

Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

21/49 - Trabalho de Formatura 2021 - Monografia

**Evolução paragenética do sistema hidrotermal aurífero do Alvo
Ivaldo, Província de Alta Floresta (MT).**

ALUNO

Matheus Degan (Nº USP: 9795459)

ORIENTADOR

Rafael Rodrigues de Assis
(*Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, GSA*)

**São Paulo,
Janeiro, 2022**

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Universidade de São Paulo, especialmente o Instituto de Geociências, pelo estudo e aprendizado maravilhoso e completo, mesmo que muitas vezes árduo. Aos professores e funcionários que passaram pela minha vida e agregaram sempre um pouco para a formação do profissional que sou hoje.

Minha maior gratidão à minha família: ao meu pai, Fernando Dalto Degan, minha mãe, Jaqueline da Silva Sebastião Degan e ao meu irmão Marcos Degan, por estarem sempre comigo. Pelo apoio, amor, conselhos e por serem a melhor família que eu poderia ter. Muito obrigado por tudo e a confiança nestes anos em que me dediquei a esta graduação, por nunca tentarem me fazer desistir dos meus sonhos e sempre apoiá-los. Eu amo vocês.

Agradeço aos meus amigos de infância e da vida pelas amizades de LONGUÍSSIMA data: Felipe, Gi, Gabriel, Villela, Blanco, Daniel, Murilo, Akira, Lethicia, Otavio, Luiza, Rodante, Anna e Paes. Muito obrigado por serem as melhores pessoas que eu poderia ter encontrado nesta vida, por estarem sempre comigo, não importa a distância ou acaso da vida, por não me fazerem perder a cabeça e esperança quando eu mais precisava e por todas as memórias que criamos, estamos criando e criaremos juntos.

Aos meus amigos que tive o maior prazer de conhecer aqui na Geologia - USP: Prepara, Shakira, Dilma, Duba, Dori, Faíxca, Muriçoca, Toledo, Levi, Gouveia, Boi, Portera, Meska, Miss, Bibifa, Kiwi, Nit, Sizu, Célebro e Sarjeta. Obrigado pelos momentos mais loucos, tensos, calmos e descontraídos que já passei na minha vida. Se não fossem vocês, eu provavelmente nem estaria escrevendo esta mensagem e muito menos me formando em Geologia. Vocês são demais. E também quero agradecer você, leitor, que está perdendo o seu tempo lendo meus agradecimentos, me conhecendo ou não, valeu por isso.

Tamo junto, é nós, e até a próxima, pessoal!

RESUMO

Este Trabalho Final procura descrever e caracterizar o depósito do Alvo Ivaldo, encontrado no município de Novo Mundo - MT, no contexto geológico da Província Aurífera de Alta Floresta, realizado a partir da descrição petrográfica dos litotipos coletados de três sondagens distintas feitas na cava do Alvo Ivaldo.

A Província Mineral de Alta Floresta (PMAF) se insere na porção sul do Cráton Amazônico, no norte do Estado de Mato Grosso. É constituída majoritariamente por unidades graníticas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas que teriam sido geradas em ambiente de arcos continentais, e em menor volume, intra-placa. Assim a PMAF, corresponde a uma vasta região com magmatismo granítico oxidado cálcio-alcálico (tipo I), e subordinadamente, magmas graníticos (tipo A), alojados entre 2,0 e 1,77 Ga. Além disso, granitos cálcio-alcálicos, pós-orogênicos do tipo I têm sido considerados essenciais para a instalação de sistemas magmático-hidrotermais e formação de mineralização de $\text{Au} \pm \text{Cu} (\pm \text{Zn}, \text{Pb}, \text{Mo})$, posicionadas em distintos níveis crustais. Tais ocorrências permitiram que a província, entre as décadas de 1980 e 1990, tenha se tornado uma importante região aurífera do país, com uma produção de ca. 150t.

Nesse cenário está inserido o alvo aurífero Ivaldo, no município de Novo Mundo (extremo norte de Mato Grosso). Essa ocorrência aurífera está hospedada em hornblenda-biotita-granodiorito inequigranular fino a grosso, com apatita e titanita como acessórios, e pontualmente, por biotita-granodiorito equigranular fino. Ademais, as hospedeiras granodiorítica são truncadas por diques de rochas vulcânicas ácidas com matriz intensamente cloritizada.

No conjunto, as hospedeiras foram variavelmente afetadas por processos hidrotermais, temporalmente sequenciados em: alterações (1) potássica pervasiva; (2) sericítica; (3) propilítica pervasiva; e (4) propilítica venular. O minério é representado por pirita \pm calcopirita \pm galena \pm digenita \pm pirrotita \pm Au, inserido no halo sericítico.

O contexto geológico do alvo Ivaldo indica que sua formação a partir de um sistema magmático-hidrotermal, cujas alterações hidrotermais poderiam

sinalizar para um sistema similar ao do tipo Au-pórfiro, visto as características litológicas e hidrotermais apresentadas neste Trabalho Final.

ABSTRACT

The goal of this Paper is to describe and characterize the Alvo Ivaldo deposit, found in Novo Mundo county, in the Mato Grosso's state, located in the geological context of the Alta Floresta Gold Province, which is based on the petrological analysis of the lithotypes collected in three distinct boreholes made in Alvo Ivaldo.

The Alta Floresta Gold Province is inserted on the southern portion of the Amazonian Craton, and on the northern portion of the Mato Grosso's state. It is constituted primarily of granite units, volcanics and Paleoproterozoic vulcano-sedimentary rocks which were generated in continental arcs, and within-plate settings, but in less volume. In this scenario, this corresponds to a large region derived from alkali-calcic oxidized granitic magmatism (I type), and from granitic magma (type A), allocated between 2,0 and 1,77 Ga. In this context, the alkali-calcic granites, are essential in the formation of magmatic-hydrothermal systems and the formation of mineralization of Au \pm Cu (\pm Zn, Pb, Mo), positioned in crustal levels. These occurrences made the province turn into a important auriferous region in Brazil, between 1980 and 1990, with a production of ca. 150t.

The auriferous occurrence in the Alvo Ivaldo is hosted by a inequigranular hornblende-biotite granodiorite with titanite and apatite as accessory minerals and, a equigranular biotite-granodiorite. Furthermore, the granodioritic host rocks are crosscut by acid volcanic dikes with a heavily chloritized matrix.

The host rocks were affected by various hydrothermal processes, sequenced temporally in (1) pervasive potassic alteration; (2) sericitic; (3) pervasive propylitic and (4) venular propylitic. The ore is represented by pyrite \pm chalcopyrite \pm galena \pm digenite \pm pyrrhotite \pm Au, inserted in the sericitic halo.

The geological setting of the Alvo Ivaldo indicates that it was formed by a magmatic-hydrothermal system, whose hydrothermal alterations could point out a system similar to the Au-porphyry type.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	10
2. PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	11
3. OBJETIVOS.....	13
4. MATERIAIS E MÉTODOS	14
5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
5.1. Geologia Regional - Província Mineral de Alta Floresta (PMAF) e o Cráton Amazônico	15
5.2. Sistemas Magmáticos Hidrotermais-Auríferos.....	19
5.2.1: SISTEMAS DO TIPO PÓRFIRO	19
5.2.2: <i>INTRUSION-RELATED GOLD SYSTEMS (IRGS)</i>	22
6. Resultados obtidos	25
6.1. Rochas Hospedeiras e halos hidrotermais	25
6.2. Hospedeiras Vulcânicas e suas Alterações Hidrotermais.....	33
7. Discussões	39
7.1. Evolução do sistema hidrotermal	40
7.4. Precipitação do minério	42
7.5: Modelo genético do Alvo Ivaldo	43
7.6: Comparação Geológica Regional do Alvo Ivaldo.....	44
8. Conclusões	45

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1:** Localização da cava do Alvo Ivaldo, objeto de estudo deste trabalho. Imagem de satélite extraída do Google Earth em 2021..... 12
- Figura 2:** Mapa Geológico do Cráton Amazônico e destaque para a Província Aurífera de Alta Floresta, retirado de Assis, 2015..... 16
- Figura 3:** Esquema de interação dos diferentes tipos de fluidos no sistema hidrotermal pórfiro-epitermal (Extraído de Hedenquist & Lowenstern, 1994). 20
- Figura 4:** Esquema das zonas de alteração hidrotermal do sistema Cu-pórfiro (Extraído de Sillitoe, 2010). 22
- Figura 5:** Paragênese mineral dos depósitos RIRGS de acordo com a temperatura e tempo com relação a colocação do plúton. (Extraído de Hart, 2007)..... 24
- Figura 6:** Feições petrográficas do hornblenda-biotita granodiorito: (A) rocha inequigranular, de granulação com índice de cor M' entre 10 e 20%; (B-C) Textura inequigranular média do hornblenda-biotita-granodiorito e $M'=10\%$; com feldspato alcalino (ortoclásio) euédrico a subeuédrico de granulação média a grossa, biotita anédrica a subeuédrica fina a média, de origem ígnea, mas que sofreu alteração potássica e adquiriu caráter hidrotermal e quartzo anédrico médio; (D-E) Hornblenda-biotita-granodiorito com fases acessórias de apatita e titanita, $M'=15\%$ e com fenocristais anédricos grossos de feldspato alcalino (ortoclásio), hornblenda ígnea subeuédrica e de granulação média, titanita acessória subeuédrica a euédrica de granulação fina, apatita euédrica de granulação fina, clorita e biotita anédricas de granulação fina a média; Fotomicrografias: (B e D): luz natural; (C e E): Luz polarizada. Abreviações: (Qtz) quartzo;; (FK) feldspato potássico; (Bt) biotita; (Ttn) titanita; (Hbl) hornblenda; (Chl) clorita; (Ap) apatita. 26
- Figura 7:** Feições petrográficas alteração potássica: (A) Intensa potassificação representada pela formação de feldspato potássico grosso e responsável pela característica tonalidade rósea-avermelhada dos fenocristais; (B-C) : Biotita-granodiorito equigranular fino de $M'=10\%$, 28
- Figura 8.** Fotomicrografias da alteração sericítica: (A) de estilo pervasivo, é responsável por tonalidades pálidas acinzentadas do granodiorito, sobretudo por afetar o feldspato; (B) setor de intensa alteração sericítica, com substituição completa da matriz do granodiorito e geração de sericita \pm muscovita \pm pirita; (C-D) intensa alteração sericítica, similar ao caso anterior, truncada por veio quartzo; (E) sulfetação, majoritariamente constituída por pirita subidiomórfica, paragenética ao halo sericítico. Fotomicrografias: (B e C): Luz natural; (D): Luz polarizada; (E): Luz refletida. Abreviações: (Qtz) quartzo; (Ms) muscovita; (Ser) Sericita; (Py) pirita; (Cpy) calcopirita. 29
- Figura 9:** Aspectos alteração propilítica: (A) granodiorito com intensa alteração a feldspato potássico e truncado por veio centimétrico de clorita \pm calcita \pm epidoto \pm quartzo; (B) Pseudomorfose da clorita gerada pela substituição completa da biotita ígnea e hidrotermal em setores de intensa cloritização;

(C): Clorita com birrefringência anômala ("azul da Prússia), característica de seu enriquecimento em Fe; (D-E): Alteração propilítica venular formada por clorita \pm calcita \pm epidoto \pm pirita, comuns no granodiorito que hospeda a ocorrência do Ivaldo. Fotomicrografias: (B e D): Luz natural; (C e E): Luz polarizada. Abreviações: (Qtz) quartzo; (FK) feldspato potássico; (Bt) biotita; (Py) pirita; (Chl) clorita; (Cal) calcita; (Ep) epidoto. 31

Figura 10: Feições petrográficas do granodiorito equigranular fino: (A) biotita-granodiorito equigranular com granulação fina e $M'=5\%$, deficitário em minerais máficos primários, e intensa alteração potássica pervasiva com feldspato potássico; (B-C) fotomicrografia do biotita-granodiorito equigranular fino, intensamente potassificado e sericitizado. Fotomicrografias: (B): Luz natural; (C): Luz polarizada. Abreviações: (Qtz) quartzo; (FK) feldspato potássico; (Py) pirita; (Chl) clorita. 33

Figura 11: Feição macroscópica e fotomicrografias da rocha vulcânica e aspectos petrográficos da zona de contato da rocha vulcânica ácida com o granodiorito: A): Feição macroscópica da rocha vulcânica ácida, com alta seritização e cloritização; (B) Feição do contato entre granodiorito e vulcânica ácida onde se observa intensa alteração propilítica; (C-D) fotomicrografia da vulcânica ácida com intensa alteração sericítica e clorítica, com a geração de agregados policristalinos com minerais muito alterados em alto relevo, como o anfibólio vulcânico, e quartzo reliquiar + clorita hidrotermal em menor relevo. (E) Contato entre granodiorito e vulcânica ácida e zona propilítica, a qual tem em seu contato biotitas hidrotermais truncadas, e zona propilítica formada por clorita \pm epidoto \pm calcita \pm quartzo; (F): Rocha vulcânica ácida substituída por clorita \pm epidoto \pm biotita \pm quartzo, a qual foi submetida à alteração propilítica. Fotomicrografia: (C, E e F) Luz natural; (D): Luz polarizada. Abreviações: (Qtz) quartzo; (FK) feldspato potássico; (Bt) biotita; (Chl) clorita; (Ep) epidoto; (Ser) sericita; (Hbl) Hornblenda..... 35

Figura 12 Aspectos petrográficos da zona de minério do alvo Ivaldo: (A) setor com intenso volume de pirita em halo de alteração sericítica e silicificação com textura anisotrópica; (B) minério constituído majoritariamente por pirita, com inclusões de calcopirita, galena, pirrotita e digenita; (C) inclusão de ouro e calcopirita na pirita; (D) ganga mineral na zona mineralizada, constituída basicamente por quartzo + sericita. Também é possível observar veio de quartzo que trunca esse setor. Fotomicrografias: (B-C): Luz refletida; (D) Luz natural; (E): Luz polarizada. Abreviações: (Qtz) quartzo; (Ser) sericita; (Py) pirita; (Cpy) calcopirita; (Dg) digenita; (Pit) pirrotita; (Gn) galena; (Au) ouro. 37

Figura 13: Perfil geológico da sondagem DD-32, representante da geologia do Alvo Ivaldo Legenda de fotos: (A): Hornblenda-biotita-granodiorito com fase acessória de titanita, a qual sofreu alteração potássica, propilítica e sericítica; (B): Hornblenda-biotita-granodiorito com fases acessórias de titânita e apatita, a qual sofreu alteração potássica e sericítica pervasiva, e alteração propilítica venular; (C): Rocha vulcânica ácida, com intensa variação propilítica e sericítica, e quartzo bipiramidal; (D): Zona do minério formado por pirita com inclusões de calcopirita \pm pirrotita \pm galena \pm digenita; (E): Pirita formada na zona de minério com inclusão de Au.; (F): Alteração sericítica-muscovítica pervasiva de alta intensidade com

sulfetação associada. (G): Biotita-granodiorito equigranular fino com alteração potássica e sericítica disseminada e alteração propilítica venular. 38

Figura 14: Evolução paragenética proposta para o sistema hidrotermal do alvo Ivaldo. 40

Figura 15: Diagrama de pH vs. fO_2 , com as possíveis condições físico-químicas responsáveis pela precipitação do Au no Alvo Ivaldo. Extraído de Skirrow (2004). 43

1. INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Alta Floresta (PMAF), localiza ao norte do Estado do Mato Grosso, está inserida na porção sul do Cráton Amazônico e representa um segmento crustal estabilizado há cerca de 1,0 Ga (Almeida, 1976; Cordani et al., 1988; Tassinari & Macambira, 1999). É constituída essencialmente por unidades graníticas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas, delimitadas a norte pelo gráben do Cachimbo e a sul pelo gráben dos Caiabis.

No decorrer dos últimos 50 anos, contínuos têm sido os esforços em melhor compreender a evolução geológica e metalogenética da PMAF, em especial, devido ao seu destaque no cenário nacional, na produção de ouro. Essa produção, teve seu auge entre as décadas de 1970 e 1990 (ca. 160 t de ouro), inicialmente a partir da exploração de ocorrências sedimentares do tipo placer, e posteriormente, em depósitos e ocorrências primárias, relacionadas a processos hidrotermais (Paes de Barros, 2007; Assis, 2015; Juliani et al., 2021). No conjunto, esses depósitos e ocorrências perfazem mais de uma centena deles, são de pequeno porte (< 5 t Au), porém, de médio a alto teores, e estão dispostos segundo o cinturão de direção NW-SE, que se estende das regiões garimpeiras do Trairão, a norte, até a do Peru (cinturão Peru-Trairão) (Paes de Barros, 2007; Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016).

