

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

QUÍMICA MINERAL DA CLORITA E MUSCOVITA DO DEPÓSITO DE Au ± Cu
DISSEMINADO DO PÉ QUENTE, NA PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA
FLORESTA (MT)

Rodrigo Calaboni

Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Rio Claro (SP)

2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

Rodrigo Calaboni

QUÍMICA MINERAL DA CLORITA E MUSCOVITA DO
DEPÓSITO DE Au ± Cu DISSEMINADO DO PÉ QUENTE, NA
PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT)

Relatório Parcial de Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências
Exatas - Campus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho.

Rio Claro - SP

2018

RODRIGO CALABONI

QUÍMICA MINERAL DA CLORITA E MUSCOVITA DO
DEPÓSITO DE Au ± Cu DISSEMINADO DO PÉ QUENTE, NA
PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus
de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Bacharel
em Geologia.

Comissão Examinadora

Rafael Rodrigues de Assis (orientador)

Marcelo Garcia Galé

Nelson Angeli

Rio Claro, 13 de dezembro de 2018.

Assinatura do aluno

Assinatura do orientador

RESUMO – A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), norte do Mato Grosso, corresponde a um seguimento crustal inserido no setor sul do Cráton Amazônico, constituído por sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares do Paleozoico ao Mesoproterozóico. As mineralizações auríferas primárias somam mais de uma centena de depósitos de pequeno porte e ocorrem concentradas ao longo do alinhamento Peru-Trairão de direção NW-SE. As alterações com muscovita (muscovita + quartzo + pirita) e clorítica (clorita ± quartzo) correspondem a importantes tipologias hidrotermais recorrentes na grande maioria dos depósitos da província. A alteração com muscovita, por exemplo, representa a alteração temporal e espacialmente relacionada às principais zonas mineralizadas, enquanto que a cloritização usualmente representa estágios mais tardios e distais do sistema magmático hidrotermal. Embora os principais atributos geológicos do depósito estejam relativamente bem equacionados, estudos de química mineral da clorita e muscovita ainda são escassos. Neste contexto, este trabalho tem a temática do estudo de química mineral da clorita e muscovita para o depósito de Au ± Cu do Pé Quente (limite entre municípios de Terra Nova do Norte e Peixoto de Azevedo, MT). Os estudos de química mineral seguiram a caracterização petrográfica de quatro tipologias texturais de muscovita: anédrica, radial, subeudral e interclivagem; além de duas de clorita: anédrica e pseudomórfica. A classificação química mostrou homogeneidade entre ambas as variedades de cristais, sendo que a muscovita mostra composição fengítica, enquanto que a clorita é essencialmente brunsvigítica. O geotermômetro da clorita indica temperaturas entre 245 e 265 °C, enquanto que as pressões do geobarômetro da muscovita indicam valores entre 0,92 e 3,03 kbar. Métodos que discutem o distanciamento dos cristais de clorita para as fontes dos fluidos hidrotermais, segundo razões químicas, indicam distâncias entre 1.150 e 1.668 metros. Os resultados de pressão indicam a geração concomitante da muscovita com processos de ebulição, o que explica o seu caráter proximal em relação ao principal evento mineralizante. A química mineral da clorita pôde caracterizar a tipologia pseudomórfica como mais antiga em relação à anédrica. Neste contexto, o depósito do Pé Quente teria sua origem a partir de um sistema magmático hidrotermal, instalado em níveis crustais mais profundos, de maneira distinta da maioria dos sistemas do tipo pórfiro.

PALAVRAS CHAVE – Província Aurífera de Alta Floresta. Química Mineral. Geotermômetro. Geobarômetro. Muscovita. Clorita. Microsonda Eletrônica.

