



**UNIVERSIDADE ESTADUAL
PAULISTA “JULIO DE
MESQUITA FILHO”**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E
CIÊNCIAS EXATAS**



Trabalho de Conclusão de Curso
Curso de Graduação em Geologia

**ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E GEOTERMOBAROMETRIA DO
ALVO PAZ, PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT),
CRÁTON AMAZÔNICO.**

Henrique Bazzo Martins

Orientador: Professor Doutor Rafael Rodrigues de Assis

Rio Claro (SP)
2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

Henrique Bazzo Martins

ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E GEOTERMOBAROMETRIA DO
ALVO PAZ, PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT),
CRÁTON AMAZÔNICO.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
(IGCE), Campus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, para
obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Rio Claro – SP

2018

HENRIQUE BAZZO MARTINS

ALTERAÇÃO HIDROTÉRMICA E
GEOTERMÓMETRIA DO ALVO PAZ, PROVÍNCIA
AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT), CRÁTON
AMAZÔNICO.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
(IGCE), Campus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, para
obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Rio Claro, dezembro de 2018

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis (orientador)

Prof. Dr. Sebastião Gomes de Carvalho

Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior

Assinatura do aluno

Assinatura do orientador

“A persistência é o caminho do êxito”

(Charles Chaplin)

AGRADECIMENTOS

A Deus, que iluminou meu caminho durante essa jornada.

Ao professor Rafael, pela orientação, pela compreensão, pela amizade e principalmente pela paciência em aturar diversas horas de conversa e mensagens trocadas.

Aos meus pais, Edna e Devanil, e ao meu irmão Gabriel, que com muito amor e carinho me deram total apoio nas decisões ao longo dessa caminhada, e não me deixaram desanimar nos momentos de maiores dificuldades.

Aos amigos que fiz nessa caminhada, e que pretendo levá-los por toda minha vida, com os quais pude compartilhar momentos de felicidade e de sofrimento.

A todos aqueles que direta ou indiretamente colaboraram com a realização desse trabalho.

RESUMO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), setor norte do Estado de Mato Grosso, corresponde a um fragmento crustal de direção WNW-ENE, inserido no extremo sul do Cráton Amazônico. Constitui-se de unidades plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas derivadas de sucessivos eventos orogênicos, com magmatismo cálcio-alcalino, retrabalhamento de crosta paleoproterozoica com rara participação de material arqueano. Centenas de depósitos auríferos primários de pequeno porte, concentrados ao longo do cinturão Peru-Trairão, de direção NW-SE, ocorrem entre os municípios de Peixoto de Azevedo e Novo Mundo. Nesse cenário, quatro grupos de mineralizações podem ser individualizadas na província: (1) depósitos de Au \pm Cu disseminados; (2) depósitos de Au \pm Cu filonares; (3) depósitos de Au \pm Cu \pm Mo filonares; e (4) depósitos de Au + Zn + Pb \pm Cu filonares. Apesar do grande potencial metalogenético e econômico que a PAAF apresenta, a grande maioria dos trabalhos na província tem centrado os modelos descritivos e genéticos das mineralizações relacionadas ao grupo (1). Embora com um número bastante significativo de depósitos atualmente explorados por atividade garimpeira, o segundo grupo corresponde a um dos menos compreendidos na província. Portanto, este trabalho tem por temática a caracterização das rochas hospedeiras, alteração hidrotermal, paragênese do minério e de química mineral da mica branca e clorita do Alvo PAZ, inserido no contexto do depósito Peteca (município de Matupá, MT), pertencente ao grupo (II). Para isso, esse trabalho se utilizou de petrografia em luz transmitida e refletida, microsonda eletrônica de varredura e microsonda eletrônica. Neste sentido, o Alvo PAZ ocorre hospedado basicamente em (1) granitoide de granulação média e ligeiramente anisotrópico, localmente truncado por (2) diques de rocha subvulcânica intermediária a ácida. Esses litotipos são variavelmente afetados por intensos estágios hidrotermais, temporalmente representados pelas alterações (i) potássica com K-feldspato; (ii) sericítica; (iii) clorítica; (iv) epidotização; (v) silicificação, todos em estilo eminentemente pervasivo, embora sejam tardiamente afetadas por venulações tardias de carbonato e/ou quartzo. O minério é representado por pirita \pm calcopirita \pm Au e ocorre intimamente relacionado à silicificação. Em adicional, três tipologias de mica branca foram reconhecidas na zona de alteração sericítica: (1) sericita, (2) muscovita grossa subeuédrica, e (3) muscovita anédrica fina, enquanto que na alteração clorítica e propilítica, três variedades texturais de clorita estão presentes: (1) aglomerados de clorita intersticial, (2) clorita subeuédrica, e (3) clorita venular. As três variedades de clorita são do tipo brunsvigita, enquanto a mica branca exibe pequena variação composicional entre os membros muscovítico e fengítico. O geotermômetro da clorita indica ampla variação nos valores de temperatura, entre 210° e 370 °C. O mesmo ocorre para o geobarômetro da mica branca, que indica pressões de 0,12 a 6,20 kbar (~0,4 a 23,4km). Os dados aqui reunidos indicam que o o Alvo PAZ apresenta semelhanças com depósitos auríferos do tipo Au-pórfiro, ouro orogênico e IRGS. Nesse contexto, pode-se dizer que o Alvo PAZ teria se desenvolvido a partir de um sistema magmático-hidrotermal em nível crustal intermediário e com temperaturas moderadas, com forte influência da pressão de fluidos no sistema.

PALAVRAS-CHAVE – Província Aurífera de Alta Floresta; depósito aurífero filonar; química mineral; geotermobarometria.

ABSTRACT

The Alta Floresta Gold Province (AFGP), northern sector of the Mato Grosso State, corresponds to a crustal fragment of WNW-ENE direction, inserted into the southernmost portion of the Amazon Craton. It consists of paleoproterozoic plutonic, volcanic and vulcanosedimentary units generated into successive orogenic events onset, with calcium-alkaline magmatism and paleoproterozoic tectonic reworking with minor of Archean material. Its Several primary small gold deposits occur along the NW-SE Peru-Trairão belt. In this context, the primary mineralizations within the province can be clustered into four major groups: (1) disseminated Au \pm Cu deposits; (2) vein-type Au \pm Cu deposits; (3) vein-type Au \pm Cu \pm Mo deposits; and (4) vein-types Au + Zn + Pb \pm Cu deposits. Despite the great metalogenetic and economic potential of the province, most studies have been focused in the descriptive and genetic models of mineralizations related to group (1). Although a significant number of deposits currently explored by prospector activity, the second group represent one of the least understood in the province. Thus, the main goal of this work is the characterization of the host-rocks, the hydrothermal alteration sequence, ore paragenesis and the mineral chemistry of white mica and chlorite of Alvo PAZ, inserted into the Peteca deposit region (Matupá, MT), which belong to the second-class deposits. Therefore, this work performed of conventional petrography, scanning electron microprobe and electron microprobe. In this way, the Alvo PAZ is majorly hosted by (1) medium-grained and isotropic to slightly anisotropic granitoid, locally intruded by (2) intermediate to acid subvulcanic. These lithotypes are variably affected by intense hydrothermal alterations, temporally represented by: (i) potassic with K-feldspar; (ii) sericitic; (iii) chloritic; (iv) epidotization; (v) silica injections and silicification, eminently in pervasive-styles, nevertheless collectively truncated by late carbonate and/or quartz-rich veins. The ore exhibits pyrite \pm chalcopyrite \pm Au in paragenesis, temporally related to silicification and silica injection. In addition, three types of white mica were recognized into the sericitic alteration halo: (1) sericite, (2) coarse-grained subeuhedral muscovite, and (3) fine-grained anhedral muscovite, whereas related such as the chloritic as the propilitic alterations, three texturais typologies of chlorite are present: (1) interstitial chlorite-rich agglomerates, (2) subeuhedral chlorite, and (3) vein-type chlorite. As a whole, the chlorite shows brunsvigitic composition, whereas white mica exhibits homogeneous compositions between the muscovite and the phengitic end-members. The chlorite geothermometer indicates a wide variation in temperature (from 210° to 370°C). The white mica geobarometer also indicates a wide variation, from 0.12 to 6.20 kbar (~ 0.4 to 23.4km). The data allows to point out the Alvo PAZ share similarities to Au-porphyrific gold deposits, orogenic gold and IRGS. In this context, is proposed the Alvo PAZ is a result of a hydrothermal-magmatic system installed at intermediate crustal level with moderate fluid-temperatures, with important influence of fluid pressure.

KEY-WORDS - Alta Floresta Gold Province; vein-type gold deposit; mineral chemistry; geothermobarometry.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa geológico simplificado dos principais domínios geológicos e localização de importantes ocorrências auríferas primárias (cinturão NW-SE do Peru-Trairão) da Província Aurífera de Alta Floresta.....	16
Figura 2: Mapa geológico da Zona de Cisalhamento Peteca (ZCP) com a localização do lineamento mineralizado João Fidelis-Queiros.	19
Figura 3: Localização geográfica do depósito filonar de Au ± Cu do Peteca.....	19
Figura 4: Compartimentações geotectônicas propostas para o Cráton Amazônico.	30
Figura 5: Distribuição das províncias geotectônicas do Cráton Amazonas segundo o modelo de Santos et al. (2000).	32
Figura 6: Mapa geológico do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta.	33
Figura 7: Mapa geológico da região de Peixoto Azevedo, com destaque para a região do depósito do Peteca (X vermelho)..	39
Figura 8: Seção geológica e estrutural interpretativa do depósito do Peteca, com os principais litotipos da área.....	41
Figura 9: Principais hospedeiras do Alvo PAZ, em que (A) e (B) representam hospedeira plutônica.o.	42
Figura 10: Quadro paragenético evolutivo proposto para o sistema hidrotermal do Alvo PAZ.....	43
Figura 11: Amostras representativas, em escala macroscópica, do sequenciamento temporal proposto para o sistema hidrotermal do Alvo PAZ.....	44
Figura 12: Alteração potássica evidenciada pela intensa coloração avermelhada dos protólitos.....	44
Figura 13: Fotomicrografias da alteração potássica.	
Figura 14: Fotomicrografias com elétrons retroespalhados da alteração potássica do Alvo PAZ, no depósito do Peteca. (A) e (B): Substituição pervasiva, das bordas para o interior, de cristal de plagioclásio por K-feldspato.	46
Figura 15: Coloração verde de brilho sedoso decorrente da presença de sericita ± muscovita geradas no decorrer da alteração sericítica.....	46
Figura 16: Fotomicrografias da alteração sericítica perasiva, principalmente a partir das bordas para o centro dos cristais ígneos e hidrotermais, com geração de sericita e muscovita.....	47

Figura 17: Fotomicrografias de elétrons retroespalhados da alteração sericítica do Alvo PAZ.....	48
Figura 18: Hospedeira granítica com intensa alteração clorítica pervasiva e geração de cristais grossos de clorita verde escura.....	48
Figura 19: Fotomicrografias da alteração clorítica pervasiva.....	49
Figura 20: Fotomicrografias com elétrons retroespalhados da alteração clorítica.....	50
Figura 21: Epidotização, em protólito granítico.....	51
Figura 22: Fotomicrografias da epidotização venular.....	51
Figura 23: Fotomicrografias com elétrons retroespalhados da epidotização presente no Alvo PAZ.....	52
Figura 24: Silicificação evidenciada por (1) vênulas e (2) bolsões de quartzo, ambos de coloração branca leitosa.....	53
Figura 25: Fotomicrografias da silicificação.....	53
Figura 26: Fotomicrografia com elétrons retroespalhados de alguns bolsões de quartzo, formados pela silicificação ocorrida em meio aos processos hidrotermais anteriores... 54	
Figura 27: Cristais de pirita (Py) confinados em venulações de quartzo.	54
Figura 28: Fotomicrografia com elétrons retroespalhados da fraca sulfetação mostrando pirita associada a quartzo venular.....	55
Figura 29: (A-B) Fotomicrografias de vênula de calcita em que é possível notar suas relações de truncamento e posteridade em relação ao quadro paragenético evolutivo proposto para o Alvo PAZ.....	55
Figura 30: (A) Fotomicrografia com elétrons retroespalhados de vênula de calcita que trunca por venulações os outros estágios hidrotermais; com o respectivo (B) espectro EDS obtido no MEV, que permitiu o reconhecimento da calcita.....	56
Figura 31: (A) e (B) Fotomicrografias da sericita, com cristais de granulação muito fina que ocorrem como massas dispersas ao longo de toda a trama das hospedeiras. Fotomicrografias em (A) luz natural e (B) polarizadores cruzados.	57
Figura 32: (A) e (B) Fotomicrografias da muscovita subeuédrica.....	58
Figura 33: Fotomicrografias de muscovita anédrica. Nota-se que os cristais de muscovita estão envoltos pela sericita. (A) e (C) luz natural, (B) e (D) polarizadores cruzados. Legenda: Ms - muscovita; Ser - sericita.	59
Figura 34: Fotomicrografias dos aglomerados intersticiais de clorita com pequenas inclusões de apatita e hematita em luz natural.	60

Figura 35: Fotomicrografia de clorita pseudomórfica.	61
Figura 36: Imagem EDS em que é possível observar aglomerado intersticial de clorita com inúmeras inclusões de apatita e titanita.	61
Figura 37: Fotomicrografias da clorita subeuédrica, em que os cristais ocorrem isolados em massa sericítica.	62
Figura 38: Fotomicrografia de vênulas de clorita e epídoto que trunca ortoclásio e sericita em hospedeira granítica.	63
Figura 39: Fotomicrografia de vênulas compostas por clorita associada ao epídoto....	63
Figura 40: Diagrama proposto por Deear et al., (2014) para a classificação composicional da mica branca.	67
Figura 41: Diagrama proposto por Foster (1962) para a classificação de clorita.	71
Figura 42: Diagrama ternário de classificação de clorita segundo proposta de Zane & Weiss (1998).	72
Figura 43: Diagrama bivalente de MgO(%) vs. FeO(%) para as tipologias de clorita do Alvo PAZ.	73
Figura 44: Diagrama empírico de estabilidade mineral do processo de sericitização e alteração muscovítica.	75
Figura 45: Fotomicrografia que ilustra a substituição do K-feldspato por epídoto ± clorita (equação VIII).	77
Figura 46: Histogramas das temperaturas obtidas com base em diversos autores, para as variedades texturais de clorita individualizadas no Alvo PAZ.	79
Figura 47: Dispersão dos valores de temperatura para a clorita segundo a equação de Jowett (1991).	81
Figura 48: Histograma das pressões da mica branca, obtidas pela equação de Massone & Schreyer (1987).	82

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Padrões utilizados para calibração da microsonda eletrônica para cada elemento analisado.	23
Tabela 2: Geocronologia, litologia e ambientes tectônicos das principais unidades geológicas que perfazem os quatro domínios geológicos do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta.	34
Tabela 3: Concentração dos elementos maiores (%) usualmente atribuída à composição da mica branca.	65
Tabela 4: Faixa de valores mínimos e máximos (%) de composição obtida para as variedades texturais da mica branca.	66
Tabela 5: Concentração dos elementos maiores (%) usualmente atribuída à composição da clorita.	68
Tabela 6: Faixa de valores mínimos e máximos (%) de composição obtida para as variedades texturais da clorita do Alvo PAZ.	69
Tabela 7: Intervalos de temperatura obtidos para cada variedade textural da clorita, segundo a equação estabelecida por Jowett (1991).	80
Tabela 8: Intervalo dos valores da pressão obtidos para cada tipo de mica branca do Alvo PAZ.	83
Tabela 9: Intervalos de variação da profundidade para cada tipo de mica branca, baseados nos valores de pressão obtidos para esses minerais.	84

LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES

AFGP – *Alta Floresta Gold Province*

BIF's – sigla do inglês para Formações Ferríferas Bandadas (*Banded Iron Formation*)

DPM – Departamento de Petrologia e Metalogenia

EDS – sigla em inglês para Espectroscopia de raio-X por Dispersão de Energia

Ga – bilhões de anos

Kbar - quilobares

Km - quilômetros

LA-ICP-MS – sigla em inglês para espectrometria de massa por plasma acoplado individualmente com ablação a laser

Ma – milhões de anos

MEV – Microscópio Eletrônico de Varredura

NW-SE – Noroeste-Sudeste

P - Pressão

PAAF – Província Aurífera de Alta Floresta

SHRIMP – sigla em inglês para Sensitive High Resolution Ion Microprobe (microsonda iônica de resolução)

T – Temperatura

UNESP – Universidade Estadual Paulista

WDS – sigla em inglês para espectroscopia de comprimento de onda dispersivo

ZCP – Zona de Cisalhamento Peteca

SUMÁRIO

1. Introdução	15
2. Problemática e Justificativa	18
3. Objetivos	20
4. Materiais e Métodos	21
4.1. Amostragem	21
4.2. Pesquisa Bibliográfica	21
4.3. Petrografia	21
4.4. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	22
4.5. Microsonda Eletrônica	22
4.6. Análise dos Dados	24
4.6.1. AX [®]	24
4.6.2. WinCcac [®]	24
4.6.3. Grapher [®]	24
4.6.4. OriginPro [®]	25
4.6.5. Macro de Excel – Mica Formula	25
5. Fundamentação Teórica	26
5.1. Mica branca como geobarômetro	26
5.2. Clorita como geotermômetro	27
6. Geologia Regional	29
6.1. Cráton Amazônico	29
6.2. Província Aurífera de Alta Floresta	30
6.3. Depósito filonar de Au ± Cu do Peteca	38
6.3.1. Suíte Nairam	38
6.3.2. Granitoide Gringo	39
7. Resultados	42
7.1. Hospedeiras do Alvo PAZ	42
7.2. Alteração Hidrotermal	43
7.3. Alteração Potássica	44
7.4. Alteração Sericítica	46
7.5. Alteração Clorítica	48
7.6. Epidotização	50
7.7. Silicificação	52
7.8. Mineralização	54
7.9. Carbonatação	55
8. Classificação Óptica de Filossilicatos Hidrotermais	57
8.1. Classificação Óptica da Mica Branca	57

8.2. Classificação Óptica da Clorita	59
8.3. Classificação Química dos Minerais	64
8.3.1. Classificação Química da Mica Branca	64
8.3.2. Classificação Química da Clorita	68
9. DISCUSSÕES	74
9.1. Alterações Hidrotermais	74
9.2. Geotermometria e Geobarometria	77
9.3. Implicações Metalogenéticas	84
10. Conclusões	88
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	90
APÊNDICE I – ANÁLISE QUÍMICA DA LÂMINA PAZ-01	96
APÊNDICE II – ANÁLISE QUÍMICA DA LÂMINA PAZ-07	97
APÊNDICE III – ANÁLISE QUÍMICA DA LÂMINA PAZ-08	98
APÊNDICE IV – ANÁLISE QUÍMICA DA LÂMINA PAZ-10	100
APÊNDICE V – GEOTERMÔMETRO DA CLORITA	101
APÊNDICE V – GEOTERMÔMETRO DA CLORITA (CONTINUAÇÃO)	102
APÊNDICE VI – GEOBARÔMETRO DA MICA BRANCA	103
APÊNDICE VII – PROFUNDIDADES OBTIDAS PELAS PRESSÕES	104

1. Introdução

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), setor norte do Estado de Mato Grosso, insere-se no extremo sul do Cráton Amazônico (Souza *et al.*, 2005). O cráton corresponde a um segmento crustal estabilizado a cerca de 1,0 Ga e circundado pelas faixas móveis neoproterozoicas de Tucavaca (na Bolívia), Araguaia-Cuiabá (Brasil Central) e Tocantins (a norte do Brasil) (Almeida *et al.*, 1976; Cordani *et al.*, 1988; Tassinari & Macambira, 1999).

Neste cenário, a PAAF é essencialmente constituída por unidades plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas, delimitadas a norte pelo gráben do Cachimbo e a sul, pelo gráben dos Caiabis (Figura 1). A depender do modelo tectônico adotado para a compartimentação do cráton, a província localiza-se em duas províncias geológicas. Estaria, portanto, compreendida entre as províncias Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga), no modelo de Tassinari & Macambira (1999), ou então, entre as províncias Tapajós-Parima (2,1-1,87 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga), na concepção de Santos (2003). Entretanto, independente do modelo adotado, a PAAF corresponde a terrenos construídos por sucessivos eventos orogênicos, com acreção juvenil evoluída através de magmatismo granítico cálcio-alcalino a localmente alcalino, e retrabalhamento tectônico de crosta paleoproterozoica com rara participação de material arqueano (Paes de Barros, 2007; Assis, 2015).

Neste contexto, a importância metalogenética da PAAF tem sido atestada pela ocorrência de centenas de depósitos auríferos de pequeno porte (< 5 t Au) e de baixo a médio teor, que entre as décadas de 1980 e 1990, foram responsáveis pela produção de aproximadamente 160 toneladas do metal. Essa produção proveio inicialmente da atividade garimpeira em depósitos aluvionares, e posteriormente, em depósitos primários, com a exaustão dos secundários (Paes de Barros, 2007; Assis *et al.*, 2014). Grande parte dessa produção foi proveniente da região que compreende os municípios de Peixoto de Azevedo – Matupá – Novo Mundo, onde os depósitos estão dispostos segundo um cinturão de direção NW-SE que se estende das regiões garimpeiras do Trairão, a norte, até a do Peru, a sul (cinturão Peru-Trairão). De modo geral, esses depósitos estão hospedados em unidades plutônicas cálcio-alcalinas oxidadas, de médio a alto K, meta- a peraluminosas, pertencentes à série da magnetita (granitos tipo I), além de subvulcânicas, vulcânicas alcalinas e granitos epizonais (granitos tipo A₂) (Assis *et al.*, 2014; Assis, 2015). No conjunto, essas unidades exibem idades de cristalização entre 2.03 e 1.75 Ga

(Santos, 2003; Santos *et al.*, 2006; Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Assis, 2015; Bettencourt *et al.*, 2016).

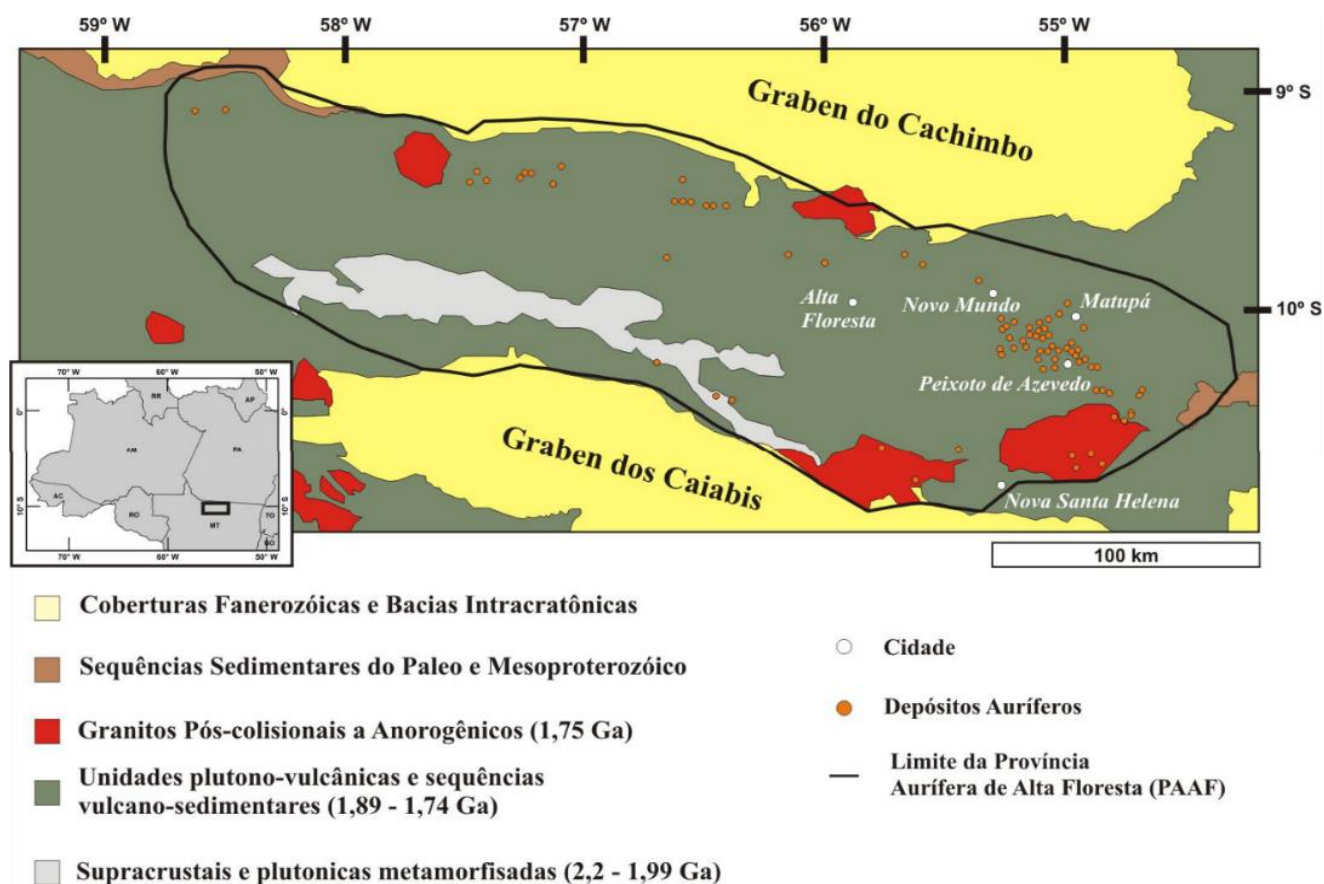


Figura 1: Mapa geológico simplificado dos principais domínios geológicos e localização de importantes ocorrências auríferas primárias (cinturão NW-SE do Peru-Trairão) da Província Aurífera de Alta Floresta. Extraído de Paes de Barros (2007).

A assinatura dos depósitos auríferos da PAAF, em conjunto com o estilo e paragênese da mineralização, possibilita identificar a presença de quatro grupos principais de mineralizações auríferas primárias na província (Assis *et al.*, 2014): (1) depósitos de Au \pm Cu disseminados (e.g. depósitos Luizão, Pé Quente, Serrinha e X1); (2) depósitos de Au \pm Cu filonares (e.g. Edu, Peteca, Buriti, João Fidelis e Paraíba), ambos predominantemente representados por pirita, mas com concentrações variáveis de calcopirita e hematita; (3) depósitos de Au \pm Cu \pm Mo filonares (e.g. Ana e Jaca); além de (4) depósitos de Au + Zn + Pb \pm Cu filonares (e.g. Francisco e Bigode). A grande maioria dos depósitos está inserida no grupo (1), que em conjunto àqueles pertencentes ao grupo (2), seriam equivalentes a sistemas do tipo Au-pórfiro. As mineralizações dos grupos (3)

e (4), contudo, exibem atributos geológicos compatíveis com os sistemas epitermais do tipo *low-* e *intermediate sulphidation* (Assis *et al.* 2014; Bettencourt *et al.*, 2016).

Nesse cenário, o Alvo PAZ (na região do depósito do Peteca), foi escolhido como alvo de estudo para esse trabalho, visto corresponder uma mineralização inédita que reúne características geológicas similares aos depósitos do grupo (2), o qual corresponde ao grupo com o menor grau de conhecimento na província. Desta forma, esse trabalho individualiza as principais hospedeiras, sequenciamento da alteração hidrotermais e o quimismo da clorita e mica branca e as condições geotermobarométricas por meio de química mineral (mica branca e clorita) do alvo supracitado.

2. Problemática e Justificativa

Apesar da Província exibir grande potencial em hospedar mineralizações auríferas primárias, sua geologia ainda necessita de estudos mais detalhados, particularmente em áreas-chave que permitam uma melhor definição do ambiente em que esses depósitos se formaram. Isso se torna mais crítico visto a maior abrangência dos estudos ter se focado nas mineralizações de $Au \pm Cu$ disseminadas em sistemas graníticos (grupo 1), a exemplo dos depósitos de Serrinha (Moura *et al.*, 2006), Luizão (Paes de Barros, 2007), Pé Quente (Assis, 2011) e X1 (Rodrigues, 2012).

O grupo (2), por exemplo, corresponde a uma das tipologias mais novas propostas para a Província (Mesquita *et al.*, 2015) e, apesar de sua importância econômica por reunir dezenas de depósitos atualmente explorados por atividade garimpeira, tem sido pouco estudada. Os depósitos do Edu (Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007) e Paraíba (Paes de Barros, 1994; Trevisan, 2015), representam os principais exemplos dessa classe de depósitos. Embora seus principais atributos geológicos (e.g. rochas hospedeiras, geoquímica da hospedeira e do minério, tipologia e sequenciamento da alteração hidrotermal, estilo e paragênese do minério, regime de fluidos, idade U-Pb das hospedeiras e contexto geológico) estejam bem equacionados, não há consenso quanto ao seu modelo genético.

Mais recentemente, Teixeira (2015) individualiza diversas zonas de cisalhamento NW-SE na região de Flor da Serra (município de Peixoto de Azevedo), dentre elas a zona de Cisalhamento Peteca (Fig. 2). Esta estrutura engloba inúmeras ocorrências e depósitos auríferos do grupo (2), a exemplo do Peteca (Teixeira, 2015), Geraldo, Gringo, Buriti e Alvo PAZ, dos quais somente o primeiro fora estudado de forma mais sistemática.

Nesse sentido, o alvo PAZ, pertencente ao depósito do Peteca (Fig. 3) foi selecionado como estudo de caso para esse trabalho, visto corresponder a um depósito aurífero inédito pertencente ao grupo de depósitos filonares de $Au \pm Cu$ (grupo 2), justamente o qual apresenta um dos menores índices de conhecimento geológico e metalogenético na PAAF. Em adicional, observa-se a carência de estudos em química mineral nessa classe de depósitos auríferos estruturalmente controlados, tais como os desenvolvidos em clorita e mica branca (sericita-muscovita) hidrotermais, para fins geotermobarométricos.

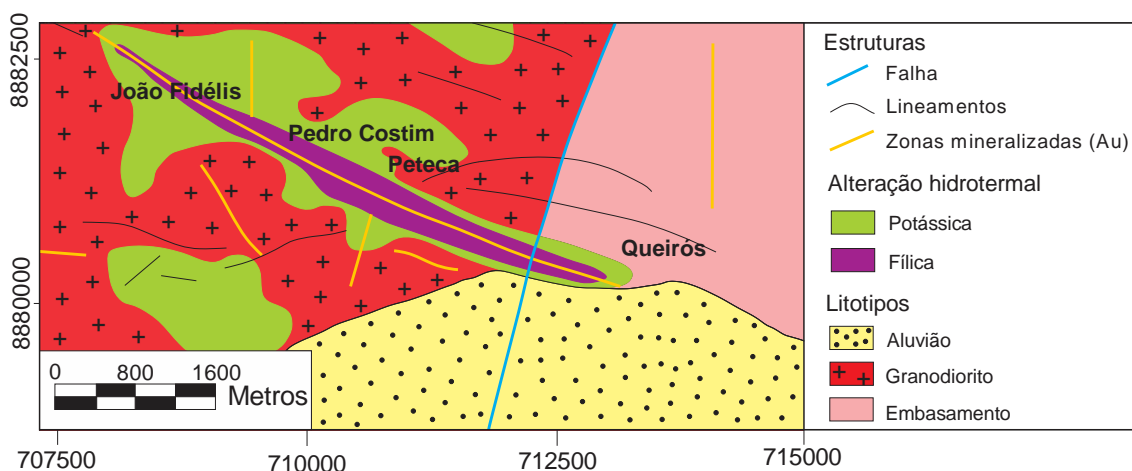


Figura 2: Mapa geológico da Zona de Cisalhamento Peteca (ZCP) com a localização do lineamento mineralizado João Fidelis-Queiros, de direção NW-SE, que engloba os depósitos Queirós, Peteca, João Fidelis (Extraído de Teixeira, 2015).

Trabalhos nessa temática permitem estimar, respectivamente, as condições de temperatura e pressão do sistema hidrotermal que vigorou e, portanto, fornecer uma melhor compreensão quanto a um possível modelo genético, no caso, relacionado ao Alvo Paz.



Figura 3: Localização geográfica do depósito filonar de Au ± Cu do Peteca, ao qual pertence o Alvo PAZ, objeto de estudo para este Trabalho de Conclusão de Curso.

3. Objetivos

Esse trabalho, centrado na temática “*o papel do magmatismo granítico na gênese de mineralizações auríferas do setor leste da Província de Alta Floresta*”, se utiliza do alvo PAZ como estudo de caso, o qual corresponde a uma mineralização filonar de Au ± Cu encaixada na Zona de Cisalhamento do Peteca (ZCP). Portanto, objetiva a descrição e caracterização petrográfica de **(1)** suas principais rochas hospedeiras; **(2)** das relações temporais e espaciais da mineralização com a hospedeira; **(3)** caracterização das tipologias e estilos da alteração hidrotermal; **(4)** paragênese mineral e estilo da mineralização aurífera; além de estudos de química mineral por microsonda eletrônica, que englobam a **(5)** caracterização química da clorita e mica branca hidrotermais; e **(6)** estimativa das condições de pressão e temperatura vigentes no sistema hidrotermal do depósito, por meio do geotermômetro da clorita (Cathelineau & Nieva, 1985) e do geobarômetro da muscovita (Massone & Schreyer, 1987).

Deste modo, espera-se reunir um conjunto de dados referentes ao Alvo PAZ (depósito do Peteca), o qual permitirá estabelecer comparações com características de modelos de depósitos auríferos existentes, e então estimar um possível modelo genético ao qual o alvo estudado se enquadra.

4. Materiais e Métodos

Esse trabalho foi desenvolvido a partir de cinco etapas principais, que envolvem desde a seleção do material de estudo, até sua análise em laboratórios especializados. Essas etapas são descritas de forma mais detalhada a seguir.

4.1. Amostragem

Foram selecionadas dez amostras provenientes de furos de sondagens representativos do depósito, coletadas em trabalhos de campo realizados pelo orientador desse trabalho. A partir dessas amostras, foram confeccionadas cinco lâminas delgada-polidas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (DPM, UNESP, Rio Claro).

4.2. Pesquisa Bibliográfica

A segunda etapa realizada consistiu na leitura de artigos, trabalhos de conclusão de curso, dissertações de mestrado e teses de doutorado referentes à área estudada (Assis, 2015; Quispe, 2016; Teixeira, 2015; Trevisan, 2015; entre outros), a fim de que houvesse um entendimento prévio quanto ao seu contexto geológico e metalogenético. Em adicional, a literatura também focou materiais referentes ao hidrotermalismo e sistemas hidrotermais (Barnes, 1997; Xavier *et al.*, 2011; entre outros), relacionados a colocação de corpos graníticos, assim como a aplicação do geotermômetro da clorita e do geobarômetro da mica branca em sistemas magmático-hidrotermais (Cathelineau & Nieva, 1985; Massone & Schreyer, 1987).

4.3. Petrografia

Essa etapa consistiu em duas partes: (1) descrição macroscópica das amostras e (2) análise petrográfica em lâminas delgada-polidas. Ambas as etapas foram desenvolvidas nas dependências do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da UNESP – Rio Claro.