Na Província Mineral de Alta Floresta, as ocorrências auríferas podem ser enquadradas em dois grupos principais: (1) placers auríferos, hospedados nos sedimentos cenozoicos dos principais rios da região, a exemplo do rio Teles Pires; e (2) depósitos e ocorrências hidrotermais, hospedadas em unidades do embasamento granítico, e principalmente, em granitoides e vulcânicas de 1,97 a 1,78 Ga (Souza et al., 2005; Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016; Juliani et al., 2021). Com base no estilo e paragênese do minério, as ocorrências primárias têm sido sistematicamente organizadas em: (i) disseminadas e/ou venulares em sistemas graníticos, apenas; (ii) filonares, na forma de veios de quartzo \pm carbonato encaixados em unidades do embasamento, e frequentemente controlados por zonas de cisalhamento; (iii) sistemas disseminados a venulares com Au \pm Cu \pm Mo, hospedados em granitoides, pórfiros e vulcânicas; e (iv) veios polimetálicos (Au + Zn + Pb \pm Cu) abrigados em rochas vulcanossedimentares, vulcânicas e granitoides (Xavier et

al., 2011; Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016; Juliani et al., 2021). A grande maioria dos depósitos está inserida nos grupos (1) e (2), considerados como equivalentes a sistemas do tipo Au-pórfiro. As mineralizações pertencentes aos grupos (3) e (4), contudo, exibem atributos geológicos compatíveis com os sistemas epitermais do tipo *low-* e *intermediate sulfidation* (Assis et al. 2014; Bettencourt et al., 2016; Juliani et al., 2021).

Neste contexto, o alvo Ivaldo, localizado dentro do contexto geológico da PMAF, corresponde a uma zona aurífera sulfetada, em fase de pesquisa *greenfield* desenvolvida pela empresa Bemisa Holding S.A., no município de Novo Mundo (extremo norte do Estado de Mato Grosso; Fig. 1). Esse Trabalho de Formatura, portanto, objetiva a identificação da rocha hospedeira, bem como dos tipos e estilos da alteração hidrotermal e do minério do Alvo Ivaldo (*Figura 1*), para que seja possível estabelecer e compreender alguns dos processos genéticos envolvidos na precipitação de minério e seus halos hidrotermais.

2. PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Apesar da província exibir um número significativo de ocorrências auríferas primárias, a grande maioria carece de estudos sistemáticos, sobretudo, descritivos e de identificação de seus principais atributos geológicos, a exemplo da rocha hospedeira, da evolução paragenética de seu sistema hidrotermal, do controle de suas zonas mineralizadas, além de estudos de química mineral, geocronológicos e isotópicos em estágio mais avançado de compreensão do alvo estudado. Essas informações são de grande importância na compreensão do quadro metalogenético regional da Província e, portanto, no melhor entendimento quanto aos controles e processos genéticos envolvidos na geração das ocorrências: corresponderiam a sistemas magmático-hidrotermais do tipo pórfiro, *intrusion-related gold systems*, ou epitermais? A compreensão desses processos tem forte implicações exploratórias, visto a pesquisa mineral estar intimamente relacionada à identificação dos metalotectes e processos genéticos.

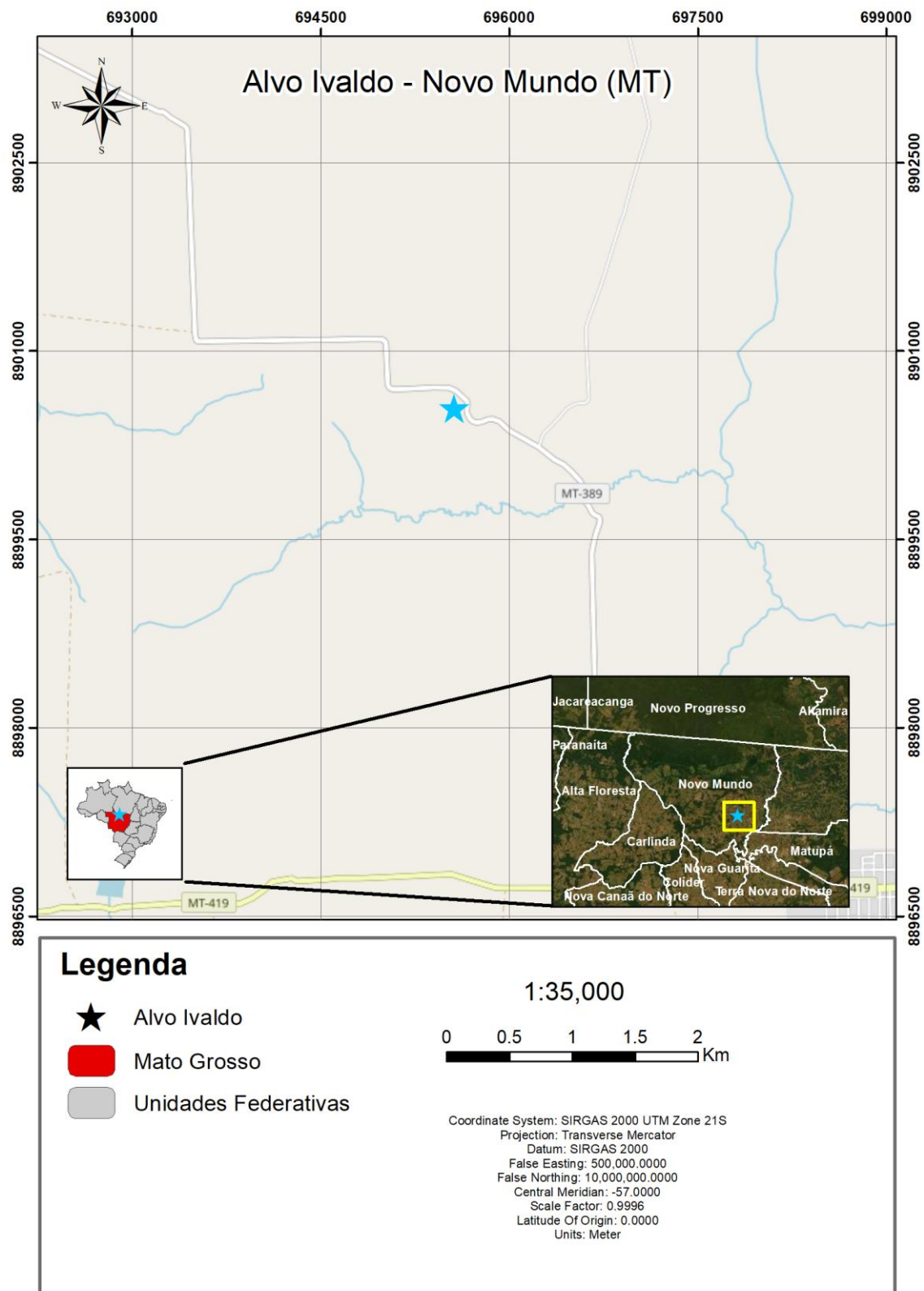


Figura 1: Localização da cava do Alvo Ivaldo, objeto de estudo deste trabalho. Imagem de satélite extraída do Google Earth em 2021.

Embora as ocorrências auríferas com minério disseminado em granitos (grupo 1) correspondam a uma das tipologias mais comuns da PMAF, poucas

são aquelas cujos atributos geológicos são conhecidos (*e.g. hospedeira, tipo e paragenese da alteração hidrotermal e do minério, controles do minério, idades, etc*). Exemplos de ocorrências pertencentes a esse grupo incluem o Luizão (Paes de Barros, 2007), Papagaio (Galé, 2018); Pé Quente (Assis, 2011), Serrinha (Moura, 1998; Moura et al., 2006) e X1 (Rodrigues, 2012). Deste modo, a ampliação do conhecimento geológico e metalogenético em relação a essas ocorrências mostra-se essencial, pois além de permitir a melhor compreensão do papel do magmatismo granítico na gênese das mineralizações auríferas hidrotermais da província, permite o reconhecimento mais amplo da metalogênese desses sistemas hidrotermais, bem como de sua importância metalogenética regional na província: corresponderiam tais ocorrências a depósitos do tipo pórfiro ou IRGS (*intrusion-related gold systems*), porém, hospedados em unidades paleoproterozoicas.

Nesse sentido, o alvo Ivaldo foi selecionado como estudo de caso para esse Trabalho de Formatura, por corresponder a uma ocorrência aurífera disseminada inédita. Em adicional, o alvo Ivaldo por estar regionalmente inserido no granito Novo Mundo (1.97-1.96 Ga), pode ser comparado à ocorrência aurífera disseminada do Luizão (Paes de Barros, 2007), uma das mais conhecidas na Província.

3. OBJETIVOS

Esse Trabalho de Formatura tem por objetivo principal a identificação das hospedeiras e da evolução paragenética do sistema hidrotermal aurífero do alvo Ivaldo, localizado no município de Novo Mundo (MT). Com a caracterização desses parâmetros, espera-se obter um modelo descritivo inicial para o alvo, que permitirá maior robustez àquele conhecido para as mineralizações auríferas disseminadas (grupo 1) da província. Com isso, será possível caracterizar e avaliar de modo mais consistente e crítico os modelos genéticos propostos para esse grupo. Em adicional, permitirá uma maior compreensão da importância do papel do magmatismo granítico na metalogênese da província, com implicações na compreensão dos processos genéticos vinculados a sistemas do tipo pórfiro, porém, de idade paleoproterozoica.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Este Trabalho Final utilizou das seguintes etapas para a sua realização:

Revisão Bibliográfica: Enfatizou a leitura de trabalhos referentes às características de sistemas auríferos magmático-hidrotermais (Au pórfiro, *intrusion-related gold systems*, e epitermais), de processos de transporte e precipitação do ouro por fluidos hidrotermais, bem como do contexto geológico-metalogenético da Província Mineral de Alta Floresta.

Petrografia em Luz Transmitida e Refletida: Foram confeccionadas 30 secções delgada-polidas a partir de amostras provenientes de três furos de sondagem concedidos pela Bemisa Mineração Ltda: furos DD-26, DD-31 e DD-35. Essa etapa se desenvolveu ao microscópio petrográfico tanto em luz transmitida quanto refletida, e teve por objetivos principais: (1) caracterização petrográfica das rochas hospedeiras, baseada em sua mineralogia, texturas e estruturas; (2) determinação da evolução paragenética do minério, a partir do reconhecimento dos tipos, estilos e paragénese mineral das alterações hidrotermais; e (3) identificação da paragénese e estilo do minério. Essa etapa foi efetuada nos laboratórios petrográficos do Instituto de Geociências (IGc-USP): Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica (LDMP, sala 108) e Laboratório de Petrografia Sedimentar (LabPetro).

Softwares: Foram utilizados os principais softwares para edições de texto e imagens, providos pelo Pacote Microsoft Office. Para os detalhes providos por imagens de satélite, utilizou-se o ArcGIS e QGIS, programas de geoprocessamento de dados. Ademais, a edição de imagens e confecção de perfis e esquemas ilustrativos ocorreu em softwares específicos, como o CorelDRAW. Esquemas dessa natureza incluem a construção do quadro da evolução paragenética do alvo Isaura, e de seu perfil descritivo, baseado em um dos principais furos de sondagem, no qual constam informações referentes às suas hospedeiras, zona mineralizada e principais halos hidrotermais.

5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1. Geologia Regional - Província Mineral de Alta Floresta (PMAF) e o Cráton Amazônico

O alvo de estudo localiza-se na Província Mineral de Alta Floresta (PMAF), norte do Estado de Mato Grosso, e ao sul do Cráton Amazônico (Almeida, 1976; Cordani et al., 1988; Tassinari & Macambir, 1999).

O setor leste-sudeste da província é majoritariamente constituída por unidades graníticas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas, delimitadas a norte pelo gráben do Cachimbo e a sul pelo gráben dos Caiabis (*Fig. 2*). Essas unidades exibem idades de cristalização entre 2,03 e 1,75 Ga, idades T_{DM} de 2,76 a 2,15 Ga e valores de $\varepsilon_{Nd(t)}$ que variam de -7,62 a 3,09 (Santos, 2003; Santos et al., 2006; Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Assis, 2015; Bettencourt et al., 2016). Nesse cenário, grande parte das ocorrências auríferas da PMAF está hospedada em unidades graníticas e vulcânicas cálcio-alcálicas oxidadas, de médio a alto K, meta- a peraluminosas, pertencentes à série da magnetita (granitos tipo I), além de sub-vulcânicas e vulcânicas alcalinas (granitos tipo A) (Assis et al., 2014), porém, em menor volume e frequência.

A depender do modelo adotado para a evolução do cráton, a PMAF pode ser considerada como parte de diferentes províncias geológicas. Enquadra-se, portanto, entre as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga), no modelo de Tassinari & Macambira (1999), ou entre as províncias tectônicas do Tapajós-Parima (2,1-1,87 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga), na concepção de Santos (2003). Independente do modelo adotado, é consenso de que a PMAF corresponda a terrenos construídos por sucessivos eventos orogênicos, com acreção juvenil a qual evoluiu de um magmatismo granítico cálcio-alcálico a localmente alcálico, além de retrabalhamento tectônico com rara participação de crosta arqueana (Paes de Barros, 2007), o que acarretou na formação de sistemas hidrotermais auríferos que caracterizam a província. Para Scandolara et al. (2016), entretanto, o Cinturão Acrecionário Juruena (1,81 - 1,74 Ga) é de grande importância para a evolução não só da PMAF e do Cráton Amazônico, mas de toda a formação da América do Sul, visto ter servido como o processo de

amalgamento final para a formação do Supercontinente de Columbia, no Paleoproterozoico, que teria se amalgamado ao Cráton Amazônico, a Laurentia e Baltica.

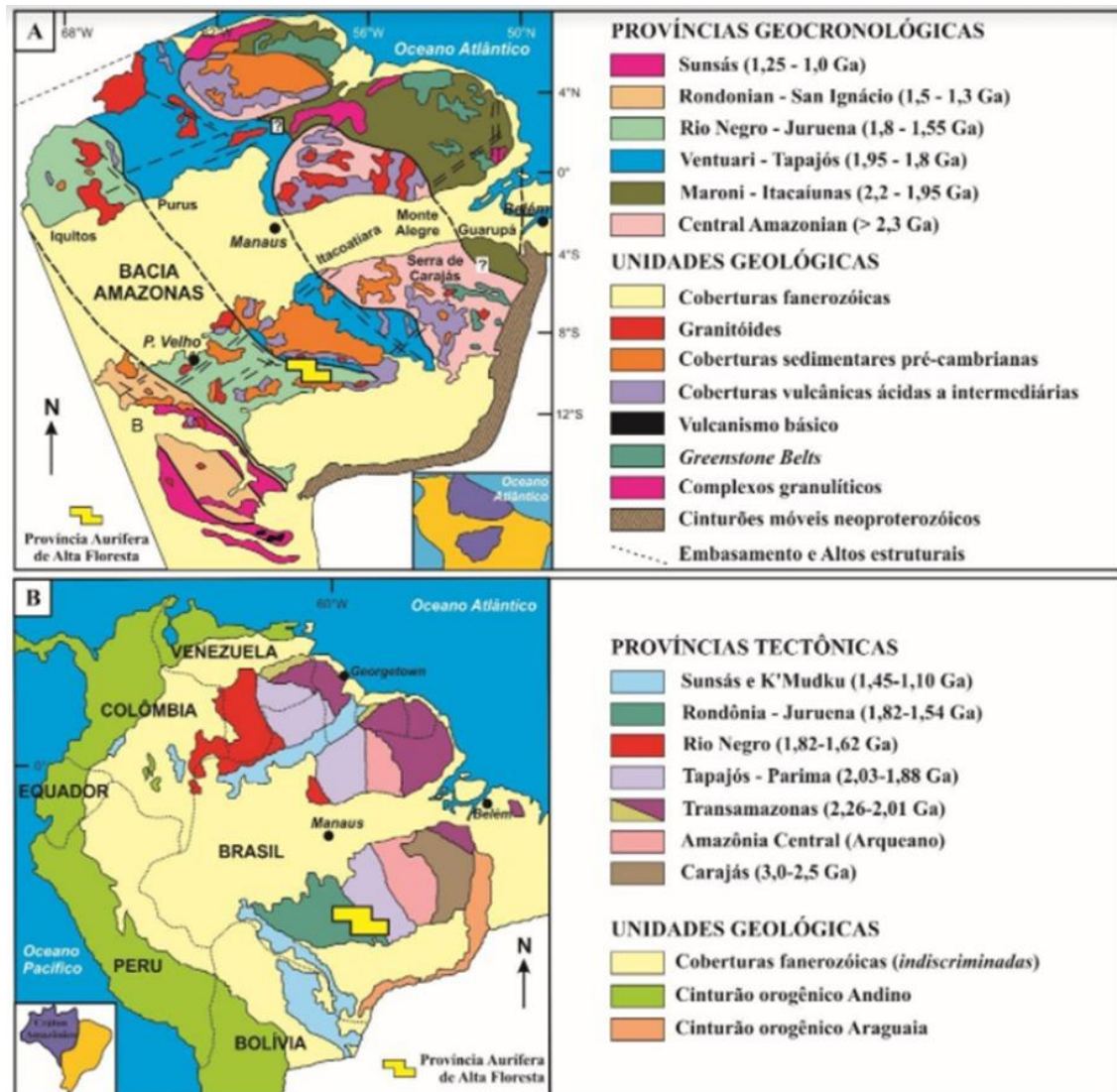


Figura 2: Mapa Geológico do Cráton Amazônico e destaque para a Província Aurífera de Alta Floresta, retirado de Assis, 2015.

