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Econ Geol* 98:1–29
- Groves, D.I., Zhang, L., Santosh, M., 2020. Subduction, mantle metasomatism, and gold: A dynamic and genetic conjunction 132, 1419–1426.
- Grundler, P., Brugger, J., Etschmann, B., Helm, L., Liu, W., Spry, P.G., Tian, Y., Testemale, D., and Pring, A. (2013) Speciation of aqueous tellurium (IV) in hydrothermal solutions and vapors, and the role of oxidized tellurium species in Te transport and gold deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 120, 298–325
- Ispolatov, V., Lafrance, B., Dubé, B., Creaser, R., and Hamilton, M., 2008, Geologic and structural setting of gold mineralization in the Kirkland Lake-Larder Lake gold belt, Ontario: *Economic Geology*, v. 103, p. 1309–1340. [Also available at <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.103.6.1309>.]
- James, Meyre Jéssica. O depósito de Au-Ag-barita Zacarias, Orógeno Brasília, Brasil Central: mineralização vulcanogênica Toniana associada ao Arco Magmático Goiás. 2022. 78 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Universidade de Brasília, Brasília, 2022.
- Junges, S. L. (1998). Caracterização geoquímica e isotópica da Faixa Oeste da Sequência vulcanossedimentar de Mara Rosa. Dissertação de Mestrado. UnB, Brasília, 120 pp.
- Junges, S.L., Pimentel, M.M., De Moraes, R., 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: Implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Res.* 117, 101–118. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00077-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00077-3)
- Keith, Manuel, Daniel J. Smith, Gawen R.T. Jenkin, David A. Holwell, Matthew D. Dye, A. 2018. review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes, *Ore Geology Reviews*
- Keith, Manuel, Karsten M. Haase, Reiner Klemd, Stefan Krumm, Harald Strauss, Systematic variations of trace element and sulfur isotope compositions in pyrite with stratigraphic depth in the Skouriotissa volcanic-hosted massive sulfide deposit, Troodos ophiolite, Cyprus, *Chemical Geology*, Volume 423, 2016, Pages 7-18, ISSN 0009-2541, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.12.012>.
- Kerrick, Robert; Archean gold: Relation to granulite formation or felsic intrusions?. *Geology* 1989;; 17 (11): 1011–1015. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1011:AGRTGF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1011:AGRTGF>2.3.CO;2)

- Kerrick, Robert, Derek Wyman; Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes. *Geology* 1990; 18 (9): 882–885. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0882:GSOMGD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0882:GSOMGD>2.3.CO;2)
- Kolb, Jochen, Annika Dziggel, Leon Bagas, Hypozonal lode gold deposits: A genetic concept based on a review of the New Consort, Renco, Hutti, Hira Buddini, Navachab, Nevoria and The Granites deposits, *Precambrian Research*, Volume 262, 2015, Pages 20-44, ISSN 0301-9268, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.02.022>.
- Kolb, J., Rogers, A. & Meyer, F.M. Relative timing of deformation and two-stage gold mineralization at the Hutti Mine, Dharwar Craton, India. *Miner Deposita* 40, 156–174 (2005). <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0475-y>
- Kolb, J., Meyer, M.F. Fluid inclusion record of the hypozonal orogenic Renco gold deposit (Zimbabwe) during the retrograde P–T evolution. *Contrib Mineral Petrol* 143, 495–509 (2002). <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0360-y>
- Kolb, J., Sindern, S., Kisters, A.F.M. et al. Timing of Uralian orogenic gold mineralization at Kochkar in the evolution of the East Uralian granite-gneiss terrane. *Miner Deposita* 40, 473–491 (2005). <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0020-z>
- Kuymjian, R.M., OLIVEIRA, C.G. DE, CAMPOS, J.E.G., QUEIROZ, C.L. DE, 2004. Geologia Do Limite Entre Os Terrenos Arqueanos E O Arco Magmático De Goiás Na Região De Chapada-Campinorte, Goiás. *Rev. Bras. Geociências* 34, 329–334. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2004343329334>
- Kuyumjian, R.M., 2000. Magmatic Arc and Associated Gold, Copper, Silver, and Barite Deposits in the State of Goiás, Central Brazil: Characteristics and Speculations. *Rev. Bras. Geociências* 30, 285–288. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000302285288>
- Kuyumjian, R.M., 1989. The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil.
- Lacerda, H., 1986. As Mineralizações Auríferas Da Região De Mara Rosa (Go). *Rev. Bras. Geociências* 16, 274–284. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1986274284>
- Large, R. R., & Maslennikov, V. V. (2020). Invisible gold paragenesis and geochemistry in pyrite from orogenic and sediment-hosted gold deposits. *Minerals*, 10(4), 339.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Junges, S.L., 2005. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 18, 183–198. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.09.003>
- Li YH, Schoonmaker JE (2003) Chemical composition and mineralogy of marine sediments. *Treatise on Geochemistry*, Eds Heinrich DH and Karl KT, Oxford, Pergamon
- Ludwig, K.R., 2003. ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley. California, Berkeley Geochronol. Cent. 39.
- Loucks, R., and Mavrogenes, J.A., 1999, Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions: *Science*, v. 284, p. 2159–2163
- Machado E.C., Souza S.J., Silva M.A, Berbert C.O. 1981. Projeto Porangatu, Etapa II, final report, DNPM/CPRM, Goiania, Brazil
- Mathieu, Lucie. "Quantifying hydrothermal alteration: A review of methods." *Geosciences* 8.7 (2018): 245.