Na primeira parte, foram selecionadas dez amostras provenientes de um furo de sondagem representativo do alvo de estudo. Essas amostras foram analisadas com o auxílio de uma lupa de mão com aumento de 20x, o que possibilitou a descrição mais precisa das principais características macroscópicas das rochas, a exemplo de sua

mineralogia, tipos e estilos da alteração hidrotermal. Posteriormente, as principais feições macroscópicas reconhecidas foram fotografadas.

Após a descrição macroscópica, cinco amostras foram selecionadas para confecção de lâminas polidas, no Laboratório de Laminação da UNESP – Rio Claro. Essas lâminas foram analisadas por meio de um microscópio petrográfico óptico convencional da marca Zeiss, Modelo Axioskop 40, disponibilizado pelo Laboratório de Microscopia do DPM. Assim, características como mineralogia, tipos e estilos da alteração hidrotermal, ordem cronológica dessa alteração, associações paragenéticas e as variações texturais dos principais minerais de interesse (clorita e muscovita/sericita), puderam ser efetuadas

Posteriormente, foram capturadas imagens fotomicrográficas a partir de uma câmera fotográfica digital Canon PowerShot G5, acoplada ao microscópio petrográfico, com 5 megapixels de resolução.

4.4. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Posteriormente a etapa petrográfica, foi feito um refinamento das descrições com o uso do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), da marca JEOL, modelo JSM-6010 LA com sensores de elétrons secundários, retro espalhados e espectrômetro de raios-X por dispersão de energia (EDS), operado com tensão de aceleração de 15 Kv, e distância focal de 10 mm, situado nas dependências do Departamento de Petrologia e Metalogenia.

Foi possível, portanto, a identificação de algumas características não visíveis a nível petrográfico convencional, a exemplo de eventuais microtexturas hidrotermais e de substituição, zoneamentos minerais nos sulfetos, particularmente pirita, inclusões minerais, e determinação mais precisa de fases associadas à paragênese sulfetada (não reconhecida na petrografia). Esse detalhamento possibilitou escolher os melhores minerais e setores (mais límpidos, ou seja, sem inclusões e/ou texturas de substituição) para a quantificação de elementos maiores e traço efetuada em microsonda eletrônica.

4.5. Microsonda Eletrônica

Essa etapa teve por objetivo a quantificação dos elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O , K_2O , CaO , MgO , MnO , TiO_2 e Cr_2O_3) e alguns traço (Cl, Ba) em cristais representativos de clorita e mica branca para cada uma das texturas individualizadas

durante a etapa petrográfica. As análises foram realizadas em Microsonda Eletrônica, alocada no Laboratório de Microsonda Eletrônica do DPM.

Foi utilizado o método de espectroscopia por dispersão em comprimento de onda (*WDS – Wavelength-dispersive spectroscopy*) em uma microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8230 *superprobe*, com condições de operação de 15 kV, aceleração de 20,4 nÅ. As amostras analisadas foram previamente checadas no MEV e metalizadas com uma película de 10 nm de carbono. A quantificação elementar foi efetuada em um feixe de laser com diâmetro de 10 µm (*spot size*), com padrões naturais para todos os elementos (Tab. 1).

Tabela 1: Padrões utilizados para calibração da microsonda eletrônica para cada elemento analisado.

Si	Ortoclásio
Ti	Ilmenita
Al	Anortita
Fe	Ilmeita
Mn	Rodonita
Mg	Diopsídio
Cr	Cromita
Ni	Óxido de níquel artificial
Ca	Wollastonita
Na	Albita
K	Ortoclásio
Ba	Barita
Cl	Sodalita

As análises foram realizadas a partir de amostras representativas das zonas de alteração sericítica (muscovita-sericita ± quartzo) e clorítica (clorita ± quartzo ± hematita) do depósito do Peteca.

4.6. Análise dos Dados

Os dados coletados pela microsonda eletrônica foram então submetidos a um tratamento por meio da utilização de softwares específicos, tais como: AX[®]; WinCcac[®]; Grapher[®]; OriginPro[®] e a macro Mica Formula do Microsoft Excel.

4.6.1. AX[®]

Desenvolvido por Holland (2014), para o cálculo da atividade de cada elemento presente na composição dos minerais, o AX[®] roda os dados químicos gerados pela análise da microsonda, na forma de um arquivo de texto (extensão .txt). Dessa forma, o programa gera três novos arquivos nos quais é possível analisar principalmente a soma total dos óxidos e cátions em cada cristal analisado (soma estequiométrica), e a quantidade de água presente nesses minerais, fator de grande importância na conferência da qualidade dos dados.

4.6.2. WinCcac[®]

Desenvolvido exclusivamente para o sistema operacional Windows, da Microsoft, o WinCcac[®] corresponde a um software destinado a calcular dados químicos da clorita, como a porcentagem de cada óxido e dos elementos separados na composição dos cristais de clorita analisados. Os cálculos são realizados a partir de dados gerados pela análise na microsonda, que são importados para o programa na forma de um arquivo de Excel. Além das porcentagens de composição química, o WinCcac[®] também gera informações quanto a sua (1) caracterização química (variedade composicional da clorita), (2) as razões entre os elementos presentes, (3) a temperatura de formação de geração do cristal de clorita analisado, baseados em estudos prévios de diversos autores. Para maiores informações, recomenda-se a consulta do trabalho de Yavuz et al. (2015), responsáveis pelo desenvolvimento do software.

4.6.3. Grapher[®]

O Grapher[®] consiste em um programa desenvolvido pela empresa Golden Software, principalmente destinado a análises geoquímicas por meio de diagramas classificatórios. É possível importar os dados de uma tabela em Excel e assim, gerar diagramas para diversas finalidades, tais como de frequência, ternários, polares, estatísticos, além de possibilitar a plotagem de diagramas em três dimensões (3D). O

WinCcac[®] gera arquivos em extensão compatível ao Grapher[®], sem a necessidade de importação dos dados. Nesse trabalho, o Grapher[®] foi utilizado, sobretudo, para a plotagem de diagramas composicionais e de caracterização das variedades texturais de clorita.

4.6.4. OriginPro[®]

O OriginPro[®] é um programa desenvolvido pela OriginLab Corporation, com a finalidade principal de gerar gráficos a partir de dados planilhados, por possuir compatibilidade com dados de arquivos Excel. Esse programa foi principalmente utilizado para a construção de diagramas de frequência (histogramas) de temperatura das diferentes tipologias de clorita, e de pressão para cada textura da mica branca.

4.6.5. Macro de Excel – Mica Formula

Desenvolvida pela empresa GabbroSoft[®] e disponibilizada em seu site, a macro de Excel intitulada Mica Formula foi utilizada para os cálculos barométricos por meio da composição dos cristais de mica branca. As concentrações catiônicas para cada elemento foram calculadas a partir de suas respectivas concentrações expressas em termos de óxidos. Com a concentração da Si (%), por exemplo, foi possível efetuar os cálculos referentes à pressão (kbar) do cristal analisado.

Essa etapa possibilitou a determinação da composição química e posterior classificação mineralógica da mica branca analisada; a comparação das composições químicas obtidas entre as distintas variedades caracterizadas na petrografia; a delimitação dos intervalos de temperatura de geração da clorita e de pressão na formação da muscovita; e a determinação de um possível modelo genético para o depósito.

5. Fundamentação Teórica

A análise da química mineral tem como uma de suas principais finalidades estimar as condições físico-químicas, como pressão, temperatura, fugacidade de elementos (S_2 , O_2), entre outras, da formação do mineral alvo. No que diz respeito a pressão e temperatura, a análise dessas condições é baseada principalmente em elementos que apresentem variações da valência e de suas concentrações elementares. Assim, se um mineral possui em sua estrutura algum desses elementos, ele pode ser usado como geobarômetro e/ou geotermômetro.

5.1. Mica branca como geobarômetro

O uso da mica branca como geobarômetro foi proposto inicialmente por Crowley & Roy (1964), em trabalho relacionado a processos de miscibilidade entre a muscovita e fengita em diferentes pressões e temperaturas. O termo mica branca é usado para classificar diferentes membros do sistema K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O , marcado por duas séries de substituição, a da biotita e a da fengita, essa usada como geobarômetro. Nesse contexto, a série da fengita possui como membros finais a muscovita $K(Al_2X)(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ e a celadonita $K(AlM^{+2}XSi_4O_{10}(OH)_2$, onde X corresponde a uma vacância no sitio octaédrico e $M^{+2} = Fe^{+2}$.

Velde (1965) reconheceu que o aumento do membro celadonita na solução sólida acompanha o aumento da pressão, seguido pela diminuição da temperatura e Massone & Schreyer (1987) constatou incrementos nos conteúdos de Si por unidade de fórmula (p.u.f) da fengita $KAl_{2-x}Mg_x(Al_{1-x}Si_{3+x}O_{10})(OH)_2$ com o aumento da pressão.

Anderson (1996), expressou analiticamente a calibração gráfica de Massone & Schreyer (1987), realizada a partir de dados experimentais, por meio da equação:

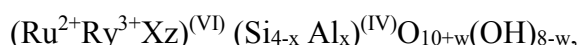
$$P_{(kbar)} = -2,6786 * Si^2 + 43,975 * Si + 0,001253 * T (°C) - 113,9995 \quad (I)$$

Segundo Massone & Schreyer (1987), a substituição do tipo Tschermak nas micas brancas, é caracterizada pela substituição de Mg^{2+} e Si^{4+} por $2 Al^{3+}$, reação a qual apresentaria relação com as condições de pressão do ambiente de formação dessas micas. Vale ressaltar que outras substituições podem ocorrer, como é o caso do $Al^{(IV)}$ por Ti, Cr, Li, o que pode ser significativo, pois segundo Brigatti *et al.*, (2000) o teor de titânio nas micas brancas é proporcional à temperatura e inversamente proporcional à pressão, o

que resulta na diminuição do teor de titânio com o incremento do componente celadonita na solução sólida.

5.2. Clorita como geotermômetro

Em um estudo mais recente que o dos geobarômetros, Cathelineau & Nieva (1985), de forma pioneira, propôs o uso da clorita como geotermômetro, com base na constatação de que a temperatura de cristalização está relacionada com a substituição de Si por Al no sítio tetraédrico. A clorita corresponde a um grupo mineral cuja fórmula geral é dada por:



onde:

$$17u + y + z = 6$$

$$z = (y - w - x) / 2$$

w é geralmente zero

R²⁺ é geralmente representando por Mg²⁺ ou Fe²⁺

R³⁺ geralmente é representado por Fe³⁺ ou Al³⁺, e

X corresponde a uma vacância estrutural.

Os diferentes minerais que compõem o grupo da clorita apresentam composições químicas variáveis, que resultam de uma série de substituições de elementos em sua complexa estrutura cristalina. Dentre essas substituições, uma das mais frequentes é a do tipo Tschermak, na qual se formam minerais de fórmula geral Mg^(IV)Si^(IV)-Al^(IV)Al^(IV) e é envolvida a substituição de Si⁴⁺ por Al³⁺ no sítio tetraédrico. Segundo Caritat *et al* (1993), simultaneamente à essa substituição, ocorre a substituição de R²⁺ por Al³⁺, a fim de manter o balanço de cargas.

O estudo realizado por Cathelineau & Nieva (1985), constatou a existência de uma relação entre a temperatura e a composição química da clorita, segundo a qual a temperatura de formação desse mineral é exclusivamente dependente da quantidade de Al^(IV) presente. A equação que correlaciona esses parâmetros pode ser expressa analiticamente pela fórmula:

$$T = 106 * (Al_{O_{28}}^{IV}) + 18 \quad (II)$$

Caritat *et al.* (1993) dizem que como a quantidade de Al^{IV} não é limitada pelo litotipo onde se encontra a clorita, o uso dessa expressão para o cálculo da temperatura de formação da clorita é válido independentemente da origem do mineral (diagenética, metamórfica, hidrotermal, ígnea). A calibração pioneira de Cathelineau & Nieva (1985) passou por diversas modificações com o avanço dos estudos, realizados por diversos autores (Kranidiotis & Maclean, 1987; Jowett, 1991; Zang & Fyfe, 1995), em função da descoberta de novos parâmetros, a exemplo da razão $Fe/(Fe+Mg)$, o que resulta nas seguintes equações:

$$T(^{\circ}C) = 106 * \left[Al_{O_{28}}^{IV} + 0,7 * \frac{Fe}{(Fe+Mg)} \right] + 18; \text{ (Kranidiotis \& MacLean, 1987)} \quad \text{(III);}$$

$$T(^{\circ}C) = 319 * \left[Al_{O_{14}}^{IV} + \left(0,1 * \frac{Fe}{(Fe+Mg)} \right) \right] - 69; \text{ (Jowett, 1991)} \quad \text{(IV);}$$

$$T(^{\circ}C) = 106,2 * \left[Al_{O_{28}}^{IV} - 0,88 * \left(\frac{Fe}{(Fe+Mg)} - 0,34 \right) \right] + 17,5; \text{ (Zang \& Fyfe, 1995)} \quad \text{(V).}$$

No estudo realizado por Caritat *et al.*, (1993), as diferentes calibrações propostas por Kranidiotis & MacLean (1987) e por Jowett (1991) são entendidas como não mais aplicáveis do que o método proposto por Cathelineau & Nieva (1985), visto que as diferenças nos valores de temperatura obtidos a partir dessas calibrações serem ora superestimados, ora subestimados.

6. Geologia Regional

6.1. Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico, no qual está situado a Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), corresponde a uma das maiores regiões cratônicas do planeta (Tassinari & Macambira, 1999), que segundo Almeida *et al.* (1976) e Tassinari & Macambira (1999), teria atingido estabilidade geotectônica há aproximadamente 1,0 Ga. Ainda conforme os mesmos autores, os limites do cráton são caracterizados pelas faixas móveis Tucavaca, na Bolívia, Araguaia-Cuiabá, na porção central do Brasil e Tocantins, ao norte do Brasil, todas de idade neoproterozoica.

Santos (2003), Santos *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2008) propõem uma classificação que permite a compartimentação do cráton em sete províncias tectônicas-estruturais, as quais incluem as províncias arqueanas como Carajás (3,0-2,5 Ga) e Amazônia Central, apesar de essa não possuir uma idade bem definida; além das províncias paleoproterozoicas Transamazonas (2,26-2,01 Ga) e Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga); das províncias paleo-mesoproterozoicas Rio Negro (1,82-1,52 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga); e da província mesoproterozoica Sunsás-K'Mudku (1,45-1,10 Ga) (Fig. 4-A).

Em contrapartida, Tassinari & Macambira (1999) compartimentaram o cráton em seis províncias geocronológicas e um núcleo arqueano exclusivamente composto pelo terreno granito-*greenstone* de Carajás, associado ao cinturão Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,96 Ga). A este núcleo aglutinaram-se diversos cinturões acrescionários, a sudoeste, que originaram as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondônia-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga) (Tassinari & Macambira, 1999) (Fig. 4-B).

Porém, independente de qual modelo for adotado, há consenso de que essas províncias seriam produto de sucessivas orogenias do tipo oceano-contidente com subducções de baixo ângulo, de direção sudoeste para nordeste, justapostas por acreção de crosta juvenil por meio de processos de diferenciação magmática, retrabalhamento tectônico e magmatismo granítico (Santos *et al.*, 2000; Paes de Barros, 2007; Assis, 2015).

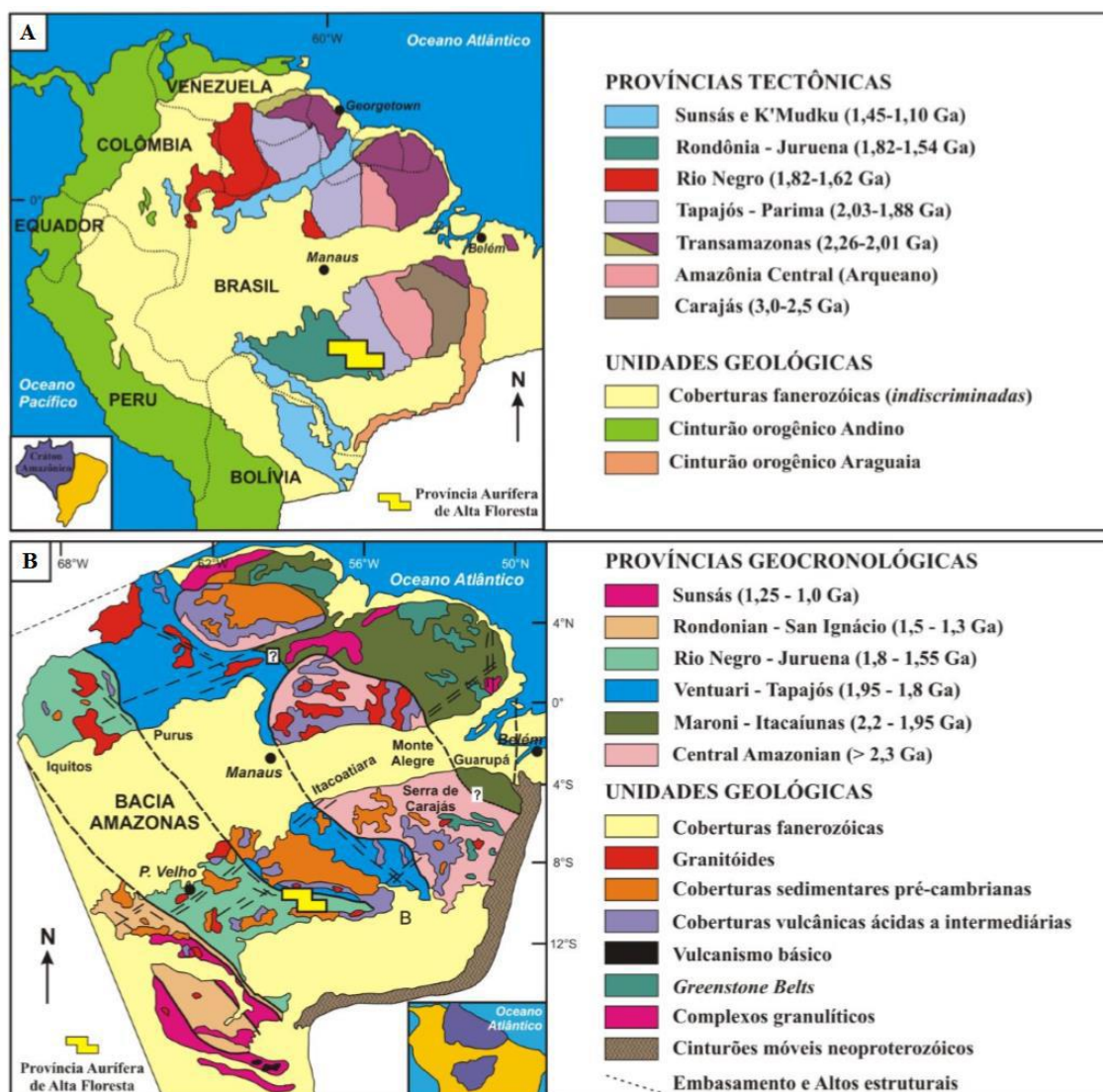


Figura 4: Compartimentações geotectônicas propostas para o Cráton Amazônico: (A) províncias tectônicas-estruturais e unidades geológicas segundo o modelo de Santos *et al.* (2006) e; (B) províncias geocronológicas e unidades geológicas de acordo com Tassinari & Macambira (1999). A quadrícula amarela corresponde à área da PAAF, delimitada pelo projeto da CPRM “Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta”, integrado por Souza *et al.* (2005).

6.2. Província Aurífera de Alta Floresta

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), definida como uma área alongada na direção NW-SE, de aproximados 500 km de extensão, situa-se na porção sul do Cráton Amazônico. É constituída basicamente por sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas, com idades de cristalização que varia de 2,75 a 2,03 Ga [Moura, 1998; Santos *et al.*, 2000 (Fig. 5); Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva e Abram, 2008; Assis *et al.*, 2014; Assis, 2015; Bettencourt *et al.*, 2016],

indicativos de magmatismo de fonte arqueana a paleoproterozoica em ambiente de arcos juvenis.

Segundo Assis (2015), as unidades que compõe a PAAF podem ser agrupadas em quatro domínios geológicos principais: (1) embasamento granítico deformado e metamorfizado, com idades entre 2,81 e 1,99 Ga; (2) sequências plutono-vulcânicas e vulcanossedimentares félsicas pertencentes à série da magnetita (granitos tipo I), datados entre 2,00 e 1,78 Ga; (3) unidades plutono-vulcânicas pós-orogênicas e anorogênicas pós-colisionais (granitos tipo A), que apresentam idades entre 1,78 e 1,77 Ga; e (4) sequências sedimentares clásticas mesoproterozoicas (~1,44 Ga). A tabela 2 apresenta esse sequenciamento, com suas respectivas características, e um mapa geológico representativo dos domínios geológicos e suas respectivas unidades pode ser visualizado na figura 6.

O embasamento da província é pouco conhecido devido à escassez de afloramentos, fato esse relacionado ao aplainamento do relevo e desenvolvimento de solo espesso. Ele está individualizado em dois complexos principais: (i) Bacueri-Mogno (2,24 Ga; Pimentel, 2001) e (ii) Cuiú-Cuiú (1.992 ±7 Ma; Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Assis, 2015). O primeiro não está exposto no segmento leste da PAAF, e é constituído por ortoanfibolitos, ortognaisses, paragnaisses, formações ferríferas bandadas (BIF's), rochas calcossilicáticas, quartzitos, metagabros e metapiroxiênitos. A idade de 2,25 Ga, obtida por Pimentel (2001) em Sm-Nd para o anfibolito, representa a mais antiga idade da região. Por sua vez, o Cuiú-Cuiú é constituído por gnaisses graníticos a tonalíticos e migmatitos intrudidos por granitoides foliados (denominados granitoides do embasamento) cálcio-alcálicos de composição tonalítica a monzogranítica (Paes de Barros, 2007), além de anfibolito, xisto, rochas máficas e ultramáficas e BIF's subordinados (Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Paes de Barros, 2007). As datações nesse complexo indicam idades entre 2,80 Ga (Paes de Barros, 2007) e 1,98 Ga (Souza *et al.*, 2005; Assis, 2015).

Algumas datações U-Pb em zircão de gnaisses granítico a tonalítico revelam idades entre 1.992 ±7 Ma (Souza *et al.*, 2005), semelhantes às idades de 2,0 Ga obtidas por Santos *et al.* (1997). Adicionalmente, idade Pb-Pb por evaporação de monocristal de zircão obtida por Paes de Barros (2007) para rochas do embasamento (2.816 ±4 Ma) sinalizam a presença de embasamento heterogêneo, correlacionável, portanto, ao Complexo Xingu.

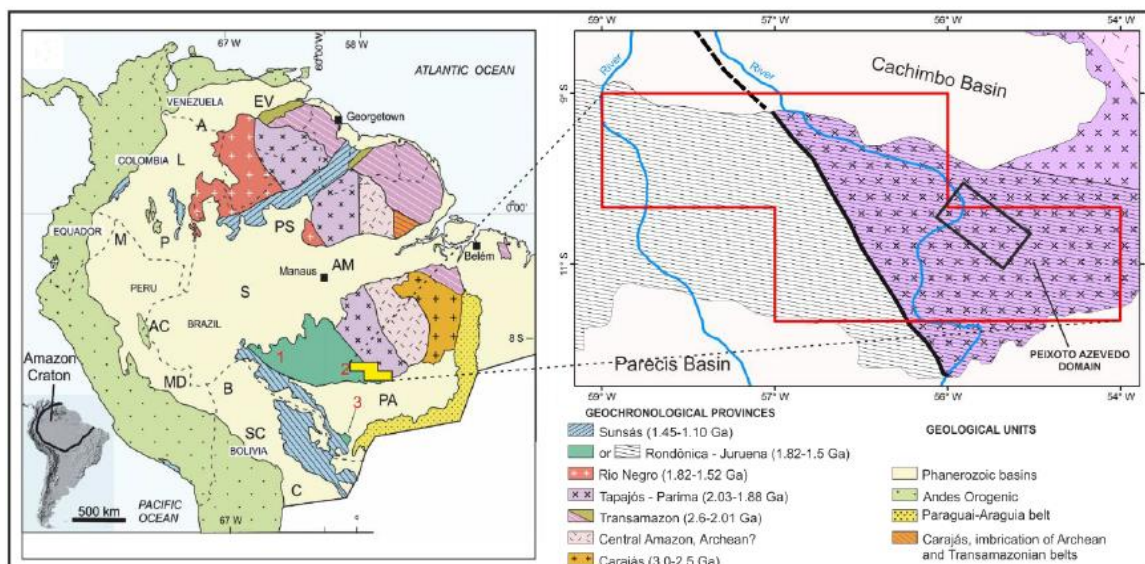


Figura 5: Distribuição das províncias geotectônicas do Cráton Amazonas segundo o modelo de Santos *et al.* (2000). A quadrícula vermelha indica os limites da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), enquanto o quadro preto corresponde ao setor leste da PAAF.

O Complexo Cuiú-Cuiú é intrudido por uma série de plútons cálcio-alcalinos oxidados (série da magnetita; granitos tipo I), que representam as sequências plutono-vulcânicas e vulcano-sedimentares, exemplificados pela Suíte Pé Quente (1.979 Ma), granitos Novo Mundo (1.970-1.964 Ma), Aragão (1.931 Ma) e Flor da Mata (idade indeterminada), que representam os sistemas graníticos mais antigos desse segmento da província, e se apresentam como unidades não estão deformadas e/ou metamorfizadas. Essas suítes são ainda, truncadas pelo granito Nhandu, Suíte Intrusiva Matupá, Granito Peixoto e Suíte Colíder, alojados entre 1,88 e 1,78 Ga. (Santos *et al.*, 2000; Souza *et al.*, 2005, Moreton & Martins 2005, Silva & Abram 2008; Assis, 2011; Assis, 2015; Paes de Barros, 2007; Vitória, 2010).

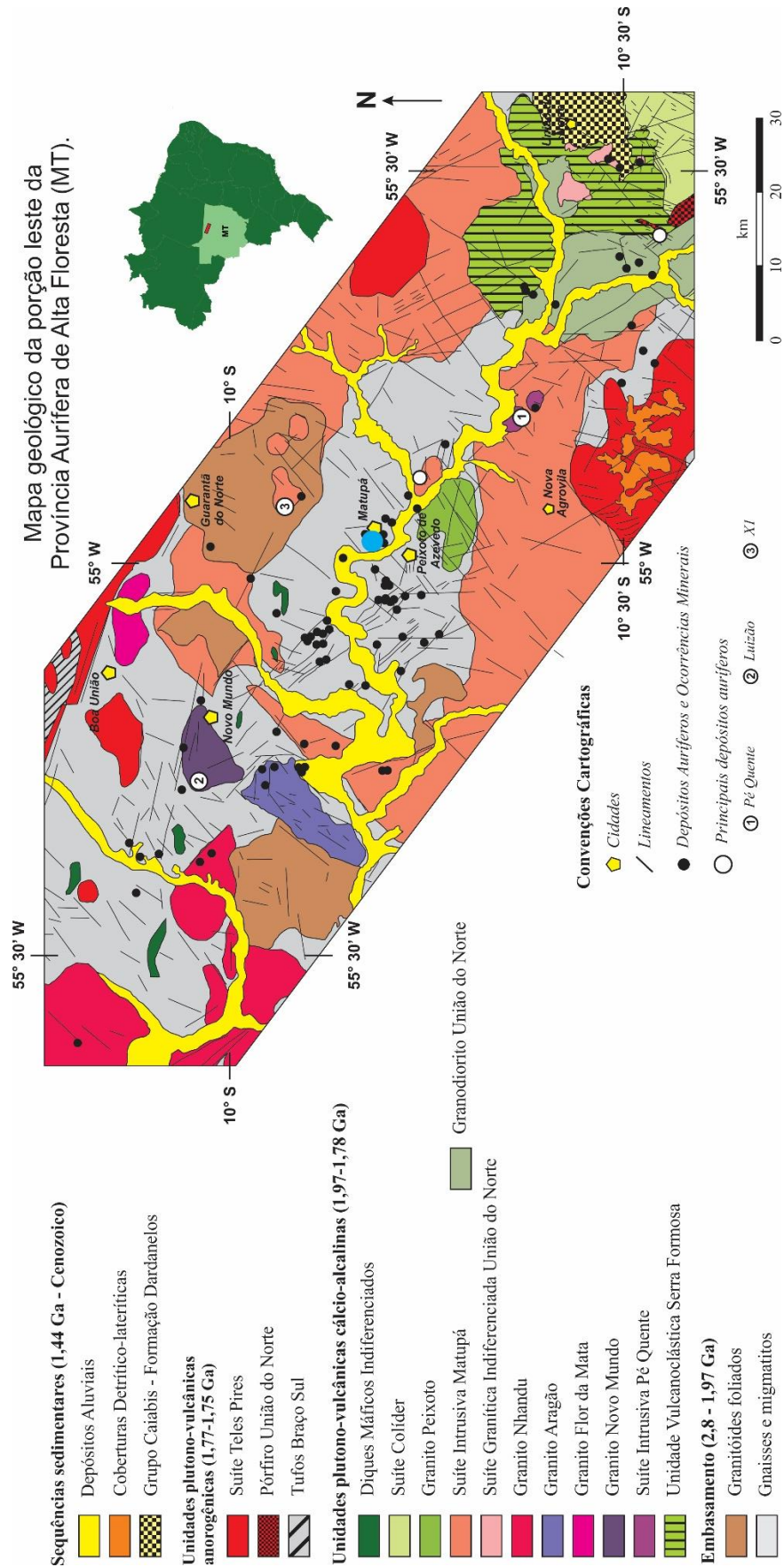


Figura 6: Mapa geológico do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (Extraído de Assis, 2015). O círculo azul indica o local do Depósito do Peteca, onde está o Alvo PAZ.

Tabela 2: Geocronologia, litologia e ambientes tectônicos das principais unidades geológicas que perfazem os quatro domínios geológicos do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta, (Extraída de Assis, 2015).

Geocronologia e litogeoquímica das principais unidades geológicas do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta.				
DOMÍNIOS GEOLÓGICOS	UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES (Ma)	AMBIENTES TECTÔNICOS	REFERÊNCIAS
Sequências sedimentares	Depósitos aluvionares Cascalho, areia, silte e argila.	Quaternário	Sedimentos intra-cratônicos inconsolidados.	Souza <i>et al.</i> (2005).
	Coberturas Detrito-lateríticas (Formação Dardanelos) Sedimentos areno-siltico-argiloso mal selecionados e imaturos, laterizado e/ou ferruginosos.	1,987 ±4 a 1,377 ±13 (idade máxima em 1,44 Ga)	Bacia <i>pull-apart</i> ou <i>strike slip</i> .	Saes & Leite (2003); Souza <i>et al.</i> (2005).
Unidades plutono-vulcânicas anorogênicas e pós-colisionais (granitos tipo A)	Suíte Intrusiva Teles Pires Álcali-feldspato granito, granito porfírico, granófiros, riolito, rioladacito, dacito, andesito, tufos, brechas e ignimbrito.	1,782 ±17 a 1,757 (U-Pb).	Granito do tipo A pós-colisional ($1.94 < T_{DM} < 2.28$; $-3.4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$).	Santos (2000), Pinho <i>et al.</i> (2001), Souza <i>et al.</i> (2005); Silva & Abram (2008).
	Porfiro União do Norte Álcali-feldspato granito a monzogranito porfírico.	1,774 ±7.5	Granito do tipo A pós-colisional (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011); Miguel-Jr (2011).
Unidades plutono-vulcânicas e sequências vulcano-sedimentares (granitos tipo J)	Suíte Colíder Rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas intermediárias a ácidas.	1,786 ±17, 1,785 ±6.3; 1,781 ±8.	Ambiente de arco vulcânico cálcio-alcálico a sin-colisional ($1.94 < T_{DM} < 2.34$; $-3.4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$).	JICA/MMAJ (2000), Silva & Abram (2008), Pimentel (2001).
	Granito Peixoto Biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita tonalito.	1,792 ±2 (Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).	Paes de Barros (2007).
	Suíte Granodiorítica União Biotita-hornblenda granodiorito e biotita-hornblenda tonalito.	1,853 ±23 (LA-ICP-MS)	Granitos cálcio-alcálicos de arco vulcânico (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011); Miguel-Jr (2011).
	Suíte Granítica Indiferenciada União do Norte Sienogranito, monzogranito, sienito e quartzo-monzonito.	Idade desconhecida.	Granitos cálcio-alcálicos de arco vulcânico (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2008).
	Suíte Intrusiva Matupá Biotita granito, biotita monzogranito, hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda monzodiorito, biotita-hornblenda monzogranito, biotita monzogranito porfírico sieno-monzogranito porfírico- <i>rapakivi</i> .	1,872 ±12 (Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico ($2.15 < T_{DM} < 2.34$; $-4.3 < \epsilon_{Nd(t)} < +3.04$).	Moura (1998), Souza <i>et al.</i> (2005); Assis (2011).
	Granito Nhandu Sienogranito, monzogranito com sub-vulcânicas subordinadas.	1,889 ±17; 1,879 ±5.5 (U-Pb) e 1,848 ±17.	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico ($2.14 < T_{DM} < 2.17$; $\epsilon_{Nd(t)} = -0.91$).	Moreton & Silva (2005); Silva & Abram (2008), JICA/MMAJ (2000).
	Granito Aragão Sienogranito, monzogranito com fácies porfírica e microgranítica.	1,931 ±12 (U-Pb).	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).	Vitório (2010), Miguel-Jr (2011), Ramos (2011).
	Granito Flor da Mata Álcali-feldspato granito, sienogranito e rochas monzoníticas a granodioríticas.	Idade desconhecida (correlacionada ao Granito Novo Mundo)	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).	Ramos (2011).
	Granito Novo Mundo Sienogranito, monzogranito, granodiorito, quartzo-monzonito e monzonito.	1,970 a 1,964 (U-Pb e Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico ($2.55 < T_{DM} < 2.76$; $-7.62 < \epsilon_{Nd(t)} < -4.48$).	Paes de Barros (2007).
	Suíte Intrusiva Pé Quente Monzonito, quartzo-monzonito, quartzo-monzodiorito, monzodiorito, albitito fino, granodiorito aplítico e biotita tonalito.	1,979 ±31 (U-Pb).	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011), Miguel-Jr (2011).
Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa Arenito-feldspático, grauvaça-feldspática, arenito-lítico e conglomerado arenoso polimítico matriz-suportado.	Idade mínima: 2,009 Idade máxima: 1,718	Bacia de ante-pais retro-arco em margem continental ativa (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011), Miguel-Jr (2011).	
Embasamento: supracrustais e sequências plutônicas metamorfizadas	Granitóides do embasamento Quartzo diorito, tonalito e granodiorito geralmente foliados.	1,998 (Pb-Pb)	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).	Paes de Barros (2007).
	Gnaisses e migmatitos Anfibolito e ortogneisse de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados.	1,992 a 2,816 (U-Pb)		Souza <i>et al.</i> (2005); Paes de Barros (2007).

A Suíte Intrusiva Pé Quente, corresponde a unidade plutônica indeformada e não metamorfizada mais antiga do segmento leste da PAAF (Assis, 2011; Miguel-Jr, 2011). É composta por diorito-monzodiorito e monzonito, inequigranulares a equigranulares, de granulação fina a média, e com minerais acessórios como rutilo, zircão e apatita. Exibe afinidade cálcio-alcálica, de médio K, meta a peraluminosa, e está truncada por diversos

diques de basalto e diabásio, além de diversos plútons tonalíticos a monzograníticos cálcio-alcálicos, correlacionados à Suíte Matupá (1.872 ± 12 Ma) (Assis, 2011). Essa suíte apresenta idade de cristalização LA-ICP-MS em zircão de 1.979 ± 31 Ma (Miguel-Jr, 2011).