O Arco Magmático Cuiú-Cuiú, que em termos estratigráficos é constituído pelo Complexo Cuiú-Cuiú (2,05 - 1,99 Ga); Suíte Pé-Quente (2,0 - 1,97 Ga), Formação Jarinã (1,99 Ga); e a Suíte Intrusiva Nhandu (1,97 - 1,95 Ga) (Alves et al., 2020), difere da evolução tectono-magmática observada em províncias vizinhas, a exemplo da Província Mineral do Tapajós (estado do Pará), que ao invés de ter se originado a partir da acresção de arcos continentais, pode ter sido derivado de arco continental adjacente à um terreno Arqueano, isto

ocorreu com a intrusão de grandes volumes de magma derivados do manto, e estes magmas causaram a fusão parcial das rochas da crosta inferior, causando a formação de magmas bimodais, os quais deram origem ao conjunto de rochas graníticas características da Província Mineral de Tapajós (Rizzotto et al. 2019).

Trevisan et al. (2021) discutem que a porção leste da PMAF, região em que a maioria das ocorrências auríferas estão inseridas, teria se formado a partir do bloco cratônico remanescente da Província Tapajós, por volta de 1,95 - 1,8 Ga. Segundo os autores, as semelhanças geológicas entre a porção leste da PMAF e a Província Tapajós, tanto em litologia, alterações hidrotermais e a formação das províncias, mostram que estes locais, em relação às outras zonas cratônicas do Pré-Cambriano, podem ter grande potencial metalogenético, e a falta de resultados está mais atrelado à falta de estudos na região do que a ausência de recursos em si.

Outra região importante para o Cráton Amazônico é o Cinturão Ígneo Oeste, Rizzotto et al. (2019) interpretam que foi formado principalmente a partir de granitos tipo A, semelhantes àqueles encontrados na Supersuíte Juruena, Suíte Teles Pires e o Grupo Colíder. Essas suítes teriam sido posteriormente recobertas por lavas providas de vulcões e derrames vulcânicos. Estima-se que essa assembleia teria se formado entre 1,82 e 1,75 Ma.

No segmento leste-sudeste da PMAF, o embasamento é constituído por dois complexos metamórficos: Bacareí-Mogno (2,24 Ga, Pimentel, 2001) e Cuiú-Cuiú (1,99 Ga; Pessoa et al., 1977), essencialmente constituídos de gnaisses granítico a tonalítico e migmatito intrudido por granitoides cálcio-alcalinos de composição granítica a monzogranítica (Paes de Barros, 2007; Alves et al., 2019). Podem ser identificados também xistos, rochas máficas, ultramáficas e formações ferríferas bandadas (Dardene & Schobbenhaus, 2001). Datações U-Pb SHRIMP em zircão proveniente de gnaisses resultaram em idades de 1.992 ± 7 Ma (Souza et al., 2005), 1.984 ± 7 Ma (Paes de Barros, 2007) e $1.980 \pm 8,8$ Ma (Assis, 2015).

Esse embasamento foi intrudido por diversos magmas, que possuem similaridades geoquímicas entre si, pois exibem afinidade com as séries graníticas do tipo I (série da magnetita), além de suas idades de cristalização centradas entre 1,97 e 1,93 Ga. Esses plútons são representados pela Suíte

Intrusiva Pé Quente (Assis, 2011), granito Novo Mundo (Paes de Barros, 2007), Aragão (Vitório, 2010) e Flor da Mata (Ramos, 2011). Essas unidades teriam se originado em ambiente de arco continental, essencialmente em estágio sin-orogênico (Assis, 2015; Alves et al., 2020, Trevisan et al., 2021).

Posteriormente, as unidades mencionadas teriam sido intrudidas, entre 1,88 e 1,78 Ga, por magmas graníticos gerados no desenvolvimento do Arco Magmático Juruena, de idade 1,85 a 1,75 Ga. (Souza et al., 2005; Silva & Abram, 2008; Assis, 2015; Alves et al., 2019, Trevisan et al., 2021). Estes evento encontra-se registrado pelo granito Nhandu (Paes de Barros, 2007), Suíte Intrusiva Matupá (Moura, 1998; Souza et al., 2005; Alves et al., 2019), e granito Peixoto (Paes de Barros, 2007). A exemplo do anterior, essas unidades também teriam sido geradas a partir de magmas cálcio-alcálinos oxidados (tipo I) (Alves et al., 2019; Alves et al., 2020; Trevisan et al., 2021).

Ademais, toda a estratigrafia teria sido truncada ou sobreposta por intrusões ou extensos derrames félsicos pós-orogênicos a anorogênicos, indicativos do último evento magmático na PMAF (Assis, 2015; Souza et al., 2005; Alves et al., 2019). No âmbito regional, essas unidades correspondem ao Grupo Colíder (Souza et al., 2005; Alves et al., 2019; Trevisan et al., 2021) e Suíte Intrusiva Teles Pires (Moreton & Martins, 2005; Souza et al., 2005; Alves et al., 2019; Trevisan et al., 2021).

Por fim, todo o conjunto plutônico-vulcânico foi encoberto pela Formação Dardanelos, parte do Grupo Caiabis, depositado em uma bacia do tipo *pull-apart* ou *strike-slip* (Souza et al., 2005). Esta formação é constituída por sequências de arenito e arenito arcoseano, ambos de granulometria média e com frequentes níveis conglomeráticos, possivelmente depositados em sistema de leques aluviais de rios entrelaçados (Moreton & Martins, 2005). A datação U-Pb em zircão detrítico resultou em valores entre 1.987 ± 4 Ma e 1.377 ± 13 Ma (Saes & Leite, 2003), e Souza et al., 2005 sugere a idade de 1,44 Ga como relativa ao início da sedimentação da Formação Dardanelos.

Por conta destes eventos mencionados, as centenas de ocorrências auríferas primárias da PMAF ocorrem alinhadas no *trend* regional NW-SE, denominado de cinturão Peru-Trairão (Miguel-Jr, 2011).

Os depósitos auríferos podem ser separados em dois grupos principais. O primeiro é hospedado em sistemas graníticos cálcio-alcálinos oxidados

(granitos tipo I; portadores de magnetita), sendo similares aos do tipo Au-pórfiro, enquanto um segundo grupo está associado às subvulcânicas, vulcanossedimentares e granitos alcalinos epizonais oxidados (granitos tipo A2) e, portanto, com forte afinidade com os sistemas epitermais *low- a intermediate sulfidation* (Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016; Juliani et al., 2021).

5.2. Sistemas Magmáticos Hidrotermais-Auríferos

5.2.1: SISTEMAS DO TIPO PÓRFIRO

Os depósitos auríferos do tipo pórfiro pertencem a sistemas magmático-hidrotermais de grande importância econômica, visto serem responsáveis por ca. 60% e 90% das produções globais de cobre e molibdênio, respectivamente (Sinclair, 2007). Esses depósitos ocorrem amplamente distribuídos ao redor do mundo e encontram-se inseridos em províncias metalogenéticas relativamente estreitas e de geometria linear. Geralmente associam-se a cinturões orogênicos de idades mesozoicas a cenozoicas, embora também possam ser encontrados, porém, em menor frequência, em orógenos pré-cambrianos (Sinclair, 2007). São típicos de arcos magmáticos derivados do magmatismo granítico em zonas de subducção ativas (Sillitoe, 1972; Richards, 2003), além de uma parcela desses depósitos também se formar em estágios pós-colisionais, ou em contextos tectônicos tardios à subducção e construção do orógeno (Sillitoe, 2010).

Em suas diversidades, esses sistemas são de relevante importância, em especial por seus conteúdos de Cu, Mo e Au, mas podem apresentar diversos outros produtos secundários como Ag, W, Sn, Bi, Zn, Re, EGP, In e Pb. Cada especialização metalífera ocorre em diferentes subtipos de pórfiros, definidos por Kirkham & Sinclair (1995), as quais incluem pórfiros de Cu (\pm Au, Mo, Ag, Re, PGE); Cu-Mo (\pm Au, Ag); Cu-Mo-Au (\pm Ag); Cu-Au (\pm Ag, PGE); Au (\pm Ag, Cu, Mo); Mo (\pm W, Sn); W-Mo (\pm Bi, Sn); Sn (\pm W, Mo, Ag, Bi, Cu, Zn, In); Sn-Ag (\pm W, Cu, Zn, Mo, Bi) e Ag (\pm Au, Zn, Pb).

Os sistemas de Cu-pórfiros podem conter depósitos hidrotermais centrados em *stocks* que podem conter *skarns*, mineralizações auríferas hospedadas em rochas sedimentar, *carbonate-replacement* e epitermais de *high a intermediate-sulfidation*. Na Figura 3 é apresentado o esquema geral do

sistema indicando tanto os pórfiros quanto os epitermais associados. O minério pode ocorrer nos estilos: disseminado, *stockwork* e em veios, especialmente nos dois últimos.

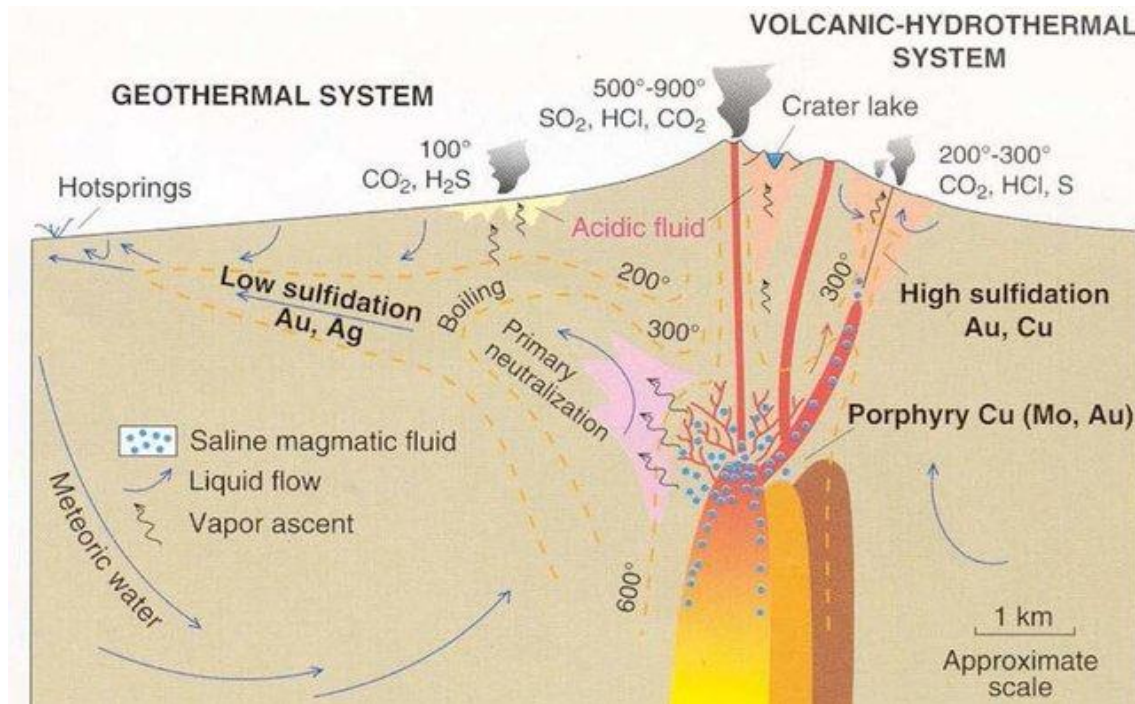


Figura 3: Esquema de interação dos diferentes tipos de fluidos no sistema hidrotermal pórfiro-epitermal (Extraído de Hedenquist & Lowenstern, 1994).

De acordo com Burnham (1967, 1979), Phillips (1973), e Whitney (1975, 1984) por conta da colocação e resfriamento desses corpos magmáticos em níveis crustais mais rasos, seria esperada uma supersaturação das fases fluidas do magma, com consequente separação dos voláteis. Diversos elementos metálicos, dentre outros, se concentrariam na fase fluida, em especial, na porção superior da câmara magmática. Quando a pressão de fluido se equipara-se ou excede a pressão litoestática, essas rochas são fraturadas, o que permite o escape e resfriamento adiabático dos fluidos hidrotermais (Christiansen et al., 1983; Candela and Holland, 1986; Manning and Pichavant, 1988; Candela, 1989; Cline and Bodnar, 1991; Heinrich et al., 1992).

Diversas relações são observadas entre os sistemas pórfiros e seus plútons percussores. Esses plútons geralmente correspondem a intrusões

equigranulares, com dimensões batolíticas, composição diorítica a granítica, e são formados por mais de uma fase intrusiva (Sillitoe, 2010). Os plútons percussores derivam de câmaras magmáticas félsicas a intermediárias mais profundas, que também correspondem a corpos equigranulares a fracamente porfirítico (Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010). Esses sistemas comumente se associam a rochas vulcânicas cálcio-alcálicas co-magmáticas ou frequentemente, a alcálicas de composição intermediária a félsica (Sillitoe, 1972).

As rochas hospedeiras de depósitos do tipo pórfiro exibem ampla variação composicional: desde diorito até sienogranito, com a possível formação de textura porfirítica e caráter sub-vulcânico, sendo estes um dos motivos para o nome dado ao depósito. Entretanto, a depender da intensidade do halo hidrotermal, a alteração hidrotermal pode atingir as encaixantes dos granitoides e, portanto, rochas sedimentares e metamórficas, além de outras ígneas não geneticamente vinculadas ao hidrotermalismo podem configurar hospedeiras potenciais das zonas sulfetadas, embora seja uma característica não comum. Sequências carbonáticas e outras rochas pouco fraturadas e de granulação fina podem agir como barreiras impermeáveis em torno dos depósitos sistema pórfiro, elevando os teores de minério nos depósitos (Sillitoe, 2010).

As alterações hidrotermais presentes nesses sistemas formam um zoneamento específico, que pode ser resumido das porções mais profundas (raízes do sistema) para as mais rasas (menor nível crustal) em alterações: sódica-cálcica, potássica, clorita-sericítica, sericítica e argílica avançada. Em posições mais distais ao plúton, alteração clorítica podem ocorrer em porções laterais e/ou rasas, enquanto a alteração propilítica pode ocorrer em porções mais profundas, porém, distais (Sillitoe, 2010). A *Figura 4* apresenta um esquema generalizado da distribuição dessas alterações em observadas em sistemas do tipo pórfiro.

