

Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

**CARACTERIZAÇÃO DE FLUIDOS HIDROTERMAIS POR INCLUSÕES
FLUIDAS DA ZONA MINERALIZADA DO GARIMPO AURÍFERO PÉ
QUENTE, PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT)**

Aluno: Jonathan Pereira de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

**RELATÓRIO FINAL DO TRABALHO DE FORMATURA
(TF – 29/22)**

São Paulo
2022

Agradecimento

Agradeço primeiramente ao meu orientador por todo conhecimento passado, todo auxílio, suporte e principalmente por toda paciência em ajudar inclusive nos momentos finais. Assim como agradeço a ajuda de outros professores nas atividades de laboratório. Foi uma experiência muito boa apesar das adversidades para todos nesses últimos anos.

Agradeço a minha família por todo amor, dedicação e apoio empregados para garantir um futuro melhor. Sou eternamente grato por finalmente estamos nos entendendo depois de anos e forma mais aberta.

Agradeço aos meus amigos e ao meu namorado que encontrei nesses últimos anos dentro da universidade. Sou muito grato a todas experiências vividas com eles dentro e fora da universidade, nas viagens de campo e no lazer.

Agradeço a todos os professores e funcionários do IGc que tanto se empenharam para garantir um aprendizado de excelência e um ambiente seguro e confortável.

Resumo

A região da Província Mineral de Alta Floresta (PMAF) está localizada ao sul do Cráton Amazônico, na porção norte do estado de Mato Grosso. A PMAF é constituída essencialmente por sequências plutônicas, vulcânicas e rochas sedimentares paleoproterozoicas. Hospeda mais de uma centena de depósitos auríferos de pequena tonelagem e médios a altos teores ao longo de 500 km de extensão de direção WNW-ESSE. As mineralizações primárias da província são agrupadas em três tipologias principais: (i) veios e minério disseminado em granitoides com idades que variam de 1,97 a 1,87 Ga (onde o garimpo Pé Quente, alvo desse trabalho, está inserido); (ii) veios sulfetados estruturalmente controlados por falhas no embasamento; e (iii) veios polimetálicos epitermais, alojados em rochas vulcânicas, pôrfitos e rochas sedimentares de 1,97 a 1,78 Ga.

O depósito Pé Quente ocorre hospedado em rochas graníticas com composição que varia de monzonito e monzodiorito a granodiorítica, com afinidade geoquímica com as séries cálcio-alcalinas oxidadas, de médio a alto potássio, meta- a peraluminosas, pertencentes à série da magnetita (granitos tipo I). As zonas mineralizadas do garimpo são representadas por pirita \pm calcopirita \pm hematita \pm barita \pm ouro, essencialmente disseminadas em zonas de alteração apresentando muscovita+ quartzo + pirita (Assis, 2015).

Embora os principais atributos geológicos do depósito estejam relativamente bem equacionados, o estudo de inclusões fluidas corresponde a uma importante ferramenta para obtenção dos principais parâmetros físico-químicos do fluido mineralizante (e.g. temperatura, pressão, sistema salino, salinidade, densidade), além de eventuais variações compostionais deste no decorrer de seu processo evolutivo. Neste contexto, este trabalho tem a temática do estudo das inclusões fluidas em quartzo hidrotermal na zona de alteração com sericitica com muscovita, no garimpo de Au \pm Cu disseminado do Pé Quente.

Os estudos das inclusões fluidas foram realizadas por meio da caracterização petrográfica e da microtermometria, que revelaram dois tipos principais de fluidos: (1) fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade (2,17 a 4,97% em peso de NaCl eq.) e moderada a alta temperatura (167 a 315° C), e (2) fluidos aquosos de baixa a moderada salinidade (0,35 a 10,75% eq. NaCl) e baixa temperatura (137 a 265° C). Esses fluidos exibem pressões que variam de 0,4535 a 4,673 MPa. As características dos fluidos estudadas nesse projeto apresentaram características mais próxima ao tipo de inclusões fluidas de depósitos epitermais, embora o garimpo do Pé Quente tenha sido interpretado como similar aos depósitos do tipo Au-pôrfiro.

Neste contexto, a precipitação do minério do garimpo Pé Quente poderia estar relacionada à uma mistura de fluidos que favoreceu o rebaixamento de temperatura,

redução do pH e aumento da f_{O_2} , que resultaram em uma diminuição na solubilidade do ouro, com sua consequente precipitação.

Palavra-chave: Provincia Mineral de Alta Floresta; Inclusão Fluida; Microtermometria,

Abstract

The Alta Floresta Mineral Province (PMAF) region is located at south of the Amazon Craton, in the northern portion of the state of Mato Grosso. The PMAF consists essentially of plutonic, volcanic and Paleoproterozoic sedimentary rocks. It hosts more than a hundred small tonnage and medium to high grade gold deposits along a 500 km extension, WNW-ESSE direction. The primary mineralizations in the province are grouped into three main typologies: (i) veins and ore disseminated in granitoids with ages ranging from 1.97 to 1.87 Gy (where is located the Pé Quente mine, the subject of this work); (ii) structurally controlled sulphide veins embedded in faults and shear zones that truncate the basement; and (iii) epithermal polymetallic veins, housed in volcanic rocks, porphyries and sedimentary rocks ranging from 1.97 to 1.78 Gy.

The Pé Quente deposit is hosted in granitic rocks with compositions from monzonite and monzodiorite to granodiorite, with geochemical affinity with the oxidized calc-alkaline series, from medium to high potassium, meta- to peraluminous, belonging to the magnetite series (granite type I). The mineralized zones of the mining are represented by pyrite \pm chalcopyrite \pm hematite \pm barite \pm gold, essentially disseminated in alteration zones presenting muscovite + quartz + pyrite (Assis, 2015).

Although the main geological attributes of the deposit are relatively well balanced, the study of fluid inclusions corresponds an important tool to obtain the main physical-chemical parameters of the mineralizing fluid (g.e. temperature, pressure, saline system, salinity, density), in addition to possible compositional variations of it at the evolutionary process. In this context, this work has as theme the study of fluid inclusions in hydrothermal quartz in the muscovite alteration zone, in the widespread Au \pm Cu of Pé Quente mine.

Studies of fluid inclusions were carried out through petrographic characterization and microthermometry, which revealed two main types of fluids: (1) low salinity aquo-carbon fluids (2.17 to 4.97 wt% NaCl eq.) and moderate to high temperature (167 to 315°C), and (2) low to moderate salinity (0.35 to 10.75 wt% NaCl eq.) and low temperature (137 to 265°C) aqueous fluids. These fluids exhibit pressures ranging from 0.4535 to 4.673 MPa. The characteristics of the fluids studied in this project presented characteristics closer to the type of fluid inclusions of epithermal deposits, although the Pé Quente mine has been interpreted as similar to Au-porphyry deposits.

In this context, the precipitation of ore from the Pé Quente garimpo could be related to a mixture of fluids that favored the lowering of temperature, reduction of pH and increase of fO₂, which resulted in a decrease in the solubility of gold, with its consequent precipitation.

Key-Words: Alta Floresta Gold Province; Fluid Inclusion; microthermometry

Sumário

1. INTRODUÇÃO	1
2. PROBLEMÁTICA e JUSTIFICATIVA	2
3. OBJETIVOS	2
4. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	3
4.1 Geologia regional.....	3
4.2 Garimpo Pé Quente.....	10
4.5 Inclusões fluidas	12
4.5.1 Petrografia das inclusões fluidas.....	12
4.5.2 Inclusão fluidas em depósitos minerais hidrotermais.....	16
4.5.3 Depósitos epitermais.....	19
4.5.4 Deposito do tipo pôrfiro.....	22
5. MATERIAIS E MÉTODOS	25
5.1 Seleção e proveniência das amostras.....	25
5.2 Pesquisa bibliográfica.....	26
5.3 Petrografia das inclusões fluidas.....	26
5.4 Microtermometria de inclusões fluidas em quartzo.....	27
6. RESULTADOS OBTIDOS	28
6.1 Petrografia da alteração hidrotermal e mineralização associada.....	28
6.2 Petrografia e microtermometria das inclusões fluidas.....	31
6.4 Microtermometria das inclusões fluidas.....	32
7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	39
8. CONCLUSÕES.....	43
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	44
Anexo I	50

Índice de figuras:

Fig 1. Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico, (A) Santos et al. (2000) e (B) Tassinari & Macambira (1999).

Fig 2 - Mapa geológico simplificado do Cráton Amazônico (Juliani et al., 2021) apontando as principais províncias metalogenéticas. Províncias geocronológicas; domínios tectônicos. Gravimetria de Solimões e bacias do Amazonas, com principal anomalia Bouguer definida pela linha azul (variação de +60 a-70 mGal, cores quentes a frias). Dados compilados de Lagler et al., (2019), Bomfim et al., (2013) Tassinari et al., (2004) e Santos et al., (2000).

Fig 3. Mapa geológico em escala 1:25.000 da porção leste do AFMP, com representação dos principais depósitos auríferos primários da região (Extraído de Trevisan et al., 2021). Em destaque está a localização do garimpo Pé Quente.

Fig. 4. Mapa geológico do garimpo Pé Quente: (A) de seus arredores; e (B) de detalhe, com a localização dos principais corpos de minério. Extraído de Assis (2015).

Fig. 5 – Representação dos modos de ocorrência, segundo a classificação paragenética, dos tipos de inclusões fluidas, baseadas em Roedder (1981): primário – P; secundárias – S e pseudo-secundárias – PS. (in Van den Kerkhoff 2011).

Fig 6. Resumo do diagrama de temperatura de homogeneização-salinidade para inclusões de diferentes tipos de depósito. Existem casos fora dos intervalos mostrados (Wilkinson, 2001).

Fig. 7. Modelos propostos para a formação de depósitos de pórfiro e epitermais mostrando a possível natureza de fluidos hidrotermais e os tipos de inclusão de fluidos observados, solidificando e resfriando o magma para baixo com isotermas (linhas tracejadas), formação de sílica vuggy e subsequente mineralização Cu-Au. Linhas tracejadas pretas indicam imiscibilidade bifásica assumida. (a) Formação de depósitos a partir de líquidos hipersalinos; (b) Formação de depósitos a partir de líquidos moderadamente salinos; (c) Formação de depósitos a partir de vapor de alta temperatura; (d) Formação de depósitos de vapor contraído (Extraído de Tsuruoka, 2017)

Fig. 8. Resumo dos dados de inclusão de fluido para depósitos epitermais de minério de acordo com o estado de sulfidation do depósito (Bodnar et al., 2014)

Fig 9. Diagrama modelo de P-T de inclusões fluidas formadas em depósitos de pórfiro (Wilkinson,2001).

Fig. 10. Relação das temperaturas de homogeneização e salinidades de inclusões fluidas rico em líquido, rico em vapor e contendo halita representadas em função da zona de alteração (potássica, filica e argílica) (Bodnar et.al, 2014).

Fig 11. Fotomicrografias da paragênese dos principais halos hidrotermais do garimpo Pé Quente: (A) aspecto de “sujo” da alteração potássica com geração de K-Feldspato sobre o plagioclásio; (B) Alteração sericitica pervasiva a partir da substituição do plagioclásio; (C) Calcita xenomórfica de granulação fina a média em zona de alteração carbonática; (D) Muscovita em substituição dos feldspatos; (E) Vénulas de sobre feldspato; (F) Bolsão com cristais de epidoto granular idiomórfico a sub-idiomórfico; (G) Clorita com birrefringência anômala (roxo-azulada) em halo de alteração propilítica; (F) Pirita sub-idiomórfica em zona de alteração com muscovita e sericita.

Fotomicrografias (A-G): polarizadores cruzados; (H) polarizador paralelo. Abreviações: Cal: calcita; Chl: clorita; Ep: epídoto; Kfds: K-Feldspato; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qtz: quartzo.

Fig. 12 (A) Esquema representativo do modo de ocorrência das inclusões no quarto hidrotermal do garimpo Pé Quente. Inclusões do Tipo I – monofáticas, Tipo II – aquosas bifásicas e Tipo III- aquo-carbônicas. Ocorrências primarias (P) em geral isoladas e secundarias (S) e pseudo-secundárias (SP) associadas ao longo de trilhas; (B) Inclusões fluidas aquosas bifásicas de origem primária; e (C) Inclusão fluida aquo-carbônica primária.

Fig.13. Gráfico de frequência para as temperaturas registradas para o eutético das inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa.

Fig.14. Gráfico de frequência para as temperaturas de fusão de clatrato obtidas para as inclusões aquosas bifásicas do tipo IIb e aquo-carbônicas.

Fig.15. Gráfico de frequência para as temperaturas de fusão de gelo obtidas para as inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e IIb.

Fig.16. Gráfico de frequência para salinidade das inclusões aquo-carbônicas e para inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e IIb

Fig.17. Gráfico de frequência para as temperaturas de homogeneização total para as inclusões aquo-carbônicas e para inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e IIb

Fig.18. Gráfico de frequência para as temperaturas de fusão do CO₂ obtidas para as inclusões aquo-carbônicas.

Fig.19. Gráfico de frequência para as temperaturas de homogenização do CO₂ obtidas para as inclusões aquo-carbônicas.

Fig.20. Gráfico de frequência para densidade das inclusões aquo-carbônicas e para inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e IIb

Fig.21. Gráfico de frequência para pressão das inclusões aquo-carbônicas e para inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e IIb.

Fig.22. Gráfico de salinidade vs. temperatura de homogeneização total das inclusões aquo-carbônicas e para inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e II.

Fig.23. Temperaturas de homogeneização e salinidades de inclusões aquosas (H₂O–NaCl) e aquo–carbônica (H₂O–NaCl–CO₂) aprisionadas no quartzo dos depósitos de ouro da Província Mineral Juruena (Juliani et al.,2021)

Fig.24 Compilação dos dados térmicos para diferentes halos hidrotermais no deposito Pé Quente. A alteração sericítica e potássica segundo as equações de Zack et al. (2004) e Watson et al. (2006) para geotermometria do rutilo utilizada por Souza (2018); A alteração propilítica e clorítica segundo as equações Cathelineau & Nieva (1985), Zang & Fyfe (1995) e Caritat et al. (1993) para geotermometria da clorita utilizadas por Calaboni (2018); A alteração sericítica segundo as equações Cathelineau & Nieva (1985), Jowett (1991) e Bourdelle et al. (2013b) para geotermometria da clorita utilizadas por Pereira (2017); E a alteração sericítica segundo as equações de Eslinger et al. (1979) e Zheng (1993) por meio do fracionamento isotópico δ¹⁸O do par mineral quartzo sericitita-muscovita utilizada por Assis (2015). A alteração muscovitica com os dados coletados nesse projeto em relação aos tipos de inclusões.

Índice de Tabelas:

Tabela 1. Amostras estudadas

Tabela 2. Dados microtermométricos das inclusões fluidas descritas para o garimpo Pé Quente.

1. INTRODUÇÃO

A região denominada como Província Mineral de Alta Floresta (PMAF) está inserida na Província tectônica Mineral Juruena localizada na porção sul do Cráton Amazônico, no extremo norte do Estado de Mato Grosso. Corresponde a uma faixa alongada de direção WNW-ESSE, majoritariamente constituída por granitoides, rochas vulcânicas e sedimentares de idade do paleoproterozoico, geradas em ambientes de arcos continentais (Paes de Barros, 2007; Alves et al., 2019; Rizzotto, et al., 2019; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021). A depender do modelo geotectônico adotado para a compartimentação do cráton, a Província encontra-se inserida na parte norte da província geocronológica Rio Negro–Juruena (1,8-1,55 Ga) no modelo de Tassinari & Macambira (1999), ou inserida na província geocronológica-geotectônica do Tapajós–Parima (2,03-1,88 Ga) de acordo com o modelo geotectônico de Santos et al. (2000).

Nesse cenário, dezenas de ocorrências auríferas primárias de pequeno porte (< 5t) e de moderados teores, concentram-se ao longo do cinturão Peru-Trairão, de direção WNW-ESSE (Paes de Barros, 2007; Miguel, 2011). Essas ocorrências, em conjunto às secundárias, produziu aproximadamente 160 toneladas de minério aurífero no período de 1980 a 1990 (Paes de Barros, 2007), responsável por destacar a região no panorama mineral nacional.

Com base no estilo da mineralização, as diversas ocorrências auríferas no setor leste da PAAF, alvo de grande estudo, tem sido agrupadas em (Xavier et al., 2008; Assis et al., 2014; Juliani et al., 2021): (i) veios e minério disseminado em granitoides com idades que variam de 1,97 a 1,87 Ga (e.g. Pé Quente, X1, Pombo, Serrinha e Luizão); (ii) veios sulfetados estruturalmente controlados por falhas no embasamento (e.g. Paraíba, Aguinaldo, Edu, Peteca, Serrinha do Guarantã); e (iii) veios polimetálicos epitermais, alojados em vulcânicas, pórfiros e vulcanossedimentares de 1,97 a 1,78 Ga (e.g., Bigode, Francisco e Luiz) (Bettencourt et al., 2016; Assis et al., 2017; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021). No conjunto, as ocorrências enquadradas nos estilos (i) e (ii) têm sido interpretadas como similares aos sistemas Au-pórfiro, enquanto as do tipo (iii), equivalentes a epitermais *low-* a *intermediate sulfidation* (Assis et al., 2014; Assis, 2015; Betencourt et al., 2016; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021).

Neste contexto, destaca-se o garimpo aurífero do Pé Quente, uma das mais conhecidas zonas auríferas disseminados em granitoides da província (Assis, 2011), e objeto de estudo desse trabalho. O garimpo está hospedado em granitos cálcio-alcalinos oxidados (granitos tipo I) com idades que variam de 1,97 a 1,90 Ga (Miguel, 2011; Assis, 2015). Suas zonas mineralizadas são representadas por pirita ±

calcopirita ± hematita ± barita ± ouro, disseminadas no halo de alteração com sericita + muscovita + quartzo + pirita (Assis, 2015).

Esse trabalho, portanto, tem por objetivo a determinação dos tipos de fluidos hidrotermais, da zona mineralizada no garimpo Pé Quente, por meio do estudo de inclusões fluidas, com estimativas das condições de pressão e temperatura mínimas de aprisionamento do fluido. Tais informações serão essenciais na compreensão do desenvolvimento de sistemas hidrotermais da Província, em especial, os que ocorrem alojados em granitoides.

2. PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Embora o garimpo Pé Quente se localiza em um dos setores mais conhecidos da Província, por ter concentrado vários garimpos com minério disseminado e venular em granitos, as características físico-químicas do fluido responsável pela formação de suas zonas mineralizadas foram pouco exploradas e discutidas. Essas características incluem densidade, salinidade, composição, tipo de fluidos, temperatura e pressão mínimas de aprisionamento, as quais representam informações essenciais ao entendimento da evolução e dinâmica do fluido mineralizante e, portanto, na compreensão de modelos genéticos. Esses dados permitem esclarecimentos quanto a processos de concentração e precipitação de minério (e.g. *boiling*, imiscibilidade, mistura de fluidos), além de evidências quanto o grau de envolvimento de fontes de fluidos diversas.

Nesse sentido, a análise de inclusões fluidas por microtermometria corresponde a uma importante ferramenta para obtenção dos principais parâmetros físico-químicos do fluido mineralizante, além de eventuais variações compostionais no decorrer de seu processo evolutivo.

Com isso, será possível avaliar, de modo mais consistente e crítico, o modelo genético proposto ao Pé Quente. Ademais, de modo a permitir uma melhor compreensão quanto o papel do magmatismo granítico na gênese das mineralizações auríferas disseminadas em granitos existentes na Província de Alta Floresta.

3. OBJETIVOS

Esse projeto tem por objetivo principal a identificação e caracterização físico-químicas dos tipos de fluidos, importantes na compreensão de seu caminho evolutivo, bem como operantes durante a precipitação do minério. Esses objetivos foram alcançados, sobretudo, por meio do estudo de inclusões fluidas. Esse projeto, portanto, auxiliará no entendimento da evolução metalogenética das ocorrências auríferas da Província de Alta Floresta.

4. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Geologia regional

A região denominada como Província Mineral de Alta Floresta (PMAF) (Souza *et al.*, 2005), está inserida na Província tectônica Mineral Juruena localizada na porção sul do Cráton Amazônico, na parte norte da província geocronológica Rio Negro–Juruena (1,8-1,55 Ga) no modelo de Tassinari & Macambira (1999), ou nas províncias geocronológicas-geotectônicas do Tapajós–Parima (2,03-1,88 Ga) e Rondônia–Juruena (1,85-1,54 Ga), de acordo com o modelo geotectônico de Santos *et al.* (2000).

No modelo proposto por Tassinari & Macambira (1999) (Fig. 1B), entretanto, o Cráton Amazônico está subdividido em seis províncias geocronológicas de direção NW-SE: Amazônia Central (>2,5 Ga), Maroni–Itacaiúnas (2,2 a 1,9 Ga), Ventuari–Tapajós (1,9 a 1,8 Ga), Rio Negro–Juruena (1,80 a 1,55 Ga), Rondoniano–San Ignácio (1,55 a 1,30 Ga), e Sunsás (1,25 a 1,00 Ga). Esses autores também individualizaram o Iriri-Xingu, Tapajós, e domínios Peixoto de Azevedo na Província da Amazônia Central.

Na concepção de Santos (2003) e Santos *et al.* (2006) (Fig. 1A), o Cráton encontra-se subdividido em sete províncias tectônicas, as quais incluem: províncias Carajás (3,0-2,5 Ga), Amazônia Central (1,9-1,86 Ga), Transamazonas (2,26-2,01 Ga), Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga), Rio Negro-Juruena (1,82-1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,85-1,54 Ga) e Sunsás-k'Mudku (1,45-1,10 Ga).