ABSTRACT – The Alta Floresta Gold Province (AFGP), northern region of Mato Grosso State, corresponds to a crustal segment inserted in the southern sector of the Amazon Craton, constituted by plutonic, volcanic and volcano-sedimentary sequences of the Paleoproterozoic. The primary gold mineralizations sum up more than one hundred small deposits, concentrated along the Peru-Trairão belt, of NW-SE direction. The muscovitic alteration (muscovite + quartz + pyrite) and chloritic alteration (chlorite ± quartz) correspond to important hydrothermal typologies in the majority of deposits in the province. The muscovitic alteration, for example, represents the hydrothermal alteration with chronologic and spatial relation to the main mineralization zones, whereas the chloritization usually represents a later hydrothermal stage. Although the main geological attributes of this deposit are relatively well equated, mineral chemistry studies are still scarce. In this context, this study has the main objective of discussing the mineral chemistry of chlorite and muscovite for the Au ± Cu Pé Quente deposit (located on the boundaries between the municipalities of Terra Nova do Norte and Peixoto de Azevedo, MT). The mineral chemistry studies followed the petrographic characterizations of four distinct textural types of muscovite: anedric, radial, subeudral and intercleavage; besides two varieties of chlorite: anedric and pseudomorphic. The chemical classification showed homogeneity in both the crystal variations, with the muscovite resulting in phengitic composition, while the chlorite is essentially brunsvigitic. The chlorite geothermometry indicates temperatures around 245 and 265 °C, while the muscovite geobarometry indicates pressures around 0.92 and 3.03 kbar. Methods discussing the distance of the chlorite crystals to the hydrothermal fluids sources, through chemical ratios, indicates distances between 1,150 and 1,668 meters. The pressure results indicates the muscovite crystallization concomitant to boiling processes, this explains the proximal relation to the main mineralization event. The chlorite mineral chemistry characterized the pseudomorphic type as older, in comparison to the anedric type. In this context, the origin of Pé Quente deposit may represent a magmatic hydrothermal system, in deeper crustal levels than the expected for the majority of porphyry type systems.

KEYWORDS – Alta Floresta Gold Province. Mineral Chemistry. Geothermometer. Geobarometer. Muscovite. Chlorite. Eletron Microprobe.

SUMÁRIO

1. Introdução	7
2. Problemática e Justificativa	9
3. Objetivos.....	10
4. Materiais e Métodos	11
4.1. Depósito Selecionado	11
4.2. Amostragem.....	13
4.3. Petrografia.....	14
4.4. Química Mineral	15
4.5. Fundamentação Teórica.....	15
5. Geologia Regional	20
6. Contexto Geológico do Depósito Pé Quente	24
7. Petrografia da Clorita e Muscovita Hidrotermais	31
7.1. Classificação Óptica da Muscovita.....	31
7.2. Classificação Óptica da Clorita.....	36
8. Química Mineral.....	40
8.1. Classificação Química da Muscovita.....	40
8.2. Classificação Química da Clorita.....	43
8.3. Geotermometria da Clorita	46
8.4. Geotermobarometria da Muscovita.....	48
8.5. Estimativa de Distância para a Fonte de Fluidos	49
9. Discussões	50
10. Implicações Metalogenéticas.....	54
11. Conclusões.....	56
Referências Bibliográficas	57
Apêndice 1 – Análise Química da Muscovita Anédrica	62
Apêndice 2 – Análise Química da Muscovita Radial.....	63
Apêndice 3 – Análise Química da Muscovita Interclivagem.....	65
Apêndice 4 – Análise Química da Muscovita Subeudral	66
Apêndice 5 – Análise Química da Clorita Anédrica	67
Apêndice 6 – Análise Química da Clorita Pseudomórfica.....	68
Apêndice 7 – Resultados de Geotermometria da Clorita	70
Apêndice 8 – Resultados de Geotermobarometria da Muscovita	71
Apêndice 9 – Resultados de Distanciamento da Clorita	72

1. Introdução

Métodos geotermométricos e geobarométricos utilizam assinaturas químicas presentes em certos minerais diagnósticos para caracterizar, respectivamente, as temperatura e pressão de formação de certa fase mineral em um determinado contexto geológico. Cathelineau & Nieva (1985), por exemplo, foram pioneiros no emprego da clorita como geotermômetro, a partir da constatação de que sua temperatura de cristalização estaria relacionada com a substituição de Si por Al em seu sítio tetraédrico. Desde então, diversos autores têm proposto uma série de modificações ao método, a fim de torná-lo mais preciso e acurado (KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987; JOWETT, 1991; ZANG & FYFE, 1995), em especial, ao considerar novas variáveis afetadas pela temperatura de cristalização, a exemplo da razão Fe/Fe+Mg. O uso da mica branca como geobarômetro, por sua vez, foi proposto nos trabalhos de Crowley & Roy (1964) e Velde (1965), ao considerar a solução sólida da fengita com muscovita e celadonita como membros finais. Velde (1965) reconheceu que o aumento do membro celadonita ($K(Mg, Fe^{2+})(Fe^{3+}, Al)[Si_4O_{10}](OH)_2$), na solução sólida, acompanha o aumento da pressão, seguido pela diminuição da temperatura. Massone & Schreyer (1987), por sua vez, constataram incrementos nos conteúdos de Si por unidade de fórmula da fengita, com o aumento da pressão.