Com relação a associação mineral desses depósitos, temos uma variação de acordo com a tipologia dos depósitos do tipo pórfiro. Para os depósitos de Cu, Cu-Mo, e Cu-Mo-Au, os principais minerais de minério são calcopirita, bornita, calcocita, tennantita, enargita e outros sulfetos de cobre e

sulfossais. Outros minerais associados são pirita, magnetita, quartzo, biotita, feldspato potássico, anidrita, muscovita, minerais argilosos, epidoto e clorita. Já para os depósitos de Cu-Au do tipo pórfiro, os principais minerais de minério são calcopirita, bornita, calcocita, tennantita, outros minerais de cobre e ouro nativo. Os minerais associados incluem pirita, arsenopirita, magnetita, quartzo, biotita, feldspato potássico, anidrita, epidoto, clorita, escapolita, albita, calcita, fluorita e granada (Sinclair, 2007).

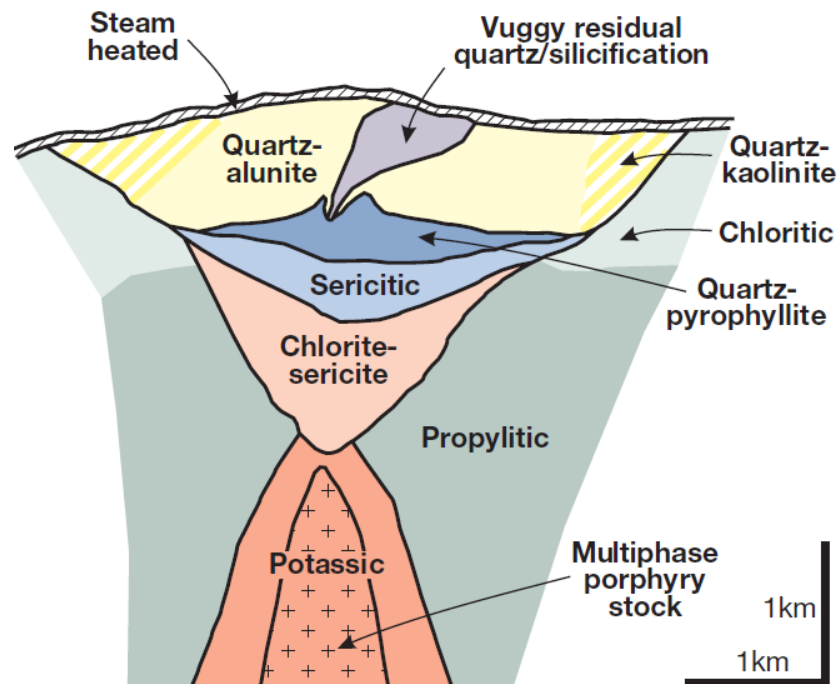


Figura 4: Esquema das zonas de alteração hidrotermal do sistema Cu-pórfiro (Extraído de Sillitoe, 2010).

5.2.2: INTRUSION-RELATED GOLD SYSTEMS (IRGS)

Os *Intrusion Related Gold Systems* (IRGS) correspondem a uma classe de depósitos relativamente recente, que começou a ser discutida e proposta em 1999, a partir dos trabalhos de Thompson et al. (1999). Esse sistema mineral inclui principalmente depósitos localizados no Alasca e em Yukon, inseridos na chamada *Tintina Gold Province* (TGP). Como o próprio nome da classe sugere, há conexão genética da mineralização aurífera hidrotermal com plútons graníticos, entretanto, mais profundos e derivados de magmatismo mais reduzido, em comparação ao clássico sistema do tipo pórfiro (Thompson et al., 1999).

Recentemente, entretanto, foi introduzido por Thompson & Newberry (2000), e aperfeiçoado por Hart (2007), a nomenclatura *Reduced Intrusion-Related Gold Systems* (RIRGS), com destaque ao reduzido estado de oxidação

dos granitoides associados e de seus fluídos exsolvidos, diferenciando-os, como definido por Sillitoe (1991,1995), de outros depósitos de ouro associados a sistemas de Cu do tipo pórfiro, também considerados *intrusion-related*, porém, oxidados.

Os RIRGS são, portanto, segundo Hart (2007), uma classe distinta de depósitos com ausência de Cu anômalo, com W associado, baixos volumes de sulfetos, paragênese mineral reduzida (*reduced sulphide mineral assemblage*), associados a plútons félsicos, moderadamente reduzidos e pertencentes a série da ilmenita. Os estilos da mineralização apresentam grandes variações, e incluem *skarns*, zonas de substituição, minério disseminado e *stockworks* que podem se desenvolver dentro, além ou acima da aureola termal do plúton. O estilo mais frequente das zonas mineralizadas, porém, são os sistemas de veios paralelizados.

Segundo Hart (2007), a paragênese do minério é controlada tanto pela temperatura dos fluidos no decorrer da cristalização quanto pela interação dos fluidos com a encaixante, de forma que diversas paragêneses podem se desenvolver. A *Figura 5* indica as possíveis paragêneses minerais em função da colocação do plúton e da temperatura do fluído (Maloof et al., 2001; Marsh et al., 2003; Mair et al., 2006b). Os estágios iniciais apresentam altas temperaturas, e são principalmente representados por reações progradantes do tipo *skarns*, divididas em dois grupos: (i) *skarns* anidros e (ii) *skarns* hidratados. Os estágios iniciais apresentam veios de quartzo com feldspato potássico, mica e scheelita, principalmente localizados na intrusão. Esses veios podem apresentar escassos sulfetos, além de serem estéreis em ouro. Veios com temperaturas levemente mais baixas são semelhantes, porém, apresentam alguma porcentagem de pirita ou arsenopirita, além de aglomerados de ligas de Au-Bi-Te. Corresponde, portanto, ao principal estágio aurífero do sistema. Nas porções externas da intrusão ocorrem veios mais ricos em arsenopirita e antimônio. Os últimos estágios do evento hidrotermal geram veios de quartzo com Ag-Pb-Zn e se posicionam mais distalmente do plúton, geralmente fora de sua principal aureola hidrotermal.

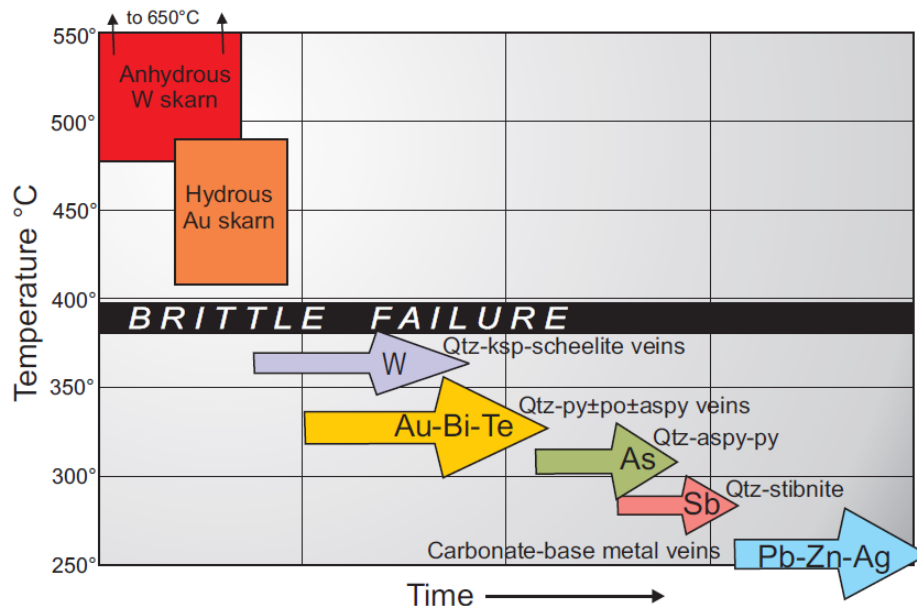


Figura 5: Paragêneses minerais dos depósitos RIRGS de acordo com a temperatura e tempo com relação a colocação do plúton. (Extraído de Hart, 2007)

Com relação às alterações hidrotermais, elas são pouco expressivas, geralmente limitadas à proximidade dos veios (até 3 cm), e correspondem à alteração potássica e alteração carbonática pervasivas, que afetam principalmente minerais máficos (Maloof et.al., 2001). Pode ocorrer também alteração sericitica, com ou sem presença de pirita e carbonato, que afeta plagioclásio e minerais máficos. Em contrapartida, o pluton gera alterações mais intensas e expressivas, caracterizadas por quartzo-biotita ± pirrotita hornfels (Hart, 2007).

Com relação a idade e à tectônica, Thompson et al. (1999), Thompson & Newberry (2000), e Lang et al. (2000), definem que regiões de *back-arc* de idade mesozoicas e paleozoicas são ambientes potenciais para formação desses depósitos. Alguns depósitos de idade arqueana e proterozoica foram sugeridos por diferentes autores (Rowins, 2000, McCuaig et al., 2001, Witt, 2001). Entretanto, Hart (2007) discute que esses depósitos não apresentam características típicas dos RIRGS e, portanto, relata que esses terrenos mais antigos são marcados pela ausência de formação ou conservação de RIRGS.

6. Resultados obtidos

A descrição macroscópica de amostras representativas provenientes de quatro furos de sondagem do alvo Ivaldo (DD-25, DD-32 e DD-35), em conjunto à petrografia de 30 seções delgada-polidas, permitiu a identificação de suas rochas hospedeiras e da evolução paragenética de seu sistema hidrotermal.

6.1. Rochas Hospedeiras e halos hidrotermais

Hornblenda-biotita granodiorito

A hospedeira principal do alvo Ivaldo exhibe composição granodiorítica, textura inequigranular fina a grossa, de M' entre 10 e 20%, e com média QAP (Quartzo, Feldspato Alcalino e Plagioclásio) de 30/15/45, além de ca. 1 a 8% de minerais acessórios. Corresponde, portanto, a um hornblenda-biotita-granodiorito, com apatita \pm titanita como fases acessórios, além de carbonato \pm clorita \pm epidoto (para alterações propilítica/cloríticas), feldspato alcalino \pm biotita (para alteração potássica), sericita \pm mica branca (para alteração sericítica), como paragêneses hidrotermais. O percentual e, portanto, intensidade das paragêneses hidrotermais é variável ao longo de todos os furos de sondagem descritos.

O quartzo é anédrico, de granulação fina a média e textura de recristalização como boudinage, migração de borda e textura de quartzo mosaico. O ortoclásio corresponde ao principal feldspato potássico ígneo, e exhibe forma euédrica a subeuédrica, granulação média a grossa e pode apresentar bordas corroídas devido às alterações hidrotermais, enquanto o plagioclásio ocorre em menores concentrações, principalmente devido às alterações hidrotermais, encontra-se euédrico a subeuédrico, de granulação fina a média. A hornblenda é subeuédrica a anédrica, de granulação média a grossa, ao passo que biotita é euédrica a anédrica, de granulação fina a média e por vezes se formando nos interstícios dos minerais félsicos.

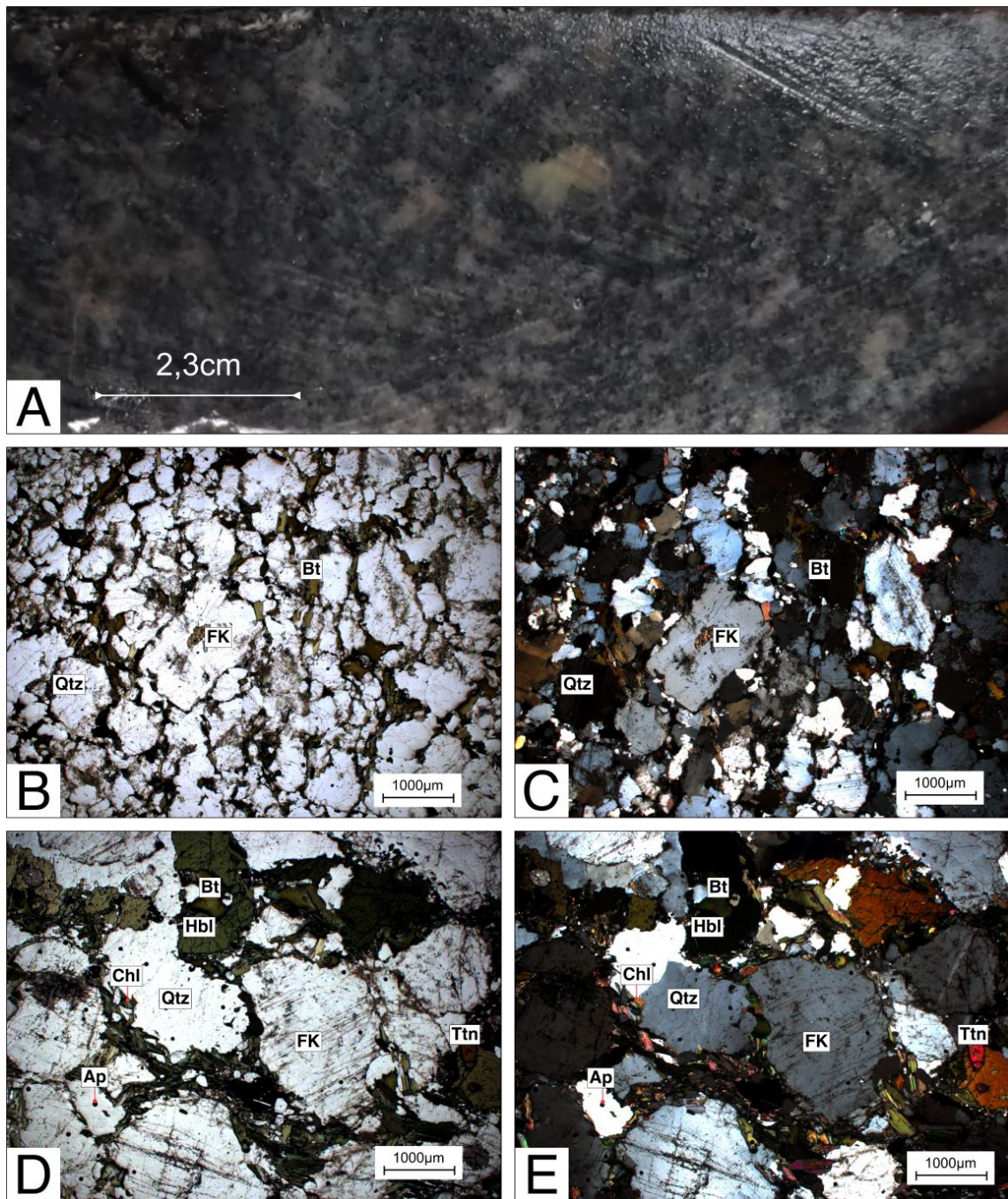


Figura 6: Feições petrográficas do hornblenda-biotita granodiorito: (A) rocha inequigranular, de granulação com índice de cor M' entre 10 e 20%; (B-C) Textura inequigranular média do hornblenda-biotita-granodiorito e $M'=10\%$; com feldspato alcalino (ortoclásio) euédrico a subeuédrico de granulação média a grossa, biotita anédrica a subeuédrica fina a média, de origem ígnea, mas que sofreu alteração potássica e adquiriu caráter hidrotermal e quartzo anédrico médio; (D-E) Hornblenda-biotita-granodiorito com fases acessórias de apatita e tianita, $M'=15\%$ e com fenocristais anédricos grossos de feldspato alcalino (ortoclásio), hornblenda ígnea subeuédrica e de granulação média, titanita acessória subeuédrica a euédrica de granulação fina, apatita euédrica de granulação fina, clorita e biotita anédricas de granulação fina a média; Fotomicrografias: (B e D): luz natural; (C e E): Luz polarizada. Abreviações: (Qtz)

quartzo;; (FK) feldspato potássico; (Bt) biotita; (Ttn) titanita; (Hbl) hornblenda; (Chl) clorita; (Ap) apatita.

É notório que a alteração potássica corresponde à alteração mais comum em todo o alvo, sobretudo, no granodiorito (*Fig. 7*). Corresponde ao primeiro estágio hidrotermal, desenvolvido em duas paragêneses distintas, ambas em estilo pervasivo: (i) alteração potássica com feldspato potássico (ortoclásio) \pm hematita \pm quartzo, de maior abrangência e representatividade; e (ii) alteração potássica com biotita, de ocorrência mais restrita. O amplo domínio da paragênese com feldspato potássico é o responsável pelas tonalidades rósea-avermelhada da hospedeira, a partir da substituição total a parcial do plagioclásio por feldspato potássico anédrico e de granulação grossa (até 1,5cm). A alteração com biotita, embora em menor intensidade, está bem desenvolvida quando presente. No geral, forma cristais e granulação média a grossa, essencialmente sub-idiomórficos, com clivagem mal desenvolvida a ausente, de baixo pleocroísmo que ocorrem de modo intersticial na matriz do granodiorito.