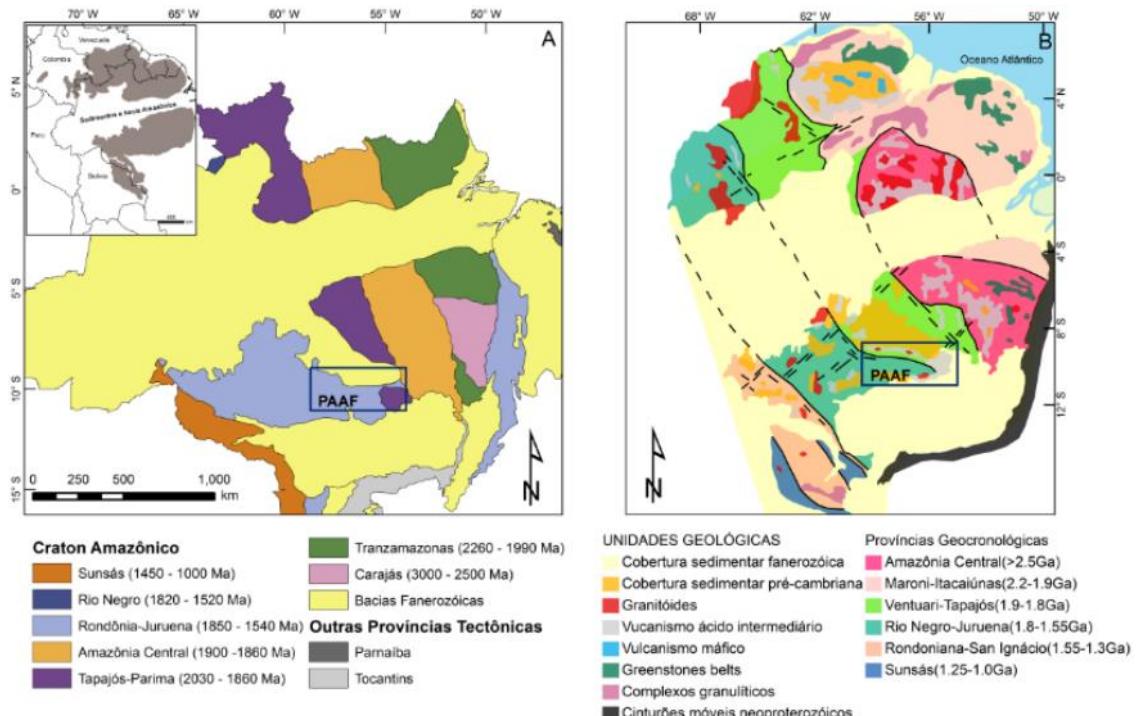


Fig 1. Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico, (A) Santos et al. (2000) e (B) Tassinari & Macambira (1999).

Independente do modelo proposto, a evolução do Cráton tem sido interpretada como produto de sucessivas orogenias do tipo oceano-continente de longa duração, eventos oceânico-oceânicos e acrecionários em direção ao Arqueano Carajumas-Itacaiúnas entre ca. 2,2 a 1,75 G. Extensos fluxos de lava, rochas vulcânicas, sedimentares e plutônicas foram originados durante pelo menos quatro grandes eventos magmáticos orogênicos ca. 2,1, 1,9, 1,88 e 1,80 Ga e dois eventos pós-orogênicos ca. 1,87 e 1,77 Ga (Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2000; Tassinari et al., 2000; Tassinari & Macambira, 2004; Cordani & Teixeira, 2007; Juliani et al., 2021).

As regiões de Alta Floresta e Peixoto de Azevedo compreendem as maiores concentrações de mineralizações de ouro da Província Mineral Juruena (Santo et al., 2000). As ocorrências minerais da PMAF (Fig. 2) são responsáveis por décadas de produção significativa de ouro no Brasil. Dezenas de depósitos de pequeno porte (< 5t Au) e de alto grau de ouro em depósitos aluvionares e disseminados em sistemas graníticos (Paes de Barros, 2007; Alves et al., 2019) foram explorados por garimpeiros ou mineradoras, que mesmo após o pico aurífero do ouro na região, a região ainda exibe comprovado potencial aurífero de pelo menos 250 t em depósitos secundários e algumas pequenas minas com filão de quartzo-sulfeto de alto teor.

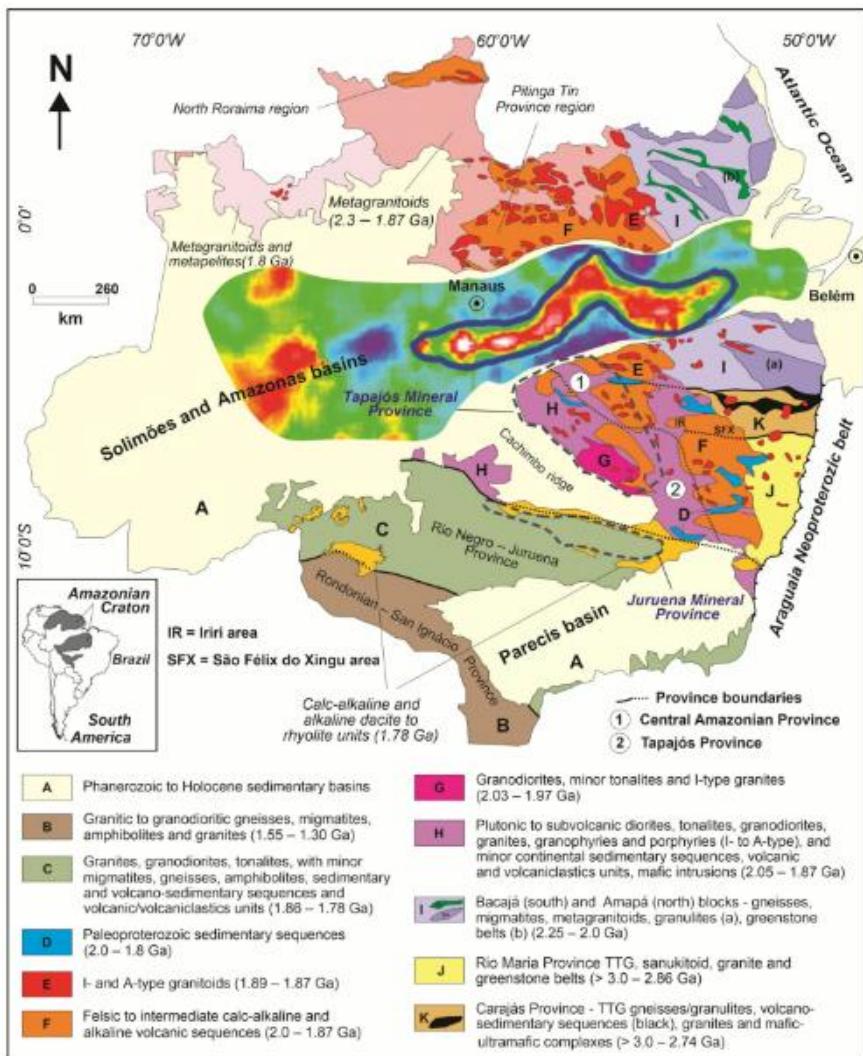


Fig 2 - Mapa geológico simplificado do Cráton Amazônico (Juliani et al., 2021) apontando as principais províncias metalogenéticas. Províncias geocronológicas; domínios tectônicos. Gravimetria de Solimões e bacias do Amazonas, com principal anomalia Bouguer definida pela linha azul (variação de +60 a -70 mGal, cores quentes a frias). Dados compilados de Lagler et al. (2019), Bomfim et al. (2013) Tassinari et al. (2004) e Santos et al. (2000).

A província é principalmente constituída por sequências graníticas, vulcânicas e rochas sedimentares geradas em arcos continentais paleoproterozoicos (Alves et al., 2019; Rizzotto, et al., 2019; Alves et al., 2020; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021). Seu segmento leste é composto por granitos e vulcânicas cálcio-alcalinas oxidadas, de médio a alto potássio, meta- a peraluminosas, pertencentes à série da magnetita (granitos tipo I), além de vulcânicas, subvulcânicas e granitoides alcalinos (granitos tipo A) em menor volume. A alteração hidrotermal, os estilos e a paragênese do minério, juntamente com inclusões fluidas e dados isotópicos, sugerem sua formação em sistemas magmático-hidrotermais paleoproterozoicos desenvolvidos em diferentes níveis crustais e posições em relação à fonte magmática (Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis et al., 2014; Assis, 2015).

O embasamento do setor leste da PMAF é representado majoritariamente por gnaisses de composição granítica e migmatitos intrudidos por granitoides foliados cálcio-alcalinos de composição tonalítica a monzogranítica (Paes de Barros, 2007; Assis, 2015), além de xistos, rochas maficas, ultramáficas e formações ferríferas bandadas (Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Alves et al., 2019). Essas rochas ocorrem ao longo de faixas estreitas, alongadas e descontínuas associadas a zonas de cisalhamento de direção NW-SE, zonas de falhamento N-S, ou englobadas por granitoides e rochas básicas (Moreton & Martins, 2005; Souza et al., 2005; Alves et al., 2019). Datações U-Pb SHRIMP em zircão de gnaisse granítico a tonalítico revelam idades entre 1.992 ± 7 Ma (Souza et al., 2005) e 1.984 ± 7 Ma (Paes de Barros, 2007). Adicionalmente as datações de Assis (2015) em zircão pelo método de SHRIMP, em rochas do embasamento, Gnaisse Nova Guarita ($1.980 \pm 8,8$ Ma) e Tonalito foliado ($1.978 \pm 8,1$ Ma).

Intrusivos no embasamento ocorrem uma série de plútuns cálcio-alcalinos oxidados (granitos tipo I) que se desenvolveram no decorrer do paleoproterozoico, além de uma unidade vulcanossedimentar, todas relacionadas à construção de arcos continentais de composição cálcio-alcalina que evoluíram para ambiente sin-colisional. Neste domínio, estão incluídas as unidades: Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa (~2,009 Ga), Suíte Pé Quente (1.979 ± 31 Ga), granitos Novo Mundo (1.970 a 1.964 Ma), Aragão (1.931 a 1.964 Ma) e Flor da Mata (Ramos, 2011). Essas unidades representam os sistemas graníticos mais antigos desse segmento da província. Com exceção do granito Flor da Mata, todos os demais hospedam mineralizações auríferas do tipo filonar ou disseminada. Essas suítes ainda são truncadas pelo granito Nhandu (1.889 ± 17 Ma a 1.848 ± 17 Ma), Suíte Granodiorítica União (1.853 ± 23 Ma), Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ± 12 Ma a $1.863 \pm 4,8$ Ma), granito Peixoto (1.792 ± 2 Ma) e o Grupo Colíder (1.786 ± 17 Ma até 1.781 ± 8 Ma) (Moura, 1998; JICA/MMAJ, 2000; Pimentel, 2001; Moreton & Martins, 2005; Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Assis, 2008; Silva & Abram, 2008; Vitório, 2010; Assis, 2015; Miguel, 2011; Ramos, 2011; Alves et al., 2019; Rizzotto et al., 2019; Alves et al., 2020). A Figura 3 ilustra o mapa geológico detalhado do setor leste, enquanto a Tabela 1 apresenta um resumo de suas principais unidades.

Em destaque a Suíte Intrusiva Pé Quente (Assis, 2011), na qual se insere a ocorrência mineral homônima, objeto de estudo deste projeto. A unidade está localizada no segmento sudoeste da PAAF, nos arredores da Nona Agrovila, região de União do Norte (MT). Corresponde a uma unidade composta por leucomonzonito médio, quartzo monzodiorito médio, monzodiorito, albítito fino, diques de granodiorito

aplítico e biotita tonalito médio, monzonito grosso, quartzo monzonito e quartzo monzodiorito (Assis, 2011; Assis et al., 2014). Estas unidades geralmente são truncadas por diques de vulcânicas básicas. Tanto o monzonito quanto o quartzo monzodiorito correspondem aos litotipos diretamente associados às zonas mineralizadas do garimpo Pé Quente. A Suíte Pé Quente exibe afinidade cálcio-alcalina de médio potássio oxidada, meta- a peraluminosa, similar aos granitos orogênicos de tipo I (Assis, 2011). A datação U-Pb por LA-ICP-MS em zircão extraído de leucomonzonito médio (Miguel, 2011) e por SHRIMP para o biotita tonalito (Assis, 2015) indicam idades de cristalização em 1.979 ± 31 Ma e $1.901 \pm 6,8$ Ma, respectivamente.

De modo intrusivo e na forma de derrames sobre as unidades supracitadas, estão os granitos, vulcânicas e rochas sedimentares (1,78-1,77 Ga), majoritariamente representadas pela Suíte Teles Pires (1.782 ± 17 a 1.757 Ma), em ambiente pós-orogênico, que engloba granitoides do tipo I a A2 (Santos, 2000; Pinho et al., 2001; Souza et al., 2005; Silva & Abram, 2008; Assis, 2011; Miguel, 2011)

No conjunto, todas essas unidades estão recobertas pelas sedimentares clásticas da Formação Dardanelos ($\sim 1.377 \pm 13$ Ma), constituída por arenito e arcóseo, depositados em bacia *pull-apart* ou *strike slip* (Saes & Leite, 2003; Souza et al., 2005).

Ademais, o Cenozoico é representado por aluviões ao longo dos principais rios da região, a exemplo do rio Teles Pires e seus tributários (Souza et al., 2005; Alves et al., 2019), que hospedam diversos plácers auríferos, muitos explorados por atividade garimpeira. Coberturas lateríticas também podem ser observadas na região, e marcam processos de laterização a partir das unidades supracitadas.

Em seu setor leste, com base no estilo da mineralização e paragênese do minério, as diversas ocorrências auríferas no setor leste da PMAF, alvo de grande estudo, foram divididas em três estilos principais (Assis et al., 2014; Juliani et al., 2021): (i) veios e minério disseminado em granitoides com idades que variam de 1,97 a 1,87 Ga (e.g. Pé Quente, X1, Pombo, Serrinha e Luizão); (ii) veios sulfetados estruturalmente controlados por falhas no embasamento (e.g. Paraíba, Aguinaldo, Edu, Peteca, Serrinha do Guarantã); e (iii) veios polimetálicos epitermais, alojados em vulcânicas e pórfiros, vulcanossedimentares de 1,97 a 1,78 Ga (e.g., Bigode, Francisco e Luiz) (Bettencourt et al., 2016; Assis et al., 2017; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021). No conjunto, as ocorrências enquadradas nos estilos (i) e (ii) têm sido interpretadas como equivalentes a sistemas Au-pórfiro, enquanto as do tipo (iii) epitermais *low-* a *intermediate sulfidation* (Assis et al., 2014; Assis, 2015;

Betencourt et al., 2016; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021). A Figura 3 ilustra o mapa geológico detalhado do setor lesta, enquanto a Tabela 1 apresenta um resumo de suas principais unidades.

A gênese das mineralizações da região de Alta floresta da Província Mineral de Juruena foram consideradas inicialmente como do tipo orogênico (Santos et al., 2000). Contudo, novos dados geológicos, petrológicos e metalogenéticos, têm permitido reinterpretar suas ocorrências auríferas como mineralizações similares a Au-pórfiros e epitermais e, portanto, derivadas de magmatismo em arcos magnáticos continentais do Paleoproterozoico (Assis, 2015; Bettencourt et al., 2016; Assis et al., 2017; Alves et al., 2019; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021). Nesses sistemas magnático-hidrotermais apresentaram fluidos com variável fugacidade variável de oxigênio, predominantemente derivados de rochas cálcio-alcalinas mais evoluídas do tipo I, favorecendo, portanto, o potencial da Província em abrigar depósito de ouro do tipo pórfiro e epitermal (Juliani et al., 2021).

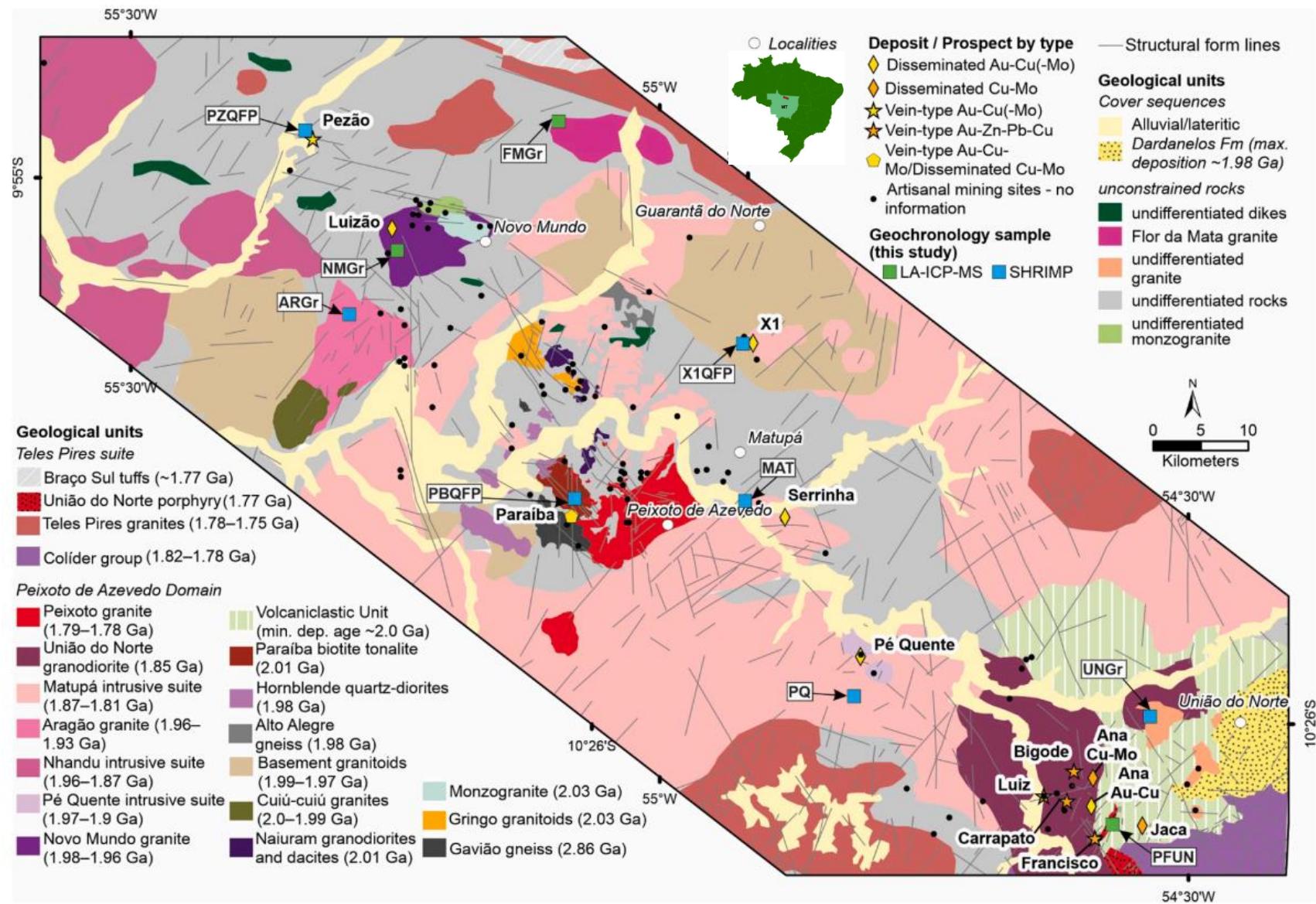


Fig 3. Mapa geológico em escala 1:25.000 da porção leste do PMAF, com representação dos principais depósitos auríferos primários da região (Extraído de Trevisan et al., 2021). Em destaque está a localização do garimpo Pé Quente.

4.2 Garimpo Pé Quente

Localizado a 35 km do município de Peixoto de Azevedo (MT), nos arredores da Nona Agrovila, o garimpo Pé Quente (Fig. 4) corresponde a um dos mais importantes sistemas auríferos disseminados em granitoides. Os alvos Nilva, Rubens, Gabriel e João Oficial representam os principais corpos de minério da região, de modo que os três primeiros atualmente estão em lavra a céu aberto, enquanto o último, em campanha prospectiva. Esses corpos ocorrem hospedados em cinco *fácies* que compõem a Suíte Pé Quente (1.979 ± 31 Ma; Assis, 2011; Miguel, 2011; Stabile, 2012): (1) leucomonzonito médio, quartzo diorito e quartzo monzodiorito médio na cava do Gabriel (1.979 ± 31 Ma; Miguel, 2011); (2) albitito fino no corpo de minério da Nilva e Rubens; (3) biotita tonalito médio no depósito do Rubens ($1.901 \pm 6,8$ Ma); (4) no João Oficial observa-se um monzogranito de granulação médio e isotrópico, com forte alteração potássica pervasiva, possivelmente correlacionável ao biotita tonalito; (5) diques aplíticos de granulação fina, levemente porfirítico e composição sienítica a quartzo sienítica, intrusivos tanto no albitito quanto no biotita tonalito.

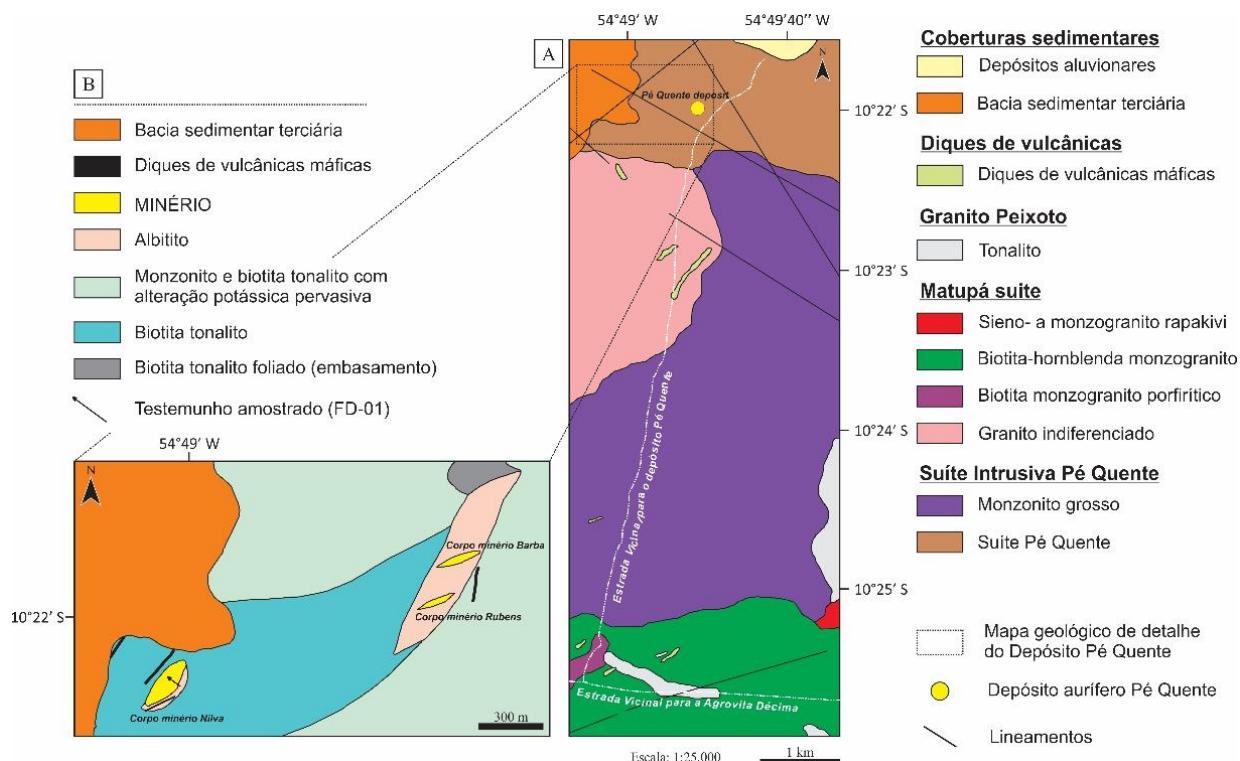


Fig. 4. Mapa geológico do garimpo Pé Quente: (A) de seus arredores; e (B) de detalhe, com a localização dos principais corpos de minério. Extraído de Assis (2015).