Em metalogênese, o método geotermobarométrico representa uma ferramenta bastante eficaz na estimativa das condições de P-T de sistemas hidrotermais mineralizados. Inoue (2010), por exemplo, ao estudar o contexto magmático hidrotermal de depósitos epitermais polimetálicos de $Pb+Zn\pm(Ag, Cu, Bi, In, Sn, Au, W)$ do sudeste da ilha de Hokkaido (Japão), obteve temperaturas da ordem de 200-300°C por geotermometria em clorita. O estudo testou métodos geobarométricos da esfalerita, porém, sem resultados satisfatórios, devido a heterogeneidades e grau de alteração do mineral, que para a ocasião, tornou a técnica inviável, como apontam Browne & Lowering (1975). Esses resultados, aliados aos principais atributos geológicos dos depósitos estudados, são compatíveis com o modelo de percolação de fluidos hidrotermais em baixa a moderada temperatura, porém, próximo à superfície.

De maneira semelhante à utilizada para os depósitos hidrotermais do trabalho supracitado, pode-se utilizar métodos de geotermometria e geobarometria para aprimorar o entendimento referente a diversos depósitos magmático hidrotermais, a exemplo dos descritos na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF). Esta província, localizada na porção sul do Cráton Amazônico (norte do Estado de Mato Grosso), é constituída por sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas, inseridas entre os domínios das

províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga) (TASSINARI & MACAMBIRA, 1999).

A província corresponde a uma das principais regiões auríferas do Brasil, com uma quantidade particularmente elevada de depósitos auríferos de pequeno porte (<5t) e de moderado a alto teores, as ocorrências se estendem ao longo da província, porém os trabalhos científicos se concentram essencialmente em seu segmento leste, em especial, na região que abrange os municípios de Novo Mundo, Guarantã do Norte, Matupá e Peixoto de Azevedo. Estes depósitos se agrupam em um alinhamento NW-SE, denominado de cinturão Peru-Trairão (PAES DE BARROS, 2007; ASSIS *et al.*, 2014).

Estes depósitos podem ser organizados em quatro diferentes grupos, levando como base diversos trabalhos realizados na PAAF (PAES DE BARROS, 2007; ASSIS, 2011; MIGUEL JR., 2011; XAVIER *et al.*, 2011; ASSIS *et al.*, 2014), os quais compilam informações quanto a geoquímica, paragênese e estilo do minério. Esses grupos correspondem a: (1) depósitos de Au ± Cu disseminados em sistemas graníticos e (2) filonares de Au ± Cu encaixados em zonas de cisalhamento locais, ambos predominantemente representados por pirita, além de variáveis concentrações de calcopirita, hematita e magnetita; (3) depósitos disseminados de Cu + Mo ± Au em granitos e subvulcânicas, representados por pirita, molibdenita, mas com hematita e calcopirita subordinadas, e (4) depósitos filonares de Au + Zn + Pb ± Cu, com pirita, esfalerita e galena, além de calcopirita e digenita restritas, hospedados por pórfiros e vulcanossedimentares.

A maioria dos depósitos conhecidos da PAAF enquadra-se no grupo (1), como é o caso do depósito Pé Quente (ASSIS, 2011), objeto de estudo desse trabalho. Esse depósito, inserido no limite entre os municípios de Terra Nova do Norte e Peixoto de Azevedo (MT), hospeda-se em granitoides cálcico alcalinos oxidados, de médio a alto grau de K (granitos tipo I), e exibe minério representado por pirita + Au ± calcopirita ± hematita ± barita, disseminado em zonas de intensa alteração sódica com albita hidrotermal, mas principalmente, nos halos de alteração muscovítica (muscovita + quartzo + pirita), e mais restritamente, confinado a vênulas tardias de baixo teor, com quartzo + albita ± pirita (ASSIS, 2011). O minério é ainda margeado por forte alteração clorítica e propilitica mais regionais (ASSIS, 2011). Neste cenário, esse trabalho utiliza-se dos métodos do geotermômetro da clorita (CATHELINÉAU & NIEVA, 1985) e do geobarômetro da muscovita (VELDE, 1965) para estimar as condições de P-T de desenvolvimento do sistema magmático hidrotermal do referido depósito.