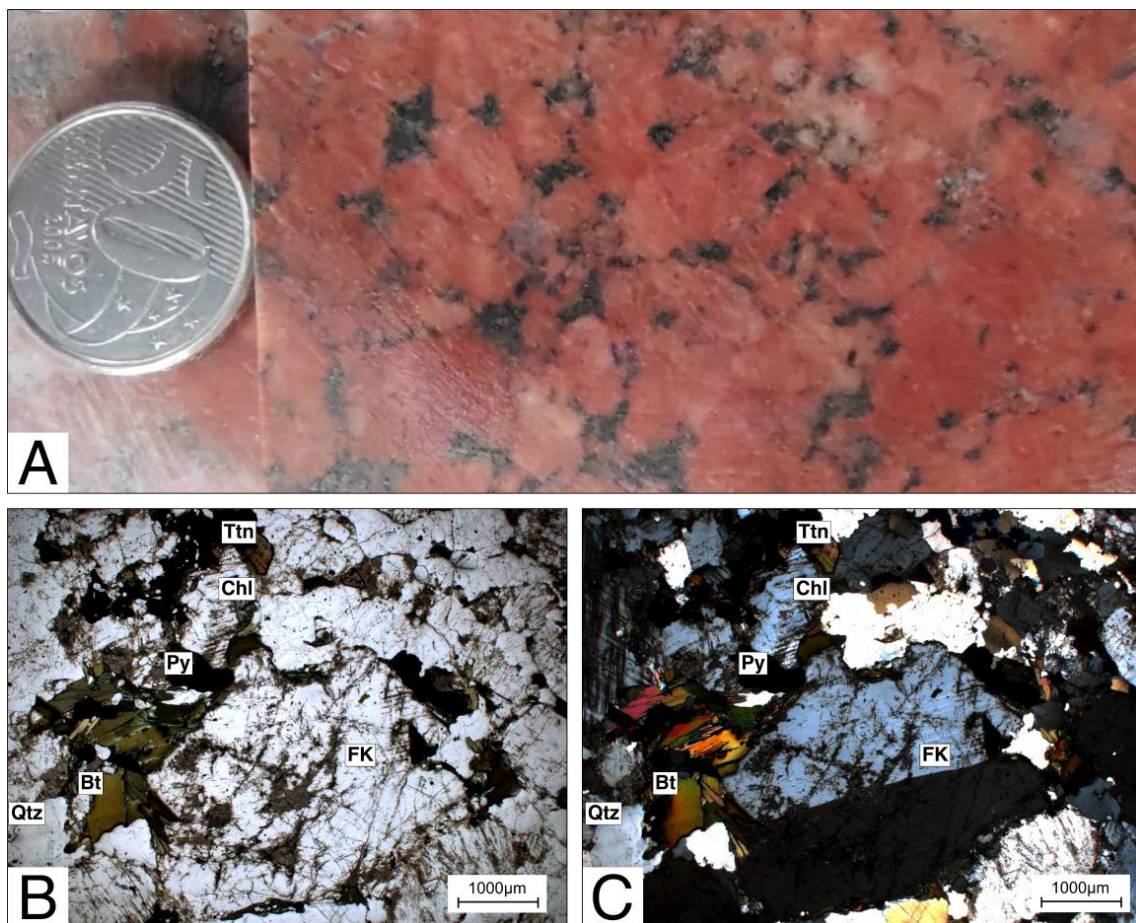


Figura 7: Feições petrográficas alteração potássica: (A) Intensa potassificação representada pela formação de feldspato potássico grosso e responsável pela característica tonalidade rósea-avermelhada dos fenocristais; (B-C) : Biotita-granodiorito equigranular fino de M'=10%, que sofreu intensa potassificação, evidenciado pelos contatos disformes e formato anédrico dos cristais de feldspato alcalino, a biotita hidrotermal tem sua origem ígnea, porém foi submetida à alteração potássica, a qual perdeu a estrutura, ou então foi formada a partir do fluido hidrotermal, de forma anédrica, sem estrutura bem definida e sem clivagem; Fotomicrografias: (B): Luz natural; e (C): luz polarizada. Abreviações: (Qtz) quartzo; (FK) feldspato potássico; (Bt) biotita; (Ttn) titanita; (Py) pirita; (Chl) clorita.

O estágio posterior da alteração é representado pela alteração sericítica em estilo pervasivo, formada essencialmente sobre o plagioclásio ígneo e feldspato potássico hidrotermal (*Fig. 8*). É apresentada pela paragênese sericita ± muscovita + pirita ± quartzo que em setores de maior intensidade pode formar pseudomorfos de sericita ± muscovita a partir da substituição total do feldspato. Além disso, a sulfetação é característica desta alteração, visto ambas estarem temporal e espacialmente associadas. A ocorrência de pirita ± calcopirita ocorreu majoritariamente em estilo disseminado.

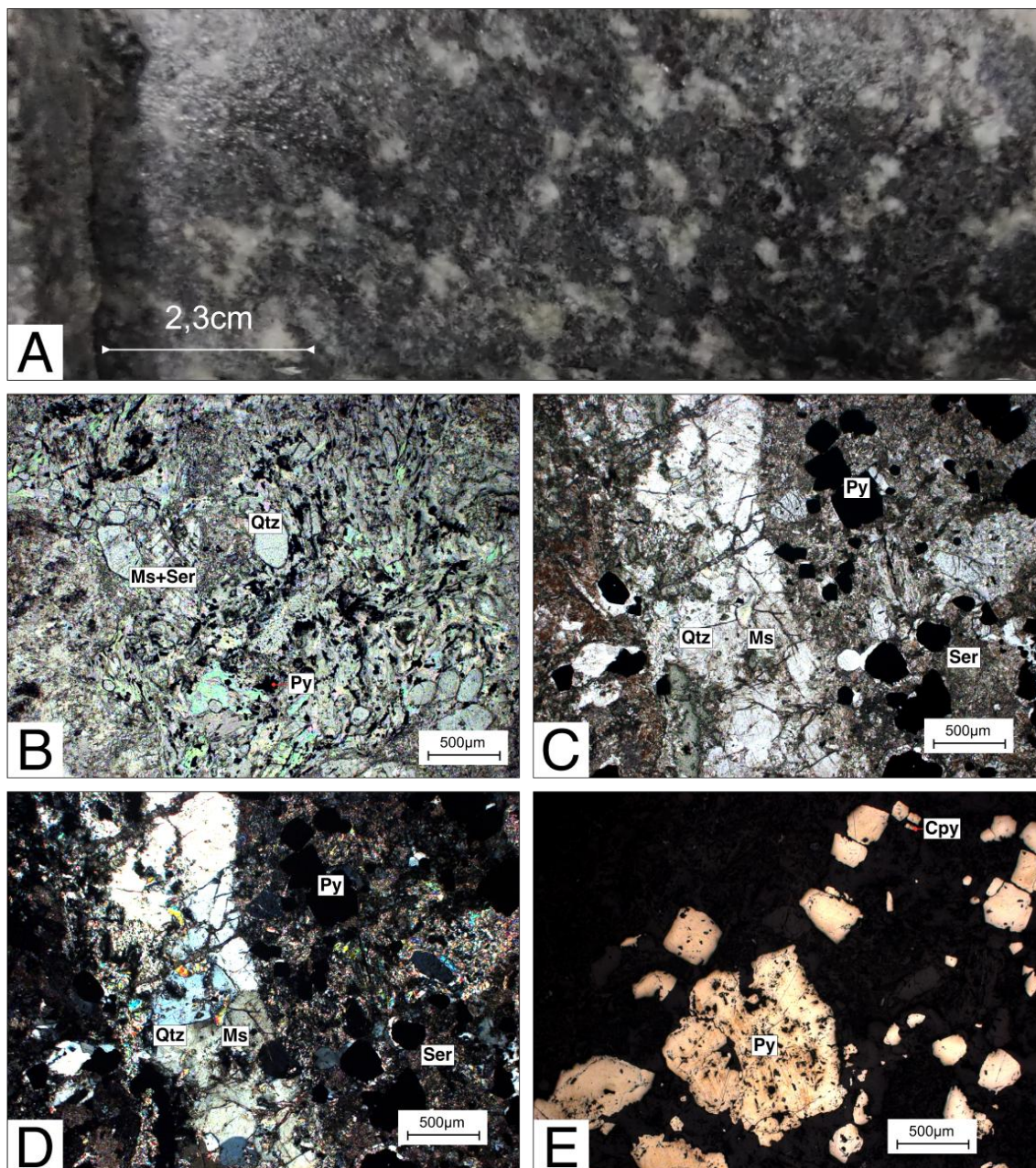


Figura 8. Fotomicrografias da alteração sericítica: (A) de estilo pervasivo, é responsável por tonalidades pálidas acinzentadas do granodiorito, sobretudo por afetar o feldspato; (B) setor de intensa alteração sericítica, com substituição completa da matriz do granodiorito e geração de sericita \pm muscovita \pm pirita; (C-D) intensa alteração sericítica, similar ao caso anterior, truncada por veio quartzo; (E) sulfetação, majoritariamente constituída por pirita subidiomórfica, paragenética ao halo sericítico. Fotomicrografias: (B e C): Luz natural; (D): Luz polarizada; (E): Luz refletida. Abreviações: (Qtz) quartzo; (Ms) muscovita; (Ser) Sericita; (Py) pirita; (Cpy) calcopirita.

O estágio posterior da alteração hidrotermal é representado por um halo clorítico-propilítico, de estilo essencialmente pervasivo, de paragenese clorita \pm quartzo e clorita + epídoto + clinozoisita + calcita \pm quartzo (Fig. 9). Esse

estágio ocorre de três modos principais: (i) substituição da biotita ígnea e hidrotermal, bem como da hornblenda, com geração de clorita com birrefringência anômala (Azul da Prússia); (ii) de modo intersticial, com clorita, e concentrações variáveis de calcita e epídoto; e (iii) a partir da substituição dos feldspatos da matriz, com geração de clorita, epídoto, clinozoisita e calcita.

Em adicional, nota-se que os setores com maior concentração de calcita correspondem àqueles relacionados à alteração da hornblenda, indicativo de que liberação de Ca, pelo processo hidrotermal, para consequente precipitação do carbonato. Em setores de intensa cloritização é frequente a pseudomorfose da clorita a partir da substituição total da biotita.

Por fim, o último estágio da evolução paragenética do sistema hidrotermal do alvo Ivaldo, registrado no granodiorito, corresponde a veios de clorita, epídoto e carbonato, com pirita e calcopirita subordinadas (*Fig. 9*). Esses veios usualmente exibem espessura de 0,5 a 5 cm, são contínuos e pode ocorrer ramificação, e estão associados à alteração clorítica-propilítica.

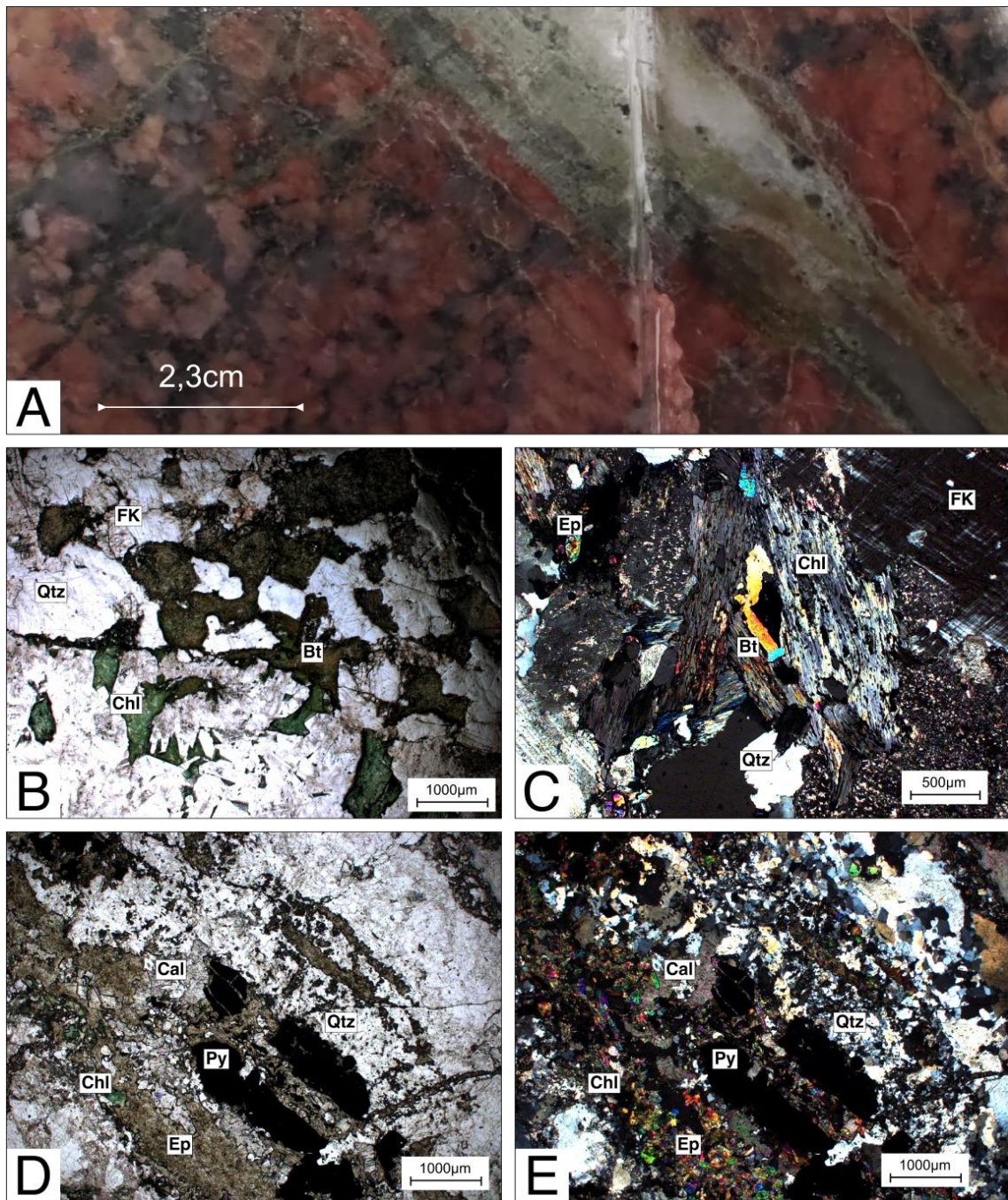


Figura 9: Aspectos alteração propilítica: (A) granodiorito com intensa alteração a feldspato potássico e truncado por veio centimétrico de clorita ± calcita ± epídoto ± quartzo; (B) Pseudomorfose da clorita gerada pela substituição completa da biotita ígnea e hidrotermal em setores de intensa cloritização; (C): Clorita com birrefringência anômala ("azul da Prússia), característica de seu enriquecimento em Fe; (D-E): Alteração propilítica venular formada por clorita ± calcita ± epídoto ± pirita, comuns no granodiorito que hospeda a ocorrência do Ivaldo. Fotomicrografias: (B e D): Luz natural; (C e E): Luz polarizada. Abreviações: (Qtz) quartzo; (FK) feldspato potássico; (Bt) biotita; (Py) pirita; (Chl) clorita; (Cal) calcita; (Ep) epídoto.

O hornblenda-biotita granodiorito exibe uma discreta variação faciológica para biotita-granodiorito equigranular fino, de ocorrência bastante restrita. O litotipo possui alto grau de alteração (80%), com intensa alteração potássica, moderada alteração sericítica, sobretudo a partir do núcleo dos feldspato, baixa a moderada alteração clorítica-propilítica, além de veios de clorita, epídoto e carbonato (*Fig. 10*). Apesar da intensa alteração hidrotermal, indicativos do litotipo corresponder a uma variação são: (i) granulação fina; (ii) textura reliquiar representada por pseudomorfos de sericita a partir de possíveis fenocristais de feldspato, que ocorrem dispersos na matriz; (iii) não ser incomum a variação do tamanho de grãos em ambientes plutônicos; e (iv) poucas evidências que indicam uma intrusão.