As rochas hospedeiras do garimpo Pé Quente foram alteradas por processos hidrotermais em intensidades distintas e variáveis, cuja evolução paragenética fora estabelecida da seguinte forma (Assis, 2011): (1) intensa alteração sódica com albita; (2) ampla alteração potássica com megacristais de K-Feldspato; (3) alteração sericítica proximal às zonas mineralizadas; (4) carbonatação intersticial com calcita fina a grossa; (5) muscovita intersticial a fissural; (6) silicificação acompanhada por brechas hidráulicas e veios de quartzo com textura em pente; (7) cloritização pervasiva com clorita magnesiana; (8) alteração sódica fissural com albita + quartzo; (9) alteração propilítica tardia e regional, representada pela associação clorita + epídoto + clinozoisita + apatita + tremolita + pirita + rutilo ± titanita ± quartzo ± calcita ± actinolita ± prehnita ± calcopirita, com clorita magnesiana proximal às zonas mineralizadas, enquanto clorita rica em ferro torna-se dominante nas porções mais distais; e (10) veios tardios de epídoto + clorita + clinozoisita com estreitos halos de ortoclásio.

A mineralização aurífera é dominada por pirita e está associada a três halos de alteração do sistema: (i) relacionado às zonas de forte alteração sódica no monzonito, no qual o ouro ocorre como inclusões de 3,5 a 185 µm na pirita; (ii) minério relacionado à alteração com muscovita+ sericita + quartzo + pirita, em que o ouro forma inclusões de 70 µm na pirita; e (iii) e vinculado às vênulas de albita + quartzo + sulfeto (Assis, 2011; Assis, et al., 2014). Cabe ressaltar que as principais e mais frequentes zonas mineralizadas estão relacionadas ao estágio de alteração com muscovita + sericita + quartzo + pirita, na qual o minério exibe paragênese representada por pirita ± barita ± hematita ± rutilo ± calcopirita ± galena, além de menores concentrações de wulfenita ($PbMoO_4$), tivanita [$V^{3+}TiO_3(OH)$], monazita e fases ricas em Te-Bi (Assis, 2011).

A datação Re-Os em concentrados de pirita provenientes do halo de alteração com muscovita + quartzo + pirita fornecem idades estaterianas de 1.792 ± 9 , 1.784 ± 9 e 1.784 ± 11 Ma para o minério (Assis et al., 2017). Esses dados são indicativos de que a metalogênese aurífera no depósito estaria atrelada ao magmatismo responsável pela geração do grupo vulcânico-sub-vulcânico do Colíder (~1,78 Ga) (Assis et al., 2017).

4.5 INCLUSÕES FLUIDAS

4.5.1 Petrografia das inclusões fluidas

Os minerais ao se formarem e/ou recristalizarem a partir de soluções fluidas, independente do ambiente geológico, suas fraturas ou defeitos cristalinos permitem o aprisionamento de pequenas porções do fluido do qual se originaram e/ou estavam em interação com consequente geração de inclusões fluidas (Roedder, 1984). O mineral que abriga essas inclusões fluidas é denominado de mineral hospedeiro (Roedder, 1984), e o fluido aprisionado, corresponde a uma amostra do sistema hidrotermal do qual o mineral foi gerado.

Em profundidade, fluidos hidrotermais são aprisionados em estado supercrítico, e relativamente homogêneo (Roedder & Bodnar 1997; Goldstein & Reynolds 1994). Entretanto, após seu aprisionamento e consequente formação de inclusões fluidas, o fluido se resfria, se estabiliza, e passa por mudanças de fases. Essas mudanças, guiadas por princípios termodinâmicos, especialmente relacionados ao rebaixamento da pressão e temperatura impostas a uma condição de volume constante do fluido aprisionado (não há trocas externas, ou seja, um sistema fechado), podem ser geradas uma ou várias fases fluidas dentro da inclusão, algumas vezes, até mesmo fases sólidas. Essas mudanças de fases se estabilizam à temperatura ambiente (Roedder, 1984).

O estudo das inclusões fluidas (IF) permite a reconstituição das condições físico-químicas do fluido responsável pela geração do mineral hospedeiro, bem como das diversas fases minerais em paragênese a ele, a exemplo de óxidos e sulfetos precipitados em diversos sistemas minerais hidrotermais. Essa condição tem permitido obter e discutir processos de transporte, concentração e precipitação de metais, visto que o estudo de IF permite o acesso às condições físico-químicas operantes durante o desenvolvimento do sistema hidrotermal, a exemplo da densidade, composição, salinidade, temperatura e pressão. Essas informações têm permitido a compreensão da dinâmica evolutiva de sistemas minerais hidrotermais, tais como origem e evolução dos fluidos hidrotermais e, portanto, genéticas. Contudo, para que estudos dessa natureza sejam possíveis, algumas premissas precisam ser adotadas, as quais são conhecidas como “Regras de Roedder” (Bodnar 2003a; Roedder & Bodnar 1997). Essas regras atestam que o fluido representa a solução original, ou seja, não houve adição ou remoção de componentes da inclusão após seu aprisionamento, e que a densidade e a composição do fluido permaneceram constantes após o seu

aprisionamento, isto é, a IF comporta-se como um sistema fechado, no qual o volume da cavidade que aprisiona o fluido não aumentou ou diminuiu após o aprisionamento.

Parâmetros que podem ser estimados em relação aos fluidos, dadas às suas condições ideais, podem ser exemplificados pela pressão e temperatura mínima de aprisionamento da inclusão fluida, sua composição em termos do sistema químico dominante, densidade e salinidade do fluido. Com essas informações correlacionadas a uma geração específica de inclusões fluidas, permitem fazer inferências sobre a origem e a modificação de um fluido durante a evolução do sistema (Goldstein & Reynolds, 1994, Roedder & Bodnar, 1997) e, portanto, discutir processos operantes na gênese de depósitos minerais hidrotermais.

4.5.2 Classificação das inclusões fluidas

Por meio de critérios petrográficos, é possível classificar as IF em função da temporalidade de sua formação em relação ao mineral hospedeiro (classificação paragenética), bem como em relação ao seu número de fases.

A classificação paragenética baseia-se na relação temporal das inclusões fluidas com o mineral hospedeiro. Segundo Roedder (1984) e Goldstein (2003), as inclusões fluidas podem ser classificadas da seguinte forma:

- **Inclusões primárias:** são formadas durante o crescimento do cristal hospedeiro e, portanto, são cogenéticas a ele. Seu critério de identificação está relacionado a forma e orientação das inclusões em relação ao crescimento do mineral. O fluido aprisionado corresponde a uma amostra da solução presente no momento de formação do mineral e aprisionamento do fluido (inclusões sin-cristalinas);
- **Inclusões secundárias:** são aprisionadas após a formação do mineral hospedeiro, por meio de fraturas que cortam suas zonas de crescimento, as quais são preenchidas e cicatrizadas pelo fluido (pós- cristalinas);
- **Inclusões pseudo-secundárias:** são inclusões fluidas semelhantes a secundárias, no qual são aprisionadas ao longo de fraturas ou zonas deformadas que cicatrizaram, porém, o fluido aprisionado é seguido por um novo crescimento do cristal, que no conjunto, geram características petrográficas com aparência de secundárias, embora sua origem seja semelhante às primárias. O fluido, portanto, é contemporâneo ao período de crescimento do cristal (sin-cristalinas em microfraturas).

Há evidências e texturas que permitem a identificação petrográfica das inclusões fluidas (Fig. 5). As IF primárias podem se apresentar paralelamente às zonas de crescimento ou faces do cristal. Elas são relativamente maiores em relação a outras IF e podem ocorrer isoladas. As inclusões fluídas secundárias, por sua vez, são reconhecidas por aparecerem dispostas de forma a cortar todas as zonas de crescimento do cristal, ao longo de fraturas cicatrizadas e obtendo formas estreitas, planas ou irregulares. Outra categoria existente são as inclusões fluídas pseudo-secundárias que se assemelham às secundárias, porém, ocorrem alinhadas segundo fraturas que obrigatoriamente terminam em uma zona de crescimento do cristal.

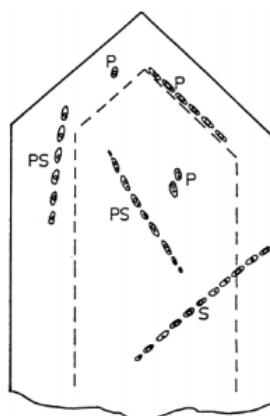


Fig. 5 – Representação dos modos de ocorrência, segundo a classificação paragenética, dos tipos de inclusões fluidas, baseadas em Roedder (1981): primário – P; secundárias – S e pseudo-secundárias – PS. (in Van den Kerkhoff 2011).

A IF está centrada na quantidade de fases observadas à temperatura ambiente (25° C), as quais representam uma diversidade de combinações de fases em estado líquido, gasosas ou sólida. O tipo e composição do fluido contido nas inclusões podem ser variáveis, desde inclusões de *melt* silicatados (*melt inclusions*; derivadas diretamente da cristalização de magmas), até inclusões aquosas, inclusões com sólidos e hidrocarbonetos, inclusões gasosas, geralmente enriquecidas em CO_2 (Samson et al., 2003). De acordo com Shepherd et al. (1985), as inclusões fluidas, segundo o número de fases, podem ser classificadas da seguinte forma (observações à temperatura ambiente):

- **Monofásicas (L ou V):** sistema mais simples, no qual a inclusão é preenchida por uma única fase que pode estar em estado líquido (normalmente aquoso) ou por uma fase vapor (e.g. CO_2 , CH_4 , H_2O , N_2 , ou mistura entre esses componentes).

- **Bifásicas (L+V ou V+L):** inclusões constituídas por duas fases (líquido + vapor). Existe uma grande variedade quanto a proporção relativa entre as fases envolvidas. A fase líquida pode predominar em relação à de vapor e, portanto, ocupar até 90% do volume total da inclusão. As inclusões podem, entretanto, ser ricas em vapor (V+L), com predomínio desta sobre a líquida.

- **Polifásicas (S+L ± V ou L + V ± S):** contém fases sólidas denominadas de minerais filhos (*daughter minerals*), além de uma fase líquida e uma fase vapor. Inclusões fluidas contêm normalmente fases sólidas em conjunto à fase fluida. Os sólidos podem ser de minerais filhos (*daughter minerals*), quando formados a partir de um fluido homogêneo, ou então, sólidos acidentais, quando gerados a partir do aprisionamento de um fluido heterogêneo. De modo geral, os minerais filhos representam fases sólidas precipitadas após o aprisionamento da inclusão, devido a mudanças termodinâmicas neste fluido

- **Inclusões imiscíveis (L₁ + L₂ ± V):** são inclusões constituídas por dois líquidos imiscíveis, um aquoso e outro rico em CO₂. A fase vapor rica em CO₂ também pode estar presente dependendo da densidade global da fase rica em CO₂. Em inclusões trifásicas, a fase aquosa envolve a fase líquida rica em CO₂, e apresenta uma fase vapor rica em CO₂.

- **Inclusões de vidro ou melts:** são inclusões aprisionadas a partir de *melts* silicatados em qualquer uma das formas de inclusões supracitadas ou como inclusões de vidro derivadas do rápido resfriamento do magma. Podem estar presentes em conjunto com fases líquidas, sólidas ou de vapor.

O grau de preenchimento é uma caracterização importante para inclusões fluidas, e válida para qual quer tipo de inclusão (Noronha, 1998). Essa caracterização é definida como a porcentagem de ocupação da fase líquido dentro da inclusão. Esse parâmetro está relacionado com a temperatura de homogeneização e com a densidade do fluido.

Os grupos de inclusões que se formaram ao mesmo tempo, nas mesmas condições de pressão e temperatura e que apresentam a mesma composição de fluídos aprisionados podem ser denominados de associações de inclusões fluidas – FIA (Goldstein, 2003).

4.5.2 Inclusão fluidas em depósitos minerais hidrotermais

Inclusões fluidas representam uma das técnicas mais diretas e, na maioria dos casos, a mais precisa para estimar as temperaturas mínimas de formação do minério e, portanto, as condições sob as quais os processos de precipitação de minério durante a gênese de depósitos minerais hidrotermais. Sorby (1858), foi um dos primeiros pesquisadores a descrever inclusões fluidas em amostras provenientes de zonas mineralizadas de depósitos hidrotermais. Tais informações permitiram diversas conclusões sobre processos genéticos e mecanismos de transporte e precipitação de metais, porém, suas ideias foram refutadas por muitos anos até então serem amplamente utilizadas e discutidas no meio científico.

A determinação das relações de tempo das diferentes inclusões encontradas é o estágio mais importante, ainda que apresente dificuldades e frequentemente inconclusivo. É comumente assumido que inclusões primárias ou pseudo-secundárias hospedadas por minerais de ganga transparentes que mostram uma associação puramente espacial com minerais de minério são representativas do fluido de formação de minério. Porém, muitas vezes não é documentada de forma conclusiva as evidências da co-precipitação. Nessas situações, o uso do equilíbrio isotópico pode fornecer a relação temporal entre minério e minerais de ganga, assim como a ocorrência de inclusões de minerais de minério dentro do próprio mineral de ganga (Wilkinson, 2001).

Sendo definida a relação temporal entre as fases de ganga com inclusões fluidas e o minério, outro problema que pode surgir é a respeito do tempo de diferentes gerações de inclusão dentro da fase de ganga, uma das vantagens concedidas aos trabalhadores em depósitos de minério hidrotérmico é que os veios normalmente registram uma série de estágios de crescimento mineral, cuja sequência, ou paragênese, pode ser resolvida utilizando petrografia microscópica (Wilkinson, 2001). O uso de uma sequência paragenética mineral na restrição cronológica das inclusões de fluidos fornece uma abordagem útil para ajudar a evitar interpretações errôneas não apenas a respeito do tempo aprisionamento da inclusão, mas também, de toda a assembleia paragenética.

Embora a classificação das inclusões fluidas não corresponda a uma tarefa trivial, sobretudo aquelas que ocorrem em diferentes tipos de depósitos, alguns parâmetros podem ser constantes para sua caracterização (e.g. temperatura de homogeneização e salinidade, expressa em % eq. de NaCl). Embora essas propriedades não sejam funções diretas da temperatura e salinidade do fluido, a relação geral que existe e a variabilidade natural desses dois parâmetros em sistemas

hidrotérmal os torna úteis para fins comparativos. Na Figura 6 representa uma compilação de informações de Th e salinidade de diferentes tipos de depósito (Roedder ,1984),

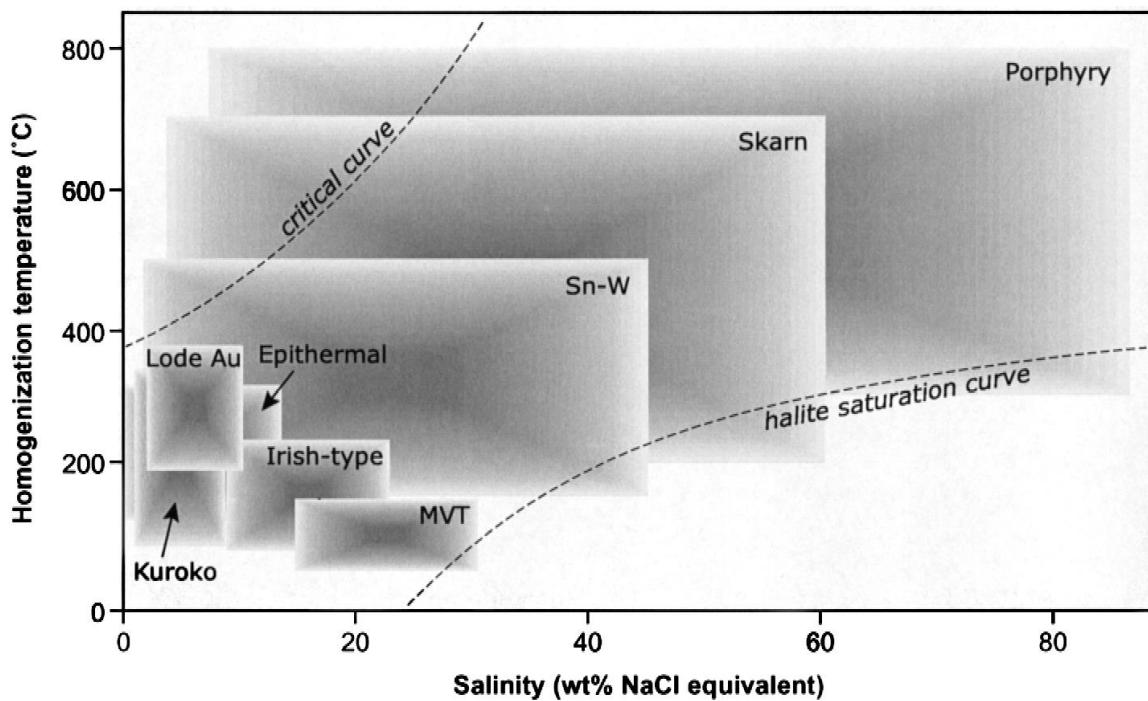


Figura 6. Resumo do diagrama de temperatura de homogeneização-salinidade para inclusões de diferentes tipos de depósito. Existem casos fora dos intervalos mostrados (Wilkinson, 2001).

As propriedade dos fluidos refletem suas condições de formação, como no caso dos depósitos epitérmais formados principalmente a partir da mistura de fluidos derivados da superfície que circularam em uma profundidades rasa da crosta e são, portanto, caracterizados por fluidos de baixa salinidade e uma faixa de temperaturas de homogeneização que, por causa das pressões de aprisionamento geralmente baixas envolvidas, servem como uma aproximação das temperaturas de aprisionamento, abrangendo um intervalo de <100 a ~300° C (Wilkinson, 2001).

Em muitos depósitos de minério, processos físicos como a separação de fases e mistura de fluidos são indiscutivelmente os mecanismos mais importantes que resultam na deposição econômica de do minério (Skinner, 1997). Para as condições de precipitação efetiva do minério em um volume limitado da rocha são frequentemente citados como causas da deposição de minério em depósitos hidrotermais, os processos de *boiling* e/ou efervescência em sistemas ricos em voláteis, e mistura de fluidos (Wilkinson,2001).

O “*boiling*”, ou efervescência, resulta na produção de vapores, em sistemas abertos, ocorrendo a perda de H₂O e de outros voláteis. Como resultado, o líquido

residual torna-se mais salino. Ademais, na expansão adiabática, a fase líquida também pode se resfriar. As variações de salinidade ocorrem por “boiling” em fraturas restritas, porém, as variações significativas da salinidade, de fato, são mais prováveis de serem controladas pela mistura do fluido. Devido as condições da salinidade do fluido, uma vez que só pode ser facilmente modificada pela adição ou remoção de água, ou pela mistura com uma solução mais ou menos salina. As medições de salinidade são, portanto, muito úteis para inferir a presença de dois fluidos e estimar a extensão da mistura entre eles. E por meio dos dados de temperatura T_h e de salinidade, podem produzir uma distribuição de dados em um gráfico binário da temperatura de homogeneização total (T_{ht}) vs. salinidade.