2. Problemática e Justificativa

Inúmeros depósitos auríferos da PAAF, em especial os pertencentes aos sistemas disseminados de Au ± Cu, dentre os quais se destaca o depósito Pé Quente (ASSIS, 2011), partilham e apresentam seus principais atributos geológicos (e.g. hospedeiras, alteração hidrotermal, paragênese do minério, regime de fluidos, idade das hospedeiras, afinidades geoquímicas das hospedeiras) e modelos genéticos, relativamente bem equacionados. Estudos que abordem estimativas de pressão e temperatura das zonas mineralizadas, contudo, têm sido bastante fragmentados e usualmente fundamentados na microtermometria de inclusões fluidas em cristais de quartzo temporalmente associadas ao minério aurífero (MOURA *et al.*, 2006; ASSIS, 2015; SILVA & ABRAM, 2008). Essas estimativas tornam-se ainda menos frequentes quando consideradas análises de química mineral em fases hidrotermais (e.g. muscovita, clorita, rutilo, epídoto), seja na caracterização composicional e interpretação da geração do fluido mineralizante, ou em sua geotermobarometria.

A química da clorita e muscovita, dois minerais comuns nas paragêneses hidrotermais dos depósitos auríferos da província, pode ser utilizada na definição de características físicoquímicas do ambiente de precipitação do minério, tais como: (1) variações composicionais do fluido no decorrer de seu percurso evolutivo (interação fluido rocha); (2) condições de temperatura do fluido por meio do geotermômetro da clorita (CATHELINÉAU & NIEVA, 1985); e (3) das condições de pressão através do geobarômetro da muscovita (VELDE, 1965).

Para o depósito Pé Quente, essa sistemática torna-se bastante importante, visto suas zonas mineralizadas estarem temporal e espacialmente associadas aos halos de (i) alteração sódica com albita e (ii) alteração muscovítica pervasiva, com muscovita + quartzo + pirita. Esses estágios ocorrem ainda envelopados por uma ampla zona de alteração propilítica pervasiva (localmente clorítica), com epídoto + clorita + calcita ± magnetita ± hematita ± pirita ± apatita ± titanita (ASSIS, 2011). Deste modo, a termobarometria da clorita e muscovita é essencial para as estimativas de temperatura e pressão das zonas de alteração propilítica e muscovítica do depósito. Em adicional, estes resultados podem ainda ser comparados aos dados termométricos e barométricos provenientes de isótopos estáveis de H e O e de inclusões fluidas (ASSIS, 2015).

3. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é o reconhecimento das condições termobarométricas (pressão e temperatura) de formação do sistema hidrotermal do depósito paleoproterozoico de Au ± Cu do Pé Quente, através da química mineral (por microsonda eletrônica) em clorita (geotermometria) e muscovita (geobarometria). Em adicional, esse trabalho também objetiva a caracterização das: (i) variações texturais dos minerais supracitados; (ii) da variação de suas composições químicas; e (iii) comparação dos resultados com as condições de pressão e temperatura obtidas por meio de inclusões fluidas para o depósito (ASSIS, 2015).

4. Materiais e Métodos

As etapas utilizadas no desenvolvimento deste trabalho, desde a escolha das amostras e lâminas, até os procedimentos analíticos, estão detalhadamente descritas abaixo. É importante ressaltar que todas as etapas de aquisição de dados foram realizadas nos laboratórios alocados no Departamento de Petrografia e Metalogenia (DPM), do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), na Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP, Rio Claro).

4.1. Depósito selecionado

O depósito aurífero disseminado do Pé Quente, localizado no limite entre os municípios de Terra Nova do Norte e Peixoto de Azevedo (MT) (Figura 1), foi o escolhido como estudo de caso por contar com uma documentação geológica (modelo descritivo e genético) bastante robusta (ASSIS, 2011; PEREIRA, 2017), além de corresponder a um dos principais depósitos disseminados de Au ± Cu da PAAF. Suas zonas mineralizadas exibem íntima relação temporal e espacial com a alteração muscovítica (muscovita + quartzo + pirita), a qual é envelopada por um extenso e regional halo de alteração clorítica e propilítica (ASSIS, 2011).