Contudo, deve-se mencionar que não se descarta a possibilidade deste litotipo ser uma rocha vulcânica félsica, visto que estes litotipos são comuns nos sistemas hidrotermais da Província Mineral de Alta Floresta, e são possíveis evidências da reativação do sistema e sendo um possível fator que leva às sucessivas alterações hidrotermais. Para estes casos, é notório que estudos aprofundados de geoquímica, para verificar se o magma que deu origem ao hornblenda-biotita granodiorito fino a grosso possui a mesma composição química e origem que o magma do hornblenda-biotita granodiorito fino, além de estudos para geocronologia, para averiguar se a idade destes magmas são assíncronos ou síncronos.

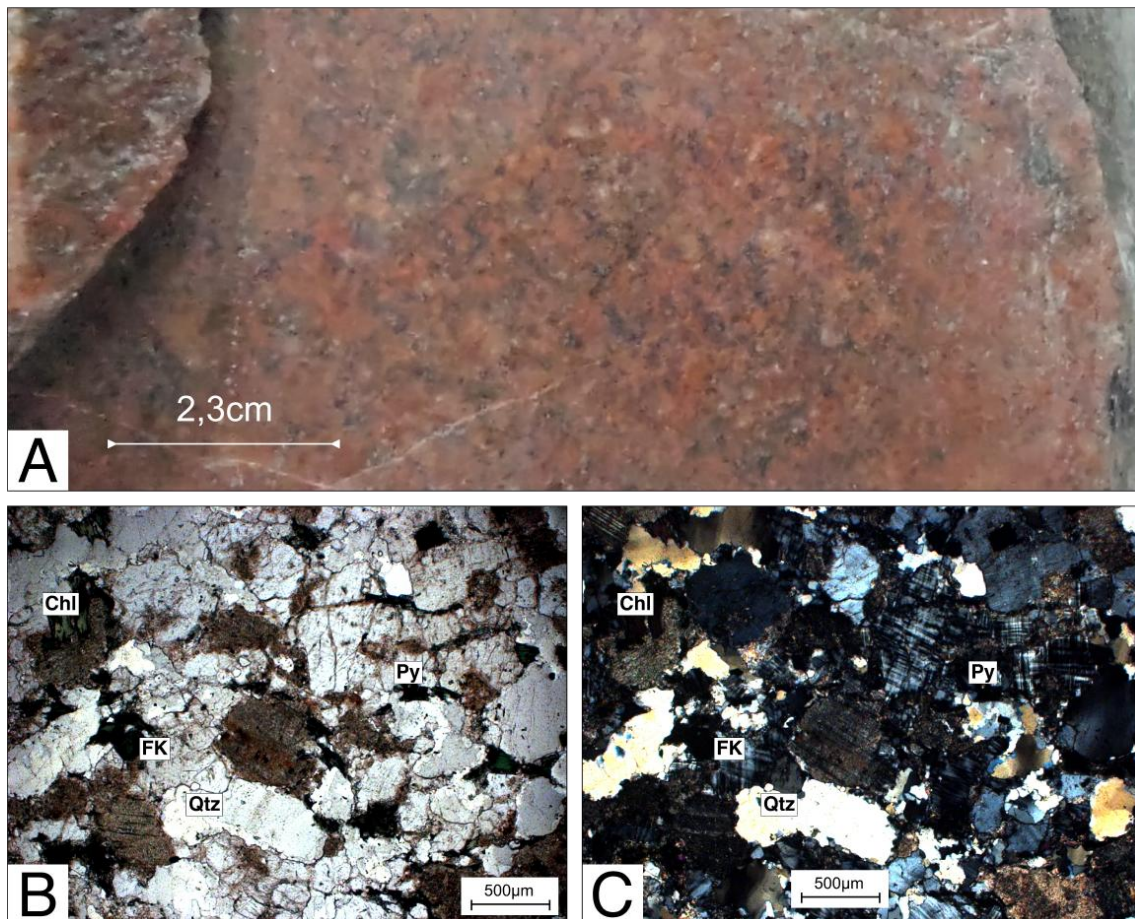


Figura 10: Feições petrográficas do granodiorito equigranular fino: (A) biotita-granodiorito equigranular com granulação fina e $M'=5\%$, deficitário em minerais máficos primários, e intensa alteração potássica pervasiva com feldspato potássico; (B-C) fotomicrografia do biotita-granodiorito equigranular fino, intensamente potassificado e sericitizado. Fotomicrografias: (B): Luz natural; (C): Luz polarizada. Abreviações: (Qtz) quartzo; (FK) feldspato potássico; (Py) pirita; (Chl) clorita.

6.2. Hospedeiras Vulcânicas e suas Alterações Hidrotermais.

No alvo Ivaldo são relativamente frequentes a presença de diques de vulcânicas, de espessuras decimétricas e intensamente hidrotermalizadas. Correspondem a rochas de granulação fina, índice de cor em (M') entre 65-70%, e com a matriz de tonalidade verde escura, em decorrência da intensa alteração clorítica e sericítica-muscovítica. O intenso processo de alteração hidrotermal ao qual as vulcânicas foram submetidas não permite uma quantificação exata dos percentuais minerais primários e, portanto, sua classificação. Contudo, a presença de quartzo na matriz, raro quartzo bipiramidal como fenocristal, plagioclásio tanto na matriz quando como

fenocristais, muitas vezes, totalmente obliterados por sericita (pseudomorfose), sugere-se que se trate de vulcânicas de composição ácida.

Nota-se que ao longo da superfície do contato com o granodiorito, ocorre uma zona de intensa alteração clorítica, com carbonato, clorita e epídoto.

Em questão das variações hidrotermais, tem-se a alteração sericítica-muscovítica como a de maior intensidade e de forma pervasiva, a qual afetou cerca de 90% da rocha original, a qual formou sericita + muscovita em maior relevo e substituindo os antigos minerais presentes na hospedeira. Após este processo, ocorreu a alteração clorítica, evidenciada pela formação de clorita na matriz de baixo relevo da rocha vulcânica intermediária. Além disso, pode-se inferir, que anterior a alteração sericítica-muscovítica, ocorreu a alteração potássica, porém esta não foi identificada nos diques provavelmente devido a obliteração da assembleia mineral, formada durante esse processo, pela alteração sericítica-muscovítica e propilítica.

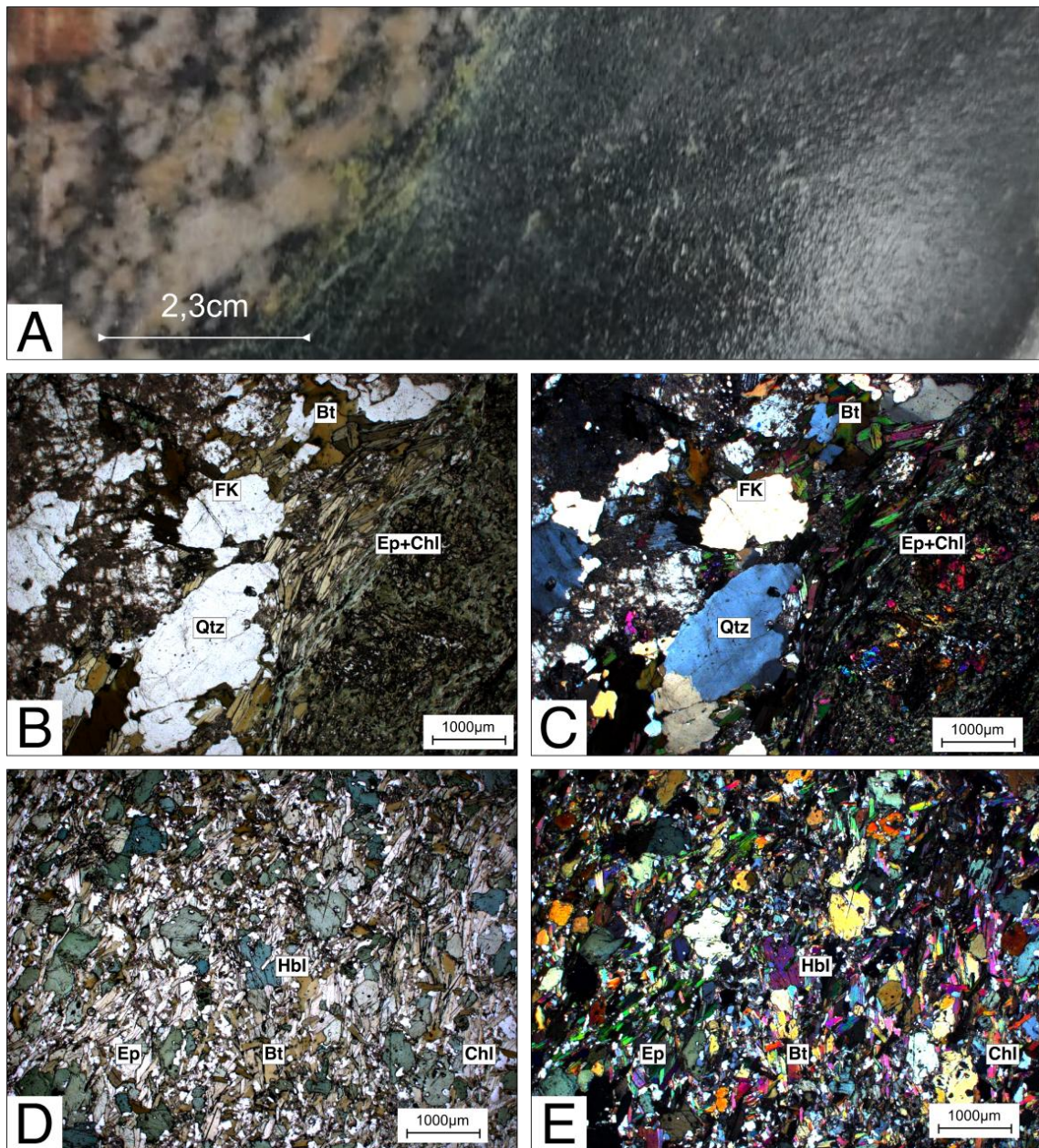


Figura 11: Feição macroscópica e fotomicrografias da rocha vulcânica e aspectos petrográficos da zona de contato da rocha vulcânica ácida com o granodiorito: A): Feição macroscópica da rocha vulcânica ácida, com alta seritização e cloritização; (B) Feição do contato entre granodiorito e vulcânica ácida onde se observa intensa alteração propilítica; (C-D) fotomicrografia da vulcânica ácida com intensa alteração sericítica e clorítica, com a geração de agregados policristalinos com minerais muito alterados em alto relevo, como o anfibólio vulcânico, e quartzo reliquiar + clorita hidrotermal em menor relevo. (E) Contato entre granodiorito e vulcânica ácida e zona propilítica, a qual tem em seu contato biotitas hidrotermais truncadas, e zona propilítica formada por clorita \pm epidoto \pm calcita \pm quartzo; (F): Rocha vulcânica ácida substituída por clorita \pm epidoto \pm biotita \pm quartzo, a qual foi submetida à alteração propilítica. Fotomicrografia: (C, E e F) Luz natural; (D): Luz polarizada. Abreviações: (Qtz) quartzo; (FK) feldspato potássico; (Bt) biotita; (Chl) clorita; (Ep) epidoto; (Ser) sericita; (Hbl) Hornblenda.

6.3. Minério e zona sulfetada

No alvo Ivaldo, os sulfetos ocorrem disseminados, espacialmente atrelados à alteração sericítica que afeta o hornblenda-biotita granodiorito, e apresentam anisotropia moderada, majoritariamente diagnosticada pela isso-orientação dos silicatos. A zona sulfetada exhibe mineralogia representada por pirita \pm calcopirita + pirrotita + galena + hematita + magnetita \pm digenita \pm ouro.

Pirita corresponde ao sulfeto dominante (ca. 95%). Forma cristais de granulação fina a média, e idiomórficos a sub-idiomórficos. Em adicional, as zonas mineralizadas apresentam anisotropia, esta vinculada a atuação de esforços de cisalhamento, como pode ser observado tanto nas regiões mineralizadas e minério, como também nas rochas hospedeiras. Todos os demais minerais da mineralogia ocorrem como pequenas inclusões arredondadas a sub-angulares na pirita.

Ouro é pouco presente, e ocorre como inclusões sub-arredondadas na pirita, sem associação com outros minerais.

Além disso, nota-se que quartzo recristalizado (textura de mosaico) está presente nos setores mineralizados, em conjunto à muscovita e sericita, porém, em concentração bastante superior ao quartzo encontrado na alteração sericítica sem sulfetos.

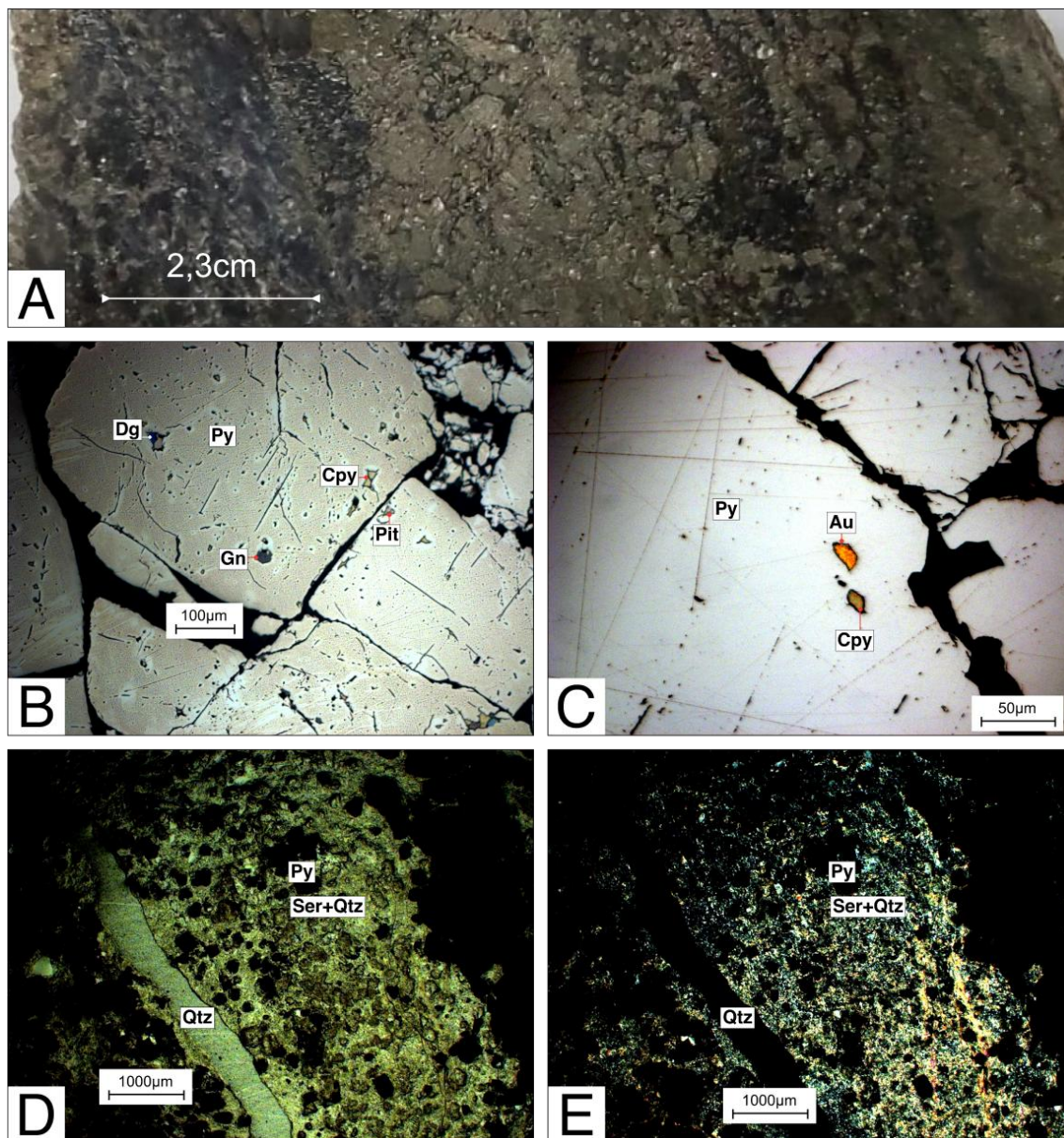


Figura 12 Aspectos petrográficos da zona de minério do alvo Ivaldo: (A) setor com intenso volume de pirita em halo de alteração sericítica e silicificação com textura anisotrópica; (B) minério constituído majoritariamente por pirita, com inclusões de calcopirita, galena, pirrotita e digenita; (C) inclusão de ouro e calcopirita na pirita; (D) ganga mineral na zona mineralizada, constituída basicamente por quartzo + sericita. Também é possível observar veio de quartzo que trunca esse setor. Fotomicrografias: (B-C): Luz refletida; (D) Luz natural; (E): Luz polarizada. Abreviações: (Qtz) quartzo; (Ser) sericita; (Py) pirita; (Cpy) calcopirita; (Dg) digenita; (Pit) pirrotita; (Gn) galena; (Au) ouro.