Muitos fluidos hidrotermais relacionados ao transporte e deposição de minerais de minério contêm outros voláteis além de H_2O , em particular o CO_2 . A concentração elevada de CO_2 causa um efeito marcante no aumento da pressão ao longo da curva líquido-vapor e na expansão da curva líquido-vapor em um campo de pressão-temperatura (Shepherd et al., 1985). A consequência desses efeitos é que a separação de fases pode ocorrer em pressões mais altas e, portanto, em profundidades maiores do que em soluções simples de água salgada e possibilitando de forma mais ampla condições P-T na crosta sob as quais a separação de fases pode ocorrer. Essa propriedade tem significado direto no que diz respeito à formação de minério, por exemplo depósitos de ouro mesotermal, o conteúdo de CO_2 é geralmente alto e o CO_2 líquido é comumente observado nas inclusões. No entanto, muitos depósitos de minério, particularmente aqueles que se formam em ambientes epitérmicos e magmático-hidrotérmicos, estão associados a fluidos contendo baixas concentrações de CO_2 tipicamente <3% molar (Bodnar et al., 1985). A evolução de fluidos nos depósitos de pôrfiro e epitermal estão relacionado a sua composição e acabam refletindo nos tipos de inclusões observadas (Fig. 7)

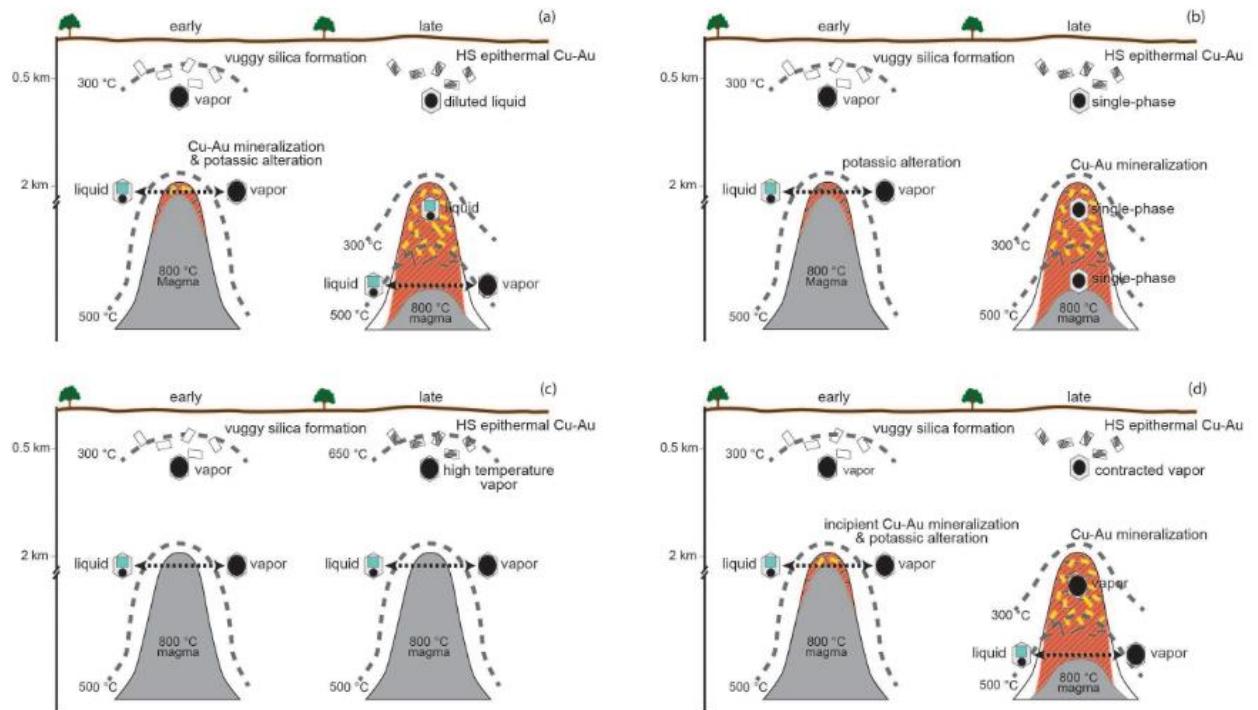


Fig. 7. Modelos propostos para a formação de depósitos de pórfiro e epitermais mostrando a possível natureza de fluidos hidrotermais e os tipos de inclusão de fluidos observados, solidificando e resfriando o magma para baixo com isotermas (linhas tracejadas), formação de sílica vuggy e subsequente mineralização Cu-Au. Linhas tracejadas pretas indicam imiscibilidade bifásica assumida. (a) Formação de depósitos a partir de líquidos hipersalinos; (b) Formação de depósitos a partir de líquidos moderadamente salinos; (c) Formação de depósitos a partir de vapor de alta temperatura; (d) Formação de depósitos de vapor contraído (Extraído de Tsuruoka, 2017)

4.5.3 Depósitos Epitermais

Sistemas epitermais são derivados do ambiente magmático-hidrotermal raso e, portanto, próximo à superfície, com profundidades $2 < P < 1,5$ km e temperaturas $< 300^{\circ}\text{C}$ (Taylor, 2007). A sua mineralização pode variar em rica em Au, Au-Ag, Ag-metáis base ou apenas depósitos de metal base (Heald et al., 1987; White e Hedenquist, 1990) e ocorre como *low-sulfidation*, *intermediate-sulfidation* e *high-sulfidation* (Sillitoe e Hedenquist, 2003). Cada classe de depósito epitermal exibe uma alteração característica e assembleia mineral de minério.

Conforme observado por Bodnar et al. (1985b) grande parte da ganga em depósitos epitermais é inadequada para estudos de IF visto os minerais exibirem textura muito granulada ou recristalizada de sílica amorfa ou calcedônia (Dong et al., 1995; Moncada et al., 2012; Sander & Black, 1988).

Nessas fases, não é representativo do fluido que depositou o material de ganga e, presumivelmente, a mineralização epitermal. Por necessidade, muitas inclusões que foram medidas de depósitos epitermais são inclusões secundárias porque poucas inclusões primárias associadas à deposição de minério estão presentes. Embora essas inclusões não tenham sido estudadas como IF primário, elas são consideradas representativas das condições de fluido durante a formação do minério (Bodnar et. al, 2014).

As temperaturas de homogeneização (Th) de IF em depósitos epitermais variam de <100 a > 450° C, com 90% dos dados entre cerca de 120 e 310° C. As salinidades variam de 0 a > 40% em eq. NaCl, sendo a maioria das salinidades <10% eq. NaCl (Fig.7). Depósitos de metais de base e preciosos tendem a ter uma menor salinidade, porém, todas as salinidades > 15–20% em eq.NaCl são de depósitos ricos em metais de base ou de depósitos de enargita de ouro de *high-sulfidation* (Bodnar et.al, 2014)

Em sistemas do tipo *high-sulfidation*, as temperaturas de homogeneização das IFs em depósitos de metais preciosos e de base variam de 100 a ~345° C, enquanto as salinidades se distribuem de 0 a 23% eq. NaCl, sendo as a temperaturas e salinidades maiores em depósito de metais base do que de metais preciosos. No *intermediate-sulfidation*, os depósitos apresentam uma faixa em Th de 140 a 310° C e salinidades de 0 a 12% em eq. NaCl. E por fim, os depósitos *low-sulfidation*, são quase exclusivamente depósitos de metais preciosos e mostram Th variando de 120 a 320° C e salinidade de 0 a 14% em eq. NaCl, em sua maioria <5%. A relação de dados de *high*, *intermediate* e *low -sulfidation* estão representados na Fig. 8 (Bodnar et al., 2014).

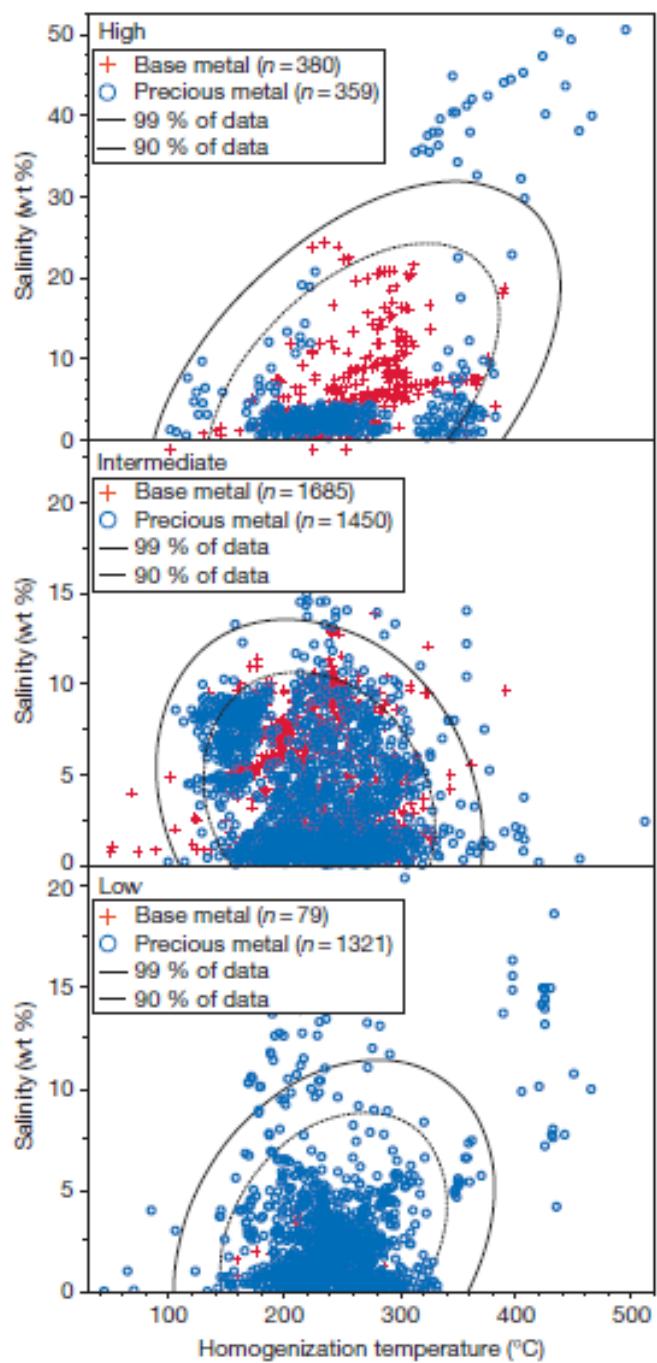


Fig. 8. Resumo dos dados de inclusão de fluido para depósitos epitermais de minério de acordo com o estado de *sulfidation* do depósito (Bodnar et al., 2014)

Nas IFs de depósitos epitermais o CO₂ geralmente não está presente como uma fase separada, devido à sua baixa concentração, embora o clatrato de CO₂ possa ser observado durante o resfriamento se o conteúdo de CO₂ exceder cerca de 1,5% molar (Roedder, 1984). Na maioria das vezes, o CO₂ nas inclusões de fluido epitermal é detectado apenas em análises por Raman (Bodnar et al., 1985b).

4.5.4 Depósitos tipo pórfiro

Os depósitos do tipo pórfiro compreendem um grupo de depósitos magmáticos-hidrotermais responsáveis pelas maiores reservas de cobre do planeta, únicas de molibdênio e consideráveis de ouro (John et al., 2010; Seedorff et al., 2005). Dentro deste grupo, vários subtipos foram identificados com base nos metais dominantes no depósito, e incluem os tipos Au, Au – Cu, Cu, Cu – Mo, Mo, Sn e W (Seedorff et al., 2005).

Embora pórfiros correspondam a sistemas muito complexos, é conhecido que seus fluidos e metais sejam derivados de intrusões de composição granítica, usualmente do tipo I (oxidadas e hidratadas), embora granitoides alcalinos também os possam desenvolver, porém, com halos hidrotermais menos desenvolvidos e, portanto, e menor escala espacial (Bodnar, 1995). A importância da infiltração de fluidos externos de baixa temperatura no sistema corresponde a um importante mecanismo de precipitação de metais, principalmente a partir do resfriamento e diluição dos fluidos magmáticos (Wilkinson, 2001).

Uma grande quantidade de propriedades de inclusões e estilos de homogeneização foram relatados de depósitos de pórfiro, com temperaturas de homogeneização geralmente na faixa de 200-700° C e salinidades principalmente na faixa de 0-70% em peso equivalente de NaCl (Wilkinson, 2001). A interpretação dos dados de inclusão dos sistemas de pórfiro é muito facilitada pelo uso dos diagramas de fase de P – T para o sistema modelo NaCl–H₂O (Fig. 9).

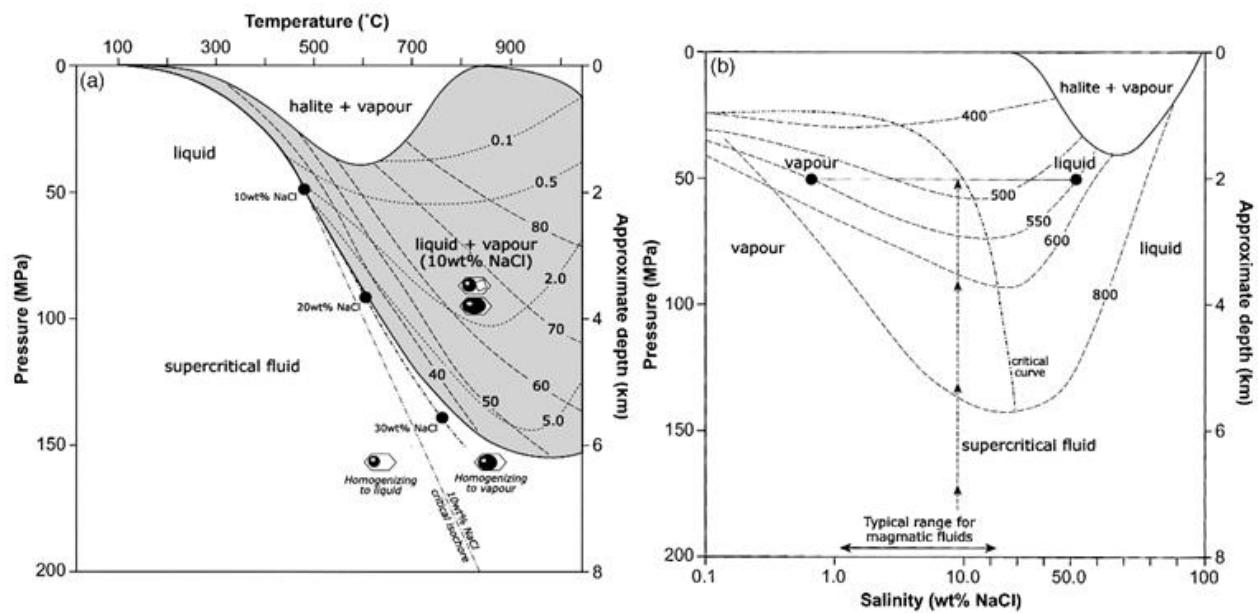


Fig 9. Diagrama modelo de P-T de inclusões fluidas formadas em depósitos de pórfiro (Wilkinson, 2001).

As inclusões fluidas usualmente presentes em sistemas do tipo pórfiros podem ser organizadas em cinco grupos (Wilkinson, 2001):

- (1) inclusões subsaturadas de halita com homogeneização para o estado líquido;
- (2) inclusões subsaturadas de halita com homogeneização para o estado de vapor;
- (3) inclusões salinas, com halita e com temperatura de homogeneização líquido-vapor para o líquido e homogeneização total por dissolução de halita;
- (4) Inclusões saturadas de halita que exibem homogeneização líquido-vapor para o líquido e homogeneização total pelo desaparecimento da fase de vapor;
- (5) inclusões saturadas de halita que mostram homogeneização líquido-vapor com o vapor.

Os grupos 1 e 2 são representados pela separação de fase de um fluido aquoso ou pela separação direta de um fundido por cristalização. A ocorrência de minerais-filhos (*daughter minerals*) opacos nas inclusões do tipo 2 apoiaria o último processo, visto que inclusões de vapor produzidas por imiscibilidade têm menor probabilidade de conter tais fases (Bodnar et al., 1993).

Os grupos 3 e 4 podem ser o produto da separação de uma fase aquosa ou exsolução direta de um fundido em baixa pressão (Cline e Bodnar, 1991). O modo de

homogeneização depende das condições de P-T em relação à isócrona que se origina no ponto triplo. Inclusões pertencentes ao grupo 5, entretanto, remetem a um tipo especial de inclusão. Elas são representadas pelas inclusões de alta temperatura da isócrona, mas dentro do campo de uma fase. Estes irão homogeneizar pelo desaparecimento do vapor, mas isso não significa que eles devam ter coexistido com uma população separada rica em líquidos.

A temperatura de homogeneização e salinidade de IFs podem ser correlacionadas com o tipo de alteração, para inclusões fluidas associadas às alterações sericitica e potássica apresentam um intervalo de salinidades de até 60% eq. em NaCl. As temperaturas de homogeneização na zona sericitica estão principalmente entre 200 e 400° C com poucos valores >400° C, enquanto na zona potássica, as temperaturas se estendem de 250 a >600° C (Bodnar et al., 2014). A sobreposição em Th entre essas duas zonas de alteração é provavelmente o resultado de sobreposição tardia da alteração potássica pela sericitica, pelo processo de telescopagem. Preece e Beane (1982) descrevem um método para distinguir entre diferentes eventos de fluidos na mesma amostra que às vezes é bem-sucedido em amostras com vários veios de corte transversal.

As IFs para as zonas propilítica e argílica são menos abundantes em relação às previamente citadas. Na zona propilítica o Th apresenta temperaturas entre 100 e 350° C e salinidades entre 0 e 25% em eq. NaCl. Já a zona argílica são escassos, devido ao facilmente de ser erodidas. Quando a alteração argílica está presente, não são adequados para estudos de IF, resultando em menos dados. Os dados de IF que foram estudados da zona argílica mostram Th entre 200 e 350° C e salinidades entre 0 e 20% eq. NaCl. Na Fig 10 estão representando Temperaturas de homogeneização e salinidades de inclusões individuais em diferentes tipos de alteração hidrotermais (Bodnar et al., 2014).

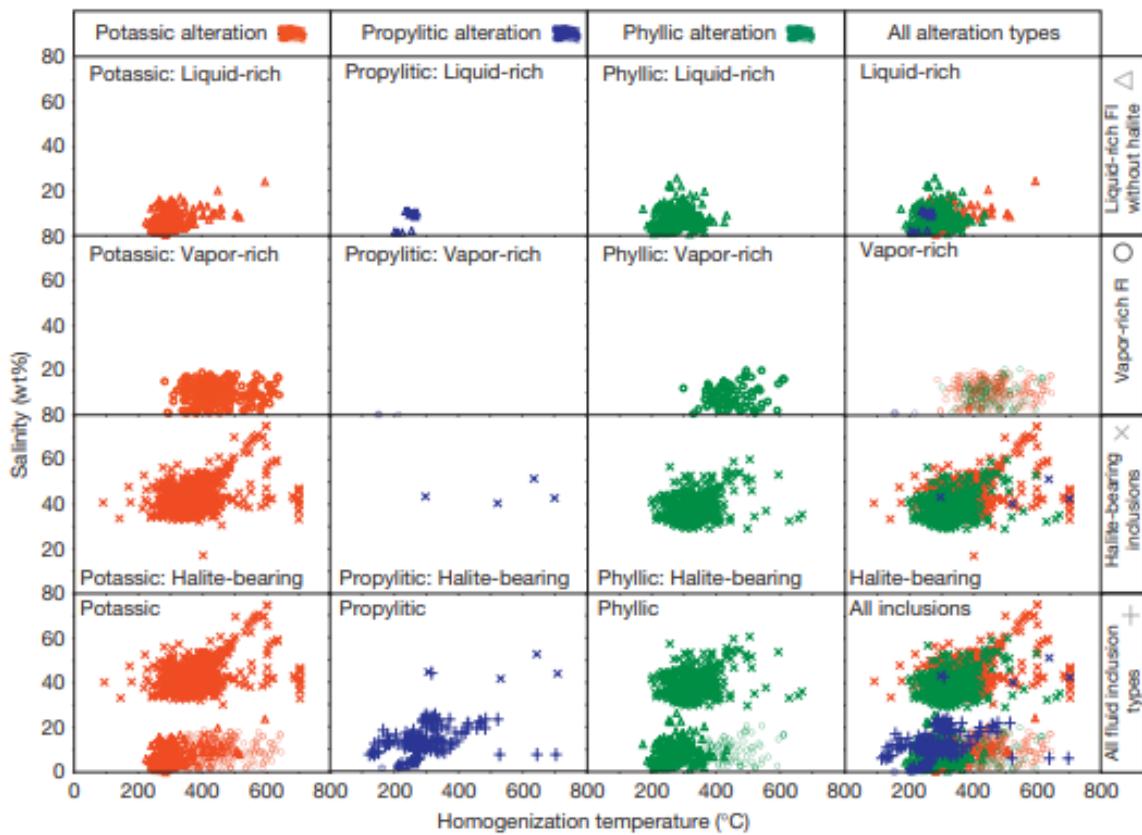


Fig. 10. Relação das temperaturas de homogeneização e salinidades de inclusões fluidas rico em líquido, rico em vapor e contendo halita representadas em função da zona de alteração (potássica, propitica e argílica) (Bodnar et.al, 2014).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Seleção e proveniência das amostras

Foram utilizadas um total de 12 seções delgadas polidas provenientes dos trabalhos de Assis (2011), confeccionadas a partir de amostras oriundas de afloramentos e testemunhos das empresas AngloGold Ashanti e GMS Graben Mineração S/A (Tabela 1), para o reconhecimento da evolução paragenética das alterações hidrotermais. Amostras representativas de zonas mineralizadas no halo de alteração com muscovita + sericita + quartzo + pirita foram selecionadas para a confecção de seções bipolidas, destinadas ao estudo de inclusões fluidas. Esses estudos foram desenvolvidos em cristais de quartzo hidrotermal paragenético ao respectivo estágio hidrotermal.

Tabela 1. Amostras estudadas.	
Lamina	Coordenadas
RA-11B	739073/8848730
RA-27	739036/8848334
FD - 08/01	
FD 01 -171,15	
FD 09 - 103,6	739873/8853206
FD 15/01	
FD.01.CX50	
FD.01CX64	
RP 01 PQ	-
RA-09	0739821/8853108
RA-30	0739747/8852952
RA-16	739328/8848158
Furo de sondagem	Coordenadas
FD - 01/01	
FD - 01/12	
FD - 08/01	
FD - 11/05	
FD - 15/01	
FD -10-Pt 2	
FD-01-171,15	739873/8853206
FD-01-197,85	
FD-01-213,55	
FD-01-232,65	
FD-01-371,15	
FD-09-52,15	
FD-09-103,60	

5.2 Pesquisa bibliográfica

Essa etapa enfatizou a leitura de trabalhos relacionados à evolução geológica e metalogenética da PMAF, bem como de processos de transporte e precipitação do ouro, rastreado a partir dos dados e inclusões fluidas. Trabalhos relacionados a sistemática de inclusões fluidas, que incluem sua identificação, classificação e sistemas de fases, também foram consultados.

5.3 Petrografia das inclusões fluidas

O estudo de inclusões fluidas foi efetuado em quartzo hidrotermal paragenético às zonas de alteração muscovítica + sericita. Teve por objetivo principal a identificação das tipologias e populações de inclusões fluidas, bem como estimar as proporções de

fases observadas à temperatura ambiente (~ 25 °C). A definição de assembleias de inclusões fluidas (*fluid inclusions assemblage – FIA*) no quartzo hidrotermal, teve atenção especial no decorrer dos estudos petrográficos. A classificação das inclusões fluidas foi estabelecida a partir dos procedimentos petrográficos apresentados por Roedder (1984) e Goldstein (2003).

Essa etapa foi realizada nos Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica – LDMP (Sala 108), Laboratório de Petrografia Sedimentar (LabPetro) e Laboratório de Inclusões Fluidas, todos locados nas dependências do Instituto de Geociências (IGc), Universidade de São Paulo (USP).

5.4 Microtermometria de inclusões fluidas em quartzo

A microtermometria corresponde a um método amplamente utilizado em estudos de inclusões fluidas. Tem por finalidade a definição das propriedades físico-químicas do fluido mineralizante a partir da observação das mudanças de fases ocorridas no decorrer de etapas de resfriamento e aquecimento das inclusões (Noronha, 1998).