Segundo Paes de Barros (2007) o Granito Novo Mundo pode ser definido como um batólito de dimensões aproximadas de 12 km por 5 km, alongado segundo a direção NW-SE, coincidente com os principais lineamentos regionais e zonas de cisalhamento dúcteis da região. Essa deformação caracteriza-se por *ribbon-quartz*, além de plagioclásio e feldspato potássico fraturados e com bordas fragmentadas (Paes de Barros, 2007) é constituído por sienogranito e monzogranito, com granodiorito, quartzo monzonito e monzonito subordinados, todos truncados por múltiplos diques de gabro e diorito. O monzogranito e o sienito apresentam idades Pb-Pb em zircão, por LA-ICP-MS, entre 1.970 ± 3 Ma e 1.964 ± 1 Ma (Paes de Barros, 2007). O granito Novo Mundo apresenta biotita, titanita, zircão, apatita e monazita como principais minerais acessórios. A exemplo da suíte Pé Quente, os dados litogeoquímicos indicam magmatismo oxidado do tipo I, altamente fracionado, cálcio-alcálico de alto K, peraluminoso, magnésiano a ligeiramente ferroso (Paes de Barros, 2007; Silva, 2014).

Ainda intrusivo ao embasamento, o Granito Aragão, descrito por Vitorio (2010), foi caracterizado como biotita sienogranito de granulação média a grossa e textura porfírica, que ocorre na forma de um batólito alongado de direção NE-SW com aproximadamente 115 km^2 de área, truncado por veios pegmatíticos tardios, diques de aplito, além de conter enclaves de anfibólito. Ainda segundo o autor, corresponde a uma manifestação granítica alcálica oxidada, de alto K, ferrosa, que varia de meta a peraluminosa, alojada em ambiente sin- a pós-orogênico. A datação U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) indica idade de cristalização em 1.931 ± 12 Ma (Miguel-Jr, 2011).

Ainda de idade desconhecida, o Granito Flor da Mata corresponde a um corpo intrusivo anteriormente definido como pertencente à Suíte Intrusiva Teles Pires (Paes de Barros, 2007). Segundo Ramos (2011), essa intrusão consiste de álcali-feldspato granito a monzogranito do tipo I. A autor propõe ainda que o Granito Flor da Mata possa ser temporalmente equivalente ao Granito Novo Mundo (1.970-1.964 Ma), devido às suas similaridades petrográficas e geoquímicas.

O Granito Nhandu é composto por magnetita-biotita monzogranito e sienogranito de afinidade cálcio-alcálica de alto potássio, com enclaves de diorito a quartzo-monzodiorito, além de ocorrências mais restritas de granitos subvulcânicos, quartzo

sienito fino e granofírico (Moreton & Martins 2005; Souza *et al.* 2005). Corresponde a uma unidade que frequentemente hospeda mineralizações auríferas sulfetadas, e com constantes evidências de alteração hidrotermal. Definido como pós-orogênico a intraplaca, o granito Nhandu exibe idade de cristalização U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 1.889 ± 17 Ma a 1.879 ± 5.5 Ma (U-Pb em zircão) (Silva & Abram, 2008).

A Suíte Intrusiva Matupá, que corresponde a uma das unidades de maior extensão na PAAF, é constituída por quatro litofácies que incluem: (i) biotita granito e biotita monzogranito porfiríticos; (ii) hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito; (iii) clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito; e (iv) granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiros subordinados (Moura, 1998; Moreton & Martins, 2005). De modo geral, possui afinidade geoquímica com granitos orogênicos do tipo I, pouco fracionados, cálcio-alcálicos de médio a alto K, metaluminosos a ligeiramente peraluminosos. A idade de 1.872 ± 12 Ma foi obtida por Moura (1998), por meio de análises Pb-Pb em zircão, em rochas da *fácies* 1.

Segundo Assis (2011) e Assis *et al.* (2012), diversos plútons cálcio -alcálicos de composição sienogranítica a tonalítica intrusivos na Suíte Pé Quente são correlacionados à Suíte Matupá, mesmo com a ausência de dados geocronológicos, até o momento, que comprovem tal informação. Ainda segundo o autor, ocorre na área um corpo granítico de composição granodiorítica a tonalítica, denominado de Suíte Granodiorítica União, com idade de cristalização U-Pb em zircão por LA-ICP-MS de 1.853 ± 23 Ma (Assis, 2011; Miguel-Jr, 2011) e novamente, possivelmente correlacionável à Suíte Matupá.

Muitas vezes considerado como pertencente à Suíte Matupá (Lacerda Filho *et al.*, 2004), o Granito Peixoto é intrusivo em rochas do embasamento e por vezes denominado de Granito Juruena (Paes de Barros, 1994) Segundo Paes de Barros (2007), essa unidade compreende biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito, leucocráticos, isotrópicos, equigranulares a porfiríticos, com cristais centimétricos de plagioclásio zonado. Enclaves alongados de diorito são comuns. As idades de cristalização de 1.792 ± 2 Ma foram obtidas por análises Pb-Pb em cristais de zircão oriundos do biotita monzogranito (Paes de Barros, 2007).

Segundo Moreton & Martins (2005) e Souza *et al.* (2005), a Suíte Colíder, que ocorre de forma intrusiva no domínio anterior, é representada por vulcânicas (derrames e piroclásticas) e vulcanossedimentares de composição intermediária a ácida, de alto K, de afinidade cálcio-alcálica, peraluminosa a metaluminosa, que exibem afinidade

geoquímica com os granitos sin- a pós-orogênicos. São comumente associadas a intrusões epizonais de microgranito, microquartzo monzonito, granófiro, riólito e dacito porfirítico (Moreton & Martins 2005). Segundo Pimentel (2001) e Silva & Abram (2008), essa suíte exibe contatos tectônicos com a Suíte Matupá e com o Granito Nhandu. Datações em riólito pelo método U-Pb em zircão, foram obtidas idades de 1.786 ± 17 Ma (JICA/MMAJ, 2000) e de $1.781 \pm 6,3$ Ma (Pimentel, 2001), enquanto que datações por LA-ICP-MS em zircão, realizadas por Silva & Abram (2008) obtiveram idade de cristalização de 1.785 ± 8 Ma.

Intrusiva sobre as unidades anteriores, na forma de batólitos e *stocks*, ocorre a Suíte Intrusiva Teles Pires, que representa as rochas plutono-vulcânicas pós-colisionais a anorogênicas (1,78-1,77 Ga), ou granitos tipo A (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). Essa suíte é constituída essencialmente por biotita granito a álcali- feldspato granito isotrópicos, de coloração avermelhada, granulação média a grossa, e localmente com texturas porfirítica, granofírica, *rapakivi* e anti-*rapakivi* (Souza *et al.* 1979, Silva *et al.* 1980, Souza *et al.* 2005). A natureza de granito tipo A é confirmada por dados geoquímicos que mostram a natureza alcalina de médio a alto K, peraluminosa a metaluminosa da suíte. Tratam-se de intrusões pós-orogênicas, com idades U-Pb em zircão de 1.782 ± 17 Ma a 1.757 ± 16 Ma (Santos *et al.*, 2000; Pinho *et al.*, 2001; Silva & Abram, 2008).

Por fim, todas as unidades supracitadas estão recobertas por sequências de arenito e arenito arcoseano de granulometria média, frequentes níveis conglomeráticos e grauvas vulcânicas, pertencentes à Formação Dardanelos (Grupo Caiabis). Essas sequências apresentam estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas interpretadas como um sistema de leques aluviais de rios entrelaçados. Leites & Saes (2003) obtiveram idades U-Pb em zircão detrítico compreendidas entre 1.987 ± 4 Ma a 1.377 ± 13 Ma, e sugeriram idade máxima de 1,44 Ga como representativa para o início da Formação Dardanelos (Leite & Saes 2003, Souza *et al.* 2005). O Grupo Caiabis, com deposição associada às principais zonas de transcorrência sinistrais NW-SE, é interpretado como uma bacia do tipo *pull-apart*, ou possivelmente do tipo *strike-slip* (Souza *et al.* 2005).

6.3. Depósito filonar de Au ± Cu do Peteca

O depósito do Peteca (Quispe, 2016) está inserido no município de Matupá, ao norte do Estado de Mato Grosso (Fig. 3). Localiza-se em uma área cujo contexto estrutural está relacionado a Zona de Cisalhamento Peteca (ZCP), de caráter dúctil-rúptil e orientação predominante NW-SE (Fig. 4). Ainda segundo o mesmo autor, essa área insere-se num contexto geológico definido sobretudo pelas suítes Naiuram e Gringo, em escala local do depósito.

6.3.1. Suíte Naiuram

Composta por rochas classificadas como dacito e granodiorito, que ocorrem na região central da área estuda, a suíte Naiuram faz contato na região noroeste com os granitoides Gringo. Tanto o dacito quanto o granodiorito exibem afinidade cálcio-acalina, metaluminosa, magnésiana e subalcalina de médio potássio (Quispe, 2016), com ambiente de colocação relacionado a arcos magmáticos. As datações pelo método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS), sugerem que essa suíte teria se formado em 2.012 ± 13 Ma (Quispe, 2016).

O granodiorito Naiuram, aflorante na área de estudo, é constituído por rochas mesocráticas, de granulação média a grossa, heterogranulares, com fenocristais de plagioclásio (Quispe, 2016). É comum a presença de microfraturas preenchidas por carbonato, epidoto e quartzo (Quispe, 2016).

Intrusivo no litotipo anterior, o dacito porfirítico é reconhecido apenas nos furos de sondagem, razão pela qual não consta no mapa de superfície (Fig. 7) do sistema Peteca (Quispe, 2016). Embarca rochas leucocráticas de granulação fina, heterogranulares a microporfiríticas, com fenocristais de plagioclásio. Frequentemente ocorre afetado por alterações hidrotermais com assembleias minerais ricas em sericita, carbonato, epidoto, clorita e pirita.

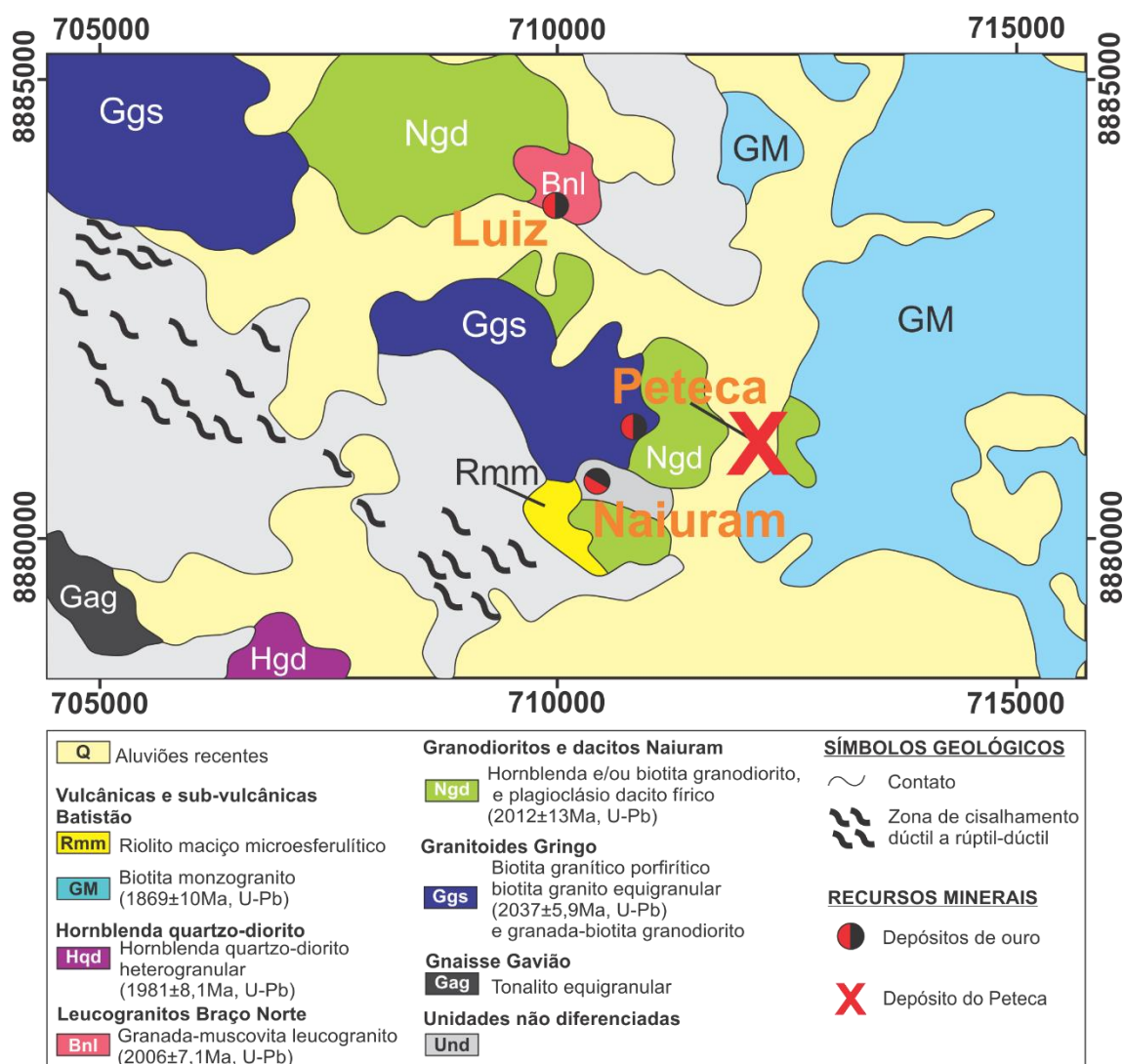


Figura 7: Mapa geológico da região de Peixoto Azevedo, com destaque para a região do depósito do Peteca (X vermelho). Extraído de Quispe (2016).

6.3.2. Granitoide Gringo

O granitoide Gringo é formado por três litotipos principais, que incluem: biotita granito porfirítico, biotita granito equigranular e granada-biotita granodiorito (Quispe, 2016). Tanto o biotita granito porfirítico quanto o biotita granito equigranular possuem coloração rosada e granulação média a grossa. A heterogeneidade na deformação imposta a essas rochas reflete em alternâncias de regiões com texturas ígneas preservadas, com aquelas de intensa foliação milonítica.

O granada-biotita granodiorito é uma rocha heterogranular, mesocrática, com foliação heterogênea, que a exemplo do biotita granito, apresenta alternância de zonas intensamente foliadas, com porções ígneas preservadas (Quispe, 2016).

Devido a instalação da Zona de Cisalhamento Peteca, as rochas que compõem as suítes Naiuram e Gringo foram submetidas ao metamorfismo e percolação de soluções

hidrotermais, que originaram litotipos como (i) monzogranito milonito, (ii) granodiorito milonito, (iii) filonitos e (iv) granitoide com intensa alteração hidrotermal (Teixeira, 2015). Uma seção geológica interpretativa feita por Teixeira (2015) pode ser visualizada na figura 8.

(i) **Monzogranito milonito:** classifica-se como uma rocha de coloração avermelhada, de textura porfírica em uma matriz de granulação média fortemente afetada por foliação milonítica anastomosada, espaçada e com xistosidade definida por biotita.

(ii) **Granodiorito milonito:** é uma rocha de coloração branca, granulação média, bastante alterada pelo cisalhamento e hidrotermalismo, e com foliação espaçada e irregular.

(iii) **Filonito:** pode ser dividido em três litologias distintas, caracterizadas por suas composições mineralógicas: (1) clorita carbonato filonito de coloração verde escura à preta, com foliação filonítica marcada por foliação S; (2) sericita clorita filonito de coloração verde clara à cinza, e foliação filonítica representada por porfiroclastos de feldspato; e (3) quartzo sericita filonito de tonalidade cinza clara, e foliação filonítica definida por *ribbons* de quartzo e pelo alinhamento de filossilicatos.

(vi) **Granitoide com intensa alteração hidrotermal:** é uma rocha caracterizada por suas proporções relativas entre clorita e sericita em escala macroscópica, e por apresentar intensa venulação, sobretudo nas regiões mais proximais ao cisalhamento.

As suítes que constituem o depósito do Peteca foram afetadas por diversos tipos e estilos de alteração hidrotermal, que ocorrem tanto em estilo pervasivo quanto confinado à vênulas.

Nesse sentido, o minério do sistema Peteca está intimamente relacionado a vênulas de quartzo formadas nos processos de silicificação, com enriquecimento em pirita. Esse estilo está diretamente relacionado à Zona de Cisalhamento Peteca, que gera conjuntos de falhas e fraturas, que permitiram a passagem de fluidos hidrotermais e, portanto, o enriquecimento do sistema em quartzo em estilo confinado.

Esse tipo de ocorrência pode ser explicado pela existência da Zona de Cisalhamento Peteca, que gera conjuntos de falhas e fraturas, as quais possivelmente foram preenchidas pelas vênulas de quartzo, onde ocorreu a precipitação dos cristais de pirita e conseqüentemente do minério.

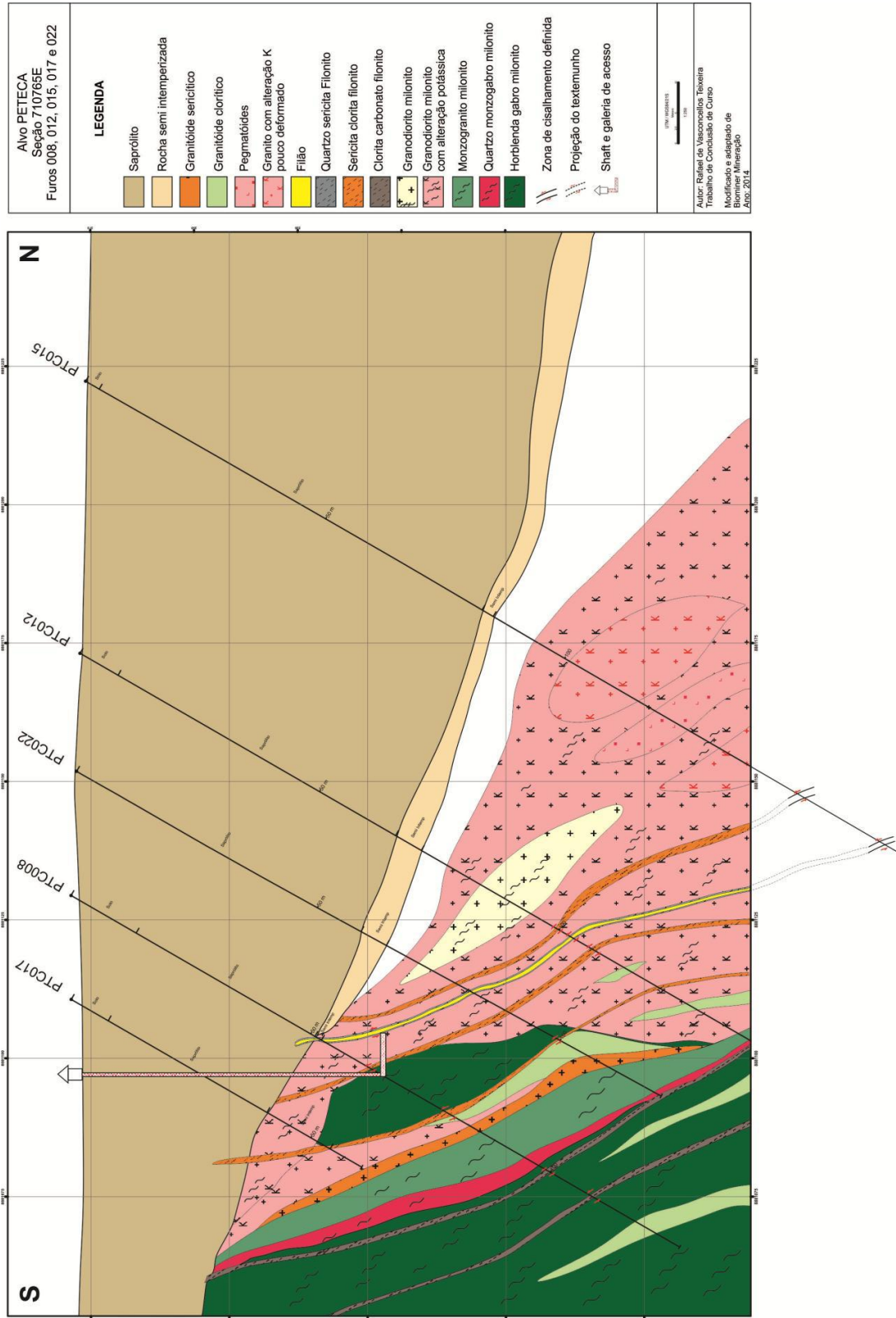


Figura 8: Seção geológica e estrutural interpretativa do depósito do Peteca, com os principais litotipos da área. Extraído de Teixeira (2015).

7. Resultados

7.1. Rochas Hospedeiras do Alvo PAZ

Embora a intensa alteração hidrotermal em estilo pervasivo dificulte o reconhecimento das estruturas e composições originais da rocha hospedeira, observa-se que se trata de rocha fanerítica média, holocristalina, ligeiramente anisotrópica, de textura hipidiomórfica e coloração rósea a avermelhada. A anisotropia é conferida por uma sutil orientação e estiramento dos minerais micáceos e silicatos, em especial, do quartzo e feldspato (Fig. 9). Plagioclásio (40%), quartzo (30%), K-feldspato (25%) constituem seus principais minerais essenciais, além de biotita e clorita (~5%). Essas características são indicativas de protólito de composição granítica (Fig. 9).

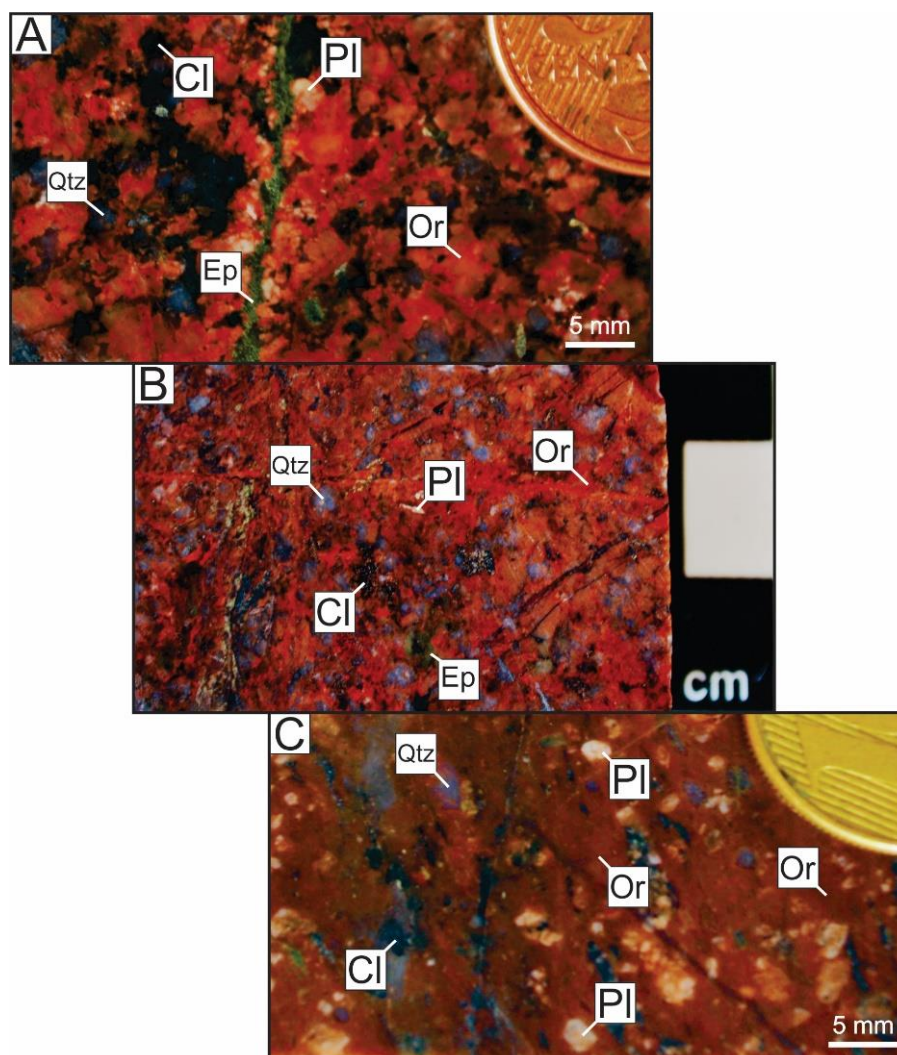


Figura 9: Principais rochas hospedeiras do Alvo PAZ, em que (A) e (B) representam rocha hospedeira plutônica com típica composição e textura granítica, e (C) correspondente a subvulcânicas porfírica, com fenocristais de quartzo e plagioclásio imersos em matriz quartzo-feldspática afanítica a fina, indicativa de composição intermediária a ácida. Em todos os casos a paragênese mineral modal é constituída por quartzo + plagioclásio + ortoclásio. Legenda: Cl: clorita; Ep: epidoto; Or: ortoclásio; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo.

Ademais, nota-se que a hospedeira granítica é truncada por diques de rocha com matriz afanítica, coloração avermelhada e textura porfirítica constituída por fenocristais milimétricos de quartzo e plagioclásio. Essas características sugerem rocha formada a partir do resfriamento de magma em nível crustal raso (ou ao longo de condutos), indicativas, portanto, de subvulcânica intermediária a ácida (Fig. 9-C). Devido à elevada intensidade da alteração hidrotermal, não é possível definir de forma precisa a composição modal dos protólitos granítico e subvulcânico.

7.2. Alteração Hidrotermal

No Alvo PAZ, as descrições macroscópica e microscópica indicam que as hospedeiras granítica e subvulcânica teriam sido afetadas por diversos tipos e estilos de alterações hidrotermais. A organização temporal da alteração hidrotermal inclui: (1) alteração potássica; (2) alteração sericítica; (3) alteração clorítica; (4) epidotização; (5) silicificação; (6) carbonatação (Figs. 10 e 11).

Evento Mineral	Alteração Potássica	Alteração Sericítica	Alteração Clorítica	Epidotização	Silicificação	Carbonatação
Ortoclásio	—————					
Quartzo	- - - - -			- - - - -	—————	- - -
Sericita		—————				
Muscovita		- - - - -				
Clorita			—————	- - - - -		
Hematita	- - - - -		- - - - -			
Titanita			- - - - -			
Apatita			- - - - -			
Epidoto			- - - - -	—————		
Clinozoisita				- - - - -		
Pirita			- - - - -		- - - - -	
Calcita						- - - - -
Evolução Temporal	—————→					

Figura 10: Quadro paragenético evolutivo proposto para o sistema hidrotermal do Alvo PAZ.

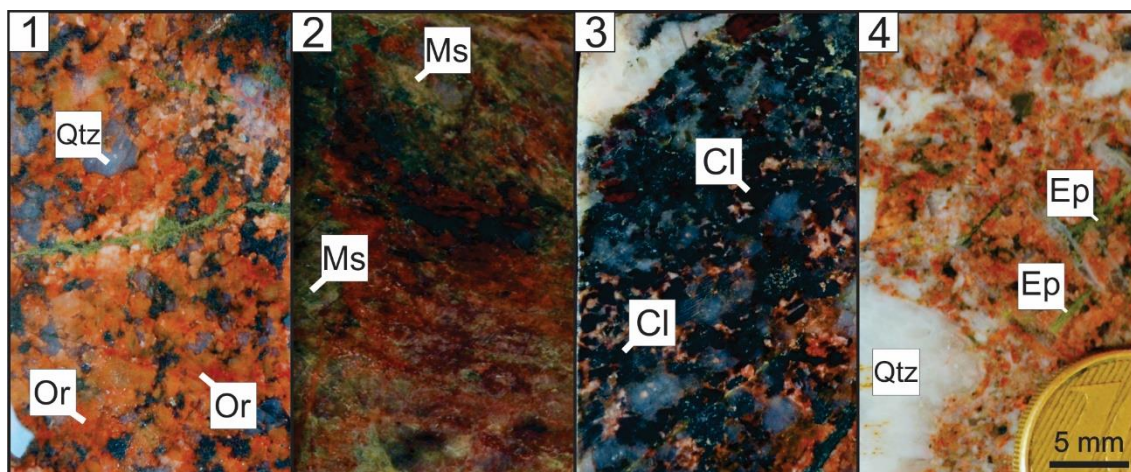


Figura 11: Amostras representativas, em escala macroscópica, do sequenciamento temporal proposto para o sistema hidrotermal do Alvo PAZ: (1) Alteração potássica, (2) Alteração sericítica, (3) Alteração clorítica, (4) epidotização e silicificação. Legenda: Cl: clorita; Ep: epidoto; Ms: muscovita; Or: ortoclásio; Qtz: quartzo.

7.3. Alteração Potássica

A alteração potássica (potassificação), responsável pela coloração avermelhada, ocorre em praticamente todas as amostras. É diagnosticada a partir da substituição pervasiva, aparentemente dominante, do plagioclásio e K-feldspato ígneos por K-feldspato hidrotermal, possivelmente ortoclásio (Fig. 12). Esse estágio forma de cristais de granulação média a grossa, anédricos a subeuédricos e com contatos irregulares a retos com os demais minerais. Em análise macroscópica, é comum observar a substituição dos minerais primários a partir de suas bordas (Figs. 12 e 13; detalhe da Fig. 12).

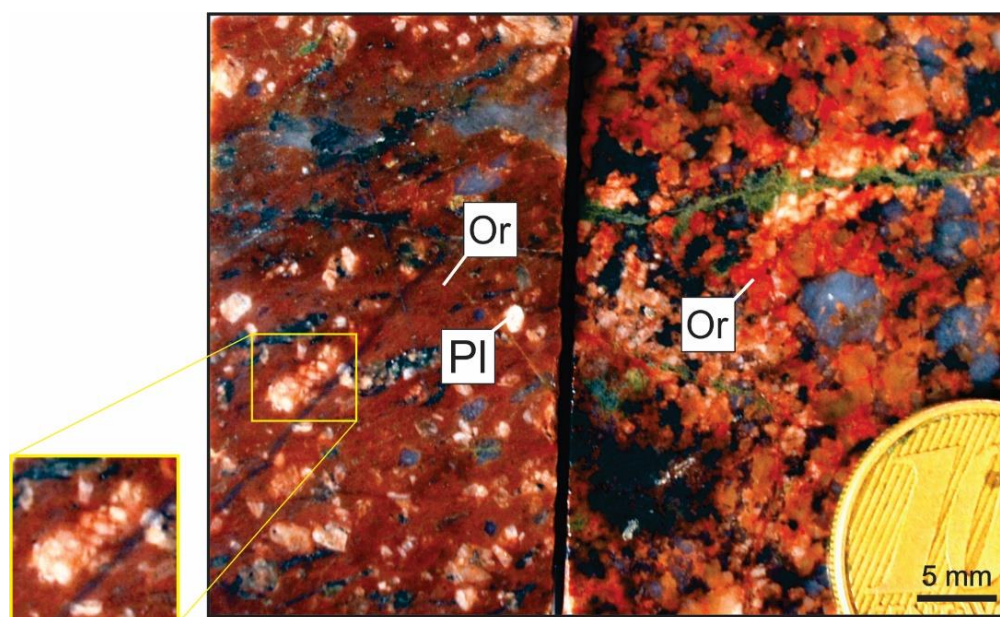


Figura 12: Alteração potássica evidenciada pela intensa coloração avermelhada dos protólitos, com destaque para a substituição, a partir das bordas, de fenocristais de plagioclásio por K-feldspato. Legenda: Or: ortoclásio; Pl: plagioclásio.

Embora os cristais de K-feldspato não costumam apresentar coloração avermelhada nas seções delgadas, é comum observar uma leve tonalidade amarronzada sobre alguns cristais ígneos, indicativo da substituição desses por K-feldspato hidrotermal. Adicionalmente, nota-se que os cristais possuem cor de interferência fraca, em tons de cinza. Esse estágio hidrotermal é representado pela paragênese K-feldspato \pm quartzo \pm hematita, na qual essa última forma inclusões muito finas do K-feldspato.

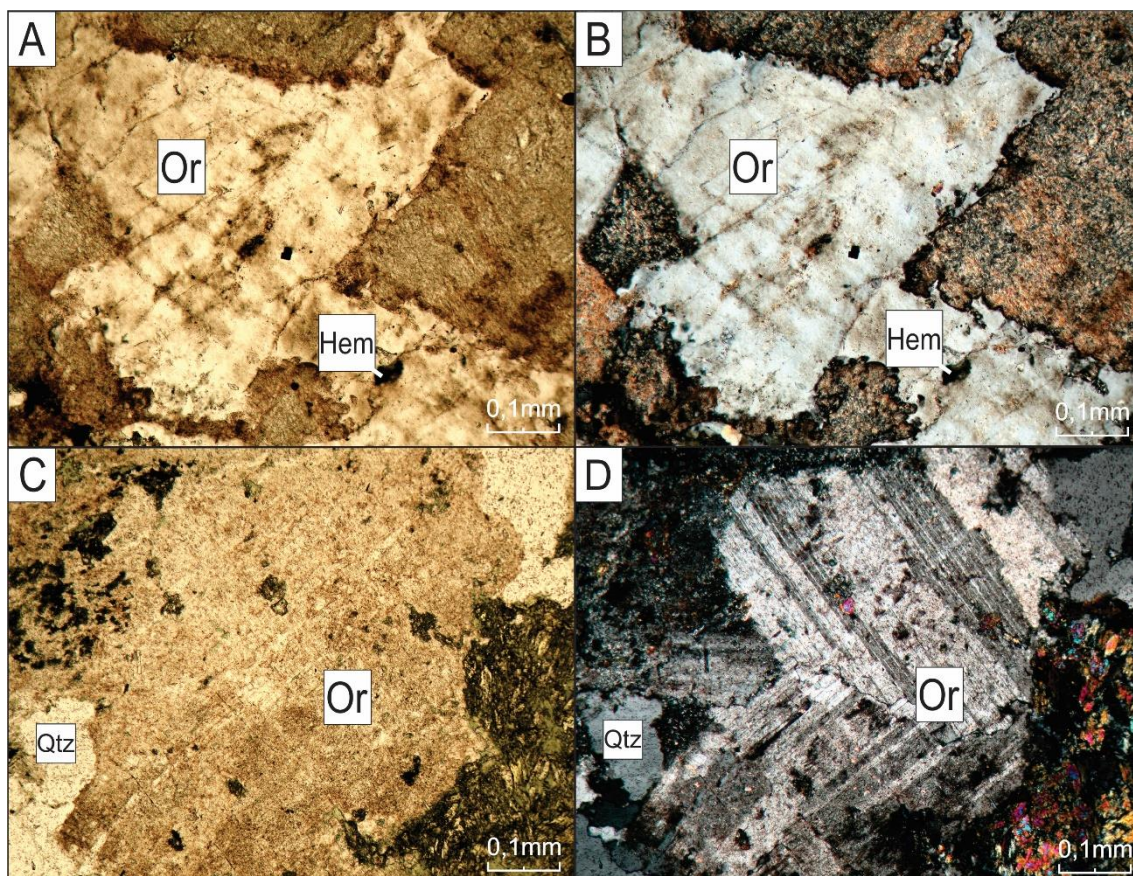


Figura 13: Fotomicrografias da alteração potássica, representada por fenocristais de K-feldspato, que ocorrem de forma dominante nas amostras. (A) e (B): Alteração potássica representada por ortoclásio(?) e hematita. (C) e (D): Substituição de plagioclásio por K-feldspato. (A e C): luz natural; (B e D): polarizadores cruzados. Legenda: Hem: hematita; Or: ortoclásio; Qtz: quartzo.