O acesso à área pode ser feito por rodovia asfaltada partindo de Cuiabá, seguindo em direção norte até o município de Peixoto de Azevedo, passando pelos municípios de Alcorizal, Rosário Oeste, Nobres, Diamantino, Nova Mutum, Lucas do Rio Verde, Sorriso, Sinop, Itaúba, Nova Santa Helena e Terra Nova do Norte. De Cuiabá até a cidade de Rosário Oeste o deslocamento se dá pela rodovia MT – 010, desta até a cidade de Diamantino, pela rodovia BR - 364 e, de Diamantino a Peixoto de Azevedo, pela rodovia BR – 163. Todo o percurso soma uma extensão de aproximadamente 670 km.

4.2. Amostragem

Foram utilizadas um total de 25 seções delgadas polidas provenientes dos trabalhos de Assis (2011) e Stabile (2012), as quais estão listadas abaixo (tabela 1). No conjunto, as seções foram confeccionadas a partir de amostras oriundas de afloramentos e testemunhos. As amostras assinaladas por asterisco (*) correspondem a furos de sondagem cedidos pela empresa Gráben SA e, portanto, de localização confidencial. Logo, as coordenadas aqui apresentadas correspondem aos arredores da cava principal.

Tabela 1: Relação de amostras estudadas			
RA - 09 D ²	739821 8853108	FD - 01 / 01 *	739873 8853206
RA - 09 D ³		FD - 01 / 12 *	
RA - 09 C1		FD - 08 / 01 *	
RA - 11 A	739073 8848730	FD 10 - Pt 2 *	
RA - 11 B		FD 15 / 01 *	
RA - 16	739328	FD - 01 - 197,85 *	
	8848158		
RA - 27	739036	FD - 01 - 213,55 *	
	8848334		
RA - 41 A(1)	739831 8853484	FD - 01 - 232,65 *	
RA - 41 A(2)		FD - 09 - 52,15 *	
Amostras encaminhadas para microsonda eletrônica			
RA - 09 F	739821 8853108	FD - 11/05 *	739873 8853206
RA - 09 D ¹		FD 01 - 171,15 *	
RA - 120	740664	FD 09 - 103,60 *	
	8849474		
		DDH - PQ 6	739821 8853108

4.3. Petrografia

Esta etapa iniciou-se pela descrição sistemática de 25 seções delgadas polidas, nas dependências do Laboratório de Microscopia do DPM, e do Laboratório de Petrografia, anexo ao Bloco Didático G I do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE – UNESP Rio Claro). As descrições, em luz transmitida e refletida, foram efetuadas com o uso do microscópio petrográfico óptico convencional, marca Zeiss, modelo Axioskop 40. As fotomicrografias obtidas em câmera fotográfica digital Canon PowerShot G5, acoplada ao microscópio petrográfico, com resolução de 5 Mpx.

O principal objetivo desta etapa foi a caracterização dos diferentes modos de ocorrência e tipologias da muscovita e clorita (variedades texturais). Com base em diferentes grupos texturais, esta etapa foi responsável por respaldar a escolha dos cristais a serem analisados ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e, posteriormente, na Microsonda Eletrônica.

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) utilizado, da marca JEOL, modelo JSM-6010 LA conta com sensores de elétrons secundários, retroespalhados e espectrômetro de raios-X por dispersão de energia (EDS), operado com tensão de aceleração de 15 kV, distância focal de 10 mm. Está instalado no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do DPM (UNESP, Rio Claro). A utilização do MEV permitiu o refinamento da petrografia convencional, a partir da identificação de microtexturas, feições de alteração/substituição mineral, além de eventuais inclusões de fases acessórias não perceptíveis ao microscópio petrográfico comum.

A investigação minuciosa da clorita e muscovita ao MEV permite a escolha mais assertiva de cristais adequados à quantificação elementar por microsonda eletrônica, para que análises mistas (por inclusões, microtexturas ou exsolução) sejam evitadas.

As siglas dos nomes de minerais utilizados neste trabalho seguem as recomendações da IUGS (*International Union of Geological Sciences*), Subcomissão de Sistemática de Rochas Metamórficas (SIIVOLA & SCHIMID, 2007), listadas abaixo em ordem alfabética.