Essa etapa foi realizada em uma platina de aquecimento/resfriamento LINKAM THMSG-600 adaptada a um microscópio convencional, no Laboratórios de Inclusões Fluidas, localizado no Instituto de Geociências (IGc-USP).

O procedimento padrão adotado foi o de congelar a inclusão, mediante circulação de N₂ líquido. Posteriormente, a temperatura foi gradativamente aumentada, sob taxas controladas, para observação das diversas mudanças de fase no decorrer do descongelamento. Com o aumento de temperatura, assumindo um dos sistemas composticionais mais complexos (H₂O-NaCl-CO₂), as mudanças de fase observadas, com registro das temperaturas das mudanças de fases, correspondeu às temperaturas de: fusão do CO₂ (T_{fCO₂}), do eutético (Te), fusão do gelo (T_f_{gelo}), fusão do clatrato (T_f_{clatrato}) e de homogeneização do CO₂ (T_{hCO₂}), que foram observadas a uma taxa de aquecimento de 2°C/minuto. A obtenção das temperaturas de homogeneização total da inclusão (T_h_i) foi obtida a taxas de 5°C/min. A obtenção das temperaturas de homogeneização total da inclusão (T_{ht}), a temperatura foi elevada a taxas de 5°C/min. Para o cálculo da salinidade, densidade e pressão utilizou-se o programa Bulk (06/02) – Software Package.

Para complementar os dados obtidos nesse projeto, utilizou-se os dados de resfriamentos analisado por Assis em 2015, por fazerem parte do mesmo conjunto de amostras, os dados de microtermometria estão presente no anexo I (Assis, 2015).

6. RESULTADOS OBTIDOS

6.1 Petrografia das alterações hidrotermais e minério associado

As relações macroscópicas e petrográficas permitiram a identificação dos principais halos hidrotermais do garimpo Pé Quente, temporalmente correspondentes às: alterações sódica com albita, potássica com K-Feldspato, silicificação, sericítica, carbonatação, cloritação, e sericita com muscovita, além de epidotização. Esses halos, estão em coerência à evolução paragenética descrita para o garimpo Pé Quente por Assis (2015) e Caires (2017).

A alteração sódica corresponde ao primeiro halo hidrotermal, representado pela assembleia albita \pm quartzo em tipo pervasivo, com geração de albita a partir da substituição parcial a completa dos feldspatos ígneos. É responsável por tonalidades esbranquiçadas aos litotipos. Seu reconhecimento, contudo, é dificultado por ter sido sobreposta pelos estágios hidrotermais posteriores.

A alteração potássica é responsável por tonalidades avermelhadas às hospedeiras. Sua paragênese é constituída por K-Feldspato \pm quartzo \pm hematita em tipo pervasivo, sobretudo, derivado da substituição parcial a total do plagioclásio e K-feldspato (Fig 11 A). O K-Feldspato é xenomórfico, com contatos irregulares, alongado, e com granulação média a grossa.

A alteração sericítica é representada por sericita \pm quartzo \pm muscovita \pm pirita \pm hematita, que substitui parcial a totalmente os feldspatos. Também ocorre de modo intersticial (Fig 11 B). Esse estágio evoluiu para setores com total substituição dos protólitos, o que confere aspecto esverdeado e brilho sedoso às hospedeiras.

A carbonatação apresenta-se pouco expressiva, de abrangência restrita, e essencialmente intersticial, com a geração de calcita xenomórfica a idiomórfica de granulação fina a média (Fig 11 C). Está intrinsecamente associada à alteração do plagioclásio e albita.

A geração de muscovita sub-idiomórfica com granulação fina à média, muitas vezes com textura radial está associado a alteração sericítica. Embora em estilo predominantemente pervasivo, vênulas de muscovita \pm sericita \pm quartzo podem ser observadas (Fig 11 D). Corresponde ao principal estágio de precipitação de pirita e ouro. A pirita forma cristais idiomórficos a sub-idiomórficos, e corresponde ao sulfeto dominante nas zonas mineralizadas, e no qual o ouro está incluso. O quartzo é xenomórfico e de granulação fina à média.

A silicificação ocorre de forma pervasiva, representado pela presença de quartzo policristalino, anédrico, de granulação fina à média. Pode apresentar de forma

intersticial ou em formas de veios irregulares compostos de quartzo, com granulação media e formato xenomórfico (Fig 11 E).

A alteração propilítica é pervasiva e seletiva, sendo a alteração mais distal ao minério, de modo a exibir halos locais de cloritização e epidotização. A cloritização ocorre de forma abrangente, com clorita xenomórfica de granulação fina a muito fina, na forma de agregados radiais a granulares, e de birrefringência variada, relacionada a sua composição, como um reflexo das variações nas razões Fe/Mg. Pode apresentar birrefringência marrom-esverdeada comumente representada por clorita magnesiana (clinocloro), além de birrefringência roxo-azulada, relacionada aos cristais de enriquecidos em Fe (chamosita) (Fig 11 F). É comum encontrar agregados policristalinos de hematita nos contatos e planos de clivagem da clorita, os quais indicam expulsão do excedente de ferro de sua estrutura, mediante rebaixamento da temperatura do sistema (Deer et al., 2013). A epidotização ocorre nas porções mais distais e representa o estágio de alteração mais tardia sendo posterior à mineralização. Exibe estilo pervasivo na forma de aglomerados de cristais em pequenos bolsões (Fig 11 F). Os cristais de epidoto são idiomórficos a sub-idiomórficos, e formam agregados granulares, de granulação fina a média. Por vezes, também está associada a substituição do plagioclásio.

A mineralização aurífera do garimpo Pé Quente é predominantemente disseminada nos setores de intensa alteração com muscovita + sericita + quartzo + pirita. Sua paragênese é constituída por pirita \pm ouro \pm calcopirita \pm rutilo \pm barita. O minério é principalmente representado por pirita idiomórfica a sub-idiomórfica de granulação média a grossa, com até 9 mm de comprimento (Fig 11 H).

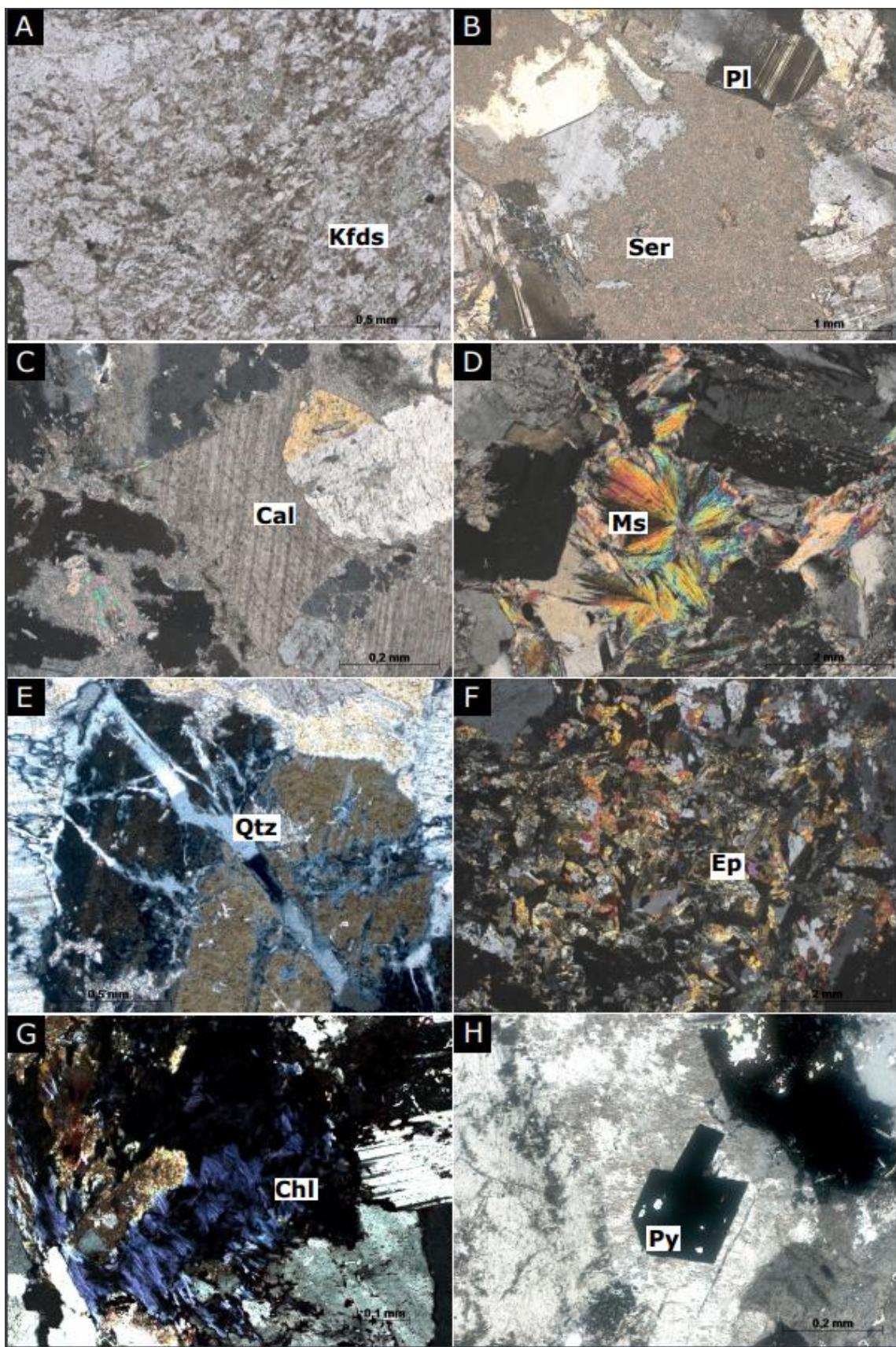


Fig 11. Fotomicrografias da paragênese dos principais halos hidrotermais do garimpo Pé Quente: (A) aspecto de “sujo” da alteração potássica com geração de K-Feldspato sobre o plagioclásio; (B) Alteração sericítica pervasiva a partir da substituição do plagioclásio; (C) Calcita xenomórfica de granulação fina a média em zona de alteração carbonática; (D) Muscovita em substituição dos feldspatos; (E) Vénulas de

sobre feldspato; (F) Bolsão com cristais de epidoto granular idiomórfico a sub-idiomórfico; (G) Clorita com birrefringência anômala (roxo-azulada) na alteração propilítica; (F) Pírita sub-idiomórfica em zona de alteração com muscovita e sericita. Fotomicrografias (A-G): polarizadores cruzados; (H) polarizador paralelo. Abreviações: Cal: calcita; Chl: clorita; Ep: epídoto; Kfds: K-Feldspato; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Py: pírita; Qtz: quartzo.

6.2 Petrografia das inclusões fluidas

Estudos de inclusões fluidas foram desenvolvidos à temperatura ambiente (~25 °C) em quartzo proveniente do halo de alteração muscovítica (muscovita + sericita + quartzo + pírita ± ouro). A caracterização petrográfica, a partir de sessões bipolidas, permitiu a identificação dos seguintes tipos de inclusões (Fig. 12):

Tipo I: Inclusões aquosas monofásicas (L) primárias, pouco abrangentes, que geralmente ocorrem de modo isolado, e eventualmente se dispõem em arranjos planares em conjunto às inclusões bifásicas primárias, ou em curtas trilhas, associadas à inclusões pseudo-secundárias. Apresentam dimensões entre 5 e 10 µm, com formatos alongados, angulares a subangulares, usualmente sub-arredondados.

Tipo II: Inclusões aquosas bifásicas primárias ($H_2O_{(l)}$ + $H_2O_{(g)}$), que correspondem aos tipos de inclusões mais abundantes. Podem ser individualizadas em dois grupos: (tipo IIa) composto por inclusões aquosas bifásicas primárias ($H_2O_{(l)}$ + $H_2O_{(g)}$); e (tipo IIb) representado por inclusões aquosas bifásicas, porém, com pequenas concentrações de $CO_2_{(l)}$ dissolvido à fase aquosa. Ocorrem em grande quantidade, na forma de grupos isolados ou arranjos planares com dimensão de 5 até 34 µm. Exibem formatos sub-arredondados, alongados e sub-angulosos. O grau de aprisionamento pela fase de vapor é pequeno e homogêneo, entre 10 e 20%.

Tipo III: Inclusões aquo-carbônicas ($H_2O_{(l)}$ + $CO_2_{(l)}$ + $CO_2_{(g)}$) primárias, ocorrem em associação espacial com as do tipo II. Ocorrências secundárias e pseudo-secundárias também podem estar presentes, contudo, em menor quantidade. As de origem primária correm em grupos isolados, pequenos aglomerados ou ao longo de arranjos planares. Correspondem a inclusões com dimensão de 30 até 50 µm. Exibem formato que varia do sub-arredondado, ao alongado e sub-angular. Em adicional, exibem grau de preenchimento pela fase de vapor entre 10 e 45%.

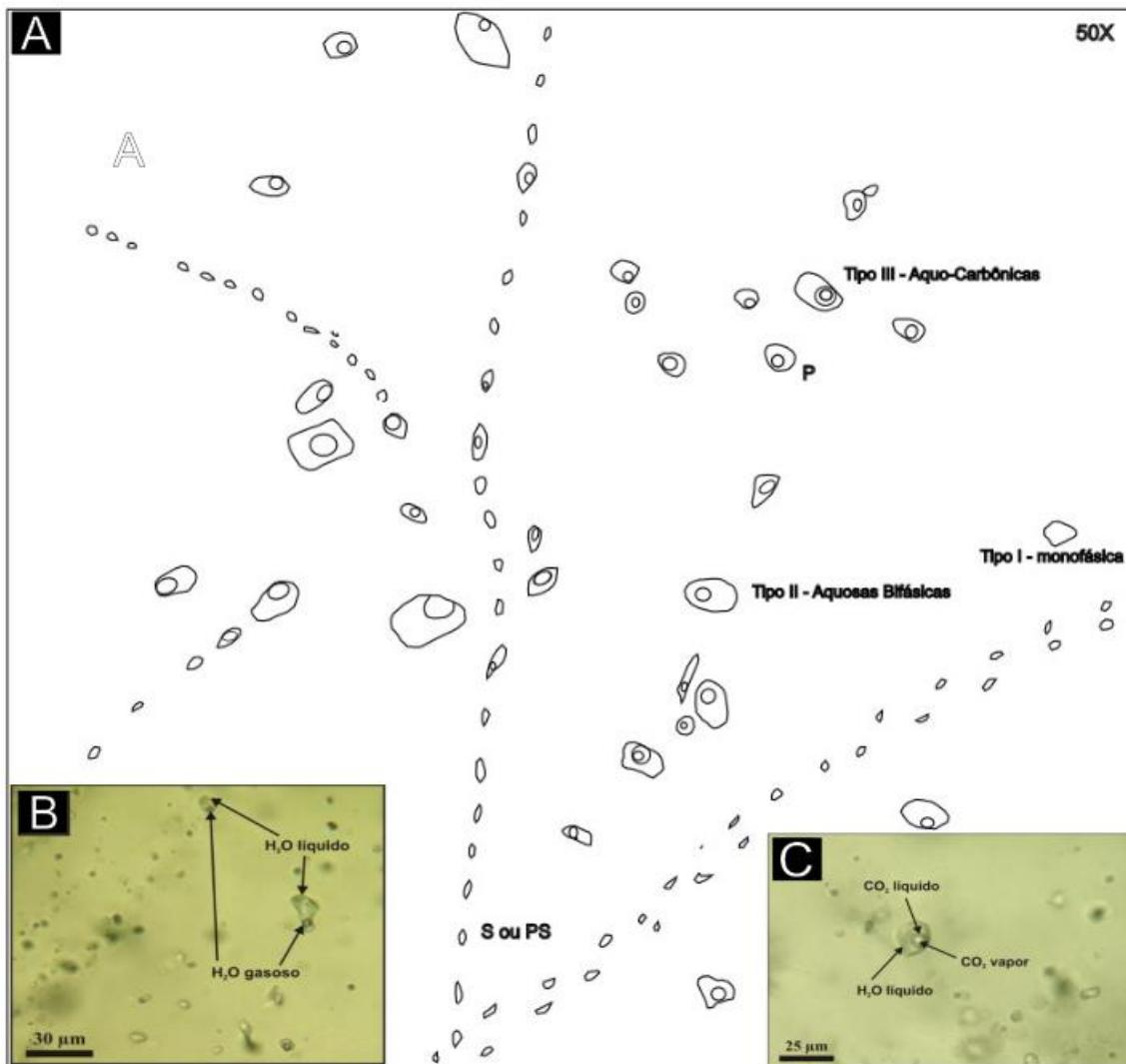


Fig. 12 (A) Esquema representativo do modo de ocorrência das inclusões do quartzo hidrotermal do garimpo Pé Quente. Inclusões do Tipo I – monofásicas, Tipo II – aquosas bifásicas e Tipo III- aquo-carbônicas. Ocorrências primárias (P) em geral isoladas e secundárias (S) e pseudo-secundárias (SP) associadas ao longo de trilhas; (B) Inclusões fluidas aquosas bifásicas de origem primária; e (C) Inclusão fluida aquo-carbônica primária.

6.3 Microtermometria das inclusões fluidas

Os dados microtermométricos referentes ao garimpo Pé Quente encontram-se resumidos na Tabela 2.

As temperaturas do eutético (T_e) registradas para inclusões bifásicas de tipo IIa distribuem-se entre -39,1 a -29°C (Fig. 13), sugerindo um sistema salino com $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2\pm\text{FeCl}_2$, e distinto, portanto, das inclusões bifásicas do tipo IIb que formam clatratos no resfriamento. O CO_2 geralmente não está presente como uma fase

separada, devido à sua baixa concentração, embora o clatrato de CO₂ possa ser observado se o conteúdo de CO₂ exceder cerca de 1,5% molar (Roedder, 1984). As temperaturas de fusão do clatrato ($T_{f\text{clatrato}}$), para as inclusões aquosas bifásicas com CO₂ (tipo IIb) variaram entre 2,3 a 9,1 °C (Fig. 14). Para essas inclusões, os valores de salinidade foram calculados com base na $T_{f\text{clatrato}}$.

Ainda com relação às inclusões aquosas do tipo II, foram obtidas duas faixas de valores de temperatura de fusão do gelo ($T_{f\text{gelo}}$). Para as inclusões aquosas do tipo IIa esses valores estão situados entre -8,7 a -0,2° C, com maior frequência em -4,5°C (Fig. 15). Esses resultados fornecem valores de salinidade entre 0,35 e 10,75% peso eq. NaCl, com concentração preferencial ao redor de 4,33% peso eq. NaCl (Fig. 16). As inclusões aquosas do tipo IIb, com H₂O (\pm CO₂), mostram uma pouco menor amplitude nos resultados da $T_{f\text{gelo}}$, concentrados, portanto, entre -6,8 a -0,9° C, com predominância em -4,2° C (Fig. 15). Esses dados fornecem salinidade que variam de 2,35 a 8,56% peso eq. NaCl, com concentração preferencial em 5,34% peso eq. NaCl (Fig. 16).

As temperaturas de homogeneização total ($T_{h\text{total}}$) registradas para as inclusões aquosas do tipo IIa, encontram-se entre 167 a 315° C, com concentração preferencial de valores ao redor de 192° C (Fig. 17). As inclusões do tipo IIb mostram valores de $T_{h\text{total}}$ inferiores, entre 102,5 e 262,7° C. A moda para as temperaturas de homogeneização total das inclusões do tipo II está compreendida em torno de 271° C (Fig. 17). A homogeneização total para ambos os tipos de inclusões aquosas ocorreu para o estado líquido.

A fase carbônica das inclusões de tipo III mostram temperaturas de fusão do CO₂ ($T_{f\text{CO}_2}$) concentradas de -56,7 a -56,2° C (Fig. 18), com a maior frequência em torno de -56,5° C, sugestivo de que a fase volátil é dominada por CO₂, visto seu ponto triplo estar compreendido em -56,8 °C. As temperaturas de fusão dos clatratos ($T_{f\text{clatrato}}$) formados durante o resfriamento dessas inclusões variam de 5,2 a 9° C (Fig. 14), representativas de salinidades entre 2,17 e 4,97 % peso eq. NaCl (Fig. 16). A homogeneização do CO₂ líquido ($T_{h\text{CO}_2}$) ocorre entre 27,9 a 31,3° C, com maior concentração em 29,7° C (Fig. 19). A homogeneização do CO₂ ocorreu exclusivamente para a fase líquida. Ademais, as temperaturas de homogeneização total ($T_{h\text{total}}$) variam de 271 a 307,4° C (Fig. 17). A homogeneização total ocorreu para o estado líquido para todas as inclusões.

Ocorreram três inclusões creptadas, sendo duas aqua-carbônicas e uma bifásica aquosa, na faixa de temperatura de 200-250° C aproximadamente.

As inclusões aquosas do tipo IIa apresentaram uma densidade entre 0,70 a 0,95 g/cm³ com uma pressão variando entre 0,45 a 4,67 MPa (Fig. 20 e 21). Já as inclusões aquosas do tipo IIb apresentaram uma densidade de 0,96 g/cm³ com uma pressão variando entre 3,98 a 4,34 MPa (Fig. 20 e 21). A fase carbônica das inclusões de tipo III IIa apresentaram uma densidade de 0,96 g/cm³ com uma pressão variando entre 4,19 a 4,35MPa (Fig. 20 e 21).

Para melhor precisão das informações, foram utilizados em conjunto com os dados coletados nesse trabalho os dados de resfriamento de microtermometria coletadas e publicadas por Assis, 2015.

Tabela 2. Dados microtermométricos das inclusões fluidas descritas para o garimpo Pé Quente.