A análise feita no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) permitiu evidenciar o caráter dominante dessa alteração nas amostras, bem como as relações de substituição que ocorrem entre o K-feldspato hidrotermal e o plagioclásio primário (Fig. 14).

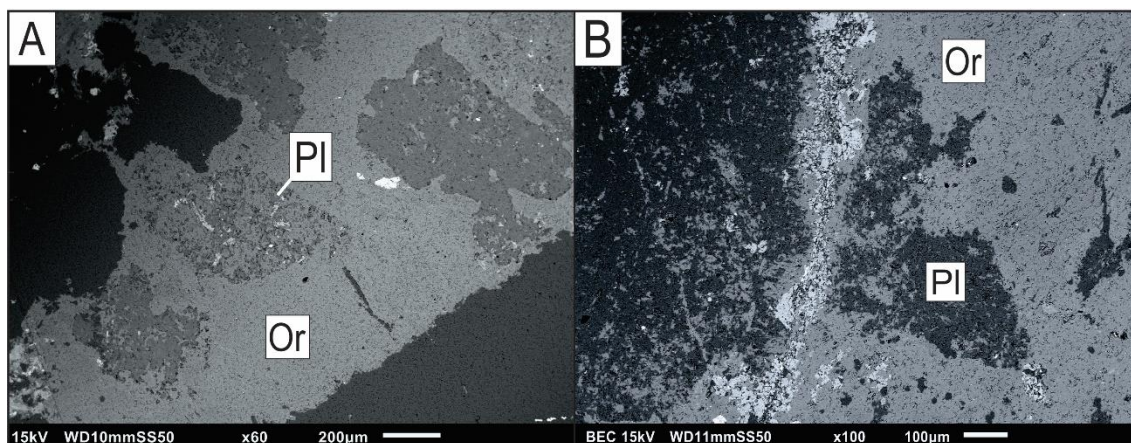


Figura 14: Fotomicrografias com elétrons retroespalhados da alteração potássica do Alvo PAZ, no depósito do Peteca. (A) e (B): Substituição pervasiva, das bordas para o interior, de cristal de plagioclásio por K-feldspato. Legenda: Or: ortoclásio; Pl: plagioclásio.

7.4. Alteração Sericítica

A alteração sericítica (sericitização) é representada pela paragênese sericita ± muscovita ± quartzo, que ocorre em aproximadamente 40% das amostras. É responsável pela tonalidade acinzentada a levemente esverdeada de brilho sedoso (Fig. 15), em decorrência da aglomeração de sericita de coloração cinza a cinza-esverdeada e brilho nacarado ou sedoso. Ocorre em estilo pervasivo a partir da substituição parcial a total dos minerais primários e hidrotermais.

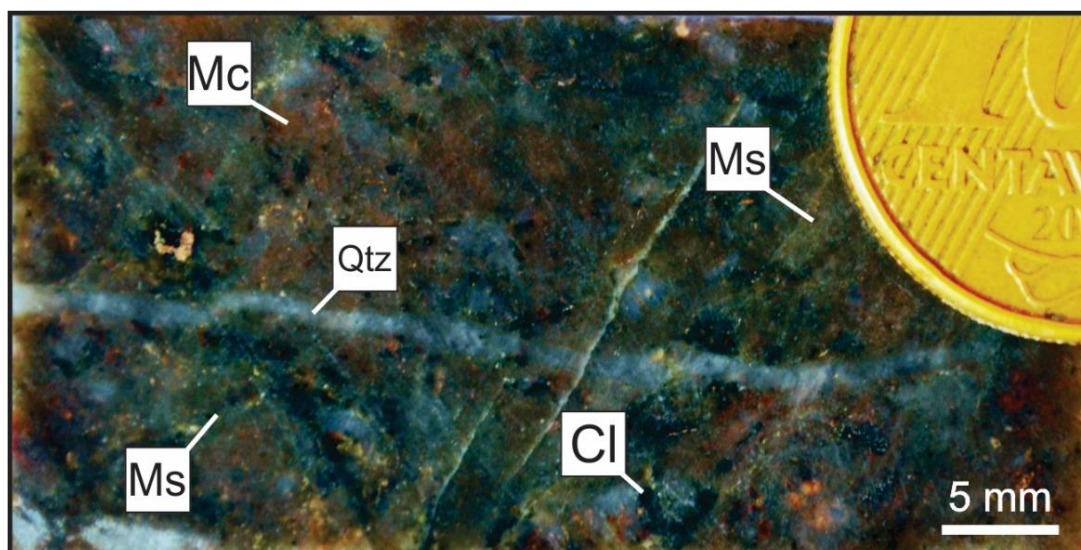


Figura 15: Coloração verde de brilho sedoso decorrente da presença de sericita ± muscovita geradas no decorrer da alteração sericítica. Legenda: Cl: clorita; Ms: muscovita; Or: ortoclásio; Qtz: quartzo.

A sericita forma cristais muito finos e subeuédricos, essencialmente a partir do consumo dos feldspatos, de modo a configurar massas e emaranhados de cristais dispersos na matriz dos protólito.

Em alguns casos, ao substituir o plagioclásio, a sericita tende a adquirir a forma dos fenocristais pré-existentes, em um processo denominado de pseudomorfose, em que mineral gerado adquire a morfologia daquele substituído (Fig. 16-D). A substituição de cristais de K-feldspato indica a posterioridade da sericitização em relação à alteração potássica. Apesar de a sericita ser mais comum, não é difícil observar cristais de muscovita, que se diferencia por sua maior granulação. Usualmente ocorre inclusa e dispersa em massas dominadas por sericita.

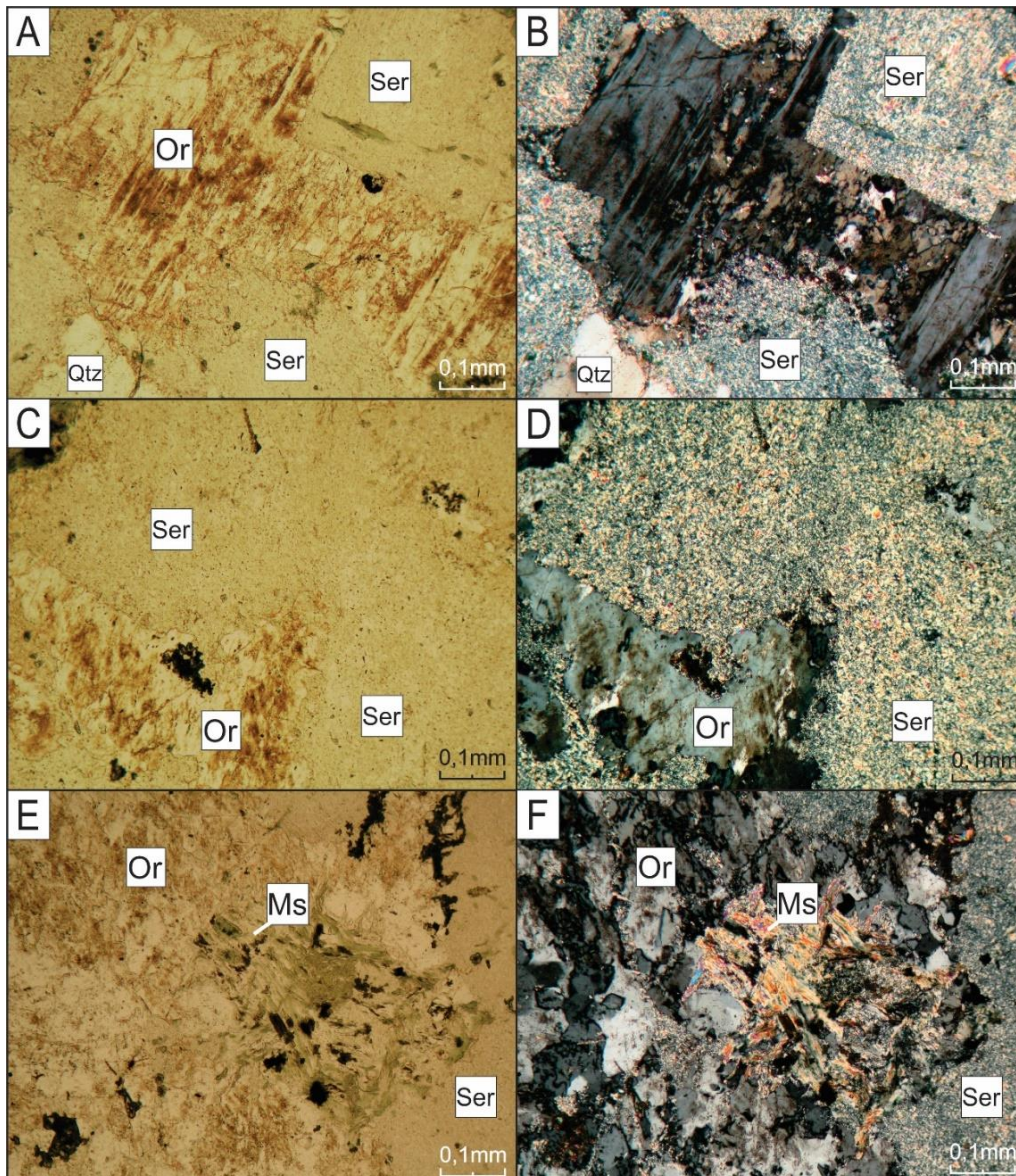


Figura 16: Fotomicrografias da alteração sericítica pervasiva, principalmente a partir das bordas para o centro dos cristais ígneos e hidrotermais, com geração de sericita e muscovita. (A), (B), (C) e (D): Substituição do fenocristal de K-feldspato por massas de sericita fina, com geração de pseudomorfos policristalinos de sericítica; (E) e (F): Cristais de muscovita formados a partir da substituição de feldspato. Fotomicrografias (A), (C) e (E): luz natural (B, D) e (F): polarizadores cruzados. Legenda: Ms: muscovita; Or: ortoclásio; Qtz: quartzo; Ser: sericita.

Ao MEV foi possível confirmar a relação temporal da alteração sericítica, em especial, a partir da substituição dos cristais de K-feldspato por sericita e muscovita (Fig. 17).

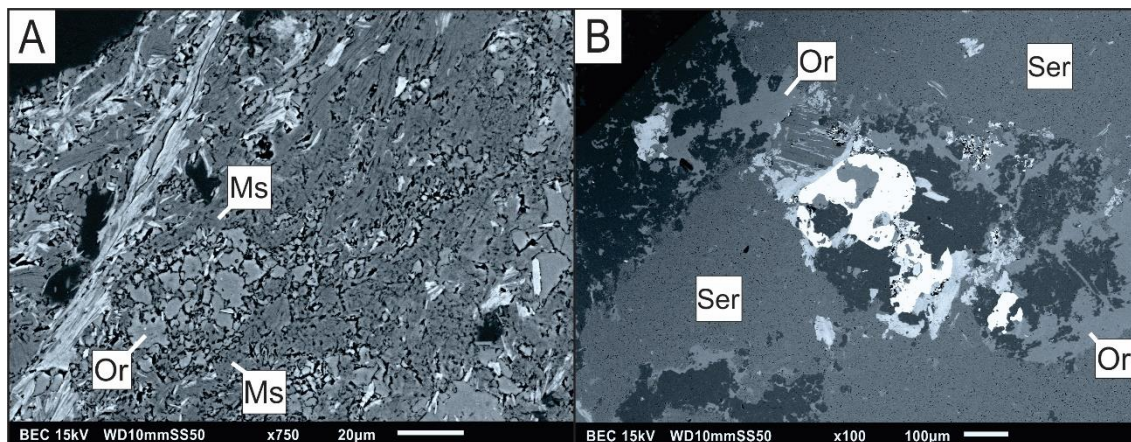


Figura 17: Fotomicrografias com elétrons retroespalhados da alteração sericítica do Alvo PAZ. (A): Substituição pervasiva, das bordas para o interior, de K-feldspato por muscovita. (B): Substituição em estilo pervasivo de K-feldspato por sericita. Legenda: Ms: muscovita; Or: ortoclásio; Ser: sericita.

7.5. Alteração Clorítica

A alteração clorítica é predominantemente constituída por clorita, e visualmente diagnosticada pela coloração verde oliva conferida aos protólitos (Fig. 18), o que permite distingui-la facilmente das demais alterações. De estilo pervasivo, ocorre de modo intersticial, embora venulações tardias que truncam todos os estilos hidrotermais, também possam ser observadas. Quando venular é restrita e ocorre como vênulas sub-milimétricas.



Figura 18: Hospedeira granítica com intensa alteração clorítica pervasiva e geração de cristais grossos de clorita verde escura. Legenda: Cl: clorita.

Esse estágio hidrotermal teria sido responsável pela geração de duas variedades composicionais distintas de clorita: (1) clorita ferrosa, individualizada pela cor de interferência azulada (clorita anômala); e (2) clorita de composição magnésiana, relativamente mais comum e representada pela cor de interferência acinzentada (Fig. 19).

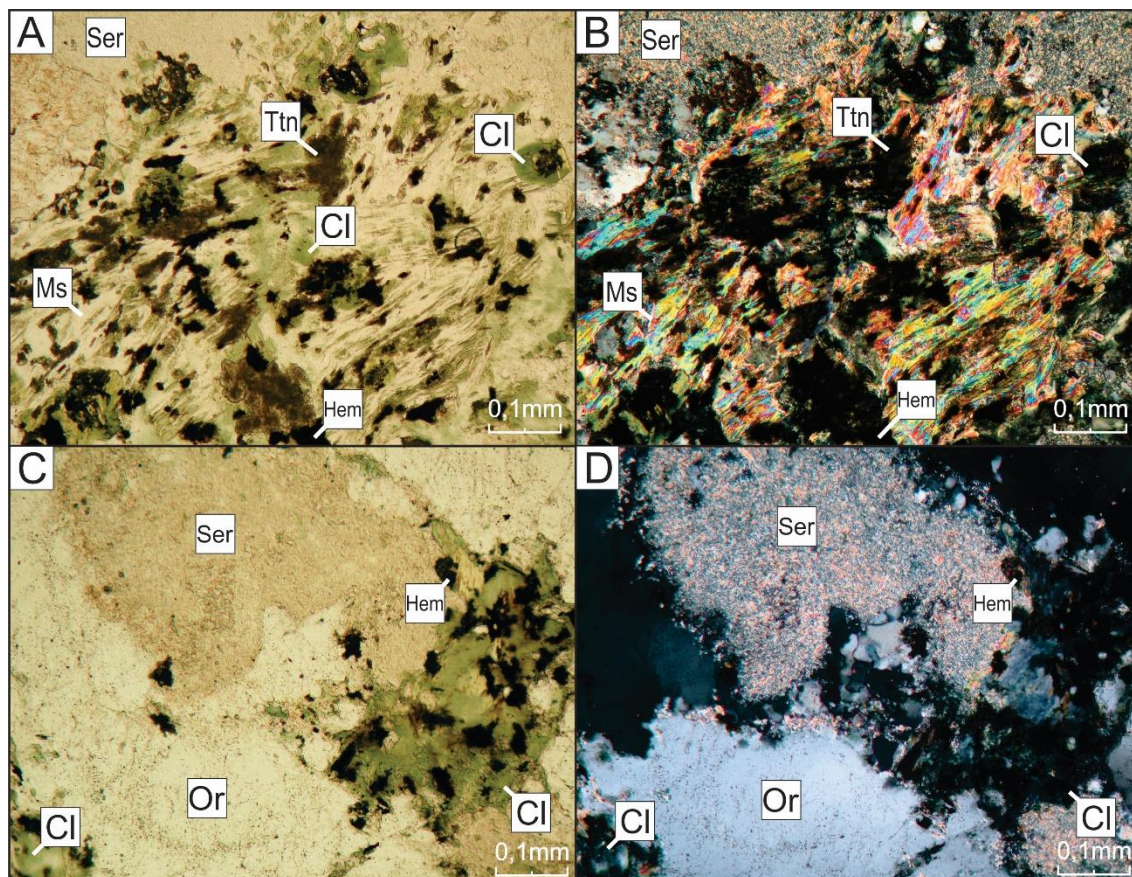


Figura 19: Fotomicrografias da alteração clorítica pervasiva: (A-B): Substituição de sericita e muscovita por clorita, parageneticamente associada a inclusões de titanita e hematita; (C-D): Substituição de ortoclásio e sericita por clorita + apatita + titanita. Legenda: Ap: apatita; Cl: clorita; Hem: hematita; Ms: muscovita; Or: ortoclásio; Ser: sericita; Ttn: titanita. Fotomicrografias (A) e (C): luz natural; e (B) e (D): polarizadores cruzados.

Independente da variedade observada, os cristais de clorita comumente são subeudrais de hábito lamelar, de pleocroísmo que varia de fraco a moderado, e com contatos irregulares com os demais minerais.

Em adicional, o MEV permitiu a identificação de titanita e apatita inclusas na clorita e, portanto, parageneticamente associadas a esse estágio hidrotermal (Figs. 19 e 20). Deste modo, a paragênese da alteração clorítica pode ser representada por (Fe,Mg)-clorita \pm epidoto \pm hematita \pm calcita \pm titanita \pm apatita.

Com o auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), foi possível analisar com maior detalhe as relações texturais da clorita com os demais minerais. Deste

modo, observou-se frequentes texturas de substituição do feldspato potássico por clorita, além da presença de apatita como inclusões na clorita (Fig. 20).

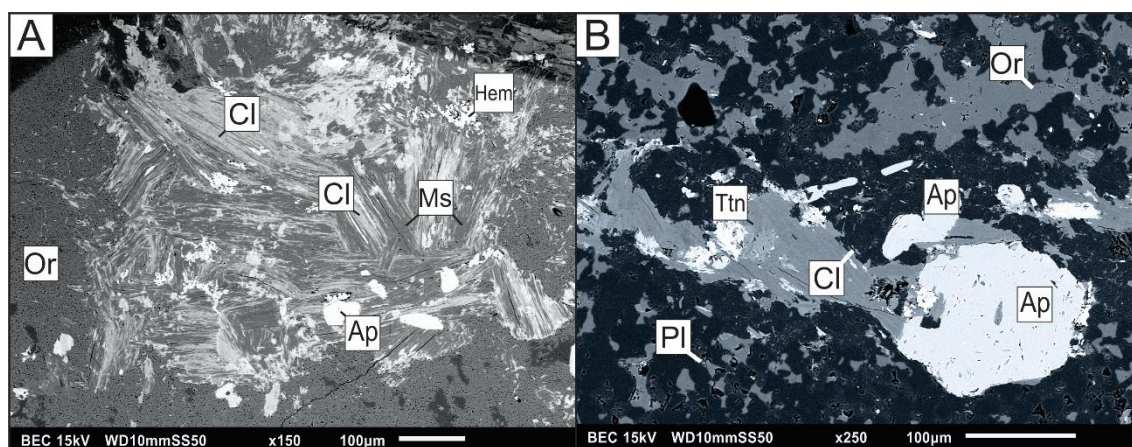


Figura 20: Fotomicrografias com elétrons retroespalhados da alteração clorítica: (A): Substituição do K-feldspato por clorita fibrosa. Presença de cristais de apatita e hematita associados à paragênese mineral; (B): Substituição de K-feldspato e plagioclásio por clorita lamelar associada a cristais de apatita e titanita. Legenda: Ap: apatita; Cl: clorita; Hem: hematita; Ms: muscovita; Or: ortoclásio; Ttn: titanita.

7.6. Epidotização

A epidotização, representada por epidoto + clinozoisita \pm quartzo \pm clorita (Fig. 21), ocorre predominantemente em estilo confinado, sobretudo a vênulas que truncam todos os estágios previamente descritos (Figs. 21 e 22). De modo mais restrito, configura alteração seletiva, visto formar cristais isolados e inclusos tanto no plagioclásio ígneo quanto no feldspato potássico hidrotermal (Fig. 21) e clorita. É responsável pelas tonalidades verde clara aos protólitos hidrotermalizados (Fig. 21). A substituição de cristais de K-feldspato hidrotermal, de plagioclásio e de clorita, por epidoto e clinozoisita denota sua posterioridade em relação à cloritização e demais alterações.

Epídoto e clinozoisita possuem contatos irregulares com os demais minerais, e podem ser caracterizados pela forte cor de interferência apresentada, a qual é devida aos altos valores de birrefringência que possuem.

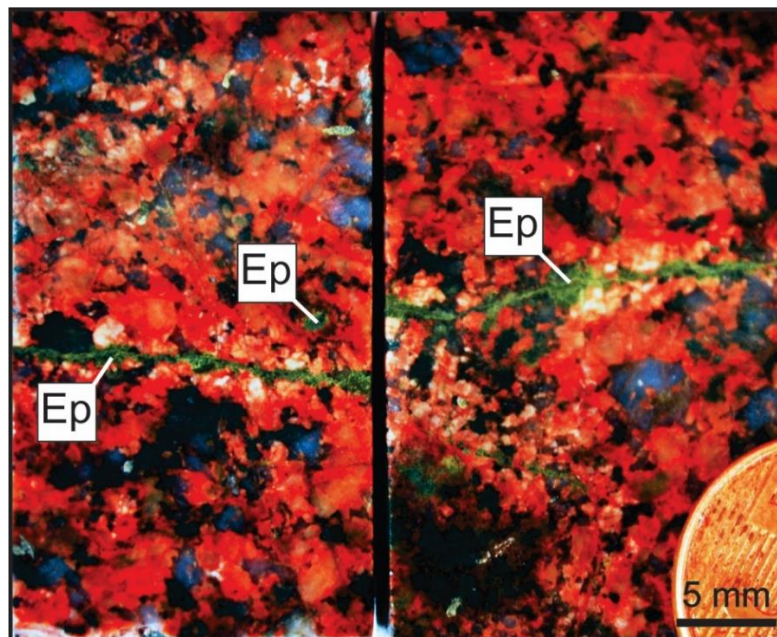


Figura 21: Epidotização, em Protólito granítico, evidenciada por vênulas e pequenos nódulos de coloração verde clara, características do epidoto. Legenda: Ep: epidoto.

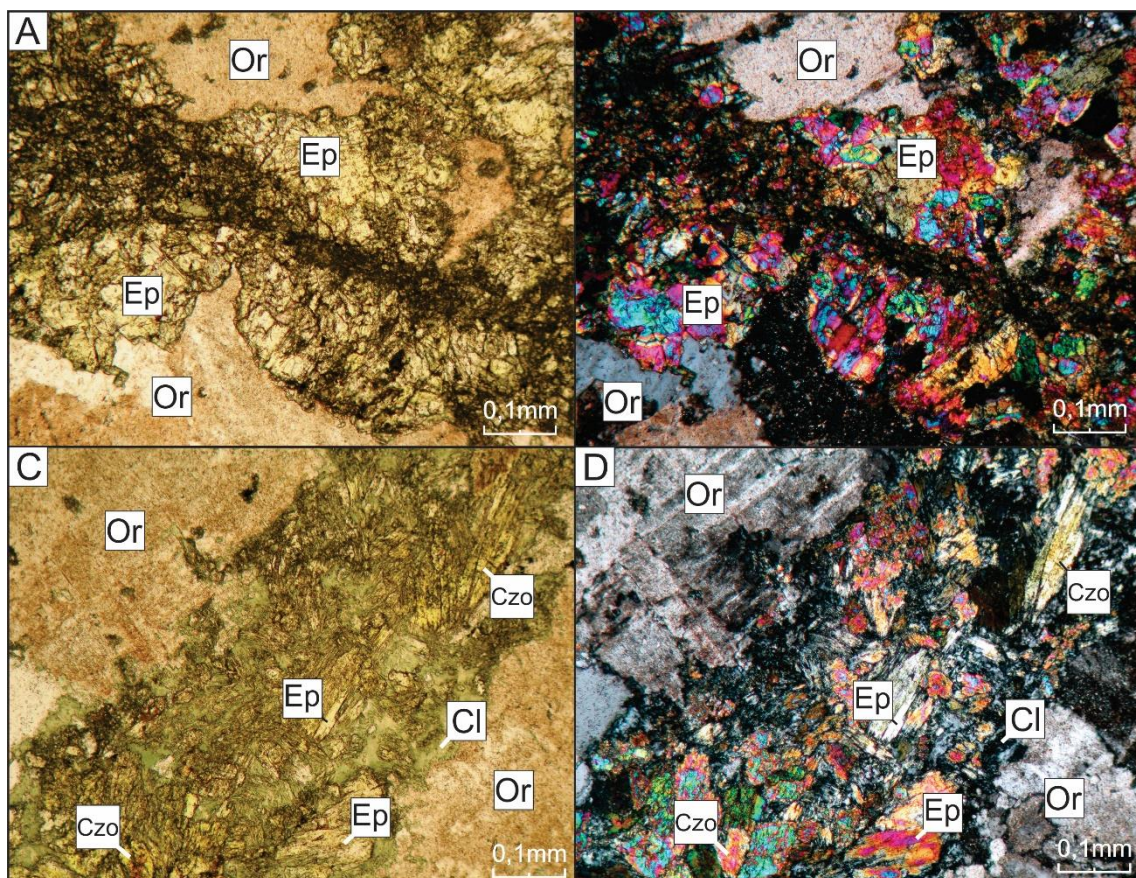


Figura 22: Fotomicrografias da epidotização venular. (A-B): alteração de K-feldspato por epidoto venular de granulação média; (C-D): vênula de epidoto + clinozoisita \pm clorita que trunca a trama de hospedeira granítica. Fotomicrografias (A e C): luz natural; (B e D): polarizadores cruzados. Legenda: Czo: clinozoisita; Cl: clorita; Ep: epidoto; Or: ortoclásio.

Análises ao MEV permitiram a observação de texturas de substituição do K-feldspato e plagioclásio por epidoto (Fig. 23).

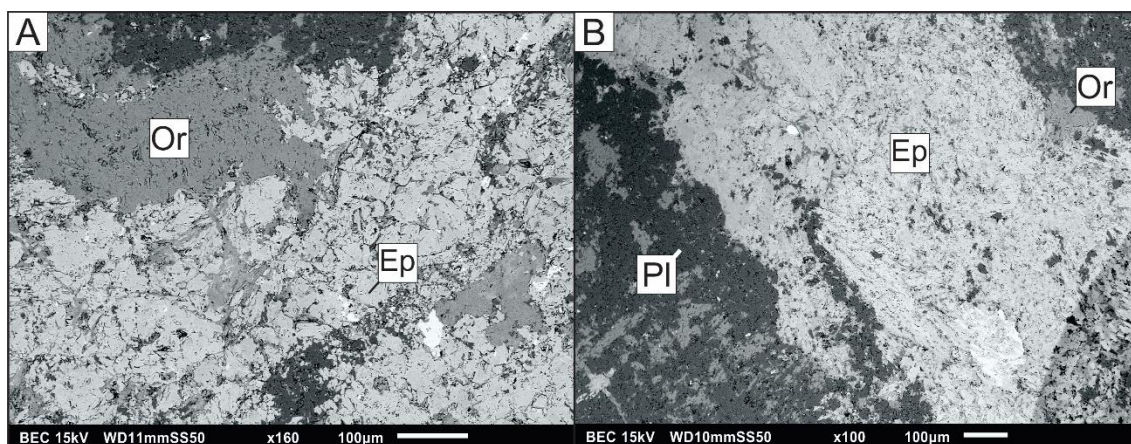


Figura 23: Fotomicrografias com elétrons retroespalhados da fraca epidotização presente no Alvo PAZ. (A): substituição dos cristais de K-feldspato por epidoto granular. (B): substituição de cristais de K-feldspato e de plagioclásio por epidoto de granulação média. Legenda: Ep: epidoto; Or: ortoclásio; Pl: plagioclásio.

7.7. Silicificação

Estágio eminentemente caracterizado pela presença de quartzo branco-leitoso concentrado em bolsões e vênulas tardias (Figs. 24 e 25). Quartzo anédrico e de granulação grossa é característico do estilo pervasivo, enquanto quartzo de granulação média preenche as vênulas mais tardias do Alvo PAZ. Em ambos os casos, os cristais são inequigranulares e apresentam contatos irregulares a lobulares com os minerais da rocha. Ressalta-se que as injeções de quartzo não configuram texturas de substituição hidrotermal, visto o quartzo gerado ocupar eminentemente espaços (fraturas) ou os interstícios minerais.

O fato de os bolsões e vênulas de quartzo ocuparem espacialmente locais que eram preenchidos por outros minerais, juntamente a ausência de evidências de alteração sobre os cristais de quartzo formados, indicam que as injeções são posteriores as demais alterações hidrotermais.



Figura 24: Silicificação evidenciada por (1) vênulas e (2) bolsões de quartzo, ambos de coloração branca leitosa.

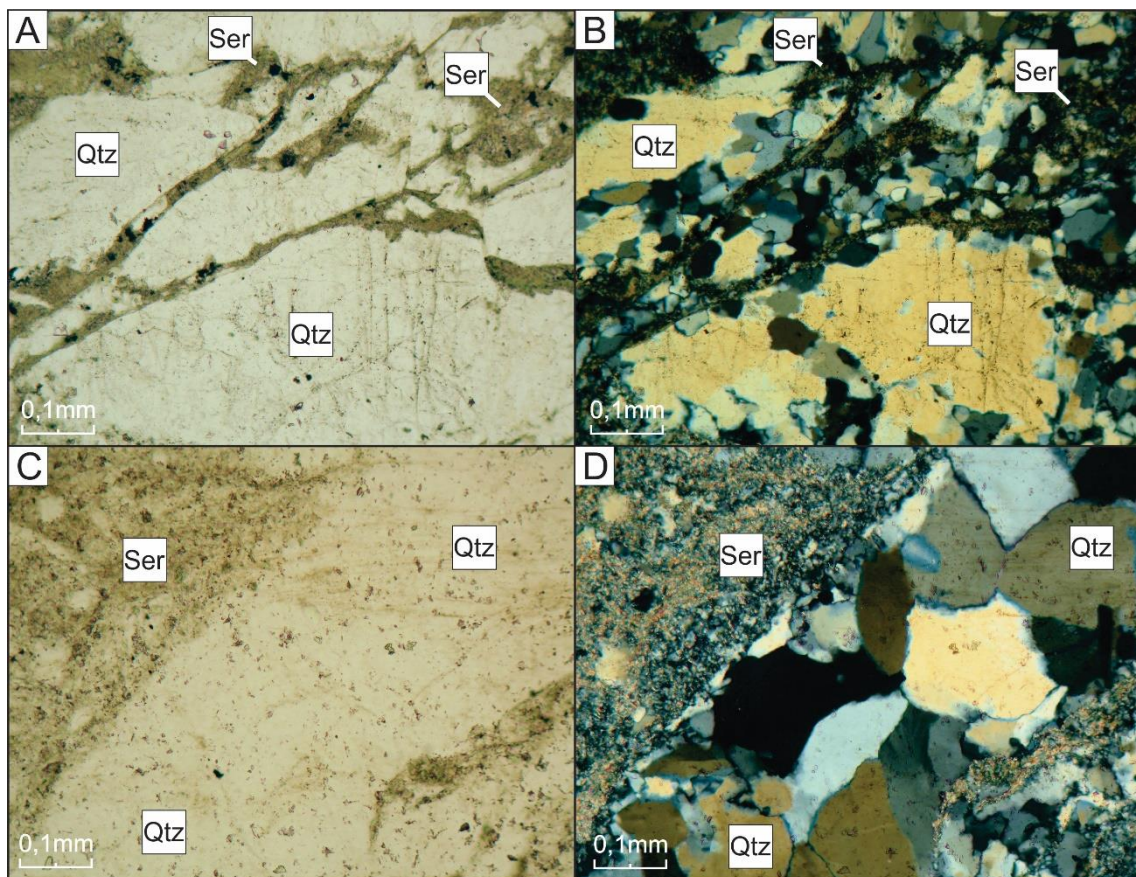


Figura 25: Fotomicrografias de silicificação. (A-B): bolsões de quartzo anédrico de granulação média a grossa; (C-D): vênula tardia de quartzo que trunca setor de intensa alteração sericítica. Fotomicrografias: (A) e (C): luz natural; (B) e (D): polarizadores cruzados. Legenda: Qtz: quartzo; Ser: sericita.

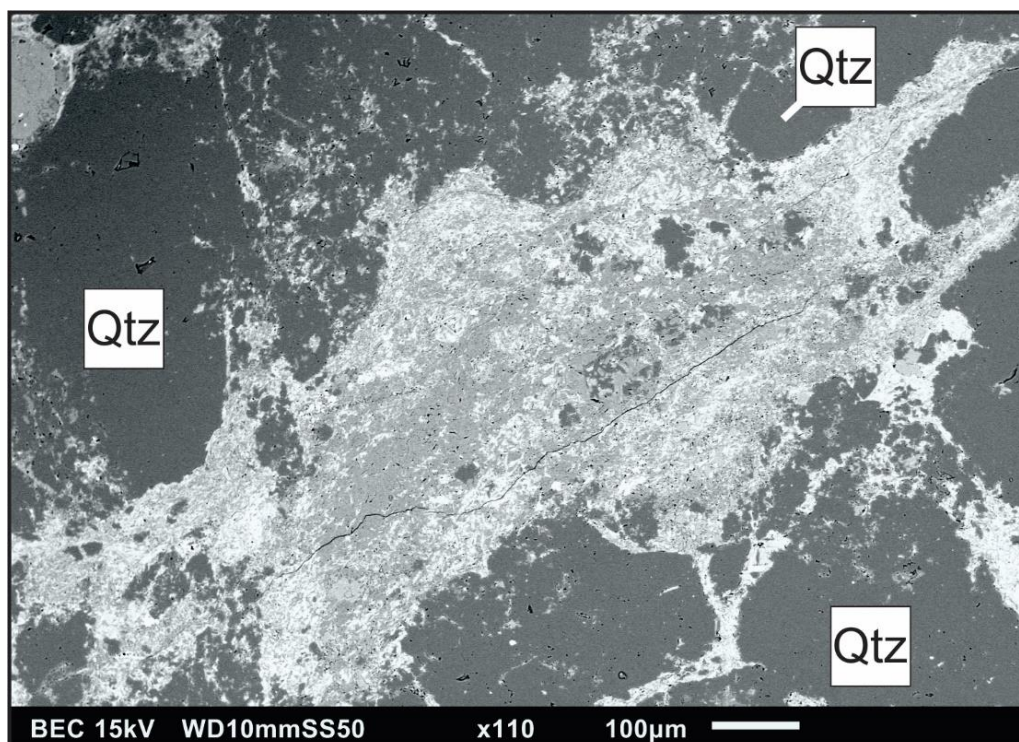


Figura 26: Fotomicrografia de elétrons retroespalhados de alguns bolsões de quartzo, formados pela silicificação ocorridas em meio aos processos hidrotermais anteriores. Legenda: Qtz: quartzo.

7.8. Mineralização

A zona mineralizada é representada por fraca sulfetação confinada e essencialmente composta por pirita fina a muito fina (Fig. 27), essencialmente associada aos veios e bolsões de quartzo (Figs. 27 e 28).