Ab = Albita

Ap = Apatita

Bt = Biotita

Chl = Clorita

Ep = Epidoto

Kfs = Feldspato Potássico

Ms = Muscovita

Pl = Plagioclásio

Qz = Quartzo

Rt = Rutilo

Ttn = Titanita

Zrn = Zircão

4.4. Química mineral

Esta etapa a ser desenvolvida na segunda fase desse trabalho. Terá por objetivo principal a quantificação das concentrações dos elementos maiores e menores (Si, Al, K, Na, Ca, Mg, Fe, Ti, Ba, Cr, Mn, Ni, Cl), as quais permitiram: (1) determinação e classificação química da clorita e muscovita; (2) comparar as composições obtidas entre os diferentes grupos texturais caracterizados na petrografia; (3) comparar as composições desses minerais com dados disponíveis na literatura para a província; além de delimitar os intervalos (4) de temperatura de formação da clorita (geotermômetro) e (5) de pressão da muscovita (geobarômetro).

Esta etapa foi realizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica, nas dependências do DPM (IGCE/UNESP, Rio Claro). Foi utilizado o método de espectroscopia por dispersão em comprimento de onda (*WDS – Wavelength-dispersive spectroscopy*) em microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8230 *superprobe*, com condições de operação de 15kV, aceleração de 20 nÅ. As lâminas 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 (*spot size*) 10 µm, com os padrões para cada elemento listados na Tabela 2.

Tabela 2: Relação de padrões utilizados para cada elemento nas análises da microsonda eletrônica.

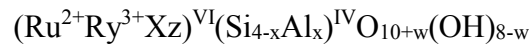
Elemento	Cristal	Linha	Elemento	Cristal	Linha
Ca	Wolastonita	Ka (PET)	Cr	Cromita	Ka (PET)
Si	Ortoclasio	Ka (TAP)	Fe	Ilmenita	Ka (LIF)
Na	Albita	Ka (TAP)	Mn	Rodonita	Ka (LIF)
Mg	Diopsidio	Ka (TAP)	Ni	Óxido de Ni sintético	Ka (LIF)
Al	Anortita	Ka (TAP)	F	Apatita	Ka (LDE1)
K	Ortoclásio	Ka (PET)	Cl	Sodalita	Ka (PET)
Ti	Ilmenita	Ka (PET)	Ba	Barita	La (PET)

4.5. Fundamentação Teórica

Estudos de química mineral têm a finalidade de estimar as condições físicoquímicas (e.g. temperatura, pressão, f_{O_2} , f_{S_2} , potencial redox, etc) de formação do mineral analisado. O uso de minerais tidos como geobarômetros e/ou geotermômetros baseia-se nas variações das concentrações e valências de um ou mais elementos dentro da estrutura mineral.

O estudo de Cathelineau & Nieva (1985) propôs o uso da clorita como geotermômetro, baseando-se na constatação de que sua temperatura de cristalização estaria relacionada com

a substituição de Si por Al no sítio tetraédrico. A clorita corresponde a um grupo mineral com a seguinte fórmula estrutural geral:



Onde:

$$u + y + z = 6$$

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

w é geralmente zero

R²⁺ é geralmente representado por Mg²⁺ ou Fe²⁺

R³⁺ é geralmente representado por Fe³⁺ ou Al³⁺

X corresponde a uma vacância estrutural.

No grupo da clorita, os diferentes minerais apresentam composições químicas que variam devido a uma série de substituições de elementos em sua complexa estrutura cristalina. Substituições do tipo Tschermak são frequentes neste grupo, por formarem minerais que exibem fórmula geral Mg^(VI)Si^(IV)-Al^(VI)Al^(IV) e envolvem a substituição de Si⁴⁺ por Al³⁺ no sítio tetraédrico, concomitante à substituição de R²⁺ por Al³⁺, para manter o balanço de cargas (CARITAT *et al.*, 1993). Foster (1962) caracterizou a substituição do sítio R²⁺ pelo sítio R³⁺, que ocorre quando a quantidade de Al^{VI} é superior à quantidade de Al^{IV}, caso contrário, o Fe³⁺ substituiria o Al^{IV}, além da ocorrência de diferentes substituições iônicas, como a que ocorre entre Mg²⁺ e Fe²⁺, do Al^{IV} e do R³⁺ octaédrico por Si e Mg, assim como a substituição do Al e do R²⁺ do sítio octaédrico por Fe³⁺, e a substituição do R²⁺ por Al. Devido à sua complexidade estrutural, também são frequentes os cátions que ocorrem em menores quantidades, a exemplo do Cr, Ti, Ni, Mn, V, Cu, Li e Ca, ocuparem o sítio octaédrico (CARITAT *et al.*, 1993).