Tipo de Inclusão Fluida	T_fCO₂ (°C)	T_e (°C)	T_{fg} (°C)	T_fclatrato (°C)	T_hCO₂ (°C)	T_htotal	Salinidade (%) em peso eq. NaCl)	Densidade (g/cc)	Pressão (Mpa)
Tipo IIa	-	-39,1 a -29	-8,7 a -0,2	-	-	137 a 265	0,35 a 10,75	0,70 a 0,95	0,45 a 4,67
Aquosas bifásicas									
Tipo IIb	-	-	-6,8 a -0,9	2,3 a 9,1	-	167 a 315	2,35 a 8,56	0,96 a 0,96	3,98 a 4,34
Tipo III	Aquo-carbônicas	-56,7 a -56,2	-	-	5,2 a 9	27,9 a 31,3	271 a 307,4	2,17 a 4,97	0,96 a 0,96
									4,19 a 4,35

LEGENDA: (T_fCO₂) Temperatura de fusão do CO₂; (T_e) Temperatura do eutético; (T_fgelo) Temperatura de fusão do gelo; (T_fclatrato) Temperatura de fusão do clatrato; (T_hCO₂) Temperatura de homogeneização do CO₂; (T_htotal) Temperatura de homogeneização total; (-) dados não obtidos ou incompatíveis para o tipo de inclusão. Os dados apresentando consideram os dados coletados nesse projeto em conjuntos com os dados coletados por Assis (2015).

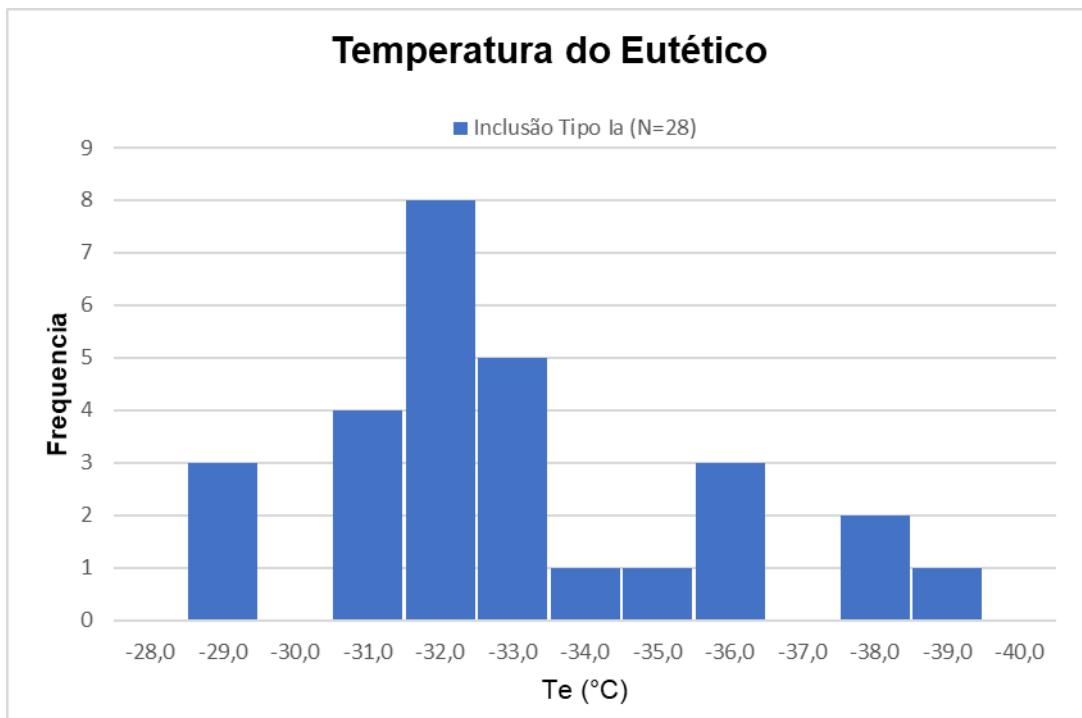


Fig.13. Gráfico de frequência para as temperaturas registradas para o eutético das inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa.

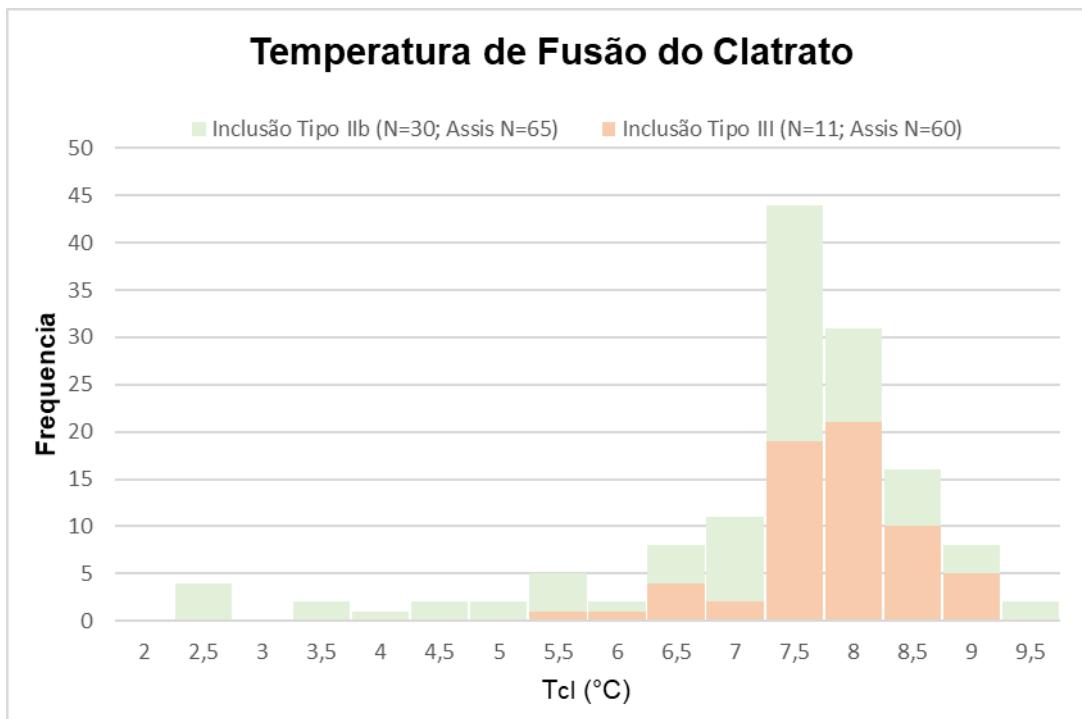


Fig.14. Gráfico de frequência para as temperaturas de fusão de clatrato obtidas para as inclusões aquosas bifásicas do tipo IIb e aquo-carbônicas.

Temperatura de Fusão de Gelo

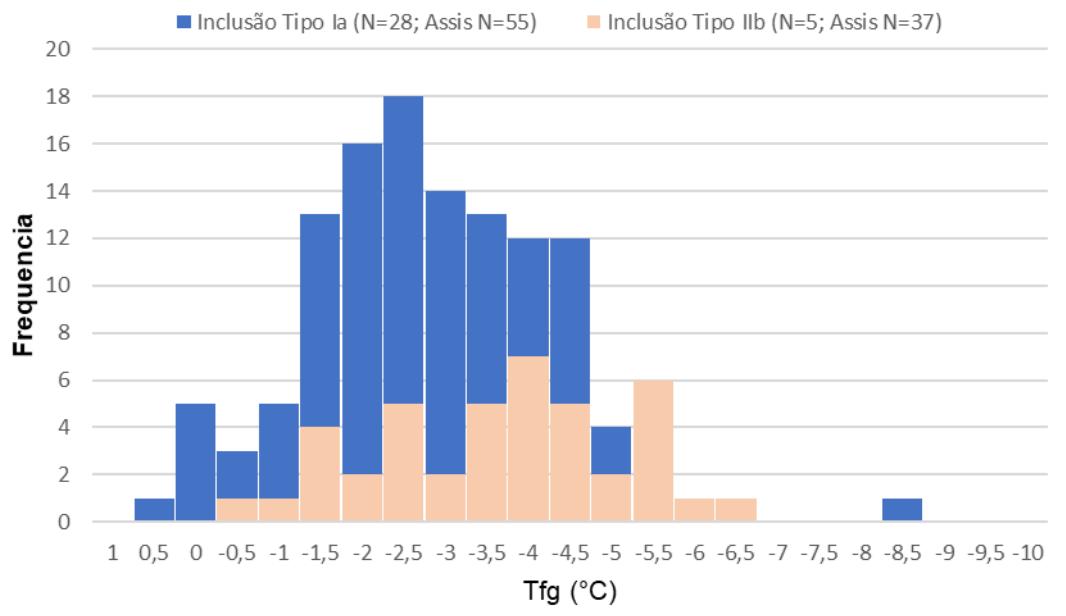


Fig.15. Gráfico de frequência para as temperaturas de fusão de gelo obtidas para as inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e IIb.

Salinidade (% peso eq. NaCl)

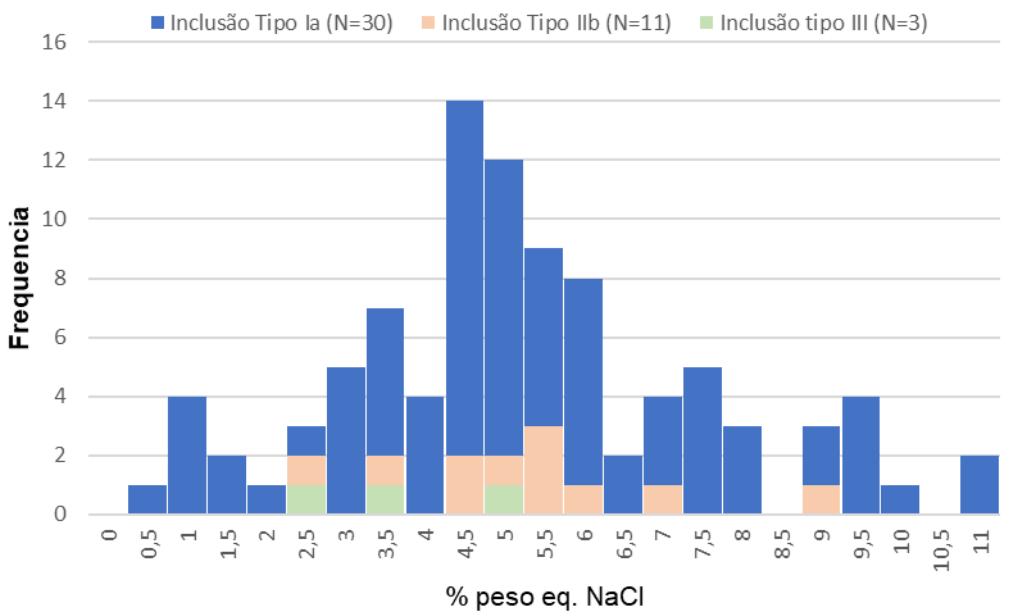


Fig.16. Gráfico de frequência para salinidade das inclusões aquo-carbônicas e para inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e IIb

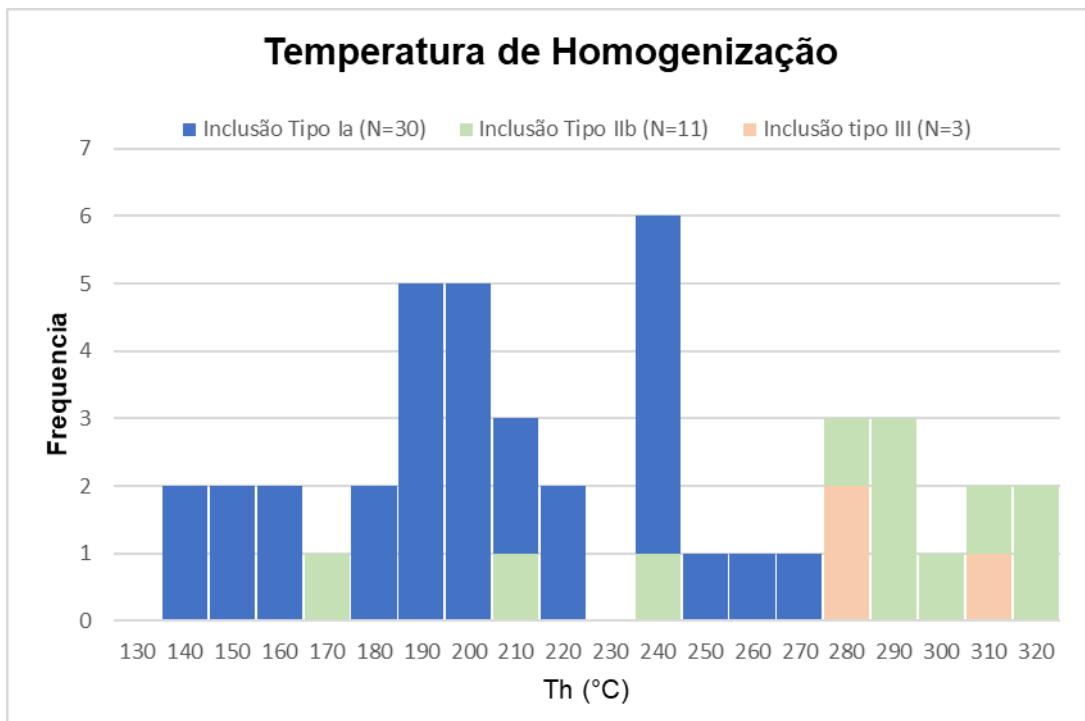


Fig.17. Gráfico de frequência para as temperaturas de homogeneização total para as inclusões aquo-carbônicas e para inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e IIb

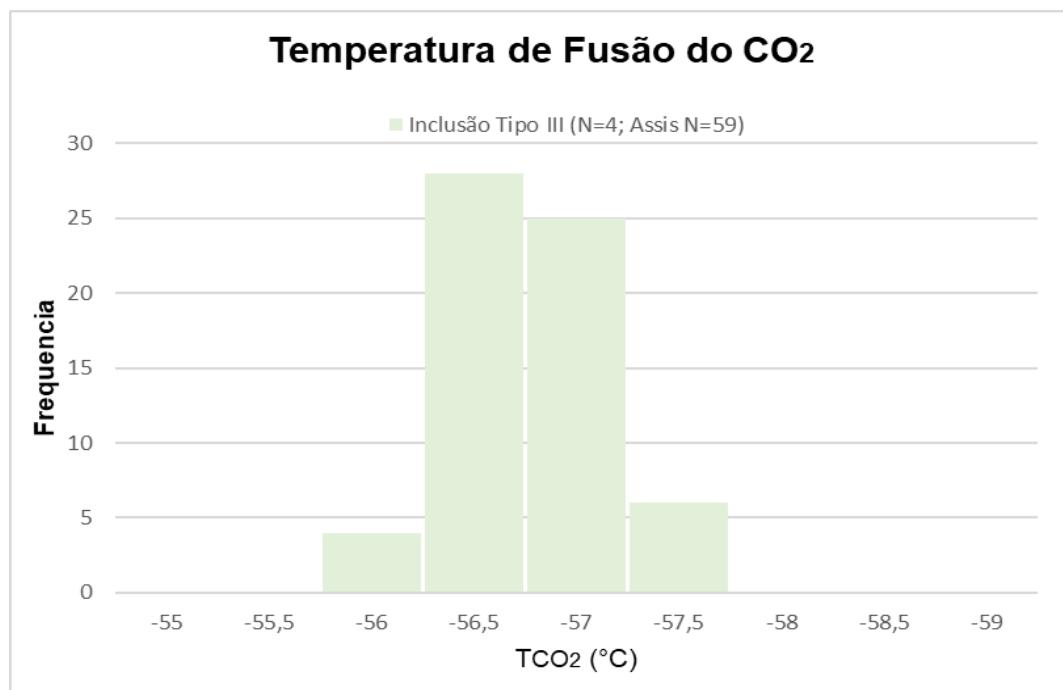


Fig.18. Gráfico de frequência para as temperaturas de fusão do CO₂ obtidas para as inclusões aquo-carbônicas.

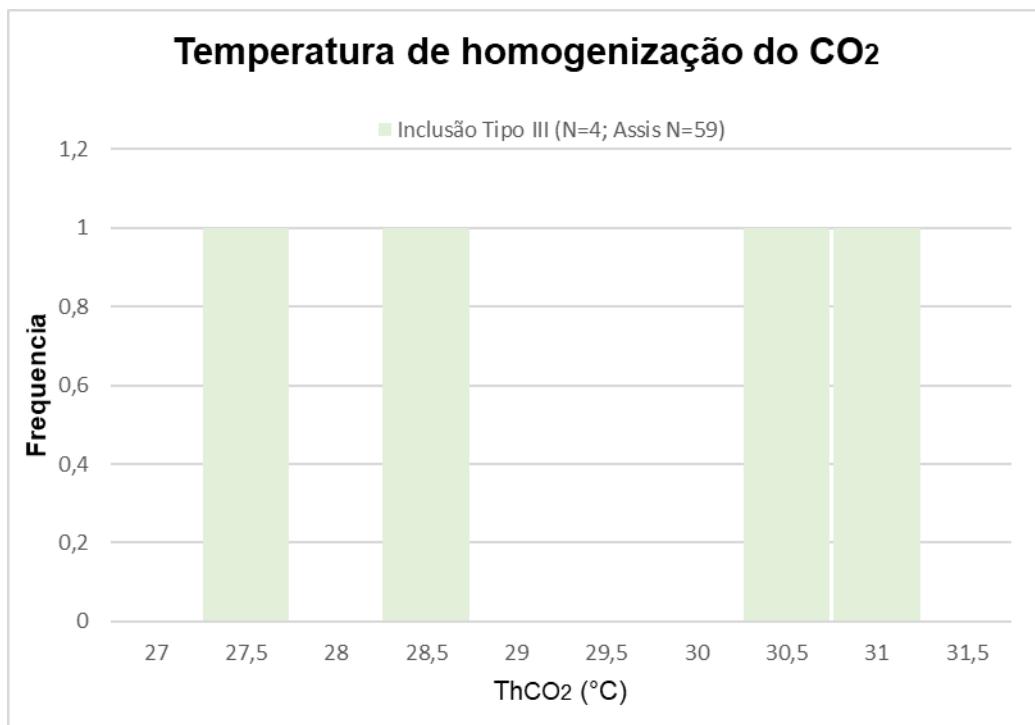


Fig.19. Gráfico de frequência para as temperaturas de homogenização do CO₂ obtidas para as inclusões aquo-carbônicas.

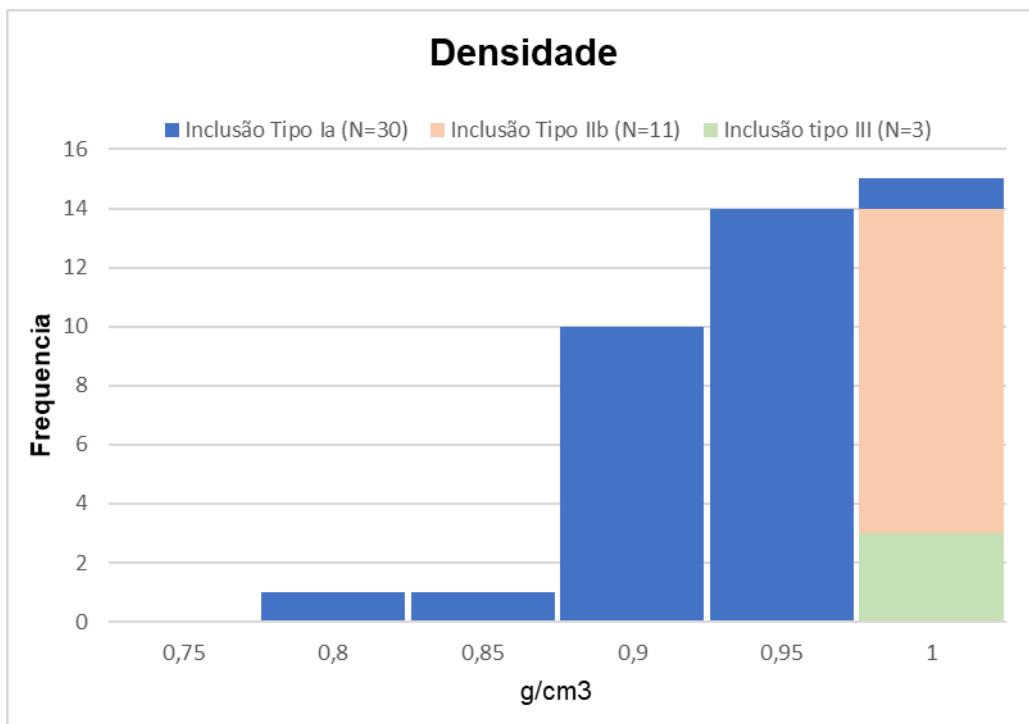


Fig.20. Gráfico de frequência para densidade das inclusões aquo-carbônicas e para inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e IIb

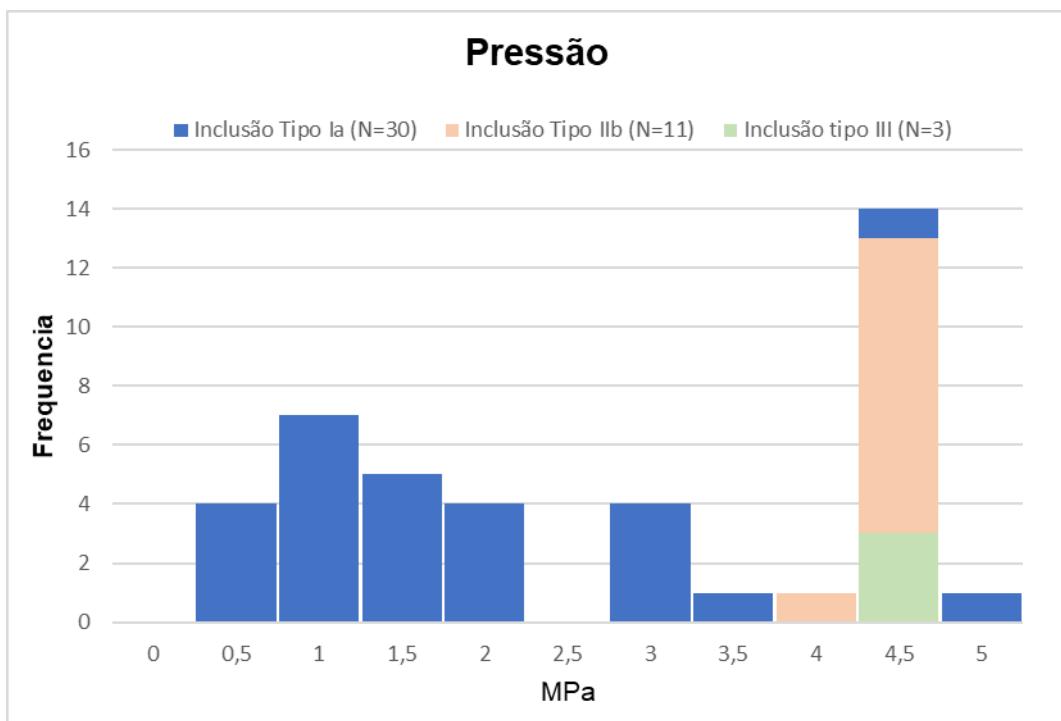


Fig.21. Gráfico de frequência para pressão das inclusões aquo-carbônicas e para inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e IIb.