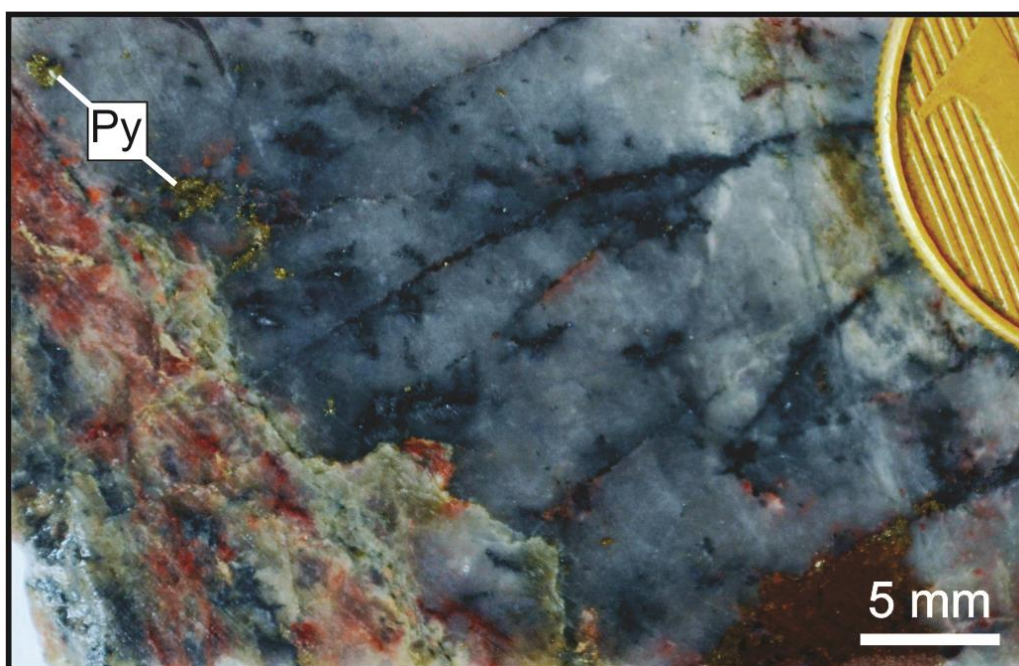


Figura 27: Cristais de pirita (Py) confinados às venulações de quartzo. Legenda: Py: pirita.

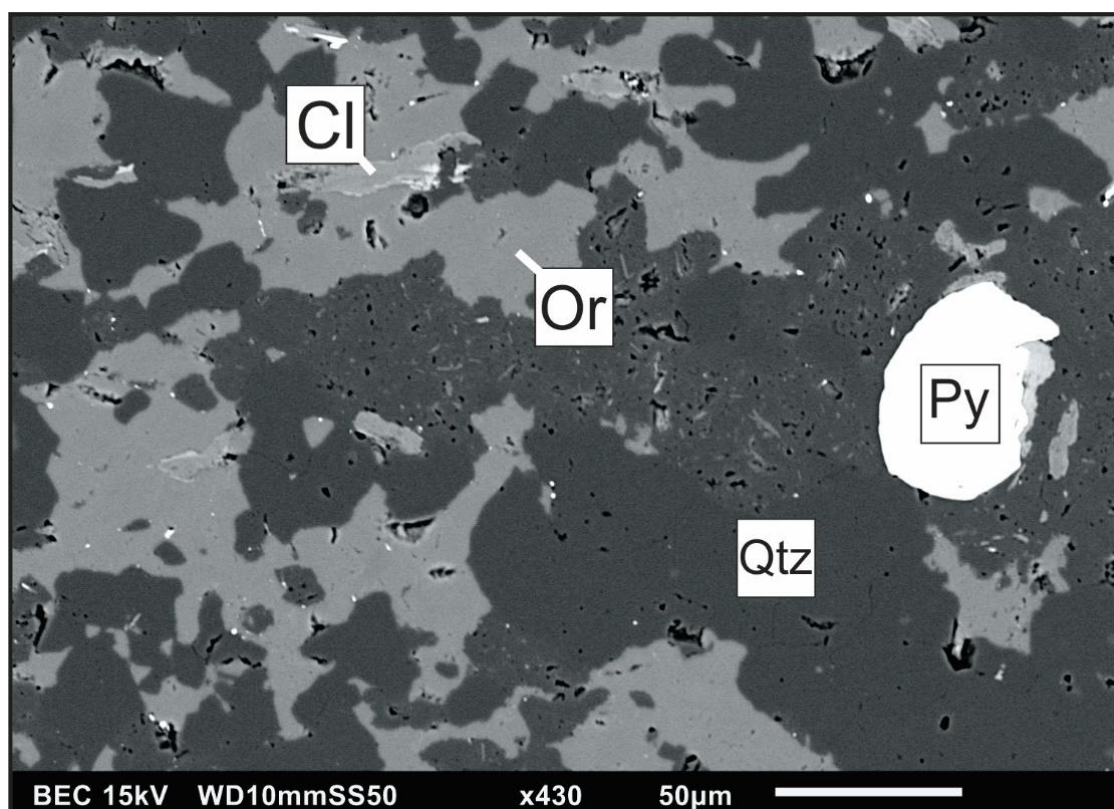


Figura 28: Fotomicrografia com elétrons retroespalhados da fraca sulfetação representada por pirita associada a quartzo venular. Legenda: Cl: clorita; Or: ortoclásio; Py: pirita; Qtz: quartzo.

7.9. Carbonatação

Estágio hidrotermal confinado a raras vênulas de calcita (Fig. 29), que truncam todos os estágios hidrotermais supracitados e de com paragênese definida por carbonato (calcita). A análise ao MEV permitiu observar com maior clareza as relações de truncamento do carbonato (fig 30-A).

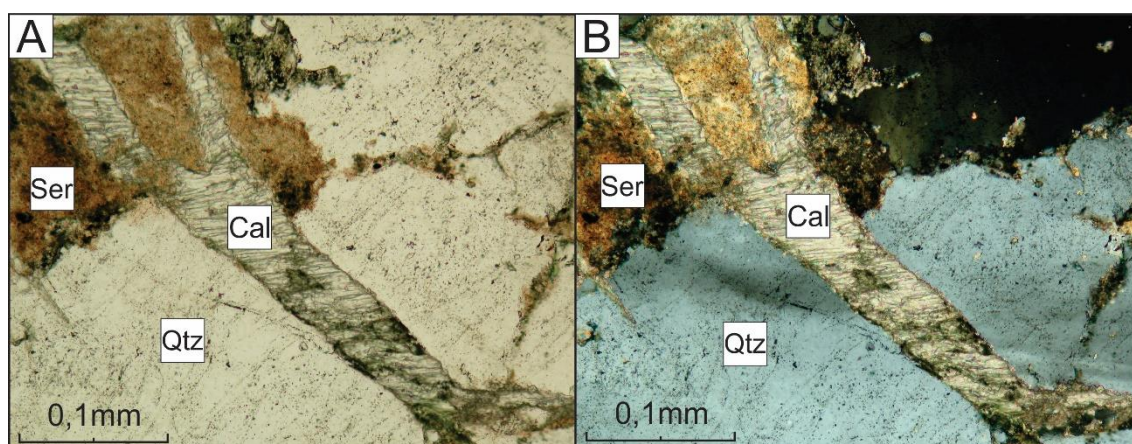


Figura 29: (A-B) Fotomicrografias de vênula de calcita em que é possível notar suas relações de truncamento e posteridade em relação ao quadro paragenético evolutivo proposto para o Alvo

PAZ. Fotomicrografias: (A) luz natural; (B): polarizadores cruzados. Legenda: Cal: calcita; Qtz: quartzo; Ser: sericita.

Análises em EDS indicam que calcita corresponde a principal fase precipitada no decorrer da carbonatação (Fig. 30-A), por conta da confirmação do pico do Ca, C e O (Fig. 30-B).

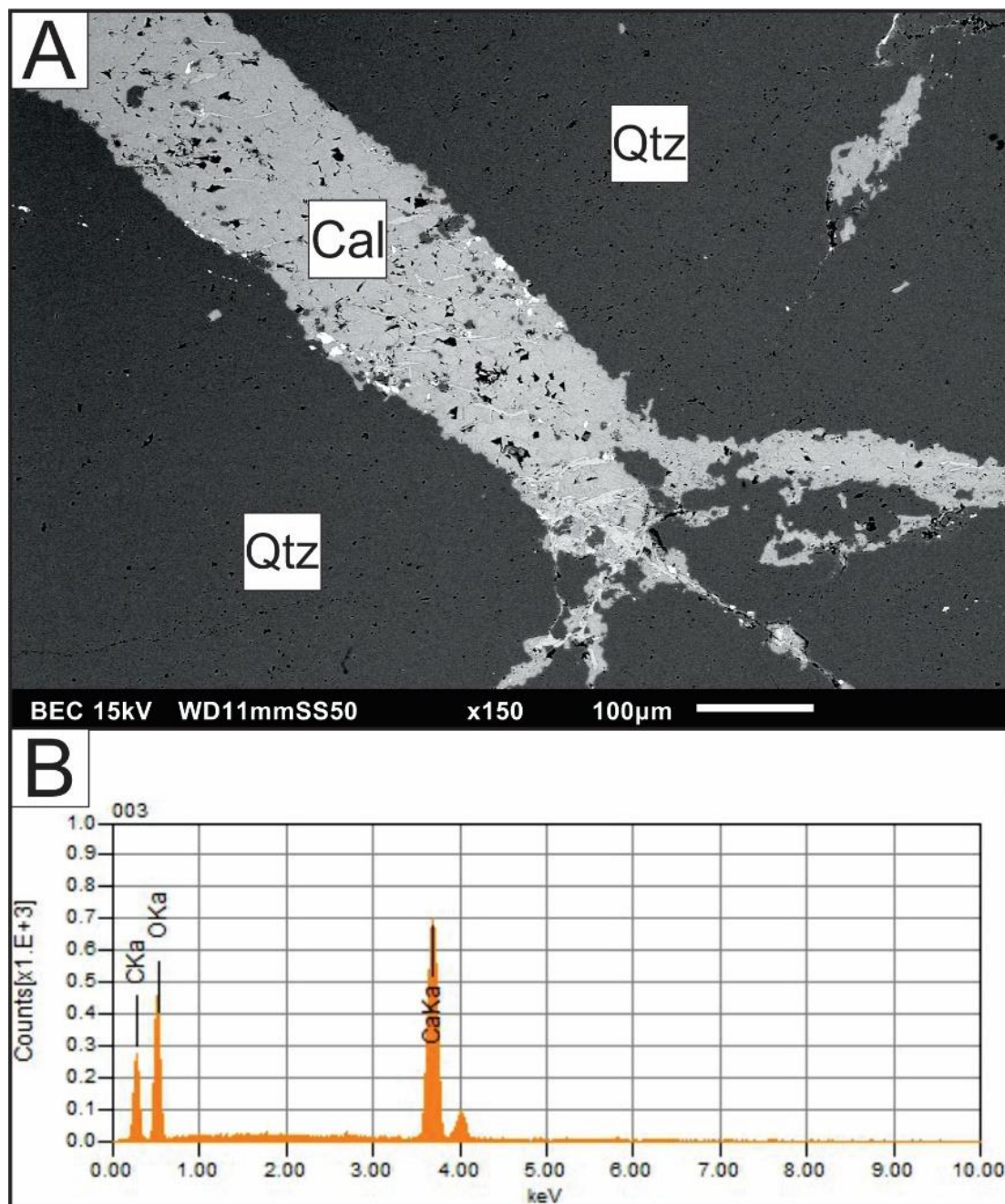


Figura 30: (A) Fotomicrografia com elétrons retroespalhados de vênula de calcita que trunca por venulações os outros estágios hidrotermais; com o respectivo (B) espectro EDS obtido no MEV, que permitiu o reconhecimento da calcita. Legenda: Cal: calcita; Qtz: quartzo.

8. Caracterização Óptica de Filossilicatos Hidrotermais

Apesar de haver diversos minerais formados pelo processo de alteração hidrotermal e importantes, portanto, em estudos de química mineral (e.g. feldspato, albita, rutilo, epidoto, sulfetos, etc), o escopo deste trabalho esteve centrado na averiguação textural e química da mica branca (sericita e muscovita) e a clorita.

8.1. Caracterização Óptica da Mica Branca

Com base na textura, modo de ocorrência e forma do cristal, a petrografia permitiu a individualização de três tipologias de micas brancas, todas relacionadas à alteração sericítica (Fig. 10): (i) sericita; (ii) muscovita grossa subeuédrica; e (iii) muscovita anédrica fina.

A sericita configura amplas massas constituídas por cristais de granulação muito fina que substituem parcial a totalmente os feldspatos ígneos e hidrotermais (Fig. 31). A análise em luz transmitida, é comum observar que os setores de forte alteração sericítica exibem aspecto turvo, decorrente da substituição dos feldspatos. Corresponde à variação da mica branca dominante no alvo PAZ.

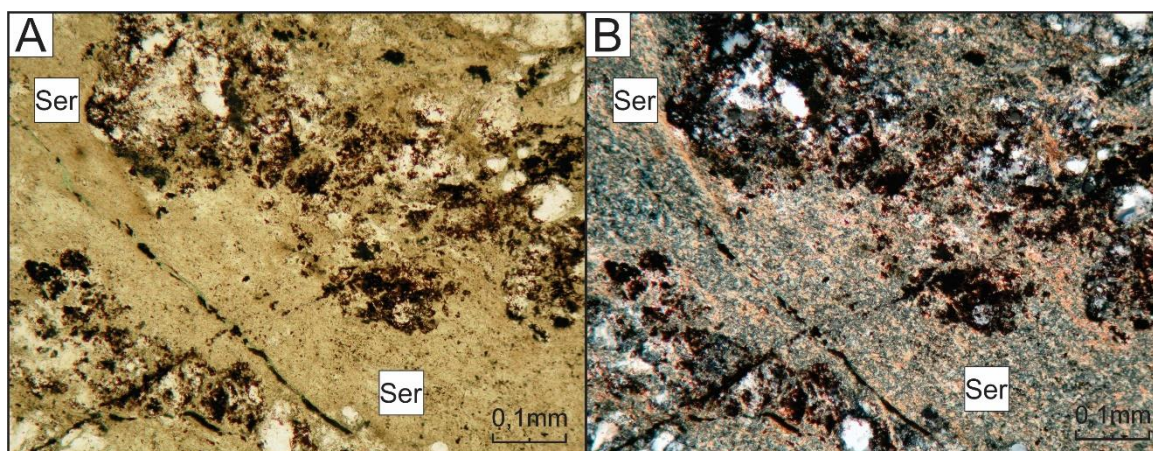


Figura 31: (A) e (B) Fotomicrografias da sericita, em que é possível notar cristais de granulação muito fina que ocorrem como massas dispersas ao longo de toda a trama das hospedeiras. Fotomicrografias em (A) luz natural e (B) polarizadores cruzados. Legenda: Ser – sericita.

As análises as análises ao MEV comprovam a ausência de inclusões minerais associadas à essa textura de mica branca (Fig. 17-B). Importante ressaltar que a análise permitiu confirmar que a mica branca substitui o feldspato potássico, por meio da alteração das bordas do feldspato por sericita.

A muscovita grossa subeuédrica (Fig. 32), por sua vez, forma cristais subhedrais de no máximo 0,05 mm de comprimento e contatos irregulares com os demais minerais. Ocorre tanto dispersa nos halos de alteração sericítica quanto isolada, como inclusões no

feldspato ou nas massas de sericita. Embora não corresponde a uma variação textural de mica branca não dominante no Alvo PAZ, é facilmente identificada devido a sua alta cristalinidade.

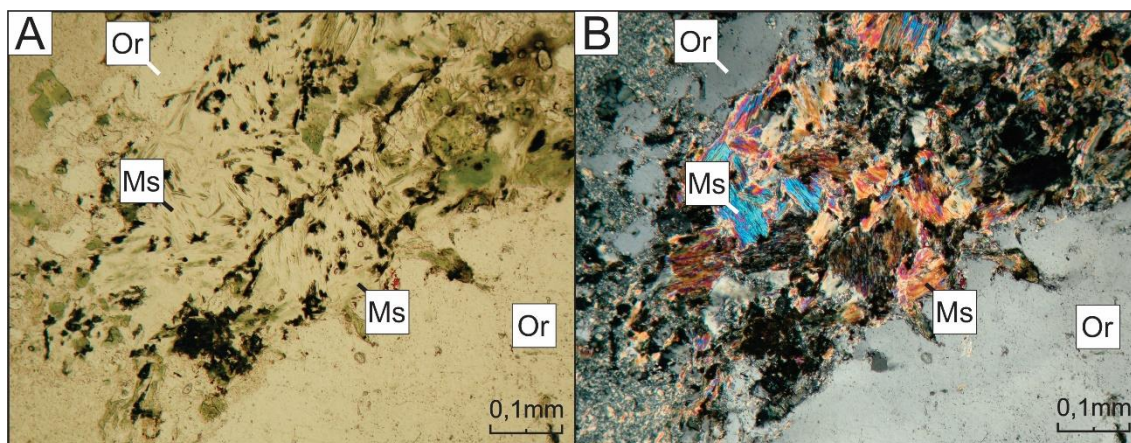


Figura 32: (A) e (B) Fotomicrografias da muscovita subeuédrica, que exibe maior granulação em relação às demais variedades. Fotomicrografias em granitoide sob (A) luz natural e (B) polarizadores cruzados. Legenda: Ms – muscovita; Or – ortoclásio.

Análises ao MEV permitiram confirmar que os cristais dessa variação textural estão parcialmente alterados, em sua maioria, para cristais de clorita. Essa alteração ocorre sobretudo das bordas para o centro dos cristais, de forma a conferir a muscovita hábito fibroso (Fig. 20-A).

A terceira tipologia é representada por muscovita anédrica fina, a qual está intimamente relacionada à alteração sericítica, por estar inclusa nos aglomerados de sericita (Fig. 33). Ocorre como cristais subeuédricos isolados ou pequenos aglomerados, ambos de granulação fina a média, geralmente situados ao longo da clivagem do feldspato substituído. Por fim, o MEV permitiu concluir que essa variação textural pode ser considerada como uma subcategoria da sericita, de mesma paragênese, porém, de maior cristalinidade (Fig. 17-A).

A ocorrência de dois tipos de muscovita de granulações distintas (fina e grossa), sugere que ambas estiveram cogeneticamente atreladas, visto a de maior granulação possivelmente representar o estágio mais avançado de desenvolvimento da fina, com maior tempo e/ou condições térmicas de se desenvolver.

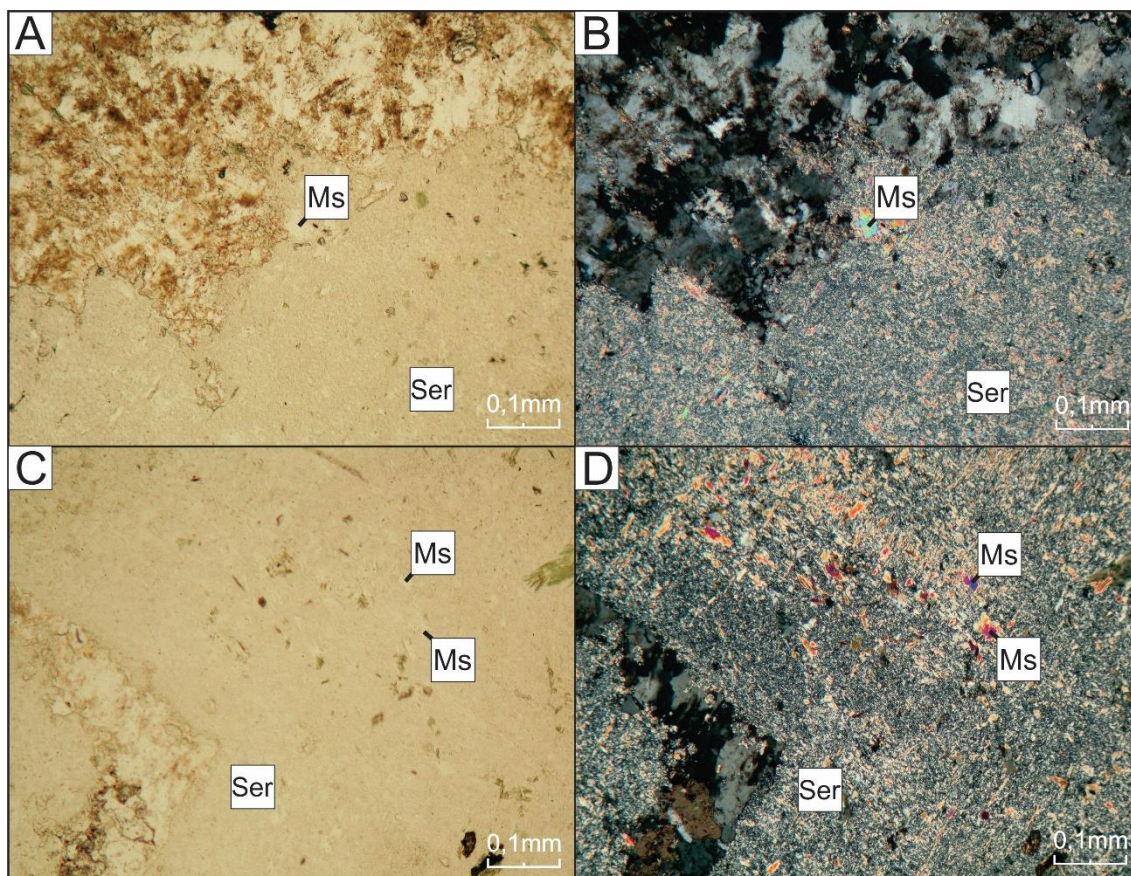


Figura 33: Fotomicrografias de muscovita anédrica. Nota-se que os cristais de muscovita estão envoltos pela sericita. (A) e (C) luz natural, (B) e (D) polarizadores cruzados. Legenda: Ms - muscovita; Ser - sericita.

8.2. Caracterização Óptica da Clorita

A exemplo da mica branca, a análise petrográfica das amostras permitiu a individualização de distintas variedades texturais de clorita, caracterizadas principalmente a partir da textura, modo de ocorrência e forma do cristal. Essas tipologias incluem: (i) aglomerado intersticial de clorita; (ii) clorita subeuédrica; e (iii) clorita venular. Deste modo, as duas primeiras estão relacionadas à cloritização do sistema hidrotermal descrito para o Alvo PAZ, enquanto que a terceira está incluída na epidotização (Fig. 10).

Os aglomerados intersticiais de clorita (Fig. 34) são dominantes. Ocorrem como massas de cristais anédricos de granulação fina a média, que se sobrepõem, e apresentam contato serrilhado com os demais minerais da hospedeira. A clorita exibe leve pleocroísmo verde claro e birrefringência roxa a azulada (interferência anômala). Segundo Deer *et al.* (2014), quanto maior o teor de ferro na clorita, maior será seu índice de refração, e consequentemente maior o valor de sua birrefringência. Outro fator que

pode auxiliar na determinação da composição dessa clorita, é a elevada concentração de diminutos cristais de hematita nas bordas, planos de clivagem ou no centro dos aglomerados, em resposta da expulsão do Fe^{3+} de sua estrutura no decorrer do resfriamento do sistema (Deer *et al.*, 2014). Em adicional, finas inclusões de apatita, titanita e quartzo estão associadas a essa tipologia e, portanto, à alteração clorítica.

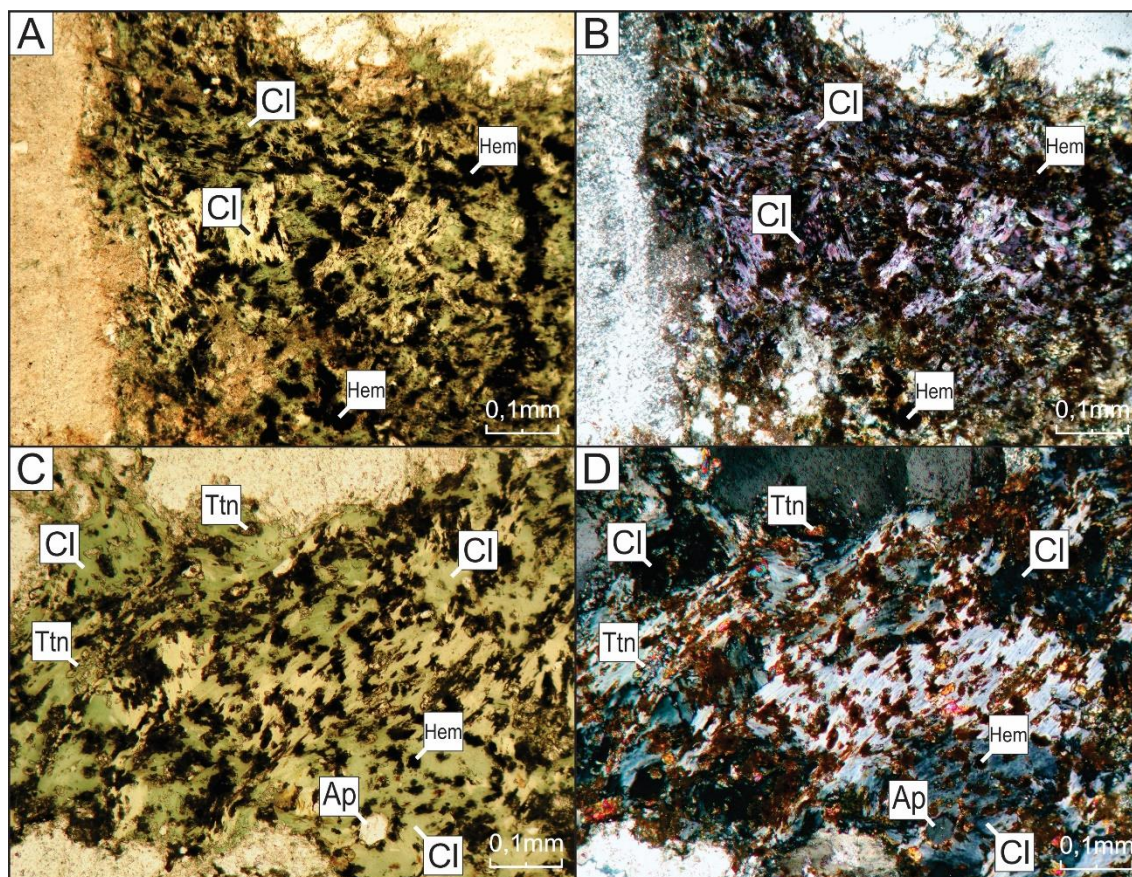


Figura 34: Fotomicrografias dos aglomerados intersticiais de clorita em que se observa (A e C) pequenas inclusões de apatita e hematita em luz natural, além de sua (B e D) característica cor de interferência anômala aos polarizadores cruzados. Legenda: Ap – apatita; Cl – clorita; Hem – hematita; Ttn – titanita.

As relações texturais indicam substituição da sericita e muscovita anteriormente descritas e, portanto, a posterioridade desta tipologia de clorita. Por vezes, é observado que os aglomerados podem ser o resultado da pseudomorfose a partir da destruição de cristais de plagioclásio (Fig. 35).

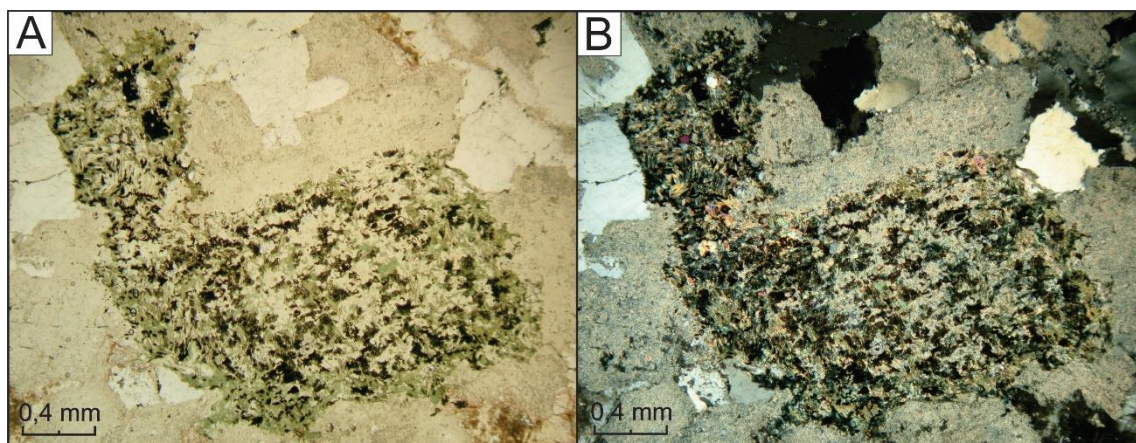


Figura 35: Fotomicrografia de clorita pseudomórfica em que é possível observar a antiga forma de cristal de plagioclásio.

O MEV permitiu a individualização de inclusões de apatita e hematita associadas aos aglomerados de clorita (Figs. 34 e 36).

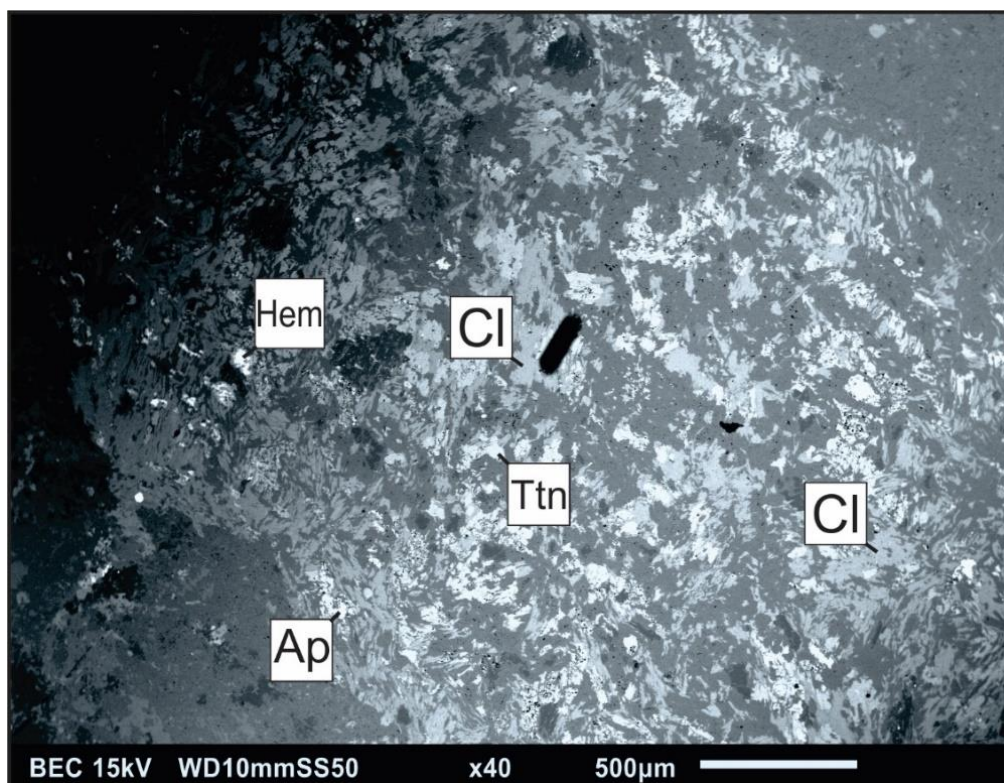


Figura 36: Imagem EDS em que é possível observar aglomerado intersticial de clorita com inúmeras inclusões de apatita e titanita. Legenda: Ap – apatita; Cl – clorita; Hem – hematita; Ttn – titanita.

Apesar de menos comum que a clorita anômala, a clorita subeuédrica pode ser encontrada em diversas porções da rocha hospedeira. É representada por pequenos cristais, com dimensões médias de 0,1 mm, que substituem os aglomerados de sericita (Fig. 37).

Diferentemente da textura anterior, em que dominam cristais de clorita anômala, a clorita subeuédrica exibe tanto interferência anômala (Fe-clorita), quanto baixa (cinza clara; Mg-clorita) (Fig. 37).

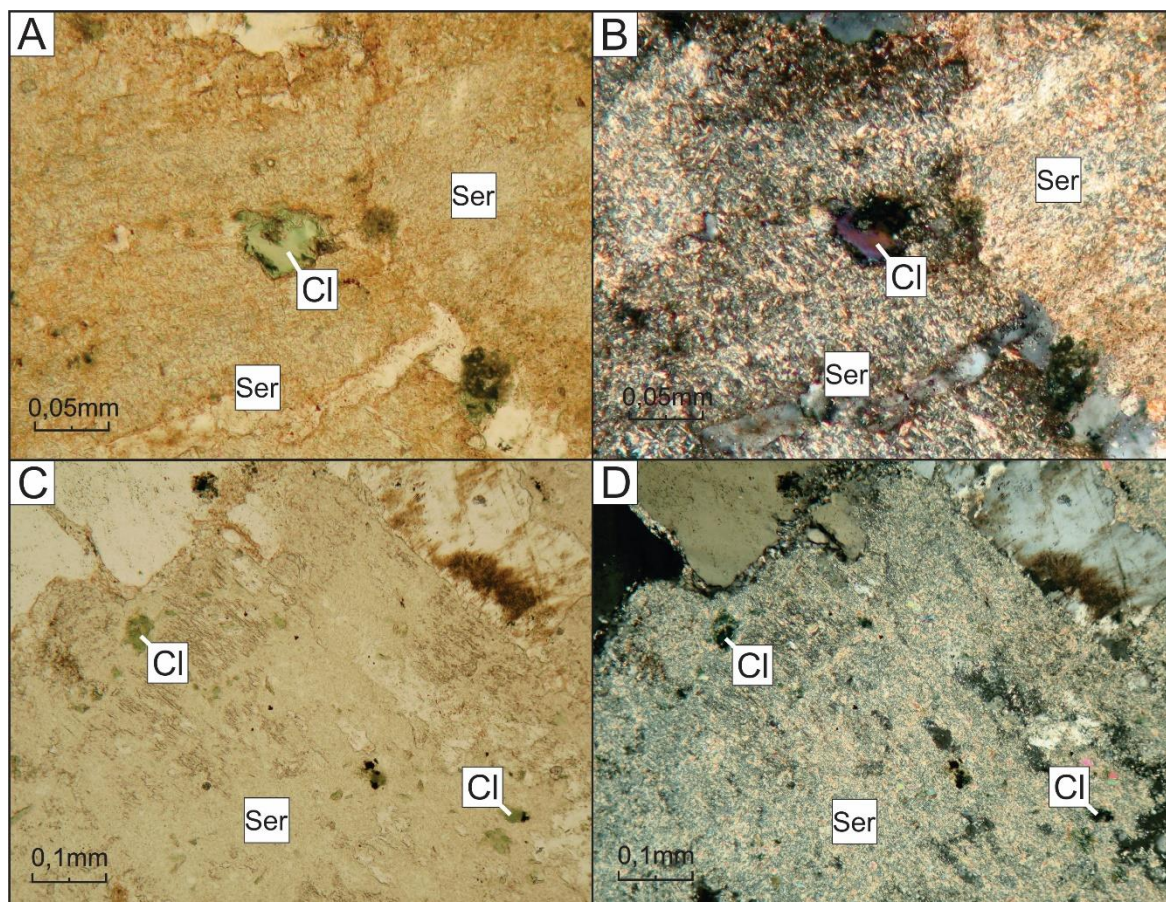


Figura 37: Fotomicrografias da clorita subeuédrica, em que os cristais ocorrem isolados em massa sericítica. (A-B) Fe-clorita com interferência arroxeadada (B); (C-D) cristais de Mg-clorita, com baixa interferência. (A e C) luz natural e (B e D) polarizadores cruzados. Legenda: Cl – clorita; Ser – sericita.