Assim, foi elaborado um perfil geológico a partir do furo de sondagem DD-32, que melhor representa os litotipos e a evolução hidrotermal do sistema encontrado no Alvo Ivaldo, o qual pode ser conferido na *Figura 13*.

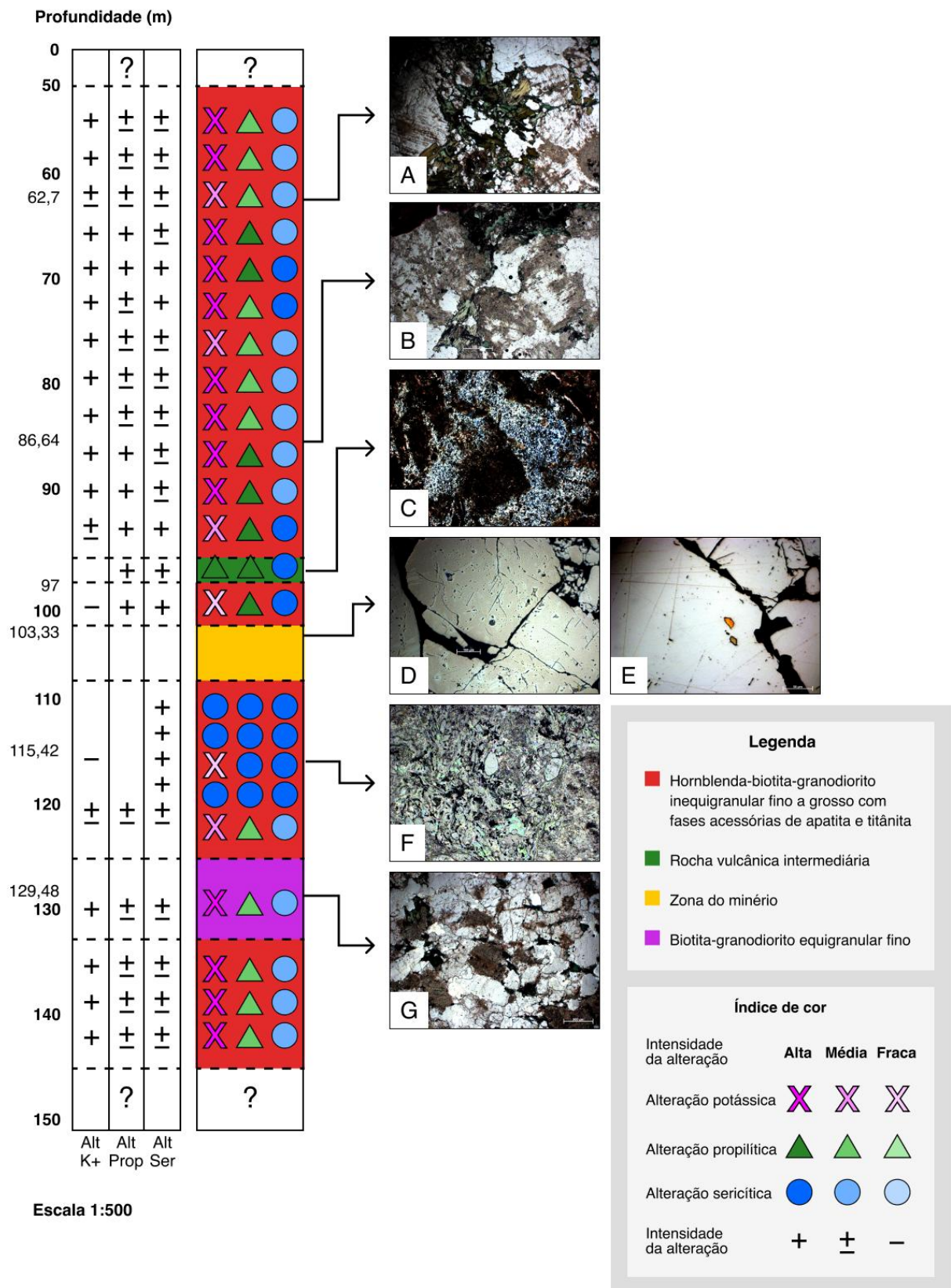


Figura 13: Perfil geológico da sondagem DD-32, representante da geologia do Alvo Ivaldo
 Legenda de fotos: (A): Hornblenda-biotita-granodiorito com fase acessória de titanita, a qual

sofreu alteração potássica, propilítica e sericítica; (B): Hornblenda-biotita-granodiorito com fases acessórias de titânita e apatita, a qual sofreu alteração potássica e sericítica pervasiva, e alteração propilítica venular; (C): Rocha vulcânica ácida, com intensa variação propilítica e sericítica, e quartzo bipiramidal; (D): Zona do minério formado por pirita com inclusões de calcopirita \pm pirrotita \pm galena \pm digenita; (E): Pirita formada na zona de minério com inclusão de Au.; (F): Alteração sericítica-muscovítica pervasiva de alta intensidade com sulfetação associada. (G): Biotita-granodiorito equigranular fino com alteração potássica e sericítica disseminada e alteração propilítica venular.

7. Discussões

A partir da descrição sistemática do conjunto de amostras, foi possível identificar e traçar a temporalidade dos estágios da alteração hidrotermal que afetaram o alvo Ivaldo, bem como sua correlação dos minerais e suas texturas no sistema. Desta forma, a evolução paragenética do sistema hidrotermal do alvo Ivaldo pode ser observada na *Figura 14*.

Evento Mineral		Alteração Potássica	Alteração Sericitica	Alteração Propilítica
Minerais Hidrotermais	Feldspato alcalino	██████████ ■ ■		
	Quartzo	██ ■	██████- ■	██-██ █
	Biotita	██████		
	Sericita		████████████████	
	Muscovita		████████	
			Minério disseminado	Sulfetação venular
	Pirita		████████████████	████
	Calcopirita		████████████████	█
	Galena		████████	
	Pirrotita		████████	
	Digenita		████████	
	Ouro		████	
	Epidoto			██-████████████
	Clorita			██████
	Calcita			████████████████
Estilo da alteração		Pervasiva	Pervasiva	Pervasivo e venular
Sentido temporal da evolução Hidrotermal		—————→		

Figura 14: Evolução paragenética proposta para o sistema hidrotermal do alvo Ivaldo.

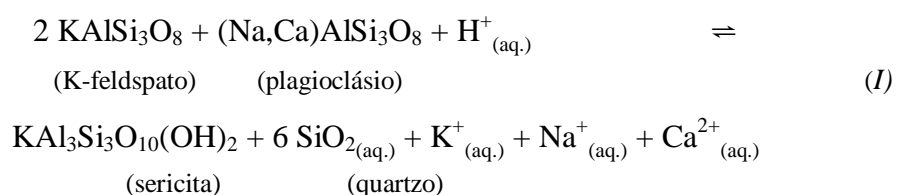
7.1. Evolução do sistema hidrotermal

Nas rochas hospedeiras graníticas, a alteração potássica é representada pela paragénesese de feldspato alcalino ± hematita ± quartzo e biotita ± quartzo. Esta é a primeira fase da alteração hidrotermal desenvolvida no Alvo Ivaldo.

De maneira geral, a alteração potássica tem maior intensidade nas porções distais do sistema, de modo pervasivo, principalmente da zona mineralizada. Esta também é a alteração com maior amplitude, visto estar presente ao longo de todos os furos de sondagem descritos (*Figs. 7 e Fig. 10*). Ademais, esse estágio também se manifesta pela geração de biotita, seja de modo intersticial ou a partir da substituição da biotita ígnea.

Pirajno (1992) descreve que este tipo de alteração está atrelado às zonas internas de corpos ígneos de sistemas mineralizantes do tipo pórfiro e epitermal, a qual é representada principalmente por feldspato alcalino \pm biotita \pm quartzo nos sistemas porfíricos. Corresponde, portanto, a zonas de alteração de alta temperatura (300-450 °C) e pH neutro. A presença de biotita no sistema pode estar relacionada tanto a composição inicial da hospedeira, de natureza intermediária, quanto temperaturas relativamente mais baixas (300-380 °C) do que as necessárias para o desenvolvimento de zonas com feldspato potássico (Pirajno, 1992; Robb, 2005).

A alteração sericítica é posterior à alteração potássica, a qual ocorreu a partir da substituição do feldspato (ortoclásio, principalmente), tanto ígneo quanto hidrotermal. Corresponde a um estágio com concentração de H^+ , OH^- , K^+ e S^{2-} , produtos do avançado metassomatismo em conjunto à desestabilização dos feldspatos alcalinos, ambos necessários na formação da sericita, muscovita e sulfetos (Pirajno, 1992). Corresponde a uma alteração derivada de fluidos ácidos (aumento nas concentrações de íons H^+ no sistema) de moderada temperatura (ca. 300-350 °C) (Robb, 2005). Essa alteração é acompanhada pela substituição de Na^+ e Ca^{2+} do sistema, decorrente da substituição dos feldspato, sobretudo, do plagioclásio. Pode, portanto, ser compreendida a partir da equação abaixo (Eq. I), observada no decorrer da etapa petrográfica:



Além disso, a alteração sericítica pervasiva está intrínseca a formação do minério, com maior formação de mica branca e sericita próximo ao epicentro da alteração hidrotermal, e sulfetação associada, principalmente de pirita e calcopirita (*Fig. 8*).

A sericitação afetou também as rochas vulcânicas que truncam o depósito granítico, o qual substituiu completamente os antigos minerais que compunham a rocha vulcânica, impossibilitando a definição da rocha hospedeira. A alteração sericítica formou uma massa mineral amorfa, de tamanho médio a grosso e de alto relevo. Adicionalmente, o aumento nas

concentrações de S^{2-} pode ter contribuído na redução do fluido com consequente precipitação de sulfetos, que no alvo Ivaldo são relacionados à alteração sericitica.

E por fim, a fase final do sistema hidrotermal é representado pela alteração propilítica, identificada pela paragênese clorita \pm calcita \pm epidoto \pm pirita \pm calcopirita \pm quartzo. De maneira geral, a cloritização do sistema é intensa principalmente nas porções de potassificação mais intensa.

A clorita formada a partir da substituição da biotita e hornblenda exibem birrefringência anômala ("azul da Prússia", birrefringência anômala), diagnóstica da maior concentração de Fe em sua estrutura. Essa maior concentração em Fe teria se originado dos próprios minerais máficos substituídos.

Pela assembleia mineral encontrada na alteração propilítica, infere-se que ocorreu adição de H_2O , CO_2 e S residuais, estes promoveram a precipitação dos minerais da paragênese propilítica.

Enquanto a alteração potássica enriqueceu o sistema com K^+ , devido a substituição do plagioclásio por feldspato alcalino (ortoclásio). Também ocorreu o consumo da hornblenda, visto que o carbonato pode se formar intrinsecamente associado ao anfibólio rico em Ca.

A sericitização liberou e lixiviou grandes quantidades de álcalis, resultando no enriquecimento de Na^+ , Ca^{2+} e K^+ . Essa relação sugere que fluidos relativamente mais frios e neutros a alcalinos estiveram relacionados à geração da clorita rica em Mg (Johnson *et al.*, 1992; Seedofortt *et al.*, 2005).

7.4. Precipitação do minério

A zona mineralizada e sulfetada do alvo Ivaldo está inserida no halo de alteração sericitica. Contatos retilíneos e ausência de texturas de substituição mineral podem corresponder a relações petrográficas de equilíbrio e simultaneidade de formação entre as sericita \pm muscovita e fases sulfetadas. Essa relação indica que os respectivos minerais se encontram em equilíbrio químico e, portanto, estão em paragênese. Ademais, calcopirita, galena, pirrotita, digenita e ouro, ocorrem como inclusões na pirita (Fig. 13), e não como minerais de preenchimento de fraturas ou veios. Esse modo de ocorrência também indica que o ouro é cogenético a precipitação da pirita e,

portanto, ao halo sericítico. Essas relações indicam que o minério teria se formado a partir de fluidos em pH ácido. Assim, pirrotita (mesmo que em baixa concentração) em paragênese com pirita, como inclusões, indica baixa f_{O_2} do fluido (*Fig. 15*). Com base no mesmo diagrama, sugere-se que processos de redução do pH e f_{O_2} do fluido possam ter sido importantes mecanismos de precipitação do ouro no alvo Ivaldo, tal como ilustrado na *Fig. 15*. Porém, estudos relacionados a bariometria do alvo Ivaldo são essenciais para a descrição da evolução do sistema hidrotermal, e as fases em que se precipitaram os sulfetos.

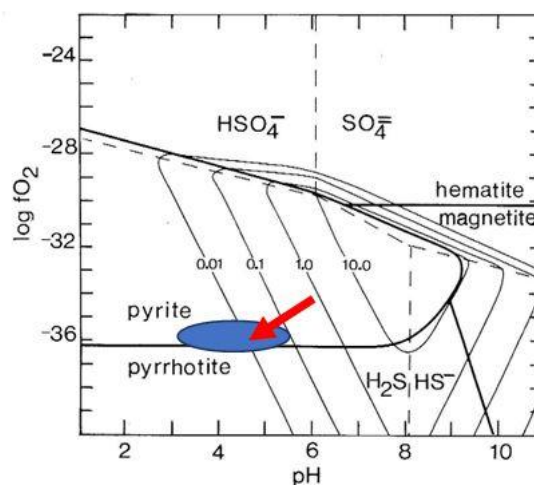


Figura 15: Diagrama de pH vs. f_{O_2} , com as possíveis condições físico-químicas responsáveis pela precipitação do Au no Alvo Ivaldo. Extraído de Skirrow (2004).

7.5: Modelo genético do Alvo Ivaldo

Características como: (i) zonas mineralizada, sulfetada e hidrotermal estarem hospedadas em rocha granítica (composição granodiorítica); (ii) minério aurífero cogenético ao estágio de formação de sericita-muscovita; (iii) alteração potássica representada por feldspato potássico e biotita; (iv) evolução paragenética representada por alteração potássica → alteração sericítica → alteração clorítica-propilítica; e (v) ocorrência de pirofilita em zonas de alteração sericítica; são indicativos de processos genéticos de precipitação de minério relacionados a sistemas magmático-hidrotermais, a exemplo daqueles do tipo Au-pórfiro, principalmente. Contudo, a inexistência arsenopirita e pirrotita em elevadas concentrações, bem como zonas mineralizadas hospedadas em granitoides cálcio-alcálinos (alvo Ivaldo é abrigado pelo granito Novo Mundo, de afinidade oxidada e cálcio-alcálica), são incoerentes ao sistema IRGS. Nesse sentido, o ambiente vulcânico, relacionado ao minério

disseminado, rico em pirita e com baixas concentrações de metais base (Cu-Pb-Zn) e nobres (Au, Ag), podem convergir para um sistema do tipo pórfiro. Contudo, estudos mais sistemáticos e detalhados (cartografia geológica, geoquímica, química mineral, inclusões fluidas, isótopos estáveis) tornam-se essenciais na melhor definição do modelo ao qual se enquadra o alvo Ivaldo.

Por fim, a anisotropia observada nas zonas mineralizadas indicam a atuação de esforços regionais, relacionados a zonas de cisalhamento reativadas, características da Província Mineral de Alta Floresta, podem ter tido papel genético essencial, porém, podem ter contribuído como zonas de conduto preferenciais à percolação de fluidos.