7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os dados petrográficos e microtermométricos das inclusões fluidas realizadas no quartzo hidrotermal proveniente do halo de alteração propilitica (muscovita + quartzo + pirita ± ouro) apresentou dois tipos principais de fluidos distintos: fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade (2,17 a 4,97 % peso NaCl eq.) e moderada a alta temperatura (167 a 315° C) com soluções aquosas de baixa a moderada salinidade (0,35 a 10,75% eq. NaCl) e baixa temperatura (137 a 265° C). Ambos os tipos de inclusões fluidas ocorrem dispersas no cristal de quartzo, o que caracteriza assembléias primárias de inclusões fluidas, sendo o predomínio da bifásicas aquosas. Em adicional, as inclusões do tipo II indicam pressões de aprisionamento entre 0,45 e 4,67 MPa, enquanto as inclusões do tipo III, entre 3,98 a 4,34 MPa.

Nesse contexto, a ocorrência de fluidos ricos em CO₂ e de baixa salinidade no garimpo Pé Quente sugere que a formação da mineralização aurífera desse depósito deve ter ocorrido em níveis cristais mais profundos, quando comparado com as outras ocorrências disseminadas na província como o depósito Luizão, que apresenta fluidos essencialmente aquosos de baixa a alta salinidade e destituídos de CO₂. A solubilidade do CO₂ aumenta com a pressão e alcalinidade do magma, e como as rochas graníticas do garimpo Pé Quente exibem afinidade geoquímica com as séries

cálcio-alcalinas de médio a alto potássio (Ramos, 2011), sugere-se que as variação do nível crustal devam ter sido determinantes na desgaseificação do CO₂ da câmara magmática, muito mais do que controles geoquímicos, pois fluidos exsolvídos em profundidades na crosta exibem altas razões CO₂/H₂O quando comparados a fluidos exsolvídos de sistemas próximos a superfície (Lowenstern, 2001).

O garimpo do Pé Quente (Au ± Cu disseminado) são interpretados como equivalentes a depósitos magmáticos-hidrotermais do tipo Au- pórfiro (Assis, 2015). Porém, o intervalo e características dos fluidos estudadas nesse trabalho apresentou características mais próxima ao tipo de inclusões fluidas encontradas em sistemas epitermais (Bodnar et al., 1985b; Bodnar et.al, 2014). As temperaturas de homogeneização (Th) de inclusões fluidas em depósitos epitermais variam de <100 a > 450°C, com 90% dos dados entre ca. 120 e 310° C, com salinidades que variam de 0 até > 40% em eq. NaCl, de forma que a maioria das salinidades usualmente é inferior a 10% eq.NaCl (Bodnar et.al, 2014). O CO₂ geralmente não está presente como uma fase separada, devido à sua baixa concentração, embora o clatrato de CO₂ possa ser observado durante o resfriamento se o conteúdo de CO₂ exceder cerca de 1,5% molar (Roedder, 1984).

As inclusões fluidas em depósitos do tipo pórfiro apresentam temperaturas de homogeneização geralmente na faixa de 200-700°C e salinidades principalmente na faixa até 70% em peso eq. de NaCl (Wilkinson, 2001). Estas condições podem ser correlacionadas com o tipo de alteração, a exemplo de inclusões associadas às alterações sericitica e potássica que apresentam um intervalo de salinidades de até 60% eq. em NaCl. As temperaturas de homogeneização na zona sericitica estão principalmente entre 200 e 400°C com poucos valores >400°C, enquanto na zona potássica, as temperaturas se estendem de 250 a >600°C (Bodnar et al., 2014).

Em adicional, a dispersão dos dados observada no gráfico da temperatura de homogeneização Total vs. Salinidade (Fig. 22), apresenta um *trend* positivo e nos traz a possibilidade da ocorrência da interação entre dois fluidos distintos: (i) um fluido aquoso bifásico de baixa salinidade e temperatura que teria se misturada a um (ii) fluido aquo-carbônico de temperatura e salinidades ligeiramente superiores.

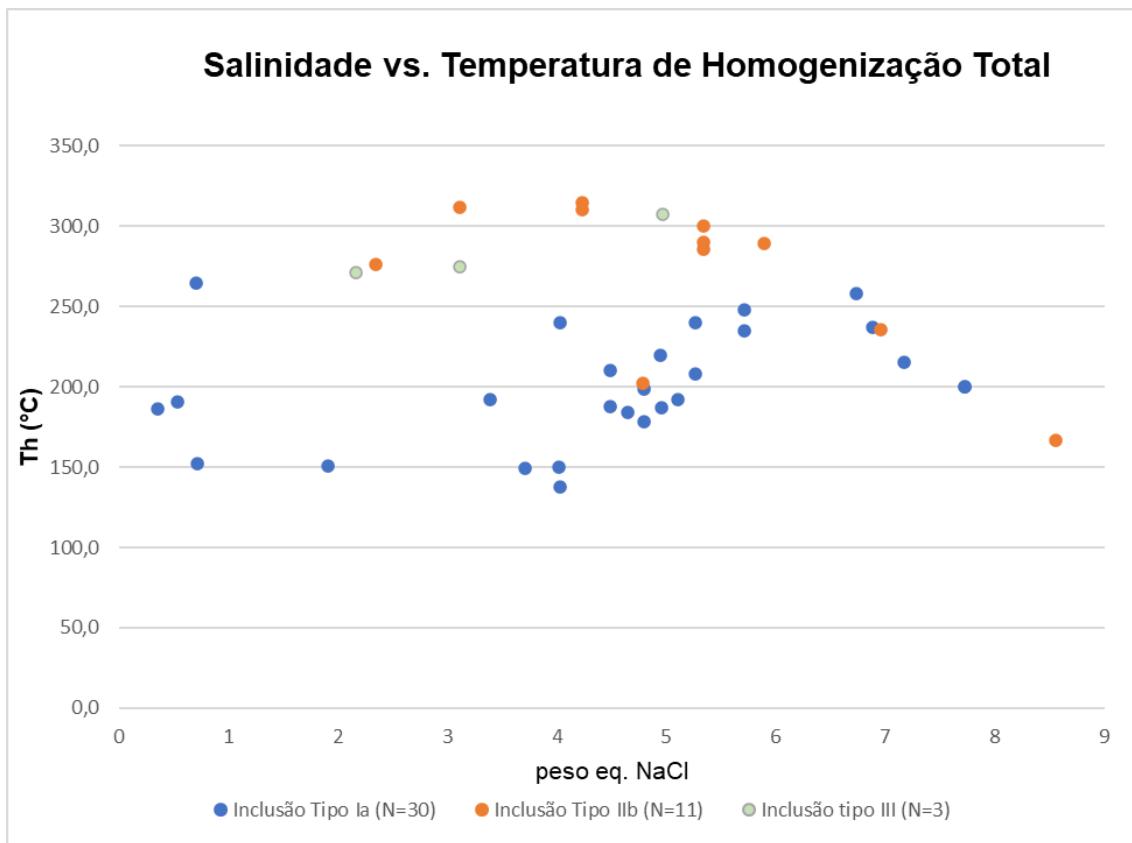


Fig.22. Gráfico de salinidade vs. temperatura de homogeneização total das inclusões aquo-carbônicas e para inclusões aquosas bifásicas do tipo IIa e IIb.

Em comparação aos dados de homogeneização Total vs. Salinidade obtido nesse trabalho com os dados reunidos de inclusões fluidas de outros depósitos presentes na província por Juliani et al. (2021), nota-se que está dentro do esperado e apresenta condições semelhantes.

O deposito disseminado X1 apresenta características muito semelhantes ao Pé Quente, com presença de inclusões aquosas bifásicas com e sem formação de clatrato com temperaturas entre 126,5 a 268,4° C e salinidade de 2 a 26,06% peso eq. NaCl, e também inclusões aquo-carbônicas com temperaturas entre 218 a 334,6° C e salinidade de 6,1 a 8,9% peso eq. NaCl (Assis,2015).

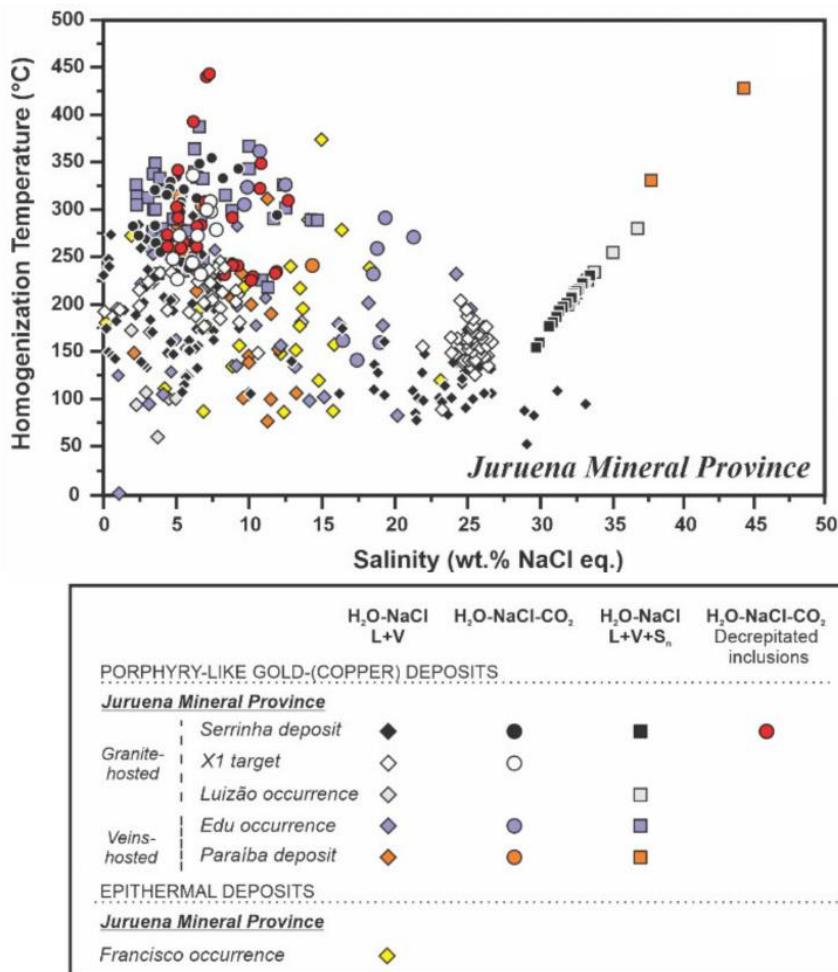


Fig. 23. Temperaturas de homogeneização e salinidades de inclusões aquosas ($H_2O-NaCl$) e aquo-carbônica ($H_2O-NaCl-CO_2$) aprisionadas no quartzo dos depósitos de ouro da Província Mineral Juruena (Juliani et al., 2021)

Diversos autores como Assis (2015), Pereira (2017), Calaboni (2018), Souza (2018) utilizaram métodos geotermométricos (Fig. 23). Os valores adquiridos por esses autores são bons comparativos, pois além de coincidirem com valores típicos para sistemas do tipo pôrfiro, foram analisados por fases em equilíbrio dentro dos limites térmicos aceitos pelas equações. Por outro lado, as temperaturas calculadas pela geotermometria do rutilo não foram boas para o contexto hidrotermal para o garimpo Pé Quente (Souza, 2018), visto que a alteração clorítica corresponde ao halo hidrotermal de mais baixa temperatura. A evolução paragenética do garimpo Pé Quente em relação aos dados de temperatura (Fig.24) temos:

- 1) A geotermometria do rutilo indica temperaturas muito heterogêneas e contrastantes à alteração potássica, halo onde foram amostrados cristais analisados: entre 167 a 886°C (Souza, 2018);
- 2) A alteração sericítica, proximal às zonas mineralizadas, exibe temperaturas entre 545 a 624°C a partir do geotermômetro do rutilo (Souza, 2018), enquanto temperaturas entre 224 e 373°C foram obtidas pela geotermometria da clorita

(Pereira, 2018), e de 158 a 457,4°C por meio do fracionamento isotópico $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo-sericita}}$ do par mineral quartzo sericita (Assis, 2015);

- 3) Alteração muscovita grossa com temperaturas entre 137 e 307,4°C, por meio da sistemática de inclusões fluidas;
- 4) Alteração propilítica e cloritização com temperaturas entre 219 e 335°C, por meio do geotermômetro da clorita (Calaboni, 2018).

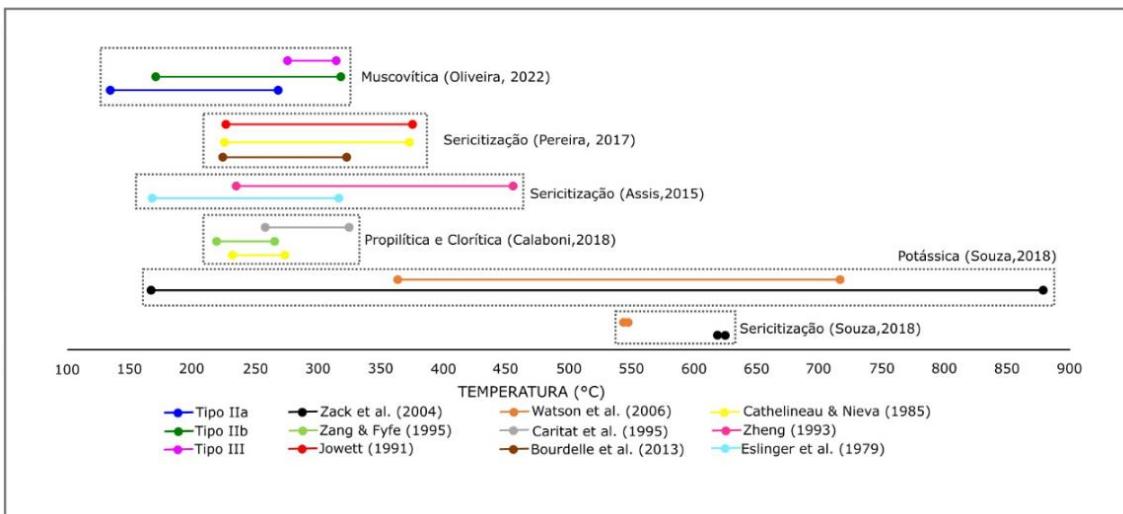


Fig.24 Compilação dos dados térmicos para diferentes halos hidrotermais no deposito Pé Quente. A alteração serícita e potássica segundo as equações de Zack et al. (2004) e Watson et al. (2006) para geotermometria do rutilo utilizada por Souza (2018); A alteração propilítica e clorítica segundo as equações Cathelineau & Nieve (1985), Zang & Fyfe (1995) e Caritat et al. (1993) para geotermometria da clorita utilizadas por Calaboni (2018); A alteração serícita segundo as equações Cathelineau & Nieve (1985), Jowett (1991) e Bourdelle et al. (2013b) para geotermometria da clorita utilizadas por Pereira (2017); E a alteração serícita-muscovita os dados coletados nesse projeto em relação aos tipos de inclusões.

O intervalo de 158 a 457°C obtido pela geotermometria isotópica ($\delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo-muscovita}}$) provavelmente reflete as condições termais de formação dos depósitos disseminados de Au ± Cu, pois sobrepõe aos intervalos de temperaturas de homogeneização total entre 137 a 315 °C obtidas pelas inclusões fluidas nesse trabalho.

Em relação aos dados de isótopos estáveis realizado por Assis (2015), o $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluído}}$ vs. $\delta\text{D}_{\text{fluído}}$ obtidos em sericita e muscovita hidrotermais sugerem fluidos essencialmente magmáticos, mas que teriam interagido em diversos graus de intensidade com fluidos externos. A presença, embora subordinada, de hematita e barita, juntamente com pirita, revela condições relativamente oxidantes na precipitação do minério no garimpo Pé Quente, o que teria permitido a presença de enxofre tanto na forma de H_2S quanto SO_2^{-4} no fluido. (Assis, 2015).

Nesse cenário, os estudos de inclusões fluidas demonstram que esses sistemas magmático-hidrotermais evoluíram a partir da interação com fluidos externos, podendo ser fluidos meteóricos. Nesse sentido, os fluidos (1) fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade (< 10% peso NaCl eq.) e moderada a alta temperatura (200° até 350°C) poderia ter sua origem atrelada a desgaseificação magmática, enquanto os fluidos (2) bifásicos de baixa a moderada salinidade (1-30% eq. NaCl) e baixa temperatura (100° até 250°C), poderiam indicar contribuição meteórica.

Sendo importante ressaltar que a Suíte Pé Quente onde está inserido o garimpo Pé Quente apresenta idade de 1979 ± 31 Ma e sua mineralização com idades entre 1.792 ± 9 , 1.784 ± 9 e 1.784 ± 11 Ma por datação Re-Os (Assis, 2015; Assis et al., 2017). Uma diferença aproximada de 195 Ma, sugerindo que o evento hidrotermal ocorreu após e/ou apresentou mais de um evento hidrotermal que se sobrepuja.

8. CONCLUSÃO

Este estudo caracterizou as inclusões fluidas no quartzo hidrotermal no halo de alteração com muscovita + sericita + quartzo + pirita do garimpo aurífero disseminado do Pé Quente da PMAF. Essa caracterização consistiu em petrografia seguida da microtermometria das inclusões fluidas. Os resultados obtidos permitiram um melhor entendimento das condições físico-químicas do fluido mineralizante, em especial as responsáveis pela geração do halo com sericita + muscovita, a qual o minério está associado. Neste contexto, as seguintes conclusões podem ser tomadas com base nos resultados obtidos:

Foram observados dois tipos principais de fluidos: (1) fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade (2,17 a 4,97 % peso NaCl eq.) e moderada a alta temperatura (167 a 315° C), e (2) fluidos aquosos de baixa a moderada salinidade (0,35 a 10,75% eq. NaCl) e baixa temperatura (137 a 265°C). A temperatura do eutético apresentou entre -39,1 a -29° C indicando um sistema salino $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2-\text{FeCl}_2$. Esses fluidos exibem pressões que variam de 0,4535 a 4,673 MPa.

As características dos fluidos estudadas nesse projeto apresentaram características mais próximas ao tipo de inclusões fluidas de depósitos epitermais, embora o garimpo do Pé Quente tenha sido interpretado como similar aos depósitos do tipo Au-pórfiro.

Sendo importante ressaltar que a Suíte Pé Quente apresenta idade de 1979 ± 31 Ma e sua mineralização com idades entre 1.792 ± 9 , 1.784 ± 9 e 1.784 ± 11 Ma. Uma diferença aproximada de 195 Ma, sugerindo que o evento hidrotermal ocorreu após e/ou apresentou mais de um evento hidrotermal que se sobrepuja.

A dispersão dos dados observada na relação da temperatura de homogeneização Total vs. Salinidade apresenta um *trend* positivo, nos traz a possibilidade da ocorrência de mistura de fluidos de fluidos aquosos bifásicos com aquo-carbônicos. E apresenta condições semelhantes e esperada em comparação a outros estudos de inclusões fluidas realizadas na província.

A precipitação do minério poderia estar relacionada à uma mistura de fluidos que favoreceu o rebaixamento de temperatura, redução do pH e aumento da f_{O_2} , que resultaram em uma diminuição na solubilidade do ouro, com sua consequente precipitação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, C. L., Rizzotto, G. J., Rios, F. S., Gonçalves, G. F., 2019. Áreas de Relevante Interesse Mineral: Projeto Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles-Pires. Goiânia: CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
- Alves, C. L., Rizzotto, G. J., Rios, F. S., Barros, M.A.S, 2020. The Orosirian Cuiú-Cuiú magmatic arc in Peixoto de Azevedo domain, Southern of Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 102:102648. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102648>.
- Assis, R. R., 2008. Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Campinas: Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 81p.
- Assis, R.R., 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 428p.
- 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, p. 589.
- Assis, R. R.,2015. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félscio da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogegeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos. 2015. 320f. Tese de Doutorado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil.
- Bettencourt, J. S., Juliani, C., Xavier, R. P., Monteiro, L. V., Neto, A. C. B., Klein, E. L., 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.
- Bomfim, E.P.; Braatenberg, C.; Molina, E.C..2013. Mutual evaluation of global gravity models (EGM2008 and GOCE) and terrestrial data in Amazon Basin, Brazil. *Geophys. J. Int.* 2013, 195, 870–882.
- Bodnar,R.J., Reynolds T.J.,Kuehn C.A., 1985. Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. *Reviews in Economic Geology* 2: 73–97..

- Bodnar, R.J., 2003a. Capítulo 1: Introduction to fluid inclusions. In: Samson I., Anderson A., Marshall D. eds. 2003. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Canadá, Ottawa: Mineral. Assoc. of Canada, p. 1-8. (Short Course Series, 32.)
- Bodnar, R.J. 2003b. Chapter 5: Introduction to Aqueous-Electrolyte Fluid Inclusions. In: Samson I., Anderson A., Marshall D. eds. 2003. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Canadá, Ottawa: Mineral. Assoc. of Canada, p. 81-100. (Short Course Series, 32.)
- Bodnar, R.J. 2003c. Chapter 8: Re-equilibration of fluid inclusions. In: Samson I., Anderson A., Marshall D. eds. 2003. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Canadá, Ottawa: Mineral. Assoc. of Canada, p. 213-231. (Short Course Series, 32.)
- Bodnar, R.J., Lecumberri-Sánchez, P., Moncada, D. and Steele-MacInnis, M., 2014. Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. In: Turekian, H.D.H.K., Ed., Treatise on Geochemistry, 2nd Edition, Elsevier, Oxford, 119-142.
- Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O. 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. Contributions to Mineralogy Petrology, 165:723-735.
- Cathelineau, M., & Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contributions to Mineralogy and Petrology, 91(3), 235-244.
- Caritat, P.; Hutcheon, I.; Walshe, J. L., 1993. Chlorite geothermometry: a review. Clays and Clay Minerals, v. 41.
- Cline, JS., Bodnar, R.J., 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? Journal of Geophysical Research 96: 8113–8126.
- Cordani, U.G., Teixeira W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., and Martínez-Catalán, J.R. (eds.), 4-D Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir 2000, 297-320.
- Dardenne, M. A., Schobbenhaus, C., 2001. O escudo do Brasil Central. In: Metalogênese do Brasil. Ed. Univ. Brasília/CPRM, Brasília. pp.: 46-105.
- Dong G, Morrison G, and Jaireth S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. Economic Geology 90: 1841–1856.
- Eslinger E.V., Savin S.M., Yeh H. 1979. Oxygen isotope geothermometry of diagenetically altered shales. SEPM Spec. Pub. 26, 113-124.
- Goldstein, R. H., & Reynolds, T.J., 1994: Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Society for Sedimentary Geology Short Course 31, 199pp.
- Goldstein, R., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In: Samson, I.;Anderson, A.; Marshall, D. (eds.) Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral Assoc. Canada, Short Course Series, Vol. 32. p9-53.