A clorita venular (Fig. 38) é a menos dominante entre os três tipos encontrados, visto se restringir à algumas porções da hospedeira. Nessa tipologia, os cristais de clorita ocorrem confinados a vênulas tardias que truncam as hospedeiras de composição granítica e todos os estágios da alteração hidrotermal. Corresponde a vênulas preenchidas por cristais muito finos de clorita com fraco pleocroísmo esverdeado, hábito anédrico e birrefringência que varia do cinza claro (Mg-clorita) a azul-arroxeadada (Fe-clorita), sem clara dominância entre um dos tipos.

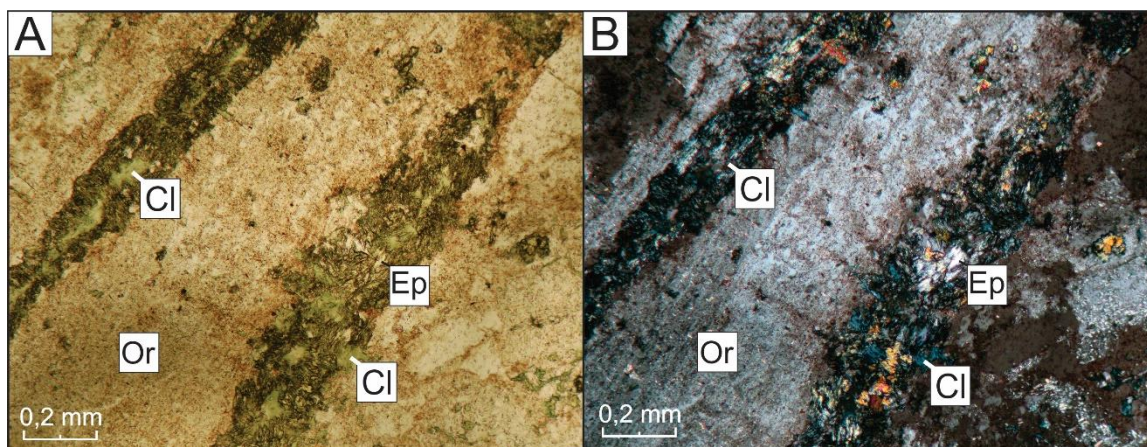


Figura 38: Fotomicrografia de vênulas de clorita e epidoto que trunca ortoclásio e sericita em hospedeira granítica, em (A) luz natural e (B) polarizadores cruzados. Legenda: Cl – clorita; Ep – epidoto; Or – ortoclásio.

É comum a clorita venular estar relacionada as vênulas de epidoto (Fig. 39), formadas no decorrer da epidotização (posterior a cloritização). Adicionalmente, foi possível observar diminutas inclusões de titanita e hematita nos cristais de clorita venular.

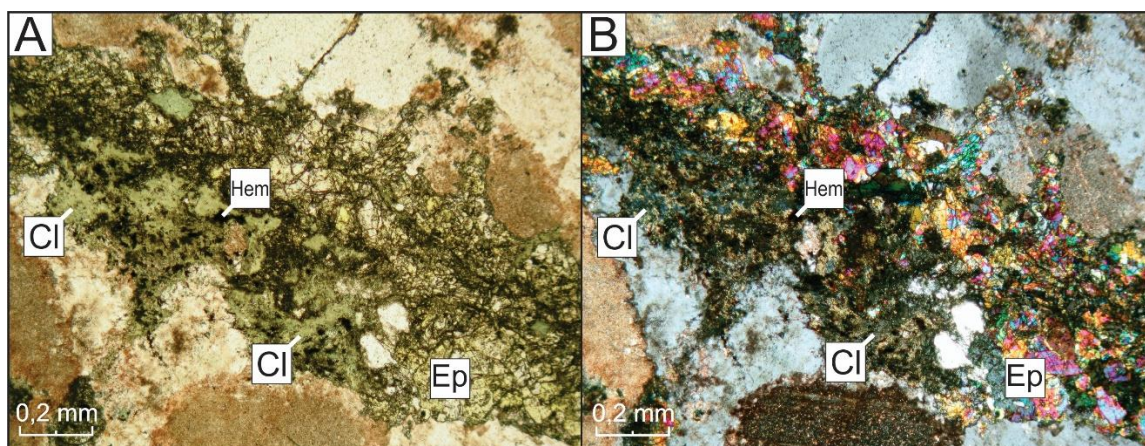


Figura 39: Fotomicrografia de vênula composta por clorita associada ao epidoto, em (A) luz natural e aos (B) polarizadores cruzados. Nota-se a tanto presença de Fe-clorita (cor de interferência azulada) quanto de Mg-clorita (cor de interferência acinzentada). Legenda: Cl – clorita; Ep – Epidoto.; Hem – hematita.

Temporalmente, a clorita venular pode ser considerada posterior às outras duas variações de clorita, por preencher vênulas que trancam todos os estágios individualizados da alteração hidrotermal.

8.3. Caracterização Química dos Minerais

Para a caracterização química dos minerais pela Microsonda Eletrônica, foram analisados um total de 126 cristais representativos, dos quais 72 correspondem a análises em clorita e 54 de mica branca. Ao longo do tratamento dos dados, um total de 36 (sendo 26 de clorita e 10 de mica branca) análises foram descartadas, e os motivos são explicitados no decorrer do texto.

8.3.1. Caracterização Química da Mica Branca

Os minerais caracterizados como mica branca estão relacionados à muscovita, correspondente a uma das micas mais comuns e representativas desse grupo de minerais. Além da muscovita, essa caracterização também engloba a sericita, que segundo Deer *et al.* (2014) é o termo utilizado para designar a muscovita de granulação fina, visto a composição entre essas fases ser praticamente a mesma.

Ambos os minerais possuem fórmula estrutural dada por $K_2Al_4^{VI}[Si_6Al_2O_{20}](OH, F)_4$, na qual podem ocorrer substituições isomórficas do: K por Na, Rb, Cs, Ca e Ba; e o Al octaédrico (Al_4^{VI}) por Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Li, Cr, Ti e V (Deer *et al.*, 2014). Devido a essas substituições, principalmente do alumínio octaédrico por ferro e magnésio, Deer *et al.* (2014) discutem ser comum cristais de muscovita com teores apreciáveis de Fe_2O_3 (cerca de 1,0%), e também com teores elevados de FeO, geralmente associado a elevados teores de SiO_2 na composição da mica.

Os autores também citam que as concentrações de MnO nessas micas usualmente são inferiores a 1,0%, embora não seja incomum casos em que concentrações de até 2,0% sejam reportadas. A tabela 3 reúne as concentrações aproximadas tidas como usuais para a mica branca, tal como estabelecido por Deer *et al.* (2014):

Tabela 3: Concentração dos elementos maiores (%) usualmente atribuída à composição da mica branca, segundo Deer *et al.* (2014).

Óxido	Valor mínimo (%)	Valor máximo (%)
SiO₂	47,5	53,0
TiO₂	0,0	1,0
Al₂O₃	0,0	7,0
Cr₂O₃	0,0	6,0
Fe₂O₃	0,0	7,0
FeO	0,0	2,0
MnO	1,0	2,5
MgO	0,0	3,0
CaO	Elemento traço (< 0,01 ppm)	
Na₂O	0,0	1,0
K₂O	8,0	12,0
H₂O	3,0	7,0

Os 54 cristais de mica branca analisados estão distribuídos da seguinte forma entre as variedades texturais: 20 representativos da sericita; 19 representativos da muscovita anédrica fina e 15 representativos da muscovita subeuédrica grossa. Um total de 10 análises de mica branca foram descartadas, visto exibirem valores atribuídos à água (H₂O) superiores e/ou inferiores a 5,0 ±2,0% em sua composição, valor esse definido segundo a composição média da muscovita e sericita (Deer *et al.*, 2014), cuja soma dos elementos maiores, em termos de óxidos, estar centrada em ~95%. Os intervalos de concentração obtidos para a clorita do Alvo PAZ são apresentados na tabela 4.

Dos 20 pontos analisados para a sericita, três foram descartados por apresentarem porcentagens de água fora dos limites estabelecidos. Os 17 cristais considerados exibem teores aceitáveis em relação aos limites estabelecidos por Deer *et al.* (2014) (Tab. 3).

Tabela 4: Faixa de valores mínimos e máximos (%) de composição obtida para as variedades texturais da mica branca. Os valores foram obtidos após tratamento dos dados da microsonda no software AX[®].

Tipologia da Mica Branca	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Cr ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
SERICITA	47,56	52,33	0,03	0,28	27,31	31,88	0,00	0,00	0,00	5,73	1,35	2,99
MUSCOVITA SUBEUÉDRICA	45,70	51,49	0,01	0,18	24,84	32,78	0,00	0,00	0,00	3,88	0,82	2,32
MUSCOVITA ANÉDRICA	46,61	52,05	0,00	0,25	28,41	31,33	0,00	0,00	0,00	3,52	1,04	2,13
Tipologia da Mica Branca	MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		H ₂ O	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
SERICITA	0,04	0,65	1,66	2,53	0,00	0,00	0,06	0,22	8,69	10,21	4,23	6,99
MUSCOVITA SUBEUÉDRICA	0,02	2,17	0,93	5,91	0,00	0,00	0,07	0,16	9,09	10,25	4,07	6,62
MUSCOVITA ANÉDRICA	0,04	2,24	1,42	1,86	0,00	0,00	0,11	0,36	8,94	10,11	4,54	6,91

Dos 15 pontos de muscovita subeuédrica grossa analisados, apenas um foi descartado por exibir teores de água fora do intervalo estabelecido por Deer *et al.* (2014) (H₂O superior ou inferior a 5,0 ±2,0%) Os valores apresentados na tabela 4 condizem, com os limites estabelecidos por Deer *et al.* (2014) (Tab. 3).

Dos 19 pontos efetuados para a muscovita anédrica fina, seis análises foram descartadas, sendo: um por não apresentar valor de H₂O compatível ao estabelecido por Deer *et al.* (2014), enquanto que outros cinco, diferentemente das demais tipologias, foram excluídos devido a apresentarem valores de K₂O abaixo do limite inferior estabelecido por Deer *et al.* (2014) (K₂O < 8,0%; n=5). Os demais pontos apresentam valores dentro dos limites considerados como aceitáveis (Tab. 3). Os valores de óxidos obtidos na análise de todas as tipologias da mica branca podem ser visualizados nos Apêndices I, II e III.

De modo geral, as 10 análises de mica branca descartadas possivelmente reflitam análises mistas, possivelmente realizadas em cristais com dimensões inferiores ao tamanho do feixe de laser (10 µm) ou derivadas da substituição da mica branca por clorita, tal como observado ao MEV. Esses fatores podem ter sido a causa de concentrações que destoam da moda normativa para a mica branca.

Os resultados obtidos nas análises químicas foram plotados em um diagrama de classificação da mica branca (Fig. 40), proposto por Deer *et al.* (2014), ao qual os extremos são representados por Si, Al e M²⁺, esse último, dado pela soma dos metais bivalentes (Fe²⁺, Mg²⁺ e Mn²⁺). Nota-se no diagrama que os dados da mica branca para todas as variedades analisadas exibem composição bastante homogênea, com pequenas variações restritas nas quantidades de sílica (Si) e alumínio (Al) (Fig. 40).

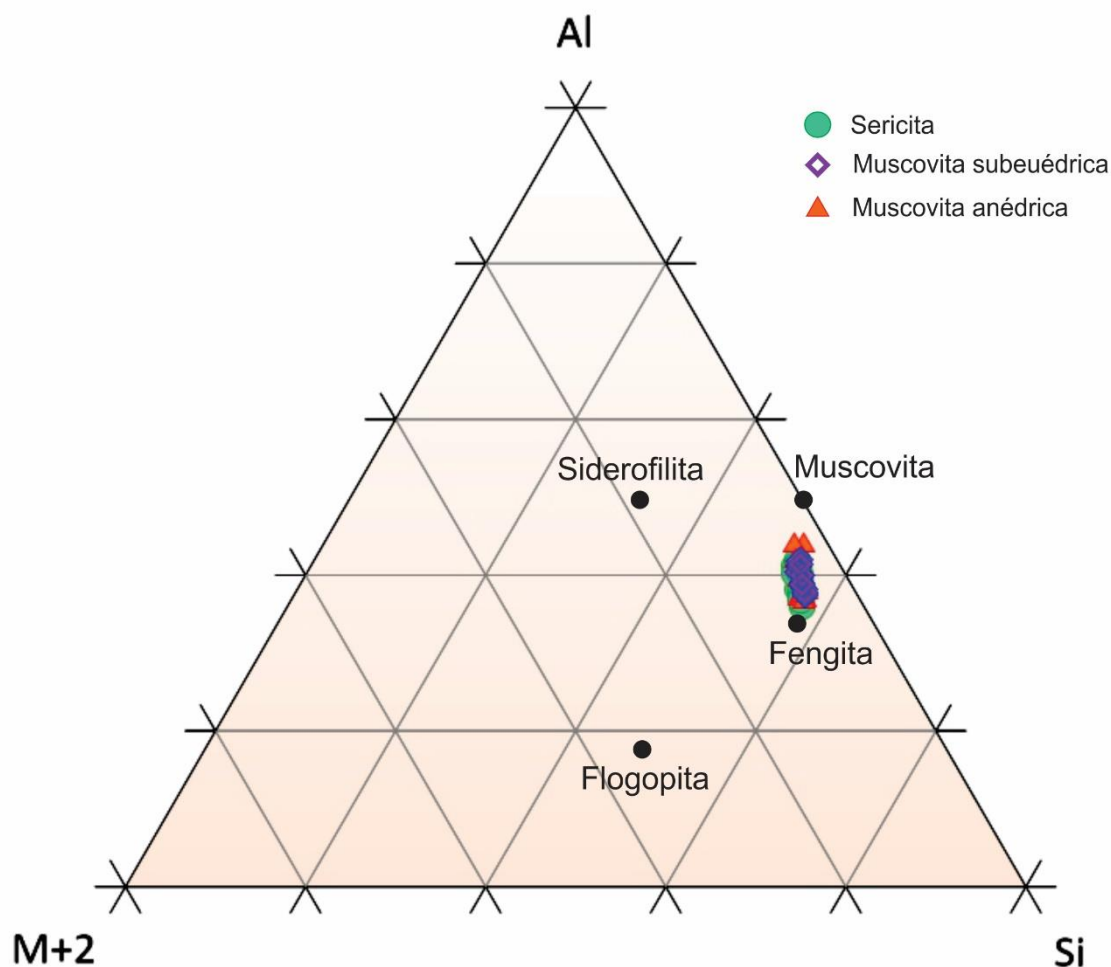


Figura 40: Diagrama proposto por Deer *et al.*, (2014) para a classificação composicional da mica branca. Legenda: Al = alumínio; M^{2+} = metais bivalentes; Si = sílica.

A distribuição dos pontos de maneira homogênea entre os membros finais da série muscovita-fengita indica a existência de solução sólida entre ambos, as quais são marcadas pela substituição catiônica nos diversos sítios da estrutura mineral da mica branca. Vale ressaltar que o membro final fengítico, segundo Deer *et al.* (2014), representa a muscovita com relação Si:Al maior que 3:1 e nas quais o aumento de Si é acompanhado pela substituição de Al por Mg ou Fe^{2+} nas posições octaédricas. Também é notório o fato de nenhuma das análises estar concentrada sobre o membro moscovítico. Para isso seria necessário que não ocorressem substituições-sólidas entre os cristais, fato de ocorrência restrita e dificultada em ambientes hidrotermais, visto a grande mobilidade química e substituição entre as fases minerais envolvidas.

8.3.2. Caracterização Química da Clorita

Segundo Deer *et al.* (2014), o grupo da clorita, representada pela fórmula estrutural $(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn, Al)_{12}[(Si, Al)_8O_{20}](OH)_{16}$, é formado por uma série de minerais em que a troca entre Mg^{2+} e Fe^{2+} ocorre entre os membros extremos desse grupo, representados pelo clinocloro (com maior teor de ferro) e chamosita (com maior teor de magnésio).

Além dos elementos citados, é comum que os membros desse grupo apresentem Ti^{4+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ em suas composições, elementos esses que ocorrem em teores variados, conforme a variedade da clorita. Deer *et al.* (2014) estabeleceu concentrações mínimas e máximas para a presença dos elementos na composição da clorita (Tab. 5).

Tabela 5: Concentração dos elementos maiores (%) usualmente atribuída à composição da clorita, segundo Deer <i>et al.</i> (2014).		
Óxido	Valor mínimo (%)	Valor máximo (%)
SiO₂	22,0	32,8
Al₂O₃	7,9	27,8
FeO	1,0	36,0
MnO	1,0	39,0
MgO	1,0	35,0
TiO₂	0,0	7,0
Cr₂O₃	0,0	5,0
Fe₂O₃	0,0	9,0
CaO	0,0	1,0
Na₂O	0,0	0,2
K₂O	0,0	1,0
H₂O	14,0	16,0

Os 72 cristais de clorita analisados estão distribuídos do seguinte modo entre as tipologias individualizadas: 33 análises na clorita intersticial, 23 análises na clorita subeudral e 16 análises na clorita venular. Todo o ferro contido na estrutura da clorita está reportado ferro ferroso (ferro bivalente: Fe^{2+}), tal como recomendado por Foster (1962). Deste total, 20 análises foram descartadas por apresentarem composições e/ou conteúdo em água fora do habitualmente reportado, segundo as recomendações de Deer *et al.*,

(2014) (Tab. 5). As variações elementares para o conjunto de dados obtidos para os cristais de clorita do Alvo PAZ estão reunidas na tabela 6.

Dos 33 pontos de clorita intersticial analisados, 11 foram descartados em decorrência (1) de teores de água (H₂O) superiores ou inferiores a 15 ±1,0%; (n=5); e (2) altas concentrações de CaO (CaO > 1,0%; n=2), de TiO₂ (TiO₂ > 0,9%; n=1) e/ou de K₂O (K₂O > 1,0%; n=3). Em adicional, uma dessas análises descartadas também apresentou somatória de cátions totais fora dos limites aceitáveis para a clorita ($\Sigma_{\text{cátions}} = 10,0 \pm 0,2\%$) (Deer *et al.*, 2014). Desta forma, a clorita intersticial exibe concentrações de óxidos condizentes aos limites estabelecidos por Deer *et al.* (2014) (Tab. 5), o que pode ser visualizado na tabela 6.

Tabela 6: Faixa de valores mínimos e máximos (%) de composição obtida para as variedades texturais da clorita do Alvo PAZ. Os valores foram obtidos após tratamento dos dados da microsonda no software AX[®].

Tipologia da Clorita	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Cr ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
INTERSTICIAL	23,48	28,15	0,00	0,73	17,57	20,11	0,00	0,00	0,00	0,00	19,61	28,44
SUBEUDRAL	23,72	27,69	0,00	0,11	17,29	20,72	0,00	0,00	0,00	0,00	20,74	26,57
VENULAR	25,26	28,04	0,00	0,11	17,68	19,65	0,00	0,00	0,00	0,00	19,36	22,01
Tipologia da Clorita	MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		H ₂ O	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
INTERSTICIAL	1,05	10,68	8,59	17,92	0,00	0,10	0,00	0,05	0,01	0,58	14,29	16,00
SUBEUDRAL	1,21	11,86	6,87	17,30	0,00	0,11	0,00	0,05	0,01	0,66	14,22	15,93
VENULAR	1,06	5,96	9,45	17,89	0,00	0,21	0,02	0,11	0,04	0,25	14,79	15,82

A clorita subeudral totalizou oito de suas 23 análises descartas, por dois motivos principais: (1) altos valores de K₂O (K₂O > 1,0%; n=2), e (2) conteúdo de água (H₂O) fora do limite de 15,0 ±1,0% (n=6). Diferentemente da variedade intersticial, não houveram pontos descartados por apresentares altos valores de Ti₂O, CaO ou por problemas na soma dos cátions. Portanto, a clorita subeudral exibe teores de óxidos (Tab. 6), coerentes aos limites estabelecidos por Deer *et al.* (2014) (Tab. 5).

Sete das 16 análises de clorita venular foram descartadas por motivos semelhantes às demais variedades da clorita: (1) uma amostra por apresentar valor de K₂O (K₂O > 1,0%; n=1), (2) uma por apresentar elevado valor de CaO (CaO > 1,0%; n=1) e as demais por (3) apresentarem soma catiônica fora dos limites estabelecidos por Deer *et al.* (2014), de 10,0 ±0,2%. A exemplo da clorita subeudral, não houveram análises descartadas por conta das concentrações de TiO₂. Logo, a clorita venular exibe concentrações em óxidos

(Tab. 6), condizentes aos limites estabelecidos por Deer *et al.* (2014) (Tab. 5). Os valores de óxidos obtidos na análise de todas as tipologias da clorita podem ser visualizados nos Apêndices I, II e III.

A exemplo do discutido para a mica branca, estudos em clorita podem ser influenciadas por análises mistas. Os elevados valores de K_2O possivelmente reflitam processos de substituição hidrotermal incompleta da mica branca por clorita e a muscovita, comumente observada nos protólitos do Alvo PAZ.

Os resultados obtidos para a clorita (Apêndice I) foram plotados no diagrama de classificação da clorita proposto por Foster (1962), que se baseia nos valores de Al^{IV} (apfu) vs. a razão $Fe/(Fe+Mg)$. Os resultados mostram que a grande maioria das variedades texturais da clorita enquadram-se no domínio da brunsvigita, com apenas dois pontos da variedade intersticial enquadrados no campo da ripidolita, e outros dois no limite brunsvigita-diabantita (Fig. 41).

O diagrama da figura 41 mostra que as variedades intersticial e venular exibem razões $Fe/(Fe+Mg)$ inferiores a 0,5 (50%), indicativo de que esses cristais possuem em sua composição maiores concentrações de Mg^{2+} , enquanto que a clorita subeudral, por apresentar essas razões superiores a 0,5, indicam prevalescência do Fe^{2+} , como íon divalente, em relação ao Mg^{2+} .

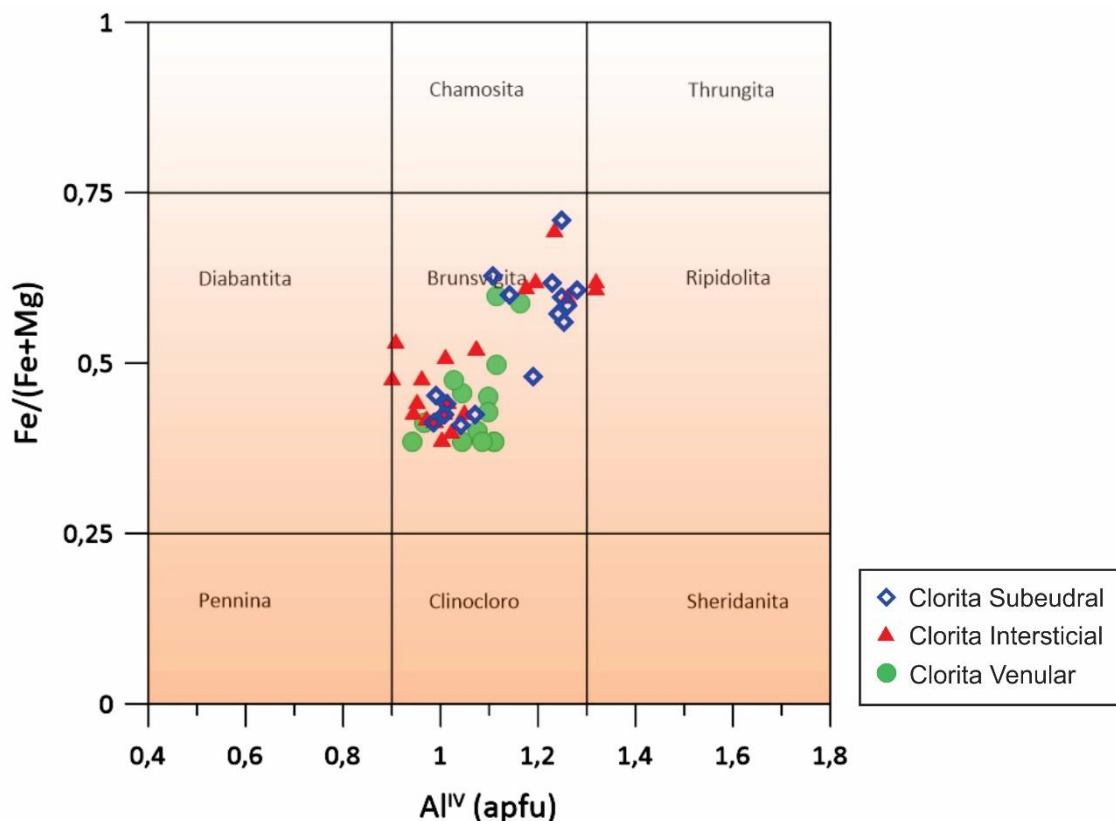


Figura 41: Diagrama proposto por Foster (1962) para a classificação da clorita, para o qual observa-se a dominância da composição brunsvigítica da clorita oriunda do Alvo PAZ.

Além do diagrama de Foster (1962), foi confeccionado um diagrama no modelo de Zane & Weiss (1998) (Fig. 42) com a finalidade de realizar uma comparação entre ambos. A principal diferença entre eles é que o de Foster é construído em um padrão binário [Al^{IV} vs. $Fe/(Fe+Mg)$], enquanto que o de Zane & Weiss apresenta um padrão ternário ($Al + \text{vacância}$ vs. Fe^{2+} vs. Mg), embora ambos possibilitem a compreensão da composição das tipologias de clorita. Observa-se, portanto que no diagrama de Foster (1962), a clorita concentra-se em uma faixa intermediária de composição intermediária entre Fe-clorita e Mg-clorita (Fig. 42). Em adicional, no diagrama ternário proposto por Zane & Weiss (1998) é possível observar que todas as análises, independente da tipologia, enquadram-se no padrão trioctaédrico, que segundo Zane & Weiss (198) é típico de clorita do tipo I.

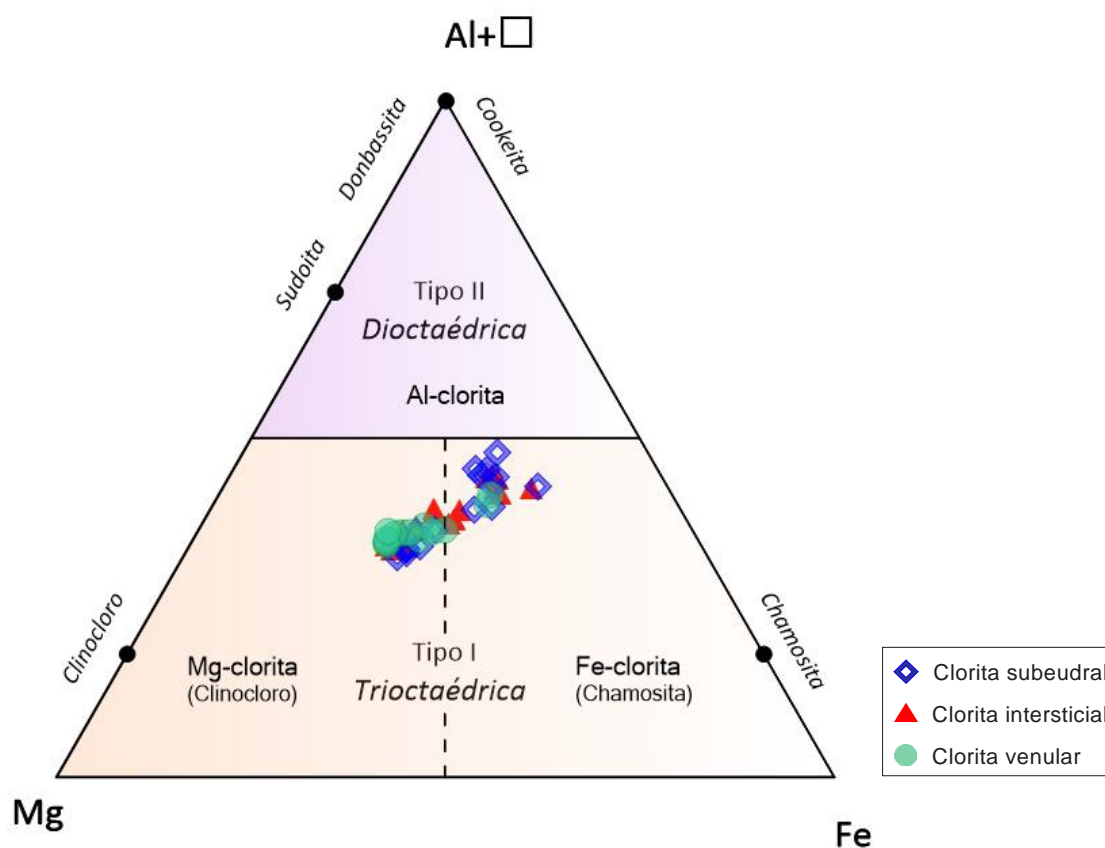


Figura 42: Diagrama ternário de classificação da clorita segundo proposta de Zane & Weiss (1998), para o qual observa-se a característica de micas trioctaédricas (tipo I) para a clorita do Alvo PAZ, com dispersão intermediária entre os membros ricos em Fe (Fe-clorita) e ricos em Mg (Mg-clorita).

Em adicional, observa-se homogeneidade para os valores de FeO para a maioria das tipologias da clorita, com diferença inferior a 5% entre os valores mínimos e máximos (Fig. 43). Entretanto, nota-se maior dispersão para os teores de MgO, com maior heterogeneidade de valores para a clorita venular. Essa variação composicional pode ser considerada não apenas como consequência das soluções sólidas entre os membros do grupo da clorita, tal como anteriormente discutido, como também um reflexo da atuação de fluidos hidrotermais no ambiente de formação, com consequentes variações da f_{O_2} e f_{S_2} , assim como do pH no do processo de interação fluido-rocha.

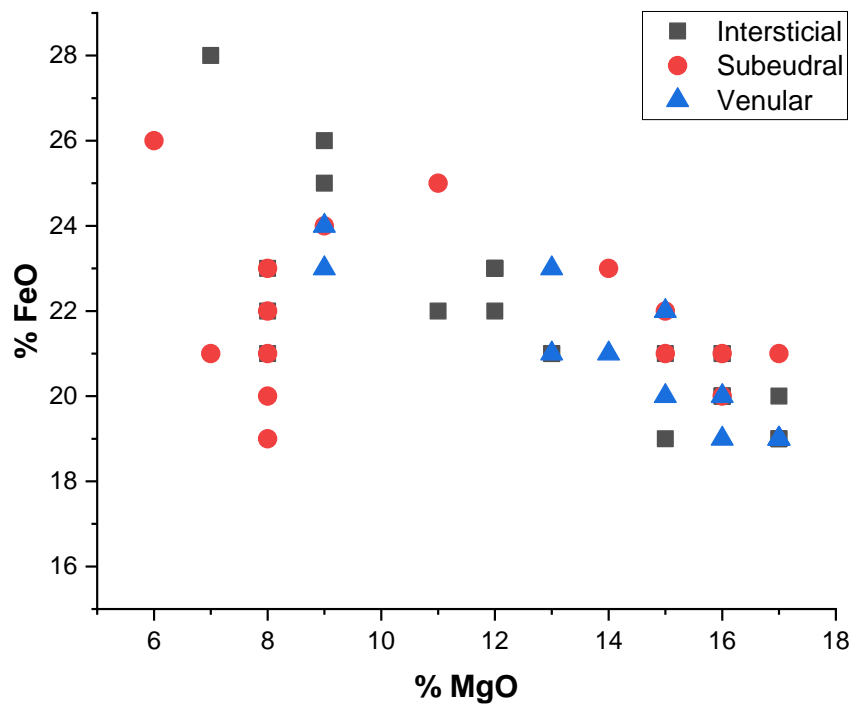


Figura 43: Diagrama bivariante de MgO(%) vs. FeO(%) para as tipologias de clorita do Alvo PAZ, em que se observa que quase a totalidade dos pontos possuem valores entre 19,3 e 28,4% de FeO, enquanto as concentrações de MgO são mais amplas (de 6,87 a 17,9%).

9. DISCUSSÕES

9.1. Alterações Hidrotermais

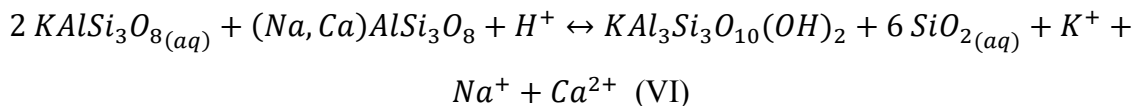
A análise petrográfica das amostras possibilitou a distinção de diversos minerais oriundos do processo de alteração hidrotermal, responsável pela alteração parcial a total das assembleias minerais primárias dos protólitos hospedeiros do Alvo PAZ, eminentemente de composição granítica, inseridos no contexto metalogenético do depósito do Peteca. Os diversos tipos e estilos das alterações hidrotermais observados para o Alvo PAZ indicam que o fluido teria evoluído no tempo e espaço, com consequentes modificações em sua composição, a partir de enriquecimento e empobrecimento em elementos, e posterior modificação da mineralogia original das hospedeiras.

Pode-se afirmar que o depósito está situado em dois tipos de rocha hospedeira: (1) uma de composição e textura graníticas e, portanto, formada em maiores profundidades da crosta, e uma (2) subvulcânica intermediária a ácida intrusiva na anterior e formada em regiões mais rasas da crosta. Entretanto, ambos os litotipos estão afetados por padrões e tipologias semelhantes da alteração hidrotermal, o que atesta terem sido transformadas por soluções hidrotermais derivadas de um processo singular posterior a sua formação. Em ambas é possível notar a presença de assembleias minerais compostas por quartzo, K-feldspato, clorita, sericita, muscovita, epidoto e pirita, que representam um sequenciamento hidrotermal com constante sobreposição de alterações conforme interações fluido-rocha evoluíam no tempo e espaço. Deste modo, a evolução paragenética do sistema hidrotermal do Alvo PAZ pode ser temporalmente representado por potassificação → sericitização/muscovitização → cloritização → epidotização → silicificação → carbonatação. É possível que a mineralização tenha ocorrido juntamente com a silicificação, pois os sulfetos estão situados aos veios tardios de quartzo.

Com o processo de interação fluido-rocha, modificações no pH, temperatura e f_{O_2} são registradas pelo fluido, o que permite na lixiviação de certos elementos, porém, precipitação de outros, com consequente formação das assembleias minerais hidrotermais. Essas etapas, portanto, são essenciais na gênese de certos depósitos minerais, em especial, dos de origem hidrotermal associados a sistemas intrusivos cálcio-alcalinos, a exemplo dos pórfiros e epitermais (Barnes, 1997).