- Mériaud, Nicolas, and Michel Jébrak. "From intrusion-related to orogenic mineralization: the Wasamac deposit, Abitibi Greenstone Belt, Canada." *Ore Geology Reviews* 84 (2017): 289-308.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J., and Dollase, W. A., 1981, Composition of plutonic muscovite: Genetic implications: *Canadian Mineralogist*, v. 19, p. 25–34.
- Mikucki, E.J., and Ridley, J.R., 1993, The hydrothermal fluid of Archaean lode-gold deposits at different metamorphic grades: Compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages: *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 469–48.
- Mueller, Andreas G., and Janet R. Muhling. "Silver-rich telluride mineralization at Mount Charlotte and Au–Ag zonation in the giant Golden Mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia." *Mineralium Deposita* 48 (2013): 295-311.
- Mueller AG (2017) Structural setting of Fimiston- and Oroya-style pyrite-telluride-gold lodes, Paringa South mine, Golden Mile, Kalgoorlie: 1. Shear zone systems, porphyry dykes and deposit-scale alteration zones. *Miner Deposita* online, <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0747-3>,
- Nesbitt, Bruce E, James B. Murowchick, Karlis Muehlenbachs; Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology* 1986;; 14 (6): 506–509. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<506:DOOLGD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<506:DOOLGD>2.0.CO;2)
- Oliveira, C.G., Kuyumjian, R.M., Oliveira, F.B., Marques, G.C., Palermo, N., Dantas, E.L., 2014. Metalogênese do Arco Magmático Goiás. Silva, M.G.; Rocha Neto, M.B.; Jost, H.; Kuyumjian, R.M. (Orgs.). *Met. das Províncias Tectônicas Bras. Serviço Geológico do Bras. Belo Horizonte*, 1, 455–466. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Oliveira, C.G., Oliveira, F.B., Dantas, E.L., Fuck, R.A., Almeida, T., 2006a. Nota Explicativa e Mapa Geológico da Folha Campinorte (Folha SD. 22-XD-IV, 1: 100.000). Brasília, CPRM.
- Oliveira, C.G., Oliveira, F.B., Dantas, E.L., Fuck, R.A., Della Giustina, M.E.S., 2006b. Programa Geologia do Brasil–Folha Campinorte. FUB/CPRM, Brasília 124.
- Oliveira, C.G., Pimentel, M.M., de Melo, L. V., Fuck, R.A., 2004. The copper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore Geol. Rev.* 25, 285–299. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2004.04.006>
- Oliveira, C.G. de, Oliveira, F.B. de, Giustina, M.E.S. Della, Marques, G.C., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B.M., 2016. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: Constraints on the metallogensis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geol. Rev.* 72, 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.06.021>
- Palermo, N., Porto, C.G., Costa Jr., C.N., 2000. The Mara Rosa Gold District, Central Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 30, 256–260. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000302256260>
- Palermo N. 1996 a. Le gisement aurifère précambrien de Posse (Goiás, Brésil) dans son cadre géologique. Thèse da ENS das Mines de Paris, 175 p.
- Palermo N. 1996 b . Identificação de tres séries magmáticas na região de Mara Rosa , Goiás. In: *Cong. Bras. Geol.*, 39, Salvador, Anais, 5:219-222.
- Petrella et al., 2021 L. Petrella, N. Thebaud, K. Evans, C. LaFlamme, S. Occhipinti The role