- Heald P, Foley NK, and Hayba DO, 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology* 82: 1–26.
- JICA/MMAJ., 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.
- John, DA, Ayuso RA, Barton MD, et al., 2010. Porphyry copper deposit model. In: John DA (ed.) Scientific Investigation Report. Rolla, MO: U.S. Geological Survey..
- Jowett, C. (1991). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Available at SSRN 3863523
- Juliani, C.; Assis, R.R.; Monteiro, L.V.S.; Fernandes, C.M.D.; Martins, J.E.Z.S.; Costa, J.R.C., 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* 2021, 11, 714.
- Lagler, B.; Juliani, C.; Fernandes, C.M.D.; da Cruz, R.S.; Vieira, D.A.S., 2019. Paleoproterozoic volcanic caldera in the Amazonian Craton, northern Brazil: Stratigraphy, lithofacies characterization, and lithogeochemical constraints. *J. S. Am. Earth Sci.* 2019, 95, 102252.
- Miguel,E.J., 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brazil.
- Moncada D, Mutchler S, Nieto A, Reynolds TJ, Rimstidt JD, and Bodnar RJ, 2012. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 114: 20–35.
- Moreton, L.C., Martins E.G., 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- Noronha, F., 1998. O estudo das inclusões fluidas. *GEOlogos*, 3: 3-8.
- Paes de Barros, A.J., 2007. *Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Pereira, A.P.C.,2017. Balanço de massa, química mineral e espectroscopia de reflectância do depósito de ouro pé quente, Província Aurífera de Alta Floresta, MT. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- Preece, R.K. and Bean, R.E. ,1982. Contrasting Evolutions of Hydrothermal Alteration in Quartz Monzonite and Quartz Diorite Wall Rocks at the Sierrita Porphyry Copper Deposit, Arizona. *Economic Geology*, 77, 1621-1641.

Pimentel, M.M., 2001. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Brasília: UnB. Relatório Interno.

Pinho, M. A. S. B., Lima, E. F., Fetter, A., Van Schmus, W. R., Chemele-Fr, F., 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri – porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, Arupuanã, Mato Grosso. Revista Brasileira de Geociências, 31:1-5.

Ramos G.S., 2011. Características geoquímicas de plútôns graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 82p.

Rizzotto, G. J., Alves, C. L., Rios, F. S., & Barros, M. A. D. S. A. (2019). The Western Amazonia Igneous Belt. Journal of South American Earth Sciences, 96, 102326.

Roedder E., 1984. *Fluid inclusions*, Reviews in Mineralogy vol. 12, Mineral. Soc. Am., Washington.

Roedder E., 1981. Origins of fluid inclusions and changes that occur after trapping: In: Hollister, L.S. & Crawford, M.L. eds Fluid inclusions: applications to petrology – short course Mineral. Assoc. Canada, 6, p, 101-129.

Roedder, E., Bodnar, R.J., 1997. Capítulo 13: Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In: Barnes H.L. ed. 1997. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 3a Ed. EUA, New York: John Wiley & Sons Inc., p. 657-697. Roedder E. 1984. *Fluid inclusions*, Reviews in Mineralogy vol. 12, Mineral. Soc. Am., Washington.

Saes G.S. & Leite J.A.D., 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociênicas, USP, São Paulo, 3:113-127.

Samson, I., Anderson, A. and Marshall, D.D., 2003. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada.

Sander, MV and Black JE,, 1988. Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems; implications for fluid inclusion studies. Economic Geology 83: 1052–1060.

Santos J.O.S., 2000. Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208p.

Santos, J. O. S., Groves, D. I., Hartmann, A., Moura, M. A., McNaughton, N. J., 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36(1), 278–299.

- 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., Hartmann, L. A., Faria, M. S. G., Riker, S. R., Souza, M. M., Almeida, M. E., McNaughton, N. J., 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBGNO, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CDRom.
- Seedorff E, Dilles JH, Proffett JM, et al., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume, 1905–2005, pp. 251–298.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. & Alderton, D.H. M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies, 239 pp., Blackie, Glasgow.
- Sillitoe, R.H., and Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. Society of Economic Geologists Special Publication 10, p. 315–343.
- Silva, M. G.; Abram, M. B., 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Sorby, H.C., 1858. On the microscopic structures of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. Geological Society of London Quarterly Journal 14: 453–500.
- Souza, J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C., 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.
- Souza, I.R., 2018. Química mineral do rutilo hidrotermal nos depósitos auríferos basílio e pé quente, setor leste da província de alta floresta (mt), sul do cráton amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro.
- Stabile, A., 2012. Tipo e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 59p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira M.J.B., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22(3):174-182.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira M.J.B., 2004. A evolução tectônica dp Craton Amazônico. In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, Minas Gerais, Anais, SBG-Núcleo Minas Gerais, CD-Rom.
- Taylor, B. E., 2007. Epithermal gold deposits. 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, 113-139.

Trevisan, V. G., Hagemann, S. G., Loucks, R. R., Xavier, R. P., Motta, J. G., Parra-Avila, L. A., Assis, R. R., 2021. Tectonic switches recorded in a Paleoproterozoic accretionary orogen in the Alta Floresta Mineral Province, southern Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 364, 106324.

Tsuruoka, S., 2017, The Evolution of Hydrothermal Fluids From The Deep Porphyry Environment To The Shallow Epithermal. Tese doutorado, Colorado.

Van den Kerkhof A.M. and Hein U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. Special volume in honour of Jacques Touret. Fluid inclusions: Phase relationships- methods- applications. (Andersen T., Frezzotti M.-L. and Burke E.A.J. eds.) *Lithos* 55, 27-47.

Vitório, J.A., 2010. A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 20p.

White NC and Hedenquist JW,, 1990. Epithermal environments and styles of mineralization; variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 36: 445–474.

Wilkinson J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55:229–272.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)

Xavier R. P., Paes de Barros A.J., Assis R. R., Barbuena D., Macambira M., Souza Filho C. R. 2009. Mineralizações auríferas associadas a sistemas graníticos da Província Aurífera de Alta Floresta: Domínios Metalogenéticos e implicações prospectivas. In: XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá (MT), CD-ROM.

Zang, W., & Fyfe, W. S. (1995). Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30(1), 30-38.

Zheng, Y.F. (1993) Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals; *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1079-1091.

Anexo I – DADOS DE MICROTERMOMETRIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS

Dados de Microtermometria coletadas nesse trabalho											
Bifásicas aquosas Tipo IIa											
IF		Temperatura do Eutéxico - Te (°C)	Temperatura de Fusão do Gelo - TfGelo (°C)	Temperatura de Fusão do CO2 - TFCO2 (°C)	Temperatura de homogeneização do CO2 - THCO2(°C)	Temperatura do clatrato - Tcl (°C)	Temperatura de Homogeneização Total - ThT (°C)	Grau de Preenchimento (Vap %)	Salinidade (% eq. de NaCl)	Pressão (Mpa)	Densidade (g/cm3)
Chip 1	1	-33	-2,9	-	-	-	199	40	4,8	1,233	0,9064
	2	-31	-2,7	-	-	-	188	35	4,49	0,964	0,9154
	3	-31,8	-2,7	-	-	-	210	35	4,49	1,5758	0,8917
	4	-31,9	-	-	-	-	137	30	-	-	-
	5	-32,6	-3,5	-	-	-	248	20	5,71	3,43	0,8554
	6	-32	-2,8	-	-	-	184	20	4,65	0,8828	0,9205
	7	-29,6	0,1	-	-	-	174	10	-	0,7157	0,8991
	8	-34,9	-3,1	-	-	-	192	20	5,11	1,0537	0,9159
	9	-38,7	-2	-	-	-	192	5	3,39	1,0537	0,9029
	10	-38,9	-0,2	-	-	-	186	15	0,35	0,9223	0,8861
	13	-35,8	-0,4	-	-	-	265	20	0,7	4,6728	0,7701
	14	-39,1	-0,3	-	-	-	191	35	0,53	1,0305	0,8814
	15	-32	-	-	-	-	190	10	-	-	-
Chip 2	1	-31,2	-4,2	-	-	-	258	35	6,73	4,131	0,8524
	2	29,6	-2,9	-	-	-	178	35	4,8	0,7767	0,9273
	3	-36	-4,5	-	-	-	215	5	7,17	1,7582	0,908
	4	-29	-1,1	-	-	-	151	30	1,91	0,4966	0,9327
	5	-	-2,4	-	-	-	240	20	4,03	2,9489	0,8491
	6	-32,9	-3,2	-	-	-	208	15	5,26	1,5076	0,9003
	7	-33,9	-2,4	-	-	-	150	10	4,02	0,4915	0,9465
	8	-33,7	-2,4	-	-	-	138	30	4,03	0,4535	0,9557
	9	-32	-3,2	-	-	-	240	5	5,26	2,9489	0,8616
	10	-36	-	-	-	-	240	10	-	-	-
	11	-32,4	-2,2	-	-	-	149	10	3,71	0,4867	0,9454
	12	-32,8	-3,5	-	-	-	235	20	5,71	2,6711	0,8724
	13	-	-3	-	-	-	220	30	4,95	1,9581	0,8839
	14	-33	-0,4	-	-	-	152	10	0,71	0,5021	0,9244
	15	-33,6	-4,3	-	-	-	237	35	6,88	2,7798	0,8809
Chip 3	1	-	-3,8	-	-	-	-	10	-	-	-
Chip 4		-	-4,9	-	-	-	200	10	7,73	1,261	0,9275
Bifásicas aquosas											
Chip 1	12	29,9	-2,9	-	-	5,2	167	10	8,56	3,9896	0,9635
Chip 3	2	-	-	-	-	7,3	202	15	4,79	4,208	0,9627
	4	-	-	-	-	8,2	312	10	3,11	4,304	0,9623
	5	-	-3,5	-	-	6,7	289	10	5,89	4,1448	0,9629
	7	-	-4,3	-	-	7	286	20	5,34	4,1764	0,9628
	9	-	-	-	-	7,6	310	15	4,23	4,24	0,9626
Chip 4	10	-	-	-	-	7	290	10	5,34	4,1763	0,9628
	16	-	-4,3	-	-	7,5	315	10	4,23	4,2400	0,9626
	18	-	-	-	-	7,6	300	10	5,34	4,1764	0,9628
	5	-	-4,5	-	-	6,1	236	20	6,96	4,0822	0,9632
Chip 4	3	-	-	-	-	8,6	276	35	2,35	4,3477	0,9622
aqua-carbonica											
Chip 1	11	-	-	-56,3	28,9	8,5	-	40	-	-	-
Chip 3	6	-	-	-56,7	30,8	8,7	271	45	2,165	4,3586	0,9621
Chip 4	8	-	-	-56	27,9	8,2	275	30	3,11	4,304	0,9624
Chip 4	5	-	-	-56,2	31,3	7,2	307,4	40	4,97	4,197	0,962765

IF		Dados Assis (2015)									
		Temperatura do Eutético - Te (°C)	Temperatura de Fusão do Gelo - Tfgele (°C)	Temperatura de Fusão do CO2 - TFCO2 (°C)	Temperatura de homogenização do CO2 - THCO2(°C)	Temperatura do clatrato - Tcl (°C)	Temperatura de Homogeneização Total - Tht (°C)	Grau de Preenchimento (Vap %)	salinidade (% eq. de NaCl)	Pressão (Mpa)	Densidade (g/cm3)
CHIP I - Área I	1	-	-	-57,15	-	7,6	-	-	-	-	-
	2	-	-	-56,15	-	6,5	-	-	-	-	-
	3	-	-	-57,05	-	7,6	-	-	-	-	-
	4	-	-	-57,55	-	7,2	-	-	-	-	-
	5	-	-	-57,15	-	8,1	-	-	-	-	-
	6	-	-	-57,05	-	7,9	-	-	-	-	-
	7	-	-	-56,95	-	7,5	-	-	-	-	-
	8	-	-	-56,95	-	8,8	-	-	-	-	-
	9	-	-	-56,95	-	7,8	-	-	-	-	-
	10	-	-	-57,05	-	7,7	-	-	-	-	-
	11	-	-	-56,95	-	7,6	-	-	-	-	-
	12	-	-	-56,95	-	7,5	-	-	-	-	-
	13	-	-	-57,05	-	7,8	-	-	-	-	-
	14	-	-	-57,15	-	7,3	-	-	-	-	-
	15	-	-	-57,05	-	7,5	-	-	-	-	-
	16	-	-	-57,45	-	7,6	-	-	-	-	-
	20 *	-	-	-57,85	-	7,1	-	-	-	-	-
	21	-	-	-57,75	-	7	-	-	-	-	-
	23	-	-	-57,65	-	7,4	-	-	-	-	-
	24	-	-	-57,65	-	7,6	-	-	-	-	-
	47	-	-	-	-	7,8	-	-	-	-	-
CHIP I - Área II	1	-	-	-57,05	-	7,9	-	-	-	-	-
	2	-	-	-56,95	-	7,7	-	-	-	-	-
	3	-	-	-56,95	-	7,2	-	-	-	-	-
	4	-	-	-57,05	-	5,8	-	-	-	-	-
	5	-	-	-56,95	-	7,7	-	-	-	-	-
	6	-	-	-56,95	-	7,7	-	-	-	-	-
	7	-	-	-56,95	-	7,3	-	-	-	-	-
	8	-	-	-56,95	-	8,5	-	-	-	-	-
	9	-	-	-56,95	-	6,2	-	-	-	-	-
	10	-	-	-56,95	-	7,6	-	-	-	-	-
	11	-	-	-56,85	-	6,9	-	-	-	-	-
	12	-	-	-56,85	-	7,4	-	-	-	-	-
	13	-	-	-56,85	-	5,2	-	-	-	-	-
	14	-	-	-56,65	-	7,6	-	-	-	-	-
	15	-	-	-56,85	-	7,1	-	-	-	-	-
	16	-	-	-56,95	-	7,3	-	-	-	-	-
	17	-	-	-56,85	-	7,7	-	-	-	-	-
	18	-	-	-57,05	-	8	-	-	-	-	-
	19	-	-	-57,15	-	8,1	-	-	-	-	-
	20	-	-	-56,95	-	6,1	-	-	-	-	-
	21	-	-	-56,95	-	7,3	-	-	-	-	-
	22	-	-	-56,85	-	7,5	-	-	-	-	-
	23	-	-	-56,95	-	7,3	-	-	-	-	-
	24	-	-	-57,05	-	7,4	-	-	-	-	-
	25	-	-	-57,15	-	8,5	-	-	-	-	-
CHIP I - Área III	1	-	-	-57,05	-	8,9	-	-	-	-	-
	2	-	-	-56,95	-	6,2	-	-	-	-	-
	4	-	-	-57,05	-	7,9	-	-	-	-	-
	5	-	-	-57,05	-	7,5	-	-	-	-	-
	6	-	-	-56,85	-	7,9	-	-	-	-	-
	7	-	-	-56,85	-	7,3	-	-	-	-	-
CHIP I - A	8	-	-	-57,15	-	8,4	-	-	-	-	-
	A1	-	-	-57,25	-	8,6	-	-	-	-	-
	A2	-	-	-57,15	-	7,9	-	-	-	-	-
CHIP I - B	A3	-	-	-57,15	-	7,8	-	-	-	-	-
	B1	-	-	-57,15	-	8,4	-	-	-	-	-
	B2	-	-	-57,15	-	8,2	-	-	-	-	-
CHIP I - C	B3	-	-	-57,05	-	7,8	-	-	-	-	-
	C1	-	-	-57,25	-	8,5	-	-	-	-	-

	-	-	-	-	7,3	-	-	-	-	-	-
18	-	-	-	-	7,3	-	-	-	-	-	-
19	-	-1,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22	-	-	-	-	7,6	-	-	-	-	-	-
25	-	-	-	-	7,4	-	-	-	-	-	-
26	-	-1,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
27	-	-2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
28	-	-1,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
29	-	-2,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
30	-	-2,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
31	-	-1,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
33	-	-4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
34	-	-4,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
35	-	-3,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
36	-	-0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
37	-	-	-	-	2,3	-	-	-	-	-	-
38	-	-2,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
39	-	-3,2	-	-	6,3	-	-	-	-	-	-
40	-	-2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
41	-	-4,4	-	-	7,5	-	-	-	-	-	-
42	-	-4,8	-	-	7,5	-	-	-	-	-	-
43	-	-	-	-	7,3	-	-	-	-	-	-
44	-	-4,2	-	-	7,5	-	-	-	-	-	-
45	-	-4,7	-	-	8,5	-	-	-	-	-	-
46	-	-4,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
48	-	-1,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
49	-	-	-	-	6,4	-	-	-	-	-	-
50	-	-1,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
51	-	-	-	-	7,7	-	-	-	-	-	-
52	-	-	-	-	7,5	-	-	-	-	-	-
53	-	-1,3	-	-	7,5	-	-	-	-	-	-
54	-	-	-	-	3,5	-	-	-	-	-	-
55	-	-2,8	-	-	7,1	-	-	-	-	-	-
56	-	-5,6	-	-	5,8	-	-	-	-	-	-
57	-	-4,2	-	-	7,4	-	-	-	-	-	-
58	-	-4,8	-	-	8,7	-	-	-	-	-	-
59	-	-	-	-	7,6	-	-	-	-	-	-
60	-	-	-	-	7,1	-	-	-	-	-	-
61	-	-3,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
62	-	-1,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
63	-	-5,7	-	-	7,8	-	-	-	-	-	-
64	-	-	-	-	4,3	-	-	-	-	-	-
65	-	-5,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
66	-	-3,2	-	-	7,2	-	-	-	-	-	-
67	-	-6,4	-	-	7,8	-	-	-	-	-	-
68	-	-2,3	-	-	7,7	-	-	-	-	-	-
69	-	-	-	-	7,4	-	-	-	-	-	-
70	-	-	-	-	7,4	-	-	-	-	-	-
71	-	-3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
72	-	-	-	-	2,5	-	-	-	-	-	-
73	-	-2,7	-	-	5,3	-	-	-	-	-	-
74	-	-3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
75	-	-	-	-	4,6	-	-	-	-	-	-
76	-	-3,8	-	-	2,5	-	-	-	-	-	-

CHIP I - Área I

	26	-	-3,6	-	-	5,3	-	-	-	-	-	-
	27	-	-2,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	28	-	-1,9	-	-	7,4	-	-	-	-	-	-
	29	-	-1,5	-	-	7,5	-	-	-	-	-	-
	30	-	-1,6	-	-	7,5	-	-	-	-	-	-
	31	-	-	-	-	7,5	-	-	-	-	-	-
	32	-	-5,2	-	-	7,6	-	-	-	-	-	-
	33	-	-6,8	-	-	4,8	-	-	-	-	-	-
	34	-	-2,3	-	-	2,4	-	-	-	-	-	-
	35	-	-2,9	-	-	5,3	-	-	-	-	-	-
	36	-	-4,2	-	-	9,1	-	-	-	-	-	-
	37	-	-3,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	38	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-
	39	-	-3,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	40	-	-	-	-	4,5	-	-	-	-	-	-
	41	-	-1,5	-	-	8	-	-	-	-	-	-
	42	-	-1,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	43	-	-5,7	-	-	7,3	-	-	-	-	-	-
	44	-	-	-	-	6,7	-	-	-	-	-	-
	45	-	-2,6	-	-	6,9	-	-	-	-	-	-
	46	-	-5,9	-	-	6,9	-	-	-	-	-	-
	47	-	-1,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	48	-	-1,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	49	-	-2,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	50	-	-2,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	51	-	-2,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	52	-	-4,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	53	-	-4,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	54	-	-2,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	55	-	-4,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	56	-	-4,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	57	-	-5,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	58	-	-4,9	-	-	7,5	-	-	-	-	-	-
	59	-	-0,9	-	-	6,9	-	-	-	-	-	-
	60	-	-	-	-	7,3	-	-	-	-	-	-
	61	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-
	62	-	-5	-	-	7,3	-	-	-	-	-	-
	63	-	-5,6	-	-	3,1	-	-	-	-	-	-
	3	-	-	-	-	8,1	-	-	-	-	-	-
	9	-	-2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	10	-	-2,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	11	-	-	-	-	8,2	-	-	-	-	-	-
	12	-	-3,5	-	-	9,1	-	-	-	-	-	-
	13	-	-2,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	14	-	-3,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	15	-	-	-	-	8,2	-	-	-	-	-	-
	16	-	-5,8	-	-	7,4	-	-	-	-	-	-
	17	-	-4,2	-	-	7,8	-	-	-	-	-	-
	18	-	-3,9	-	-	3,9	-	-	-	-	-	-
	19	-	-3,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	20	-	-1,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	21	-	-	-	-	6,1	-	-	-	-	-	-
	22	-	-2,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	23	-	-3,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	24	-	-2,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	25	-	-3,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	26	-	-	-	-	8,2	-	-	-	-	-	-
	27	-	-1,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	28	-	-8,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	29	-	-3,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	30	-	-	-	-	8,7	-	-	-	-	-	-
	31	-	-2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	32	-	-2,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	33	-	-0,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	A4	-	-	-	-	-0,6	-	-	-	-	-	-
	A5	-	-	-	-	-4,6	-	-	-	-	-	-
	A6	-	-	-	-	-3,2	-	-	-	-	-	-