Nesse sentido, a alteração hidrotermal teve início a partir de um sistema hidrotermal em alta temperatura, enriquecido em potássio e pH neutro a levemente

alcalino, que teria interagido com os minerais primários (e.g. plagioclásio e K-feldspato), com sua consequente substituição a partir da lixiviação do Na^+ e Ca^{2+} e geração de feldspato potássico hidrotermal, tal como ilustrado na equação abaixo (Assis, 2011):



Onde:

$\text{KAlSi}_3\text{O}_8 = \text{K-feldspato}$,

$(\text{Na}, \text{Ca})\text{AlSi}_3\text{O}_8 = \text{plagioclásio}$,

$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 = \text{sericita}$,

$\text{SiO}_2 = \text{quartzo}$.

Com a evolução temporal, processos de interação fluido-rocha, levam a acidificação do fluido (redução do pH), devido a liberação de íons H^+ . Esse processo, juntamente com a queda da temperatura do sistema e redução nas razões aK^+/aH^+ , possibilitaram a formação *fronts* de sericitização e/ou muscovitização (Fig. 44), a exemplo dos observados no Alvo PAZ.

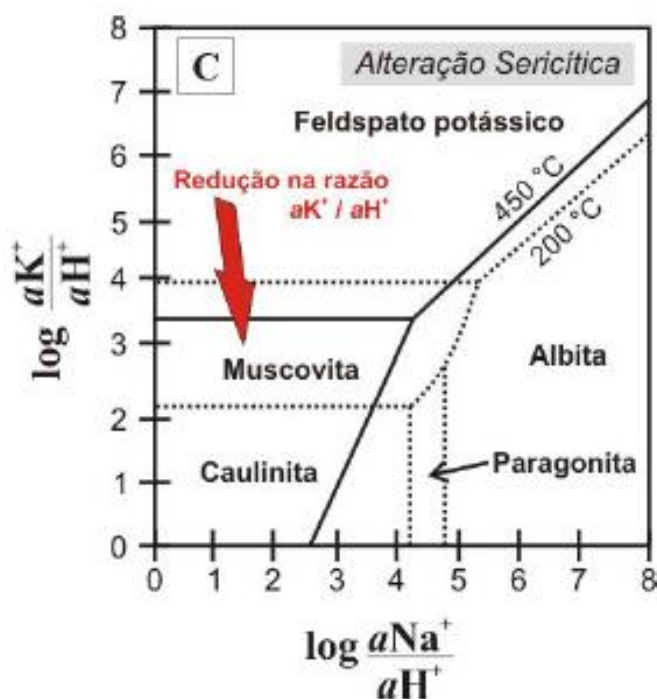
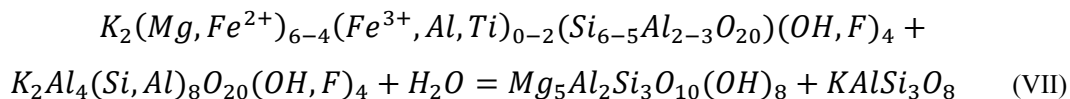
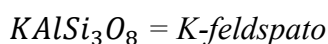
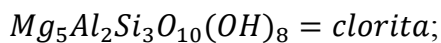
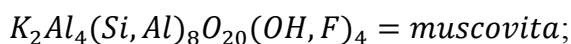
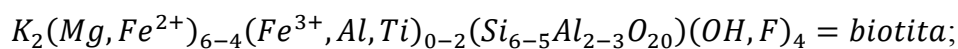


Figura 44: Diagrama empírico de estabilidade mineral do processo de sericitização e alteração muscovítica. A redução na razão aK^+/aH^+ causa diminuição do pH do fluido, e conjuntamente a queda da temperatura, a geração de sericita (Burnham & Ohmoto, 1980).

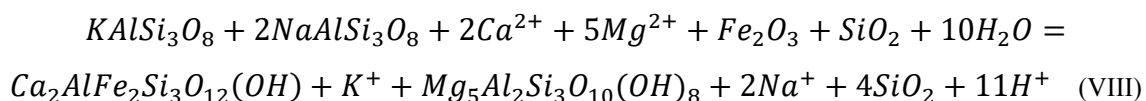
A formação dos cristais de muscovita possibilita a ocorrência de reações desse mineral com cristais de biotita, possivelmente presentes devido ao caráter granítico da rocha hospedeira, o que causa a formação de cristais de clorita, conjuntamente com cristais de feldspato potássico. Essa reação é expressa pela seguinte equação:



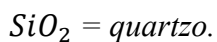
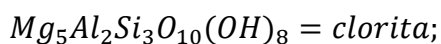
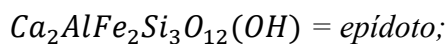
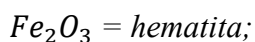
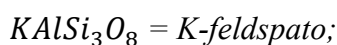
Onde:



A instalação das condições mostradas na figura 44 leva a destruição do eventual plagioclásio primário reliquiar, com consequente liberação Ca^{2+} para o fluido. Esse processo possibilita a formação de minerais sódico-cálcicos, a exemplo do epidoto, que substitui o K-feldspato no decorrer da epidotização, segundo a equação a seguir:



Onde:



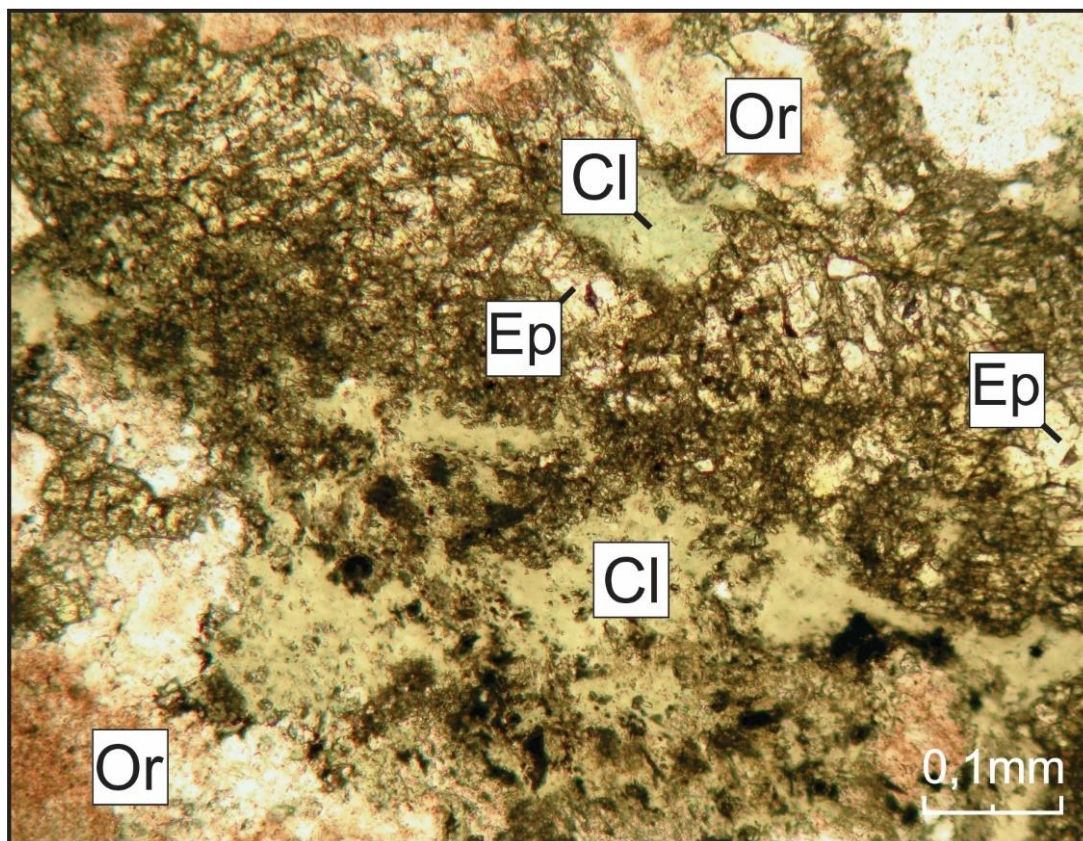


Figura 45: Fotomicrografia que ilustra a substituição do K-feldspato por epidoto ± clorita (equação VIII). Epidoto. Legenda: Cl - clorita; Ep - epidoto; Or - ortoclásio.

Com a precipitação dos minerais supracitados, o fluido teria se empobrecido na maioria dos álcalis, com conseqüente geração de um resíduo rico em SiO_2 . Essa situação permite a precipitação de elevada quantidade de quartzo, na forma de bolsões e veios, que no alvo PAZ são reconhecidos nas manifestações de quartzo venular e silicificação pervasiva.

A possível existência de íons de Ca^{2+} , remanescentes da destruição do plagioclásio ou até mesmo provenientes de processos de desvolatilização metamórfica na região de atuação da Zona de Cisalhamento Peteca, explicariam a formação de minerais carbonáticos como a calcita, em uma fase posterior aos demais processos hidrotermais.

9.2. Geotermometria e Geobarometria

Devido a propriedade de geotermômetro da clorita, e do geobarômetro da muscovita, que fornecem dados referentes à sua temperatura e pressão de formação, respectivamente, a análise petrográfica e química desses minerais permitiu não só a discriminação de diferentes tipologias dos filossilicatos relacionados, mas também a

determinação da temperatura, da pressão e eventuais estimativas de profundidade de desenvolvimento do paleo-sistema hidrotermal do Alvo PAZ.

A partir dos dados composicionais da clorita, foi possível a determinação das temperaturas de formação desses minerais, e conseqüentemente uma temperatura média do sistema hidrotermal responsável pela instalação do sistema hidrotermal do Alvo PAZ. Os cálculos dessas temperaturas, realizado pelo WinCcac[®] tiveram como base as equações elaboradas por diversos autores: Cathelineau & Nieva (1985 – pioneiros no método), Kranidiotis & MacLean (1987), Jowett (1991), entre outros, assim como citado no item 5 desse trabalho. Os valores obtidos são apresentados no Apêndice V.

A figura 46 exhibe os histogramas confeccionados no software OriginPro[®], a partir dos valores mostrados no Apêndice V, no qual para cada variação da clorita é possível notar a concentração dos valores de temperatura estabelecidas por cada autor.

A estimativa das temperaturas também é importante no cálculo da pressão pelo geobarômetro da mica branca. Como os intervalos de temperatura obtidos foram amplamente heterogêneos, muito em função das diferenças de calibração adotadas para as diferentes equações, foi necessário analisar cada uma delas para então, escolher qual melhor contextualizaria o sistema hidrotermal do Alvo PAZ.

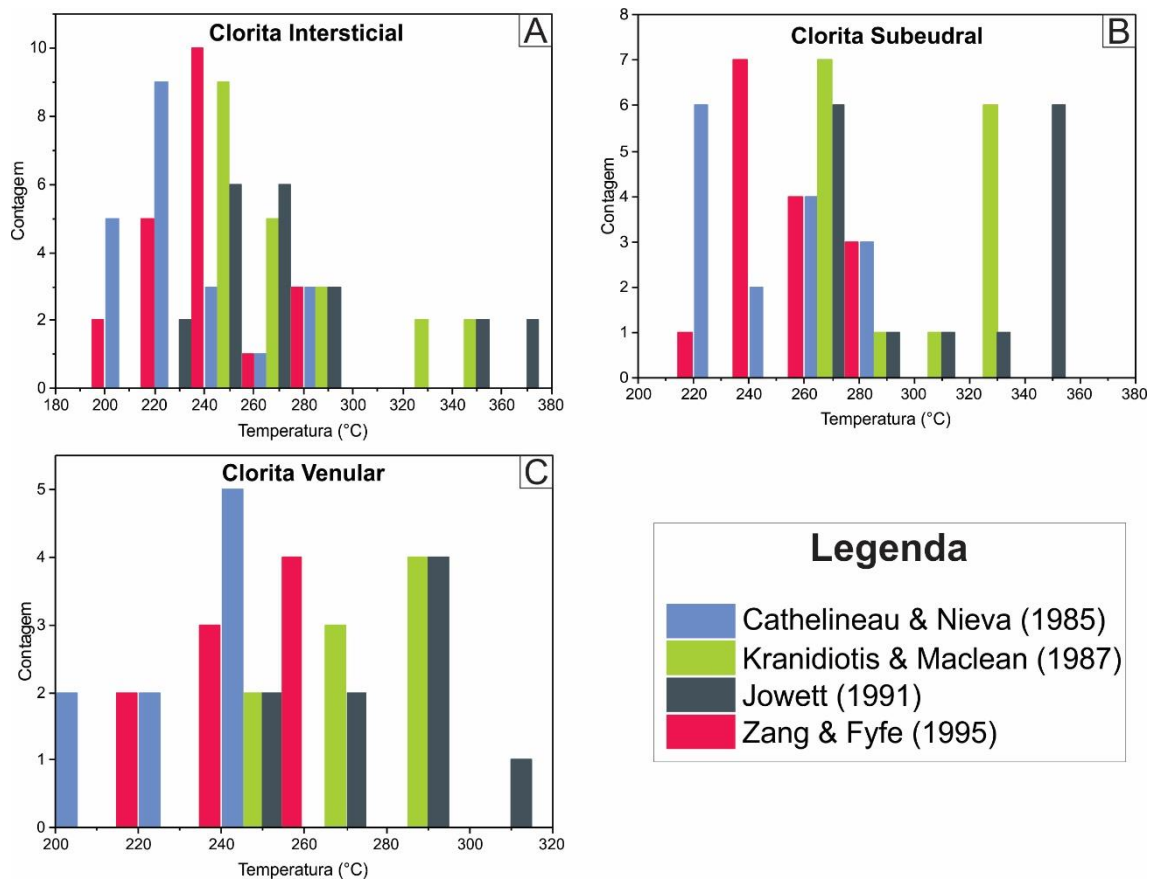


Figura 46: Histogramas das temperaturas obtidas com base em diversos autores, para as variedades texturais de clorita individualizadas no Alvo PAZ.

As temperaturas de acordo com o geotermômetro estabelecido por Jowett (1991) correspondem as mais altas para todas as tipologias avaliadas: de 230 a 370°C para a clorita intersticial (Fig. 46-A), de 270 a 350°C para clorita subeudral (Fig. 46-B) e de 250 a 310°C para clorita venular (Fig. 46-C). Em contrapartida, as temperaturas dos geotermômetros estabelecidos por Cathelineau & Nieva (1985), e por Zang & Fyfe (1995) apresentam valores muito próximos, e correspondem as mais baixas para as tipologias avaliadas: de 200 a 280°C para clorita intersticial (Fig. 46-A), 220 a 280°C para clorita subeudral (Fig. 46-B), e 200 a 260°C para clorita venular (Fig. 46-C), sendo que apenas para esta última os valores de Cathelineau & Nieva são mais baixos que os de Zang & Fyfe. Por fim, as temperaturas obtidas pelo geotermômetro de Kranidiotis & Maclean podem ser consideradas intermediárias as demais: de 240 a 35°C para clorita intersticial (Fig. 46-A), 250 a 330°C para clorita subeudral (Fig. 46-B) e 250 a 290°C para clorita venular (Fig. 46-C).

Dentre todas as equações, a de Jowett (1991) (equação IV) foi escolhida na determinação da temperatura, por apresentar parâmetros que se enquadram de forma mais

precisa ao alvo estudado, dentre os quais podem ser citados: uso do fator de correção (razão Fe/Fe+Mg), o que não ocorre por exemplo com Cathelineau & Nieva (1985); emprego de uma base de 14 oxigênios para o cálculo, fato o qual não se observa para Kranidiotis e MacLean (1987); assim como a utilização do alumínio tetraédrico (Al^{IV}) ao invés da sílica (Si^{IV}) (Yavus *et al.*, 2015). Ademais, Jowett (1991) discute que sua equação se torna mais precisa para cristais de clorita que apresentem valores da razão Fe/(Fe+Mg) $< 0,6$, o que ocorre em praticamente todos os cristais de clorita analisados.

Assim, com base na equação estabelecida por Jowett (1991), foram estabelecidos intervalos de temperatura de formação para cada uma das tipologias da clorita, os quais são representados na tabela 7, pela qual pode-se notar que a clorita subeudral se formou em maiores temperaturas, num intervalo de 280 a 340°C, enquanto que as outras tipologias, subeudral e venular se formaram em temperaturas relativamente menores, de 260 a 300°C.

Tabela 7: Intervalos de temperatura obtidos para cada variedade textural de clorita, segundo a equação estabelecida por Jowett (1991).

Variedade textural	Temperaturas (°C)	
	Mínima	Máxima
Clorita intersticial	260	300
Clorita subeudral	280	340
Clorita venular	260	300

Com base nesses valores, foi estabelecido o intervalo comum de temperatura entre todas as tipologias, entre 280°C e 300°C, e assim foi possível obter um valor médio de 290°C para a formação da clorita. A figura 47 mostra a dispersão dos dados segundo a equação de Jowett (1991), e ilustra o intervalo comum de temperatura para as tipologias da clorita.

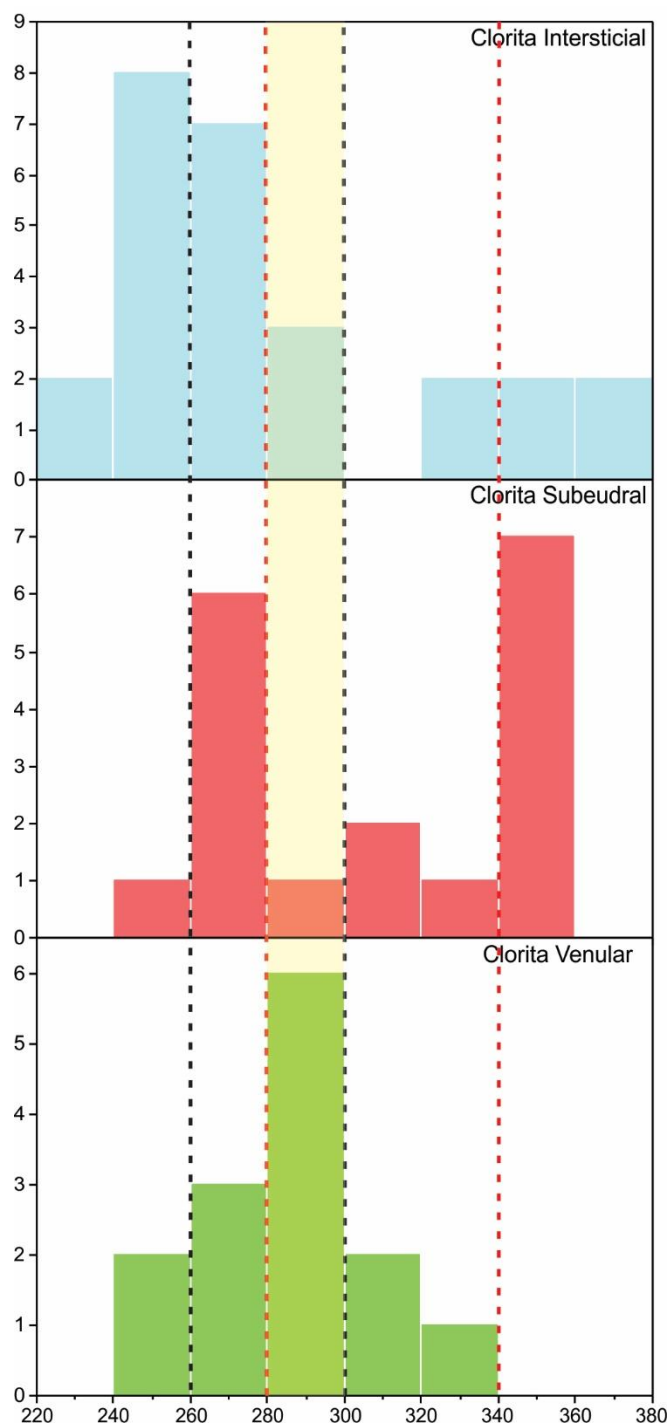


Figura 47: Dispersão dos valores de temperatura para a clorita segundo a equação de Jowett (1991). O intervalo destacado representa o campo de sobreposição da moda das tipologias, usado para o cálculo da temperatura a ser utilizada na equação de Massone & Schreyer (1987).

Na ausência de dados microtermométricos oriundos de estudos de inclusões fluidas, o valor de 290°C foi utilizado no cálculo da pressão para o emprego do geobarômetro da mica branca, que tem por base a equação de Massone & Schreyer (1987), analiticamente expressa por Anderson (1996) (Equação I). Vale ressaltar que para

determinar as pressões de cada uma das tipologias da mica branca, utilizou-se também os valores de sílica de cada um dos cristais analisados, os quais foram obtidos por meio de macro do Excel, específica para essa finalidade, e desenvolvida pela GabbroSoft[®]. Os valores de pressão obtidos estão reunidos no Apêndice VI.

O histograma da figura 48 indica a distribuição da pressão para cada uma das tipologias da mica branca analisadas. Nota-se que os resultados apresentam amplo intervalo, com valores de 0,12 a 6,20 kbar. Diferentemente do caso da clorita, a existência de um único histograma se deve ao uso de apenas um autor como referência nos cálculos da pressão.

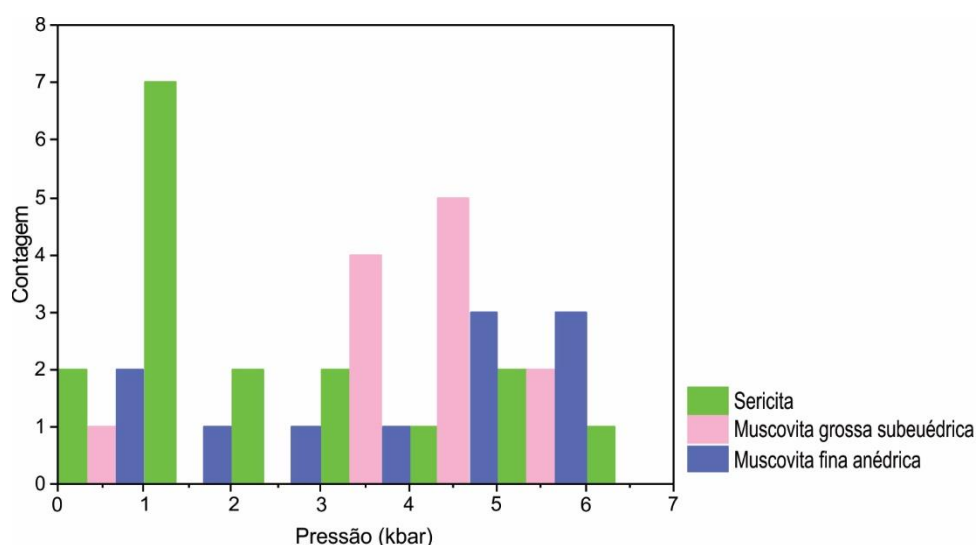


Figura 48: Histograma das pressões da mica branca, obtidas pela equação de Massone & Schreyer (1987). Nota-se a distribuição dos valores num grande intervalo, com valores próximos de zero até valores próximos de 6,5 kbar.

A tabela 8 apresenta os valores mínimos e máximos da pressão obtidos para cada variedade da mica branca do Alvo PAZ. A sericita se formou com valor máximo de pressão de 6,20 kbar e mínimo de 0,21 kbar, o que reflete no maior intervalo de formação entre as tipologias (5,99 kbar de diferença), enquanto que o menor intervalo está relacionado a muscovita grossa subeuédrica, que apresenta 5,51 kbar de diferença entre seu valor máximo e mínimo. Já a muscovita fina anédrica, apesar de apresentar a menor pressão (0,12 kbar), possui um intervalo de formação intermediário as outras tipologias da mica branca, com valor de 5,77 kbar.

Tabela 8: Intervalo dos valores da pressão obtidos para cada tipo de mica branca do Alvo PAZ, de acordo com a equação de Massone & Schreyer (1987).

Variedade textural	Pressões (kbar)	
	Mínima	Máxima
Sericita	0,21	6,20
Muscovita grossa subeuédrica	0,15	5,66
Muscovita fina anédrica	0,12	5,89

No Apêndice VI é possível notar que alguns dados de pressão (para muscovita subeuédrica e muscovita anédrica) possuem valores negativos, possivelmente atribuídos a cristais com baixos percentuais de SiO₂, inferiores inclusive, aos limites estabelecidos por Deer *et al.* (2014).

Com os valores de pressão obtidos, foi possível então determinar valores de profundidade para o alojamento crustal do Alvo PAZ, depósito do Peteca, no período de sua formação. Os cálculos realizados foram baseados na equação (IX):

$$P_{lit} = d * g * h \quad (IX)$$

Onde:

P_{lit} = pressão litostática (calculada anteriormente em kbar)

d = densidade = 2,7 g/cm³ ou 2700 kg/m³

g = gravidade terrestre = 9,81 m/s²

h = profundidade [km]

Visto a intenção em estimar a profundidade de desenvolvimento do sistema hidrotermal, a equação (VIII) foi reestruturada para a seguinte forma (Equação X):

$$h = \frac{P_{lit}}{d * g} \quad (X)$$

Para o cálculo considerou-se a densidade de 2,7 g/cm³, referente a densidade média atribuída a rochas graníticas e vulcânicas associadas, tal como ocorre no contexto do depósito estudado. O valor de 2700 kg/m³ está relacionado a uma conversão física de unidades para efeito dos cálculos.

Os valores de profundidade também apresentaram um grande intervalo de distribuição, a exemplo dos dados de pressão. A profundidade estimada, portanto, varia

de 0,4 até 23,4 km (para todas as tipologias da mica branca), que poderiam ser indicativas de que o sistema hidrotermal do Alvo PAZ teria se desenvolvido em ampla faixa da crosta superior. A tabela 9 apresenta os intervalos de profundidade para cada uma das tipologias analisadas. A interpretação desses dados de profundidade e alojamento do depósito serão discutidos no subitem Implicação Metalogenética a seguir.

Tabela 9: Intervalos de variação da profundidade para cada tipo de mica branca, baseados nos valores de pressão obtidos para esses minerais.

Tipologia da mica branca	Intervalo de profundidade (km)
Sericita	2,1 – 23,4
Muscovita grossa subeuédrica	0,6 – 21,4
Muscovita fina anédrica	0,4 – 22,2

9.3. Implicações Metalogenéticas

A metalogênese do ouro no setor leste da PAAF é constantemente vinculada ao desenvolvimento de sistemas magmáticos-hidrotermais, principalmente em decorrência da estreita relação entre as mineralizações auríferas com a colocação de plútons graníticos paleoproterozoicos do tipo I e A, de afinidades sub-alcalinas, cálcio-alcalinas a alcalinos, de médio a alto potássio e composição de tonalito-granodiorito a sienozonogranito, onde a mineralização aurífera está associada a zonas de intensas alterações hidrotermais (Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Xavier *et al.*, 2011).

Por apresentar estreita relação com rochas hospedeiras graníticas, o Alvo PAZ (sistema Peteca), pode ser enquadrado neste contexto genético vinculado à sistemas magmático-hidrotermais. Tal relação, em conjunto as demais características do alvo, a exemplo dos tipos e sequencialmente temporal das alterações hidrotermais (potássica, sericítica, clorítica, silicificação e epidotização) e assembleia mineral constituída sobretudo por quartzo, K-feldspato, muscovita, epídoto, clorita e pirita, permitem relacioná-lo a depósitos hidrotermais do tipo pórfiro, características comuns a classe, tal como discutido por Sinclair (2007).

No entanto, não se pode afirmar com certeza que o sistema Peteca pertença à classe dos depósitos do tipo Au-pórfiro, visto os valores de pressão (0,12 a 6,20 kbar) obtidos pelo geobarômetro da mica branca (sericita/muscovita), indicarem profundidades de colocação crustal em um intervalo de até 23,4 km, portanto, muito superiores às profundidades de 2 a 6 km usualmente atribuídas ao desenvolvimento de sistemas do tipo

pórfiros, que em sua essência, representam sistemas hidrotermais relativamente rasos (Sinclair, 2007).

A heterogeneidade desses valores para a mica pode ser explicada também pelo fato de que em muitos casos os sistemas magmáticos-hidrotermais se saturaram em fluidos, o que faz com que a pressão deles aumente mesmo que estejam em ambientes crustais mais rasos. A grande variação nos valores de profundidade de desenvolvimento do sistema hidrotermal, em especial, associadas a elevados níveis crustais, poderia, entretanto, estar atribuída a condição de elevada pressão de fluido do sistema hidrotermal. O geobarômetro da mica branca, estabelecido por Massone & Schreyer (1987), foi desenvolvido para pressões litostáticas, onde não atuam condições hidrotermais, tampouco, eventos de saturação de fluidos. Por se tratar, sobretudo, de um sistema hidrotermal, o fluido possui papel crucial nas alterações hidrotermais, sendo o principal responsável pelo transporte dos elementos, substituições entre os minerais e conseqüentemente pela precipitação do minério. Logo, a saturação de fluidos corresponde a um processo vital na instalação de qualquer sistema hidrotermal fértil e, portanto, as pressões e profundidades estimadas, podem não indicar as reais condições de formação das assembleias com mica branca, mas indicarem pressões de fluidos exercidas por conta da instalação e desenvolvimento do sistema hidrotermal do alvo PAZ no sistema aurífero do Peteca.

Segundo Assis (2015) os depósitos disseminados da PAAF foram originados por um magmatismo granítico tipo I (cálcio-alcálico oxidado, magnésiano a ferroso, hidratado, ligeiramente peraluminoso), em ambiente pós-orogênico que implicaria em condições colocação magmática (*emplacement*) e a instalação do sistema magmático-hidrotermal em um ambiente de crosta continental mais espessa. Esse maior espessamento implicaria então em uma maior pressão de confinamento do sistema, o que refletiria num aumento considerável da pressão do fluido hidrotermal, a qual é independente da profundidade de alojamento do sistema a qual pertença. Como possivelmente o desenvolvimento do sistema hidrotermal não é homogêneo, por conta da liberação recorrente de pulsos fluidos, a ampla variação dos dados barométricos podem indicar o processo de aumento da pressão de fluidos (com valores mais elevados de pressão: ~5 a 6 Kbar) até sua liberação por eventos de faturamento e, portanto, de alívio de pressão (refletido nos valores mais baixos de pressão: ~0,1 a 0,2 kbar). Logo, a constante variação da pressão de fluidos torna-se registrada na mica branca formada durante os processos de saturação e liberação do fluido.

Alternativamente, esse fato pode também estar relacionado ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Peteca, que poderia ter servido como conduto principal de fluidos, além de gerar, em regiões mais profundas da crosta, deformação dúctil e metamorfismo, com desidratação e desvolatilização de assembleias minerais, com produção de fluidos ricos em CO₂, que poderia ser atribuída como fonte para a carbonatação observada no sistema, embora fracamente desenvolvida.

Vale ressaltar que as equações de geobarômetro, como a de Massone & Schreyer (1987), foram desenvolvidas com foco em sistemas metamórficos, para pressões litostáticas e não pressões de fluido. Assim, sua utilização para sistemas magmáticos-hidrotermais ocorre de modo adaptado. Outra hipótese é que essa variação de valores pode estar relacionada a erros analíticos ocorridos no momento da análise das amostras estudadas.

Além das semelhanças com depósitos do tipo pórfiro, o sistema aurífero Peteca apresenta características que permitem relacioná-lo aos depósitos do tipo ouro orogenético, principalmente no que diz respeito ao seu controle estrutural. Segundo Teixeira (2015) os veios mineralizados desse depósito possuem orientação paralela a foliação milonítica das rochas encaixantes e a foliação filonítica da Zona de Cisalhamento Peteca, que são concordantes ao *trend* regional. Tal fato condiz com o discutido por Groves *et al.* (1998), que os depósitos de ouro orogenético são fortemente controlados por estruturas dúcteis a rúpteis, tal como observado em zonas de cisalhamento. Porém, a ausência de estruturas de deformação nas rochas do Alvo PAZ implica na incerteza de classificar o Peteca como um depósito de ouro orogenético, pois segundo Groves *et al.* (1998) esse tipo de depósito está fortemente relacionado a terrenos metamórficos, sobretudo nas fácies xisto verde, fato não observado nas amostras e sessões polidas descritas para o Alvo PAZ.

De modo semelhante aos outros dois modelos, o depósito Peteca possui características que o assemelham aos depósitos auríferos do tipo IRGS (*intrusion related-gold systems*), como é o caso da intensa alteração potássica rica em K-feldspato, seguida de sericitização e silicificação (Thompson *et al.*, 1999). No entanto, diferentemente dessa classe, o Peteca não apresenta associação com terrenos que contenham mineralizações de estanho (Sn) e tungstênio (W), além de não apresentar pirrotita e/ou arsenopirita na paragênese do minério, que segundo Thompson *et al.*, (1999), remetem a importantes características em depósitos IRGS.

Devido as características apresentadas, é possível correlacionar o Peteca a outros depósitos de âmbito global, nacional e regional, respectivamente os da Província Shandong, no Cráton do Norte da China (Guo *et al.*, 2013); da Província Aurífera Tapajós, também no Cráton Amazônico (Juliani *et al.*, 2005) e; da própria PAAF, a exemplo do depósito do Paraíba (Trevisan, 2015).

O conjunto de características apresentadas para o Alvo PAZ, inserido no sistema do Peteca, não permite, portanto, enquadrá-lo com precisão a uma classe específica de depósito e, conseqüentemente, correlacioná-lo a um modelo genético. Deste modo, as informações aqui reunidas, permitem classificá-lo como um depósito aurífero filonar derivado de um sistema magmático-hidrotermal desenvolvido em arcabouço de rochas de composição granítica.

10. Conclusões

O estudo realizado caracterizou tanto as hospedeiras quanto as alterações hidrotermais que atuaram no sistema hidrotermal responsável pelo desenvolvimento da mineralização do Alvo PAZ, inserido no sistema aurífero Peteca. A caracterização envolveu basicamente três etapas principais: (a) caracterização petrográfica, por meio de microscópio óptico convencional; (b) refinamento petrográfico por Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), para determinação das diferentes tipologias da clorita e mica branca, fases minerais acessórias, texturas de substituição e eventuais inclusões minerais; e (c) caracterização da composição química da mica branca e clorita por meio de microsonda eletrônica.

Os resultados obtidos, juntamente com a revisão bibliográfica, permitiram quantificar e melhorar a compreensão do modelo genético relacionado ao alvo PAZ, uma mineralização de $Au \pm Cu$ alojada em zona de cisalhamento e, portanto, incluída no grupo (2) de mineralizações da PAAF. Assim, as principais conclusões obtidas com esse trabalho incluem:

(1) O Alvo PAZ é composto por hospedeiras de composição granítica e outra subvulcânica intermediária a ácida (em menor proporção), ambas intensamente afetadas por processos hidrotermais;

(2) As alterações hidrotermais possuem uma sucessão temporal representada por potassificação \rightarrow sericitização (\pm muscovitização) \rightarrow cloritização \rightarrow epidotização \rightarrow silicificação \rightarrow carbonatação, sugestivas de constante alteração nas propriedades físico-químicas do fluido em função de interações fluido-rocha;

(3) Na sericitização foram geradas diferentes variações texturais de mica branca, que não representam uma variação composicional marcante;

(4) Durante a cloritização e epidotização foram reconhecidas três tipologias de clorita, que assim como na mica branca, representam uma variação textural ao invés de composicional, visto todas exibirem composição brunsvigítica;

(5) O geotermômetro da clorita possibilitou a obtenção de diversos intervalos de temperatura, a depender da equação considerada. Assim, a escolha das temperaturas pelo geotermômetro proposto por Jowett (1991), baseou-se nas calibrações efetuadas por esse autor em sua equação;

(6) Os valores de temperatura, segundo o geotermômetro proposto por Jowett (1991) (equação IV), estiveram compreendidos entre o intervalo de 230 a 370°C para todas as tipologias analisadas. Os valores de pressão obtidos, por meio da equação de

Massone & Schreyer (1987) apresentaram ampla variação (de 0,12 a 6,20 kbar), que representariam profundidades de 0,4 a 23,4 km para o desenvolvimento do sistema hidrotermal do Alvo PAZ.