7.6: Comparação Geológica Regional do Alvo Ivaldo

Com as análises realizadas no Alvo Ivaldo, pode-se relacionar o contexto geológico no qual ele está inserido com o granito Novo Mundo, o principal ambiente geológico da região, e também com o depósito Luizão, inserido no granito Novo Mundo (Paes de Barros, 2007).

De maneira geral, o granito Novo Mundo é composto por três principais litologias: sienogranito, monzonito e monzogranito, diferentes das identificadas no Alvo Ivaldo, contudo uma possibilidade é a caracterização das litologias levando em conta a paragênese potássica encontrada no ambiente, ao invés da hospedeira original, como foi realizado neste trabalho.

O depósito Luizão, mais próximo do Alvo Ivaldo, foi submetido a três principais eventos hidrotermais: alteração potássica → alteração sericítica → alteração propilítica. Nos quais, no depósito Luizão, as condições e feições descritas por Paes de Barros (2007), equivalem aos descritos e encontrados neste estudo.

Primeiramente, no depósito Luizão, a alteração potássica também ocorreu de forma disseminada, consumindo os feldspatos ígneos e biotitas e formando minerais hidrotermais frutos desta reação descrita anteriormente. Após, com o aumento da acidez e diminuição da temperatura, deu-se a alteração sericítica pervasiva que consumiu principalmente o feldspato alcalino ígneo e hidrotermal e pelo promoveu sequencialmente a formação de um halo sericítico com mineralização associada.

Por fim, posterior a estes eventos, há a presença da alteração propilítica-clorítica, provinda de fluido tardio, mais ácidos e de menores temperaturas, cujos processos são correlacionados aos descritos para o alvo Ivaldo.

A mineralização encontrada no depósito Luizão, como descrito por Paes de Barros (2007), é descontínua, fragmentada por fraturas, apresentando anisotropia e delimitado pela alteração hidrotermal, principalmente a sericítica. Já a composição do minério é principalmente de pirita (5-35% da rocha) e sem a presença de feldspatos. Além disso, a formação do ouro no depósito Luizão é confinado principalmente a inclusões na pirita e/ou formado disseminado junto a clorita.

Assim, pode-se inferir a correlação paragenética, mineralógica e temporal entre o Alvo Ivaldo e o depósito Luizão, visto que ambos possuem a mesma temporalidade das alterações genéticas, litologias semelhantes e, principalmente, o modo em que se precipitou o Au, incluso nas piritas hidrotermais.

8. Conclusões

A partir dos resultados e discussões apresentadas, conclui-se que o alvo Ivaldo está hospedado em hornblenda-biotita-granodiorito inequigranular, truncado por diques de vulcânicas intermediárias. Ambos litotipos são variavelmente afetados por processos de alteração hidrotermal, temporalmente sequenciados em: alteração potássica → alteração sericítica → alteração clorítica-muscovítica, além de veios tardios com sulfetos. O minério, cogenético à alteração sericítica, é essencialmente composto por pirita, que exhibe inclusões de calcopirita, galena, pirrotita, digenita e ouro. Nesse cenário, processos de rebaixamento de pH, temperatura e f_{O_2} do fluido, em ambiente redutor e ácido, podem ter causado redução da solubilidade do ouro e, portanto, levado à sua precipitação.

Nesse contexto, o conjunto de informações obtidas é indicativo de que o alvo Ivaldo seria resultado de processos relacionados a um sistema magmático-hidrotermal, possivelmente do tipo Au-pórfiro,, cujos fluidos teriam se aproveitado de estruturas pré-existentes (zonas de cisalhamento). Porém,

mais estudos mais sistemáticos e detalhados para o Alvo Ivaldo são essenciais para a definição precisa do tipo de sistema no qual ele pertence.

Por fim, pelas descrições realizadas por Paes de Barros (2007) sobre o granito Novo Mundo e o depósito Luizão, é possível concluir que o Alvo Ivaldo encontra-se inserido no mesmo contexto geológico que estes, visto que sua mineralogia, paragênese e minério são semelhantes, com a mesma ordem das alterações hidrotermais e a formação de Au incluso em pirita.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M, Hasui Y., Brito Neves B.B. (1976). The upper Precambrian of South American, *Boletim IGC-USP*, 7:45-80.
- Alves, C.L, Rizzotto, G.J., Rios, F.S., Duarte, T.B., Gonçalves, G.F. (2019). Estratigrafia. *In*: Alves C.L., Rizzotto G.J, Rios F.S., Duarte T.B., Gonçalves G.F. (org). *Áreas de Relevante Interesse Mineral (ARIM) - Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires, Mato Grosso, Brasil, CPRM, Goiânia, 226p.*
- Alves C.L.; Rizzotto G.J.; Rios F.S.; Barros M.A.S. (2020). The Orosian Cuiú-Cuiú magmatic arc in Peixoto de Azevedo domain, Southern of Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences* 102 (2020) 102648.
- Assis, R. R. (2011). Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado. Campinas: Instituto de Geociências - UNICAMP.
- Assis R. R., Xavier, R. P., Paes de Barros, A.J, Barbuena, D., Trevisan, V.G., Ramos, G.S., Teixeira, R.V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R.M., Stabile-JR, A., Santos, T.J.S., Miranda, G.M.T., Barros, M.A.S.A., Pinho, F. (2014). Depósitos de Au e Au + metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozóicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. *In*: Silva M.G., Neto M.B.R., Jost H., Kuyumjian R.M (eds.). *Metalogenia das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, 589p.
- Assis, R. R. (2015). Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos. Tese (Doutorado). Campinas: Instituto de Geociências - UNICAMP.
- Barros, A. J. P. (2007). Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Campinas. Doutorado, Área de Metalogênese, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 154p.
- Barros, M. A. S., Chemale Jr., F., Nardi, L. V. S., Lima, E. F. (2009). Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: Geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 27, 11-23. DOI: 10.1016/j.jsames.2008.11.003
- Bettencourt, J. S., Juliani, C., Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., Bastos Neto, A. C., Klein, E. L., Assis, R. R., Leite Jr., W. B. L., Moreto, C. P. N., Fernandes, C. M. D.Pereira, V. P. (2016). Metallogenetic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 22–49.
- Burnham, C.W. (1967). Hydrothermal fluids at the magmatic stage, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, Holt,Rinehart and Winston, p. 34–76.
- Burnham, C. W., (1979). Magma and hydrothermal fluids, in Barnes, H. L.,ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edition: New York, Wiley, p. 71–136.
- Candela, P.A. (1989). Calculation of magmatic fluid contributions to porphyry-type ore systems: Predicting fluid inclusion chemistries: *Geochemical Journal*, v. 23, p. 295-305.
- Candela, P.A., and Holland, H.D. (1986). A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: The origin of porphyry-type ore deposits: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 81, p. 1–19.

- Christiansen, E.H., Burt, D.M., Sheridan, M.F., and Wilson, R.T. (1983). The petrogenesis of topaz rhyolites from the western United States: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 83, p. 16-30.
- Cline, J.S., and Bodnar, R.J. (1991). Can economic porphyry copper mineralization be generated by a "typical" calc-alkaline melt?: Journal of Geophysical Research, v. 96 (B5), p. 8113-8126.
- Cordani U.G., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Kawashita K., Sato K. (1988). The growth of the Brazilian Shield. Episodes, 11:163-167.
- Dardene, M.A., Schobbenhaus, C., 2001. Metalogênese Do Brasil. Brasília. Editora Universidade de Brasília, p. 392.
- Galé M.G. (2018). Gênese das mineralizações associadas ao magmatismo ácido na região do Garimpo do Papagaio, noroeste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado. São Paulo. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, p. 171.
- Hart, C.J.R. (2007). Reduced intrusion-related gold systems, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 95-112.
- Hedenquist JW, Lowenstern JB (1994) The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature 370: 519-527.
- Heinrich, C.A., Ryan, C.G., Mernach, T.P., and Eadington, P.J. (1992). Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor: A fluid inclusion study using PIXE microanalysis: Economic Geology, v. 87, p. 1566-1583.
- Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. 1992. A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bars and 0°C to 1000°C. Computers and Geosciences vol. 19, p. 899-947.
- Juliani C., Assis R.R., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D., Martins J.E.Z.S., Costa e Costa J.R. (2021). Gold in Paleoproterozoic (2.1 to 1.77 Ga) Continental Magmatic Arcs at the Tapajós and Juruena Mineral Provinces (Amazonian Craton, Brazil): A New Frontier for the Exploration of Epithermal-Porphyry and Related Deposits. Minerals, 11,714.
- Kirkham, R.V., and Sinclair, W.D., (1995). Porphyrycopper, gold, molybdenum, tungsten, tin, silver in Eckstrand O.R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., eds., Geology of Canadian Mineral Deposit Types: Geological Survey of Canada. Geology of Canada, v.8, p. 421-446.
- Lang, J.R., Baker, T., Hart, C.J.R., and Mortensen, J.K. (2000). An exploration model for intrusion-related gold systems: Society of Economic Geology Newsletter 40, p. 1, 6-15
- Leite, J. A. D., Saes, G. S. (2003). Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozoicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. Geologia USP. Série Científica, 3(1), 113-127. <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2003000100009>
- Mair, J.L., Hart, C.J.R., and Stephens, J. (2006b). Deformation history of the northwestern Selwyn Basin, Yukon, Canada: Implications for orogen evolution and mid-Cretaceous magmatism: Geological Society of America Bulletin, v. 118, p. 304-323.
- Maloof, T.L., Baker, T., and Thompson J.F.H. (2001). The Dublin Gulch intrusion-hosted gold deposit, Tombstone plutonic suite, Yukon Territory, Canada: Mineralium Deposita, v.36, p. 583-593.
- Manning, D.A.C., and Pichavant, M. (1988). Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems, in Taylor, R.P., and Strong, D.F., eds., Recent Advances in the

- Geology of Granite-Related Mineral Deposits: The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 39, p. 13-24.
- Marsh, E., Goldfarb, R., Hart, C., and Johnson, C. (2003). Geochemistry of the auriferous sheeted quartz veins of the Clear Creek intrusion-related gold deposit, Tintina gold belt, Yukon, Canada: Canadian Journal of Earth Sciences, in press.
- McCuaig, T.C., Behn, M., Stein, H., Hagemann, S.G., McNaughton, N.J., Cassidy, K.F., Champion, D., and Wyborn, L. (2001). The Boddington gold mine: A new style of Archaean Au-Cu deposit [abs.], in Cassidy, K.F., Dunphy, J.M., and VanKranendonk, M.J., eds., 4th International Archaean Symposium, Extended Abstracts: AGSO—Geoscience Australia, Record 2001/37, p. 453–455.
- Miguel-Jr. E. (2011). Mineralizações Auríferas do Lineamento Peru-Trairão, Província Aurífera de Alta Floresta-MT: Controle Estrutural e Idade U-Pb das Rochas Hospedeiras. Tese de Mestrado. Campinas: Universidade Estadual de Campinas - Instituto de Geociências - UNICAMP.
- Moura, M.A. (1998). O Maciço Granítico Matupá no Depósito Serrinha (Mt): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado. Brasília: Instituto de Geociências - UnB
- Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. (2006). Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101:585-605.
- Moreton, L.C., Martins, E.G., 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Geological Survey of Brazil, scale 1:250.000. Brasília, Brazil, p. 68p.
- Paes de Barros, A. J. (2007). Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado. Campinas: Instituto de Geociências - UNICAMP, p. 154.
- Pessoa, M. R., Santiago, A. F., Andrade, A. F., Nascimento, J. O., Santos, J. O. S., Oliveira, J. R., Lopes, R. C., Prazeres, W. V. (1977). Projeto Jamanxim: Relatório Final. Manaus: CPRM, Superintendência de Manaus.
- Phillips, W.J. (1973) Mechanical effects of retrograde boiling and its probable importance in the formation of some porphyry ore deposits: *Institute of Mining and Metallurgy Transactions*, v. B82, p. 90-98.
- Pimentel, M. M. (2001). Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Relatório Interno. Brasília: UnB.
- Pirajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- Ramos, G.S., 2011. Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT): Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 82p.
- Richards, J.P. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 98, p. 1515–1533.
- Rizzotto G.J.; Alves C.L.; Rios F.S.; Barros M.A.S (2019). The Western Amazonia Igneous Belt. *Journal of South American Earth Sciences* 96 (2019) 102326.
- Rodrigues, R. M. (2012). Caracterização geológica e metalogenética do Depósito X1 –Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT). Dissertação(Mestrado). Campinas: Instituto de Geociências, Unicamp, p. 70.
- Rowings SM. (2000). Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme: *Geology*, v.28, p. 491-494

- Robb, L. 2005, Hydrothermal ore-forming processes, In: Robb, L (eds.) *Introducing to ore-forming processes*. Blackwell Science UK, p.: 129-214.
- Santos J.O.S. (2003). Geotectônica dos escudos das Guianas and Brasil-Central. In: BIZZI, L. A. et al. (Eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM: Brasília, 2003. p.169-226.
- Santos J.O.S. (2006). A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9, 1 CD-Rom.
- Scandolara J.E.; Correa R.T.; Fuck R.A.; Souza V.S.; Rodrigues J.B.; Ribeiro P.S.E; Frasca A.A.AS; Saboia A.M. and Lacerda Filho J.V. (2016). Paleo-Mesoproterozoic arc-accretion along the southwestern margin of the Amazonian craton: The Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences* ed. 73 (2017), p. 223-247.
- Seedofortt E., Dilles J.H., Proffett Jr J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology* 110th Anniversary volume, p. 251-298.
- Sillitoe, R.H. (1972), A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 67, p. 184-197.
- Sillitoe RH (1991) Intrusion-related gold deposits. In: Foster RP (ed) *Gold metallogeny and exploration*. Blackie and Son, Glasgow, pp 165-209
- Sillitoe, R.H. (1995a), *Exploration of porphyry copper lithocaps: Pacific Rim Congress, Auckland, 1995, Proceedings: Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, p. 527-532.
- Sillitoe, R.H. (2010). *Porphyry Copper Systems*. *Economic Geology*, Society of Economic Geologists Inc., v. 105, pp. 3-41
- Silva, M. G., Abram, M. B. (2008). *Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso*. Goiânia: Serviço Geológico Brasileiro, CPRM.
- Sinclair, W.D. (2007). Porphyry deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5*, p. 223-243.
- Skirrow R. (2004). Iron oxide Cu-Au deposits: An Australian perspective on their unifying characteristics. In: McPhie J. and McGoldrick P. (eds.) *Dynamic Earth: Past, Present and Future*. Geological Society of Australia, Australian Geological Convention, 17th, Hobart, Tasmania, Abstracts, p.121.
- Souza, J. P., Frasca, A. A. S., Oliveira, C. C. (2005). *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado*. Goiânia: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (Projeto Província Mineral de Alta Floresta). v. 1. 159 p.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3), 174-182.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H, Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K., 1999, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: *Mineralium Deposita*, 34:323-334.
- Thompson, J.F.H, and Newberry, R.J. (2000). Gold deposits related to reduced granitic intrusions: *Reviews in Economic Geology* v.13, p. 377-400.
- Trevisan V.G.; Hagemann S.G.; Loucks R.R.; Xavier R.P.; Motta J.G.; Parra-Avila L.A.; Petersson A.; Gao J.F; Kemp. A.I.S and Assis R.R. (2021). Tectonic switches recorded in a Paleoproterozoic accretionary orogen in the Alta Floresta Mineral Province, southern Amazonian Craton. *Precambrian Research* 364 (2021) 106324.

- Witt, W.K. (2001). Tower Hill gold deposit, Western Australia: An atypical, multiply deformed Archaean gold-quartz vein deposit: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 48, p. 81–99.
- Whitney, J.A. (1975). Vapour generation in a quartz monzonite magma: a synthetic model with application to porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 70, p. 346-358.
- Whitney, J.A. (1984). Volatiles in magmatic systems; in Whitney, J.A., Henley, R.W., Truesdell, A.H., and Barton, P.B., eds., *Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems*: Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology*, v. 1, p. 155-175.
- Xavier R.P., Assis R.R., Miguel-Jr E., Santos T.J.S, Paes de Barros A.J., (2011). Gold ± copper and gold-base metal deposits in the eastern sector of the Alta Floresta Province. *Simp. Geol. Amazônia*, 12, Boa Vista, Roraima. CD-ROM.