- of competitive fluid-rock interaction processes in the formation of high-grade gold deposits *Geochim. Cosmochim. Acta*, 313 (2021), pp. 38-54
- Pimentel, M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: A geochronological and isotopic approach. *Brazilian J. Geol.* 46, 67–82. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150004>
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, 375–379. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0375:NCAICB>2.3.CO;2)
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Gioia, S.M.C.L., 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data. *Rev. Bras. Geociências* 30, 035–039. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000301035039>
- Pimentel, M.M., Jost, H., Fuck, R.A., 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. *Geol. do Cont. Sul-americano* evolução da obra Fernando Flávio Marques Almeida 355–358.
- Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Viana, M.D.G., Fuck, R.A., Machado, N., 1998. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: Further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Res.* 81, 299–310. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(96\)00039-3](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(96)00039-3)
- Pitcairn, Iain K. Damon A. H. Teagle, Dave Craw, Gema R. Olivo, Robert Kerrich, Tim S. Brewer; Sources of Metals and Fluids in Orogenic Gold Deposits: Insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. *Economic Geology* 2006; 101 (8): 1525–1546. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1525>
- Poll, N.J., 1994. The geology of the Zacarias gold-silver-barite deposit, Goiás State, Brazil. *Color. Sch. Mines, MSc. Thesis* 124.
- Pokrovski, Gleb S., et al. "Gold speciation and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modelling." *Geological Society, London, Special Publications* 402.1 (2014): 9-70.
- Powell, R., Will, T. M., and Phillips, G. N., 1991, Metamorphism in Archaean greenstone belts: Calculated fluid compositions and implications for gold mineralization: *Jour. Metamorph. Geology*, v. 9, p. 141-150.
- Ray, Richard Godfrey. , 1954. *Geology and ore deposits of the Willow Creek mining district, Alaska.* US Government Printing Office
- Reich, M.; Deditius, A.; Chryssoulis, S.; Li, J.-W.; Ma, C.-Q.; Parada, M.A.; Barra, F.; Mittermayr, F. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 2013, 104, 42–62. [CrossRef]
- Richardson, S. V, Kesler, S.E., Essene, E.J., Jones, L.M., 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil; a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Econ. Geol.* 81, 1884–1898.
- Ridley, John R. Larryn W. Diamond, 2000. "Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models", *Gold in 2000*, Steffen G. Hagemann, Philip E. Brown
- Saunders, J. A., Hofstra, A. H., Goldfarb, R. J., & Reed, M. H., 2014. *Geochemistry of*

hydrothermal gold deposits.

- Seedorff, E., Barton, M. D., Stavast, W. J. A., And Maher, D. J., 2008, Root Zones Of Porphyry Systems: Extending The Porphyry Model To Depth: *Economic Geology*, V. 103, P. 939-956.
- Sibson, Richard H. Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralisation, *Journal of Structural Geology*, Volume 26, Issues 6–7, 2004, Pages 1127-1136, ISSN 0191-8141, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.003>.
- Sibson, Richard H. "Conditions for fault-valve behaviour." Geological Society, London, Special Publications 54.1 (1990): 15-28.
- Seward, T.M., 1973, Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 370–399.
- Richard H. Sibson, Francois Robert, K. Howard Poulsen; High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* 1988;; 16 (6): 551–555. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0551:HARFFP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0551:HARFFP>2.3.CO;2)
- Shackleton, Jill M., Paul G. Spry, and Roger Bateman. "Telluride mineralogy of the golden mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia." *The Canadian Mineralogist* 41.6 (2003): 1503-1524.
- Sillitoe, Richard H, John F. H. THOMPSON., *Intrusion–Related Vein Gold Deposits: Types, Tectono-Magmatic Settings and Difficulties of Distinction from Orogenic Gold Deposits*
- Spry PG, Foster F, Truckle JS, Chadwick TH (1997) The mineralogy of the Golden Sunlight gold-silver telluride deposit, Whitehall, Montana, USA. *Miner Petrol* 59:143–164
- Thompson, A.J.B., Thompson, J.F.H., Dunne, K.P.E., 1996. Atlas of alteration: a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals. Geological Association of Canada. *Miner. Depos. Div.* 119.
- Thompson, A.J.B., Phoebe, L.H. and Audrey, J.R. (1999) Alteration Mapping in Exploration: Application of Short-Wave Infrared (SWIR) Spectroscopy. *Society of Economic Geologists' Newsletter*, 39, 1-27.
- Treloar, P. J., et al. "The Massawa gold deposit, eastern Senegal, West Africa: An orogenic gold deposit sourced from magmatically derived fluids?." Geological Society, London, Special Publications 393.1 (2015): 135-160.
- Valeriano, C.M., Pimentel, M.M., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., Trouw, R.A.J., 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 294, 197–210. <https://doi.org/10.1144/SP294.11>
- Viana, Maria Das G., Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Fuck, R.A., Machado, N., 1995. *Geocronologia E Suas Implicações Regionais. Rev. Bras. Geociências* 25, 111–123.
- Viana, M. D. G., Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Fuck, R.A., Machado, N., 1995. O Arco Magmático De Mara Rosa, Goiás: *Geoquímica E Geocronologia E Suas Implicações Regionais. Rev. Bras. Geociências* 25, 111–123. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1995111123>.
- Vojtech Janousek, Colin M. Farrow and Vojtech Erban (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6): 1255-1259. doi: 10.1093/petrology/egl013

Wedepohl KH (1995) The composition of the continental crust. *Geochim Cosmochim Acta* 59:1217–1232

Zhai, D., Liu, J. Gold-telluride-sulfide association in the Sandaowanzi epithermal Au-Ag-Te deposit, NE China: implications for phase equilibrium and physicochemical conditions. *Miner Petrol* 108, 853–871 (2014). <https://doi.org/10.1007/s00710-014-0334-6>