(8) As estimativas de pressão destoam da maioria dos depósitos auríferos conhecidos na PAAF, e poderiam ser interpretados como resultado da influência da atuação de elevadas pressões de fluido no sistema, visto a calibração das equações do geobarômetro considerar apenas a pressão litostática.

(9) Apesar de ser possível correlacionar o Alvo PAZ a três diferentes modelos de depósitos auríferos (pórfiro, Au orogênico e IRGS), eles não apresentam determinadas características que são fundamentais para enquadrá-lo em determinado modelo genético. Portanto, é proposto neste trabalho que o alvo PAZ corresponda a um depósito aurífero filonar magmático-hidrotermal, hospedado em rochas de composição granítica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. *et al.* **The Upper Precambrian of South America**. Boletim IGC-USP, 1976. v. 7, p. 45-80.
- ANDERSON, J. L. **Status of thermobarometry in granitic batholiths**. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 87, 1996. p. 125-138.
- ASSIS, R. R. **Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico**: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011. 428f.
- ASSIS, R. R. **Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico**: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos. Tese de Doutorado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015. 320f.
- ASSIS R.R. *et al.* **Contexto geológico e litogeoquímica das unidades plutônicas-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)**. Revista Brasileira de Geociências, 2012. v. 42, p. 130-161.
- ASSIS, R. R. *et al.* **Metalogênese 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.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, 2014. p. 305-340.
- BARNES, H. L. **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. Ed. John Wiley & Sons. 1997. v. 1, 3ª ed.
- BETTENCOURT, J. S. *et al.* ***Metallogenic 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, 2016. v. 68, p. 22-49.
- BIZOTTO, A. C. **Mineralizações auríferas na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província Aurífera de Alta Floresta**: O depósito de Santa Helena. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. Campinas, 2004. 38 p.
- BRIGATTI, M. F. *et al.* ***Crystal chemistry of Al-rich biotites coexisting with muscovites in peraluminous granites***. American Mineralogist, 2000. v. 85, n. 3-4, p. 436-448.
- BURNHAM, C. W.; OHMOTO, H. **Late-stage processes of felsic magmatism**. Mining Geology, Special Issue, 1980.v. 8, p. 1-11.
- CARITAT, P.; HUTCHEON, I.; WALSHE, J. L. ***Chlorite geothermometry: a review***. Clays and Clay Minerals, 1993. v. 41.
- CATHELINÉAU, M.; NIEVA, D. ***A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system***. Contrib. Mineral. Petrol, ATAS, 1985. p.91, 235-244.

- CORDANI, U. G. *et al.* **The growth of the Brazilian Shield**. Episodes, 1988. v 11, n. 3, p. 163-167.
- CROWLEY, M. S.; ROY, R. **Crystalline solubility in muscovite + phlogopite groups**. American Mineralogist, 1964. v. 49, n. 3-4, p. 348.
- DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil**. Brasília, Ed. Universidade de Brasília, 2001. 392 p.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Minerais constituintes das rochas: uma introdução**. Lisboa, Portugal. Editora Fundação Calouste Gulbenkian, 2014. 4. Ed, 358 p.
- FOSTER, M. D. **Interpretation and a classification of the chlorite**. US Geological Survey Professional Paper, 1962. v. 414, p. 1-33.
- GABBRISOFT. **Mica Formula**: mineralogical spreadsheet. 2015. Disponível em: <http://www.gabbrosoft.org/spreadsheets.html>. Acesso em: 09/2018.
- GOLDEN SOFTWARE. **Grapher**: 2D & 3D Graphing Software. Versão 13.0.629. Golden, Colorado, EUA. 2018. Disponível em: <https://www.goldensoftware.com/products/grapher>. Acesso em: 09/2018.
- GROVES, D. I. *et al.* **Orogenic gold deposits**: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore geology reviews, 1998. v. 13, n. 1-5, p. 7-27.
- GUO, P; SANTOS, H. M.; LI, S. **Geodynamics of gold metallogeny in the Shandong Province, NE China**: an integrated geological, geophysical and geochemical perspective. Gondwana Research, 2013. v. 24, n. 3-4, p. 1172-1202.
- HOLLAND, T. J. B. **AX**: Activity-composition program for minerals. University of Cambridge, Department of Earth Sciences. Cambridge, Inglaterra, 2014. Disponível em: <https://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/research-projects/tim-hollands-software-pages/ax>. Acesso em: 08/2018.
- JICA/MMAJ (Japan International Cooperation Agency/Metal Mining Agency of Japan). **Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT**, Japan, March, 2000. 137p.
- JOWETT, E. C. **Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer**. In: GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Toronto, May, 1991. P. 27-29, Program with Abstracts.
- JULIANI, C. *et al.* **Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil**: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. Chemical Geology, 2005. v. 215, n. 1-4, p. 95-125.
- KRANIDIOTIS, P.; MACLEAN, W. H. **Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec**. Economic Geology, 1987. v. 82, n. 7, p. 1898-1911.

- LACERDA FILHO, J. V. *et al.* **Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso**: texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso, escala 1:1.000.000. Cuiabá: CPRM, 2004.
- LEITE, J. A. D.; SAES, G. S. **Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico**. IGC-USP, 2003. Série. Científica, 3, p. 113-127.
- MASSONE, H. J.; SCHREYER, W. **Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz**. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987. v. 96, p. 212-224.
- MESQUITA, M. J. *et al.* **Ductile shearzone-hosted gold deposits in the Paleoproterozoic Alta Floresta Province (Brazil)**. In: Biennial Meeting – Mineral Resources in a Sustainable World XIII., 2015. p. 141.
- MIGUEL-JR., E. **Controle estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: província aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso**. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011. 80f.
- MORETON, L. C.; MARTINS, E. G. **Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000**. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 2005. 68 p.
- MOURA, M. A. **O maciço granítico Matupá e o depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia**. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1998. 238f.
- MOURA, M. A. *et al.* **Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution**. Economic Geology, 2006. v. 101, n. 3, p. 585-605.
- ORIGINLAB CORPORATION. **OriginPro 2018**. Versão b9.5.1.195. 2018. Disponível em: <https://www.originlab.com/>. Acesso em: 09/2018.
- PAES DE BARROS, A. J. **Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1994. 145 p.
- PAES DE BARROS, A. J. **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, 2007. 154p.
- PIMENTEL, M. M. **Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta**. Brasília, UnB, Relatório Interno. 2001.

- PINHO, M. A. S. B. *et al.* **Nd isotopic compositions, U–Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the southwestern Amazonian Craton—Mato Grosso—Brazil.** In: IGc/USP, Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art. São Paulo, Extended Abstract. 2001. p. 83-85.
- QUISPE, P. E. C. **Geologia, Geoquímica e Geocronologia dos Granitóides Foliados e Rochas Subvulcânicas da Região de Peixoto de Azevedo, Setor Leste da Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso.** Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 2016. 124 p.
- RAMOS, G. S. **Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT).** Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011. 82p.
- RODRIGUES, R. M. **Caracterização geológica e metalogenética do depósito X1: Província Aurífera de Alta Floresta, região de Matupá (MT).** Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2012.
- SANTOS, J. D. **Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central.** In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, R.M., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. (eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. CPRM: Serviço Geológico do Brasil, 2003. P. 169-226.
- SANTOS, J. O. S. *et al.* **Pb-Pb Single Crystal Evaporation Isotopic Study on the Post-Tectonic, Sub-Alkalic, A-type Moderna Granite (Mapuera Intrusive Suite), State of Roraima, Northern Brazil.** In: Int. Symp. Granites and Assoc. Rocks (ISGAM), 1997. p. 273-275.
- SANTOS, J. O. S. *et al.* **A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology.** Gondwana Research, 2000. v. 3, n. 4, p. 453-488.
- SANTOS, J. O. S. *et al.* **A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006.** In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2006. n. 9.
- SANTOS, J. O. S. *et al.* **Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology.** Precambrian Research, 2008. v. 165, n 3-4, p. 120-152.
- SILVA, F. R. **Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta – MT.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2014. 82p.
- SILVA, M. G.; ABRAM, M. B. **Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso.** Goiânia, CPRM, 2008. 212 p.
- SILVA, G. H.; LEAL, J. W. L.; MONTALVÃO, R. M. G. **Projeto RADAMBRASIL - Folha SC.21 - Juruena.** Rio de Janeiro, 1980. Mapa geológico, escala 1:1.000.000.

- SINCLAIR, W. D. **Porphyry 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, 2007. v. 5, p. 223-243.
- SOUZA, A. M. M. F. *et al.* **Projeto São Manuel – Relatório de Progresso**. Belém, DNPM/CPRM, Relatório Técnico, 1979. 46 p.
- SOUZA, J. P.; FRASCA, A. A. S.; OLIVEIRA, C. C. **Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta**. Brasília, CPRM, Relatório Integrado, 2005. 164 p.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M.J.B. **Geochronological Provinces of the Amazonian Craton**. Episodes, 1999. v. 22, n. 3, p.174-182.
- TEIXEIRA, R.V. **Rochas hospedeiras e controle estrutural da mineralização aurífera do Depósito Peteca, região de Flor da Serra - MT, na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF)**. Trabalho de Conclusão de Curso - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015. 95f.
- THOMPSON, J. F. H. *et al.* **Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces**. Mineralium Deposita, 1999. v. 34, n. 4, p. 323-334.
- TREVISAN, V. G. **Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico**. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015. 129f.
- VELDE, B. **Phengite micas; synthesis, stability, and natural occurrence**. American Journal of Science, 1965. v. 263, n. 10, p. 886-913.
- VITÓRIO, J. A. **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, 2010. 20p.
- XAVIER, R. P. *et al.* **Gold±copper and gold-base metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province (MT)**. Simpósio de Geologia da Amazônia, 2011. v. 12.
- YAVUZ, F. *et al.* **A Windows program for chlorite calculation and classification**. Computers & Geosciences, 2015. v. 81, p. 101-113.
- YAVUZ, F. *et al.* **WinCcac: A Windows Program for Ghlorite Calculation na Geothermometer**. Versão 1.08. Universidade Técnica de Istambul, Istambul, Turquia, 2015. Disponível em: <https://winccac.software.informer.com/1.0/>. Acesso em: 08/2018.
- ZANE, A., WEISS, Z. **A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data**. Rendiconti Lincei, 1998. v. 9, n. 1, p. 51-56.

ZANG, W.; FYFE, W. S. **Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil.** Mineralium Deposita, 1995. v. 30, n. 1, p. 30-38.

APÊNDICE I – ANÁLISE QUÍMICA DA LÂMINA PAZ-01

	Porcentagem em peso de óxidos na Lâmina PAZ-01													Total
	Al2O3	Na2O	SiO2	MgO	K2O	CaO	BaO	Cr2O3	TiO2	FeO	MnO			
PAZ-01_src_3_1	31,502	0,222	48,497	1,754	10,210	0,000	0,000	0,006	0,271	2,422	0,060		94,952	
PAZ-01_src_3_2	31,889	0,228	48,007	1,676	10,014	0,000	0,047	0,000	0,287	2,403	0,087		94,651	
PAZ-01_src_3_3	29,558	0,225	48,003	1,905	9,646	0,000	0,022	0,009	0,186	3,421	0,055		93,042	
PAZ-01_src_3_4	27,315	0,211	47,563	2,091	9,162	0,000	0,055	0,014	0,231	7,367	0,046		94,083	
PAZ-01_src_4_1	28,274	0,101	49,081	2,759	8,699	0,000	0,000	0,009	0,087	4,230	0,198		93,440	
PAZ-01_src_4_2	28,923	0,078	53,687	2,616	9,521	0,000	0,047	0,000	0,087	2,766	0,081		97,809	
PAZ-01_src_4_3	30,806	0,141	48,116	1,954	9,957	0,000	0,054	0,010	0,157	2,652	0,070		93,926	
PAZ-01_src_4_4	29,501	0,084	50,599	2,294	9,956	0,000	0,040	0,000	0,109	2,520	0,082		95,196	
PAZ-01_src_4_5	31,418	0,164	48,535	1,704	10,053	0,000	0,050	0,006	0,214	2,476	0,071		94,690	
PAZ-01_src_4_6	30,022	0,113	49,522	2,117	9,821	0,000	0,080	0,019	0,139	2,665	0,086		94,583	
PAZ-01_src_4_7	31,162	0,196	49,820	1,900	9,739	0,000	0,082	0,017	0,233	2,277	0,057		95,483	
PAZ-01_src_5_1	28,799	0,144	50,497	2,322	9,549	0,000	0,072	0,017	0,126	2,838	0,089		94,461	
PAZ-01_src_5_2	31,003	0,163	47,734	1,702	9,892	0,000	0,029	0,000	0,086	2,384	0,050		93,046	
PAZ-01_src_5_3	28,701	0,096	49,205	2,114	9,729	0,000	0,053	0,003	0,080	2,890	0,096		92,970	
PAZ-01_src_5_4	27,979	0,063	52,337	2,530	9,728	0,000	0,000	0,001	0,092	2,992	0,080		95,802	
PAZ-01_src_5_5	28,420	0,093	50,438	2,257	9,532	0,000	0,040	0,000	0,056	2,495	0,081		93,419	

APÊNDICE II – ANÁLISE QUÍMICA DA LÂMINA PAZ-07

		Porcentagem em peso de óxidos na Lâmina PAZ-07														Total
		Al2O3	Na2O	SiO2	MgO	K2O	CaO	BaO	Cr2O3	TiO2	FeO	MnO				
PAZ-07_chl_1_1		18,518	0,020	27,348	14,878	0,410	0,069	0,025	0,001	1,139	21,714	1,230			85,428	
PAZ-07_chl_1_2		17,847	0,022	27,747	16,232	0,294	0,059	0,018	0,010	0,734	20,953	1,172			85,150	
PAZ-07_chl_1_3		18,097	0,051	28,033	15,997	0,314	0,089	0,000	0,009	0,789	21,000	1,166			85,631	
PAZ-07_chl_1_4		18,242	0,021	27,259	15,699	0,230	0,053	0,000	0,005	0,705	21,491	1,136			84,916	
PAZ-07_chl_1_5		17,998	0,000	27,706	17,921	0,036	0,070	0,000	0,002	0,034	19,613	1,051			84,453	
PAZ-07_chl_2_1		18,376	0,327	63,481	0,005	14,892	0,000	0,571	0,000	0,010	0,350	0,032			98,043	
PAZ-07_chl_2_2		0,018	0,003	0,000	0,002	0,184	62,820	0,000	0,000	0,000	0,518	0,620			64,166	
PAZ-07_chl_2_3		18,649	0,204	64,761	0,000	15,094	0,000	0,475	0,000	0,007	0,514	0,021			99,738	
PAZ-07_chl_2_4		18,290	0,214	62,606	0,000	14,763	0,345	0,921	0,000	0,000	0,190	0,035			97,372	
PAZ-07_chl_2_5		0,813	0,012	1,723	0,275	0,233	56,851	0,000	0,000	0,000	0,603	1,179			61,688	
PAZ-07_ms_3_1		22,422	9,241	64,916	0,187	1,617	0,572	0,031	0,000	0,000	0,343	0,017			99,365	
PAZ-07_ms_3_2		20,501	10,347	66,442	0,094	0,596	0,901	0,003	0,000	0,000	0,321	0,011			99,216	
PAZ-07_ms_3_3		20,398	10,432	67,718	0,009	1,279	0,640	0,002	0,006	0,000	0,010	0,000			100,532	
PAZ-07_ms_3_4		18,451	7,986	57,986	0,101	0,908	0,513	0,029	0,000	0,000	0,353	0,000			86,349	
PAZ-07_ms_3_5		20,257	11,196	67,848	0,010	0,144	0,427	0,000	0,000	0,000	0,055	0,000			99,943	
PAZ-07_chl_4_1		18,312	0,023	28,043	16,471	0,038	0,132	0,000	0,002	0,000	20,623	1,289			84,933	
PAZ-07_chl_4_2		18,984	0,056	26,595	15,022	0,043	0,213	0,022	0,000	0,000	22,005	1,471			84,418	
PAZ-07_chl_4_3		18,942	0,032	26,084	14,717	0,007	0,066	0,000	0,007	0,000	21,696	1,334			82,891	
PAZ-07_chl_4_4		17,779	0,033	28,568	17,292	0,032	0,117	0,000	0,004	0,000	19,598	1,187			84,614	
PAZ-07_chl_4_5		18,881	0,000	25,749	13,518	0,105	0,046	0,027	0,000	0,001	23,900	1,631			83,864	
PAZ-07_chl_4_6		18,687	0,217	64,057	0,027	15,166	0,000	0,733	0,000	0,000	0,163	0,014			99,095	
PAZ-07_chl_5_1		17,983	0,016	27,160	16,526	0,028	0,009	0,000	0,000	0,007	20,795	1,241			83,777	
PAZ-07_chl_5_2		18,411	0,049	27,216	15,711	0,076	0,031	0,000	0,000	0,017	21,544	1,213			84,279	
PAZ-07_chl_5_3		19,272	0,045	25,889	14,374	0,071	0,108	0,000	0,004	0,000	23,432	1,498			84,707	
PAZ-07_chl_5_4		0,326	0,000	0,864	0,044	0,303	58,252	0,044	0,009	0,000	0,108	0,709			60,659	

APÊNDICE III – ANÁLISE QUÍMICA DA LÂMINA PAZ-08

Porcentagem em peso de óxidos na Lâmina PAZ-08													
	Al2O3	Na2O	SiO2	MgO	K2O	CaO	BaO	Cr2O3	TiO2	FeO	MnO	Total	
PAZ-08_chl_1_1_claro	17,762	0,026	26,267	12,960	0,027	0,024	0,004	0,005	0,011	22,677	4,386	84,157	
PAZ-08_chl_1_2_escuro	17,876	0,034	27,046	15,235	0,051	0,056	0,000	0,009	0,006	19,968	3,712	84,001	
PAZ-08_chl_1_3_claro	17,678	0,027	26,333	13,394	0,109	0,096	0,000	0,013	0,106	21,788	4,638	84,195	
PAZ-08_chl_1_4_escuro	18,200	0,032	26,672	15,269	0,053	0,068	0,000	0,000	0,129	20,240	3,563	84,235	
PAZ-08_chl_2_1	18,915	0,065	24,321	9,264	0,097	0,236	0,000	0,012	0,025	23,356	7,361	83,677	
PAZ-08_chl_2_2	19,876	0,081	25,312	8,660	0,034	1,594	0,000	0,000	0,025	22,754	6,948	85,293	
PAZ-08_chl_2_3	19,651	0,071	25,264	9,446	0,251	0,151	0,000	0,009	0,008	24,411	5,958	85,249	
PAZ-08_ms_src_3_1	27,515	0,096	49,925	2,146	9,480	0,000	0,075	0,010	0,031	3,116	0,655	93,057	
PAZ-08_ms_src_3_2	30,282	0,201	48,211	1,683	10,211	0,000	0,184	0,000	0,086	2,738	0,246	93,843	
PAZ-08_ms_src_3_3	30,342	0,179	48,338	1,669	9,915	0,000	0,113	0,000	0,064	2,878	0,449	93,946	
PAZ-08_ms_src_3_4	18,825	0,157	63,896	0,037	15,079	0,000	0,398	0,000	0,002	0,189	0,021	98,610	
PAZ-08_ms_src_4_1	32,271	0,292	45,705	1,427	9,783	0,000	0,162	0,000	0,182	4,037	0,254	94,125	
PAZ-08_ms_src_4_2	27,509	0,107	50,627	2,168	9,272	0,000	0,008	0,034	0,008	2,980	0,886	93,603	
PAZ-08_chl_4_3	18,856	0,031	24,646	9,605	0,354	0,010	0,000	0,000	0,010	24,229	5,637	83,389	
PAZ-08_chl_4_4	19,641	0,046	23,729	8,652	0,127	0,003	0,033	0,001	0,030	19,466	11,852	83,588	
PAZ-08_ms_src_5_1	30,073	0,365	46,628	1,792	9,584	0,000	0,158	0,000	0,221	4,088	0,071	92,985	
PAZ-08_ms_src_5_2	29,365	0,142	49,843	1,667	9,345	0,000	0,081	0,017	0,018	2,097	1,331	93,911	
PAZ-08_ms_src_5_3	29,183	0,157	48,551	1,618	9,406	0,000	0,091	0,015	0,014	2,220	1,236	92,493	
PAZ-08_chl_5_4	17,920	0,039	27,216	11,712	0,585	0,005	0,000	0,009	0,000	22,276	4,487	84,250	
PAZ-08_chl_5_5	18,482	0,027	26,575	12,057	0,305	0,023	0,007	0,005	0,021	23,235	4,590	85,335	
PAZ-08_chl_5_6	20,111	0,000	24,145	7,531	0,048	0,007	0,000	0,004	0,000	28,439	5,057	85,342	
PAZ-08_ms_src_6_1	28,052	0,072	51,488	2,292	9,585	0,000	0,075	0,009	0,031	3,528	0,710	95,840	
PAZ-08_ms_src_6_2	27,253	0,088	48,877	2,466	9,246	0,000	0,068	0,005	0,052	4,989	1,041	94,088	
PAZ-08_ms_src_6_3	27,691	0,069	49,909	2,181	9,737	0,000	0,080	0,010	0,035	3,975	0,418	94,105	
PAZ-08_chl_6_4	20,154	0,000	25,896	9,076	0,460	0,000	0,000	0,000	0,011	25,107	5,529	86,231	
PAZ-08_chl_6_5	19,942	0,000	23,479	8,724	0,033	0,040	0,043	0,004	0,018	21,375	10,682	84,347	
PAZ-08_chl_6_6	20,172	0,015	25,498	9,714	0,084	0,024	0,000	0,008	0,012	26,199	5,028	86,759	
PAZ-08_chl_7_1	18,210	0,027	26,123	12,051	0,042	0,097	0,000	0,013	0,180	23,585	4,526	84,858	
PAZ-08_chl_7_2	19,330	0,033	29,586	11,794	1,345	0,000	0,017	0,005	0,065	19,771	3,852	85,805	
PAZ-08_chl_7_3	20,036	0,000	23,861	8,585	0,011	0,021	0,000	0,000	0,022	23,272	9,234	85,041	
PAZ-08_chl_7_4	20,109	0,023	23,999	8,793	0,016	0,059	0,017	0,002	0,115	22,226	10,366	85,726	
PAZ-08_chl_7_5	18,294	0,020	26,430	12,414	0,047	0,030	0,000	0,000	0,011	23,332	4,387	84,966	

Porcentagem em peso de óxidos na Lâmina PAZ-08													
	Al2O3	Na2O	SiO2	MgO	K2O	CaO	BaO	Cr2O3	TiO2	FeO	MnO	Total	
PAZ-08_ms_src_7_6	27,617	0,147	49,870	2,058	9,454	0,000	0,077	0,008	0,110	3,064	0,957	93,364	
PAZ-08_ms_src_7_7	28,193	0,116	50,110	2,184	9,665	0,000	0,022	0,016	0,039	3,219	0,775	94,341	
PAZ-08_ms_src_7_8	24,842	0,074	41,377	5,911	5,886	0,000	0,020	0,022	0,073	10,746	2,048	91,006	
PAZ-08_ms_src_7_9	28,715	0,103	50,893	2,045	9,280	0,000	0,074	0,003	0,049	2,988	1,183	95,334	
PAZ-08_ms_src_7_10	32,783	0,163	47,051	0,931	9,378	0,000	0,706	0,000	0,101	2,740	0,519	94,376	
PAZ-08_ms_src_8_1	31,327	0,276	47,621	1,614	9,992	0,000	0,188	0,000	0,214	3,285	0,079	94,601	
PAZ-08_ms_src_8_2	30,292	0,149	50,991	1,537	9,346	0,000	0,087	0,003	0,008	1,503	1,628	95,546	
PAZ-08_ms_src_8_3	29,534	0,132	51,357	1,537	8,992	0,000	0,025	0,000	0,008	1,943	1,601	95,199	
PAZ-08_ms_src_8_4	29,001	0,084	51,177	1,627	8,940	0,000	0,089	0,006	0,015	1,586	1,764	94,298	
PAZ-08_ms_src_8_5	30,477	0,172	49,619	1,542	9,494	0,000	0,129	0,008	0,059	2,104	1,263	94,873	
PAZ-08_chl_8_6	22,281	0,014	29,600	6,903	2,096	0,000	0,002	0,000	0,029	21,530	4,191	86,648	
PAZ-08_chl_8_7	22,289	0,037	30,677	6,871	2,775	0,000	0,063	0,002	0,013	17,914	5,826	86,475	
PAZ-08_chl_8_8	20,186	0,036	25,344	7,872	0,660	0,000	0,044	0,000	0,020	21,410	9,543	85,120	
PAZ-08_chl_8_9	23,178	0,068	32,887	6,236	3,444	0,000	0,000	0,000	0,010	16,297	5,417	87,540	
PAZ-08_chl_8_10	20,724	0,013	24,166	8,031	0,149	0,008	0,000	0,001	0,010	21,133	11,553	85,791	
PAZ-08_chl_9_1	19,221	0,010	23,565	6,874	0,070	0,018	0,000	0,008	0,033	26,575	8,854	85,233	
PAZ-08_chl_9_2	29,961	0,093	50,108	1,583	9,199	0,000	0,032	0,021	0,089	1,474	1,161	93,720	
PAZ-08_chl_9_3	19,179	0,004	23,872	8,143	0,011	0,025	0,020	0,000	0,027	22,975	10,180	84,441	
PAZ-08_chl_9_4	19,661	0,016	23,717	8,404	0,036	0,003	0,014	0,008	0,007	20,740	11,863	84,476	
PAZ-08_chl_9_5	20,106	0,000	24,709	8,231	0,386	0,000	0,000	0,003	0,037	23,065	8,621	85,159	
PAZ-08_ms_src_9_6	30,418	0,059	49,977	1,563	9,357	0,000	0,040	0,011	0,048	1,483	1,118	94,082	
PAZ-08_ms_src_9_7	30,094	0,079	50,004	1,538	9,272	0,000	0,043	0,006	0,083	1,489	1,097	93,713	
PAZ-08_ms_src_9_8	29,833	0,079	50,482	1,627	9,092	0,000	0,055	0,000	0,080	1,539	1,262	94,054	
PAZ-08_ms_src_9_9	31,367	0,256	47,525	1,613	10,252	0,000	0,102	0,001	0,029	3,199	0,024	94,372	
PAZ-08_ms_src_9_10	29,973	0,158	49,593	1,911	9,585	0,000	0,084	0,018	0,048	2,316	0,136	93,832	
PAZ-08_ms_src_10_1	31,115	0,267	47,212	1,677	10,105	0,000	0,125	0,000	0,161	4,024	0,039	94,729	
PAZ-08_ms_src_10_2	29,878	0,285	47,542	1,858	10,080	0,000	0,149	0,002	0,194	3,639	0,048	93,673	
PAZ-08_ms_src_10_3	29,946	0,290	46,605	1,835	9,730	0,000	0,174	0,000	0,245	4,520	0,128	93,480	
PAZ-08_ms_src_10_4	29,445	0,115	50,872	1,418	9,004	0,000	0,086	0,000	0,000	1,264	2,236	94,450	
PAZ-08_ms_src_10_5	28,998	0,147	52,052	1,588	9,031	0,000	0,066	0,008	0,015	1,671	1,742	95,317	
PAZ-08_ms_src_10_6	28,408	0,134	50,464	1,458	9,119	0,000	0,147	0,003	0,007	1,751	1,746	93,243	

APÊNDICE IV – ANÁLISE QUÍMICA DA LÂMINA PAZ-10

	Porcentagem em peso de óxidos na Lâmina PAZ-10													Total
	Al2O3	Na2O	SiO2	MgO	K2O	CaO	BaO	Cr2O3	TiO2	FeO	MnO			
PAZ-10_chi_1_1	18,909	0,042	28,122	13,677	0,571	0,029	0,000	0,000	0,017	21,039	2,120		84,625	
PAZ-10_chi_1_2	17,832	0,041	27,570	17,354	0,048	0,062	0,003	0,000	0,000	20,112	1,331		84,413	
PAZ-10_chi_1_3	17,573	0,031	27,614	16,675	0,060	0,076	0,031	0,025	0,011	21,197	1,780		85,132	
PAZ-10_chi_1_4	17,619	0,032	27,249	17,706	0,067	0,063	0,000	0,000	0,000	19,866	1,301		83,986	
PAZ-10_chi_1_5	17,860	0,030	27,235	16,416	0,037	0,055	0,023	0,000	0,012	20,739	1,702		84,181	
PAZ-10_chi_1_6	18,105	0,028	27,082	16,033	0,063	0,065	0,002	0,015	0,000	21,360	1,763		84,573	
PAZ-10_chi_1_7	17,699	0,031	28,149	16,216	0,052	0,059	0,013	0,002	0,012	21,534	1,853		85,672	
PAZ-10_chi_1_8	17,763	0,020	27,333	16,861	0,032	0,034	0,000	0,000	0,000	20,354	1,516		83,965	
PAZ-10_chi_1_9	18,990	0,032	27,516	13,903	0,390	0,041	0,000	0,001	0,004	21,794	2,239		84,978	
PAZ-10_chi_1_10	17,662	0,012	27,381	16,033	0,038	0,048	0,000	0,003	0,007	20,786	1,620		83,600	
PAZ-10_chi_2_1	17,804	0,018	27,209	15,960	0,011	0,072	0,000	0,000	0,107	22,223	1,573		85,008	
PAZ-10_chi_2_2	17,550	0,049	27,605	17,304	0,022	0,054	0,017	0,007	0,012	21,001	1,239		84,876	
PAZ-10_chi_2_3	17,291	0,018	27,685	16,158	0,022	0,067	0,007	0,019	0,070	21,641	1,600		84,603	
PAZ-10_chi_2_4	17,510	0,017	27,610	16,680	0,014	0,048	0,070	0,013	0,033	21,512	1,497		85,028	
PAZ-10_chi_2_5	17,468	0,033	27,580	16,915	0,032	0,050	0,015	0,003	0,065	21,761	1,544		85,497	
PAZ-10_chi_2_6	17,629	0,018	26,895	16,498	0,041	0,056	0,000	0,000	0,016	21,574	1,342		84,108	
PAZ-10_chi_2_7	20,211	0,026	24,471	11,514	0,008	0,077	0,000	0,005	0,079	25,639	2,688		84,737	
PAZ-10_chi_3_1	18,964	0,095	26,793	17,342	0,089	0,000	0,000	0,013	0,000	19,903	1,217		84,467	
PAZ-10_chi_3_2	18,679	0,064	26,687	17,495	0,058	0,000	0,000	0,000	0,029	19,374	1,179		83,605	
PAZ-10_chi_3_3	18,653	0,093	26,423	16,912	0,111	0,006	0,021	0,008	0,010	19,979	1,163		83,417	
PAZ-10_chi_3_4	18,770	0,081	27,135	17,553	0,059	0,018	0,000	0,000	0,006	19,836	1,147		84,646	
PAZ-10_chi_3_5	19,125	0,108	27,063	17,894	0,071	0,016	0,051	0,000	0,018	19,363	1,062		84,796	

APÊNDICE V – GEOTERMÔMETRO DA CLORITA

	Temperaturas (°C) obtidas para a Clorita Intersticial													
Cathelineau & Nieva (1985)	223,000	215,000	229,000	226,000	281,000	241,000	294,000	294,000	241,000	228,000	220,000			
Kranidiotis & MacLean (1987)	258,000	252,000	266,000	259,000	329,000	284,000	344,000	343,000	284,000	270,000	255,000			
Jowett (1991)	259,000	249,000	269,000	263,000	352,000	290,000	372,000	371,000	290,000	269,000	254,000			
Zang & Fyfe (1995)	221,000	210,000	224,000	226,000	261,000	229,000	272,000	273,000	229,000	216,000	217,000			

	Temperaturas (°C) obtidas para a Clorita Intersticial (continuação)													
Cathelineau & Nieva (1985)	206,000	241,000	275,000	204,000	230,000	227,000	223,000	236,000	214,000	218,000				
Kranidiotis & MacLean (1987)	250,000	284,000	331,000	244,000	264,000	263,000	258,000	272,000	250,000	257,000				
Jowett (1991)	237,000	290,000	346,000	233,000	270,000	266,000	259,000	279,000	246,000	253,000				
Zang & Fyfe (1995)	193,000	229,000	247,000	196,000	229,000	224,000	221,000	232,000	210,000	209,000				

APÊNDICE V – GEOTERMÔMETRO DA CLORITA (CONTINUAÇÃO)

	Temperaturas (°C) obtidas para a Clorita Subeudral														
	229	266	224	235	227	227	227	241	280	278	285	281	274	248	279
Cathelineau & Nieva (1985)															
Kranidiotis & MacLean (1987)	266	306	262	269	263	263	277	325	335	334	329	325	299	327	
Jowett (1991)	269	326	262	277	266	266	286	349	352	359	352	343	304	349	
Zang & Fyfe (1995)	224	257	218	232	224	224	237	263	248	264	263	253	226	259	

	Temperaturas (°C) obtidas para a Clorita Venular								
	219	246	213	250	231	247	249	235	244
Cathelineau & Nieva (1985)									
Kranidiotis & MacLean (1987)	254	284	246	299	271	283	282	268	277
Jowett (1991)	253	296	243	306	273	295	297	277	289
Zang & Fyfe (1995)	216	240	213	230	223	243	249	235	244

APÊNDICE VI – GEOBARÔMETRO DA MICA BRANCA

Valores de Pressão (kbar) obtidas para a Sericita																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Análise																	
Pressão	0,80	0,21	1,98	2,00	3,33	1,14	3,95	1,06	2,81	2,22	4,47	1,06	6,20	5,08	5,19	1,74	1,76

Valores de Pressão (kbar) obtidas para a Muscovita Grossa Subeudrica														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Análise														
Pressão	5,35	3,49	4,60	4,91	4,44	4,62	-0,73	-2,42	5,66	3,13	3,83	4,29	0,15	3,31

Valores de Pressão (kbar) obtidas para a Muscovita Fina Anédrica													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Análise													
Pressão	-0,34	1,07	-0,05	4,65	5,89	5,47	0,12	4,06	4,96	5,40	2,76	0,16	3,92

APÊNDICE VII – PROFUNDIDADES OBTIDAS PELAS PRESSÕES

Valores de profundidade (km) obtidos para Sericita																	
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Profundidade	3,0	0,8	7,5	7,6	12,6	4,3	14,9	4,0	10,6	8,4	16,9	4,0	23,4	19,2	19,6	6,6	6,7

Valores de profundidade (km) obtidos para Muscovita Grossa Subeuédrica														
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Profundidade	20,2	13,2	17,4	18,5	16,8	17,4	-2,7	-9,1	21,4	11,8	14,5	16,2	0,6	12,5

Valores de profundidade (km) obtidos para Muscovita Fina Anédrica													
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Profundidade	-1,3	4,0	-0,2	17,5	22,2	20,6	0,4	15,3	18,7	20,4	10,4	0,6	14,8