O estudo de Cathelineau & Nieva (1985), a partir de dados empíricos, constatou a existência de uma relação entre a temperatura e a composição química da clorita, analiticamente expressa através da Equação 1.

$$T (^{\circ}\text{C}) = -61,92 + 321,98 * \text{Al}^{(\text{IV})} \quad (\text{Eq. 1})$$

De acordo com a fórmula, a temperatura de formação da clorita é exclusivamente dependente da quantidade de Al^{IV}. O uso deste método para cálculo da temperatura da clorita é válido independentemente de sua origem (diagenética, metamórfica, hidrotermal, ígnea), visto a quantidade de Al^{IV} não ser limitada pelo litotipo e/ou fonte (CARITAT *et*

al., 1993). A pioneira calibração proposta por Cathelineau & Nieva (1985) passou por diversas modificações (KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987; JOWETT, 1991; ZANG & FYFE, 1995) com avanço dos estudos, em função da descoberta de novos parâmetros, tais como a razão Fe/(Fe + Mg), o que resultou nas Equações 2, 3 e 4.

$$T (^{\circ}\text{C}) = 106 * Al_c^{(IV)} + 18 \quad (\text{Eq. 2})$$

$$Al_c^{(IV)} = Al^{(IV)} + 0,7 * [\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})]$$

(KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987), onde c = valor corrigido de Al^(IV)

$$T (^{\circ}\text{C}) = 319 * Al_c^{(IV)} - 69 \quad (\text{Eq. 3})$$

$$Al_c^{(IV)} = Al^{(IV)} + 0,1 * [\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})]$$

(JOWETT, 1991), onde c = valor corrigido de Al^(IV)

$$T (^{\circ}\text{C}) = 17,5 + 106,2 [2 * Al^{(IV)} - 0,88 (X_{\text{Fe}} - 0,34)] \quad (\text{Eq. 4})$$

(ZANG & FYFE, 1995), onde X_{Fe} = fração molar de Fe.

No estudo de 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.

Além de seu uso como geotermômetro, as concentrações de determinados elementos traço na clorita hidrotermal (e.g. K, Ca, Mg, Ti, Ni), proveniente dos halos de alteração propilítica em depósitos do tipo pórfiro e epitermais, podem ser utilizadas em estimativas quanto ao seu posicionamento em relação às fontes dos fluidos hidrotermais do sistema e, portanto, aplicáveis em exploração no intuito de vetorização mineral (WILKINSON *et al.*, 2015). Nesse contexto, diversas razões elementares (e.g. Ti/Ni, Ti/K, Mg/Ca) foram testadas no intuito de avaliar suas relações com a distância em relação ao centro térmico causativo, ou seja, a partir do núcleo do pórfiro. Estas relações foram quantificadas na Equação 5.

$$x = \frac{\ln(R/a)}{b} \quad (\text{Eq. 5})$$

Onde:

x = distância a partir do centro do pórfiro

a = constante de escalar

b = constante exponencial

R = razão escolhida para cada cálculo

Em adicional, o uso das micas brancas como geobarômetro foi inicialmente proposto nos trabalhos de Crowley & Roy (1964) e Velde (1965), a partir de ensaios relacionados a processos de miscibilidade entre a muscovita e fengita em diferentes pressões e temperaturas. O termo mica branca é genericamente utilizado para os diferentes membros de solução sólida do sistema $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (KFMASH), marcada pela série da biotita e a série da fengita. A série da fengita possui como membros finais a muscovita $K(Al_2X)(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ e a celadonita $K(AlM^{2+})(XSi_4)O_{10}(OH)_2$, onde X corresponde a uma vacância no sítio 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, enquanto Massone & Schreyer (1987) constataram incrementos nos conteúdos de Si por unidade de fórmula (p.u.f.) da fengita $KAl_{2-x}Mg_x(Al_{1-x}Si_3 + XO_{10})(OH)_2$ com o aumento da pressão, no qual uma concentração de Si da ordem de 2,8 p.u.f. acarretaria em um valor de pressão de 20 kbar, a qual estaria dependente da temperatura. Em adicional, a calibração gráfica de Massone & Schreyer (1987), realizada a partir de dados experimentais, foi analiticamente expressa através da Equação 6, por Anderson (1996).

$$P \text{ (kbar)} = -2,6786 * Si^2 + 43,975 * Si + 0,001253 * T \text{ (}^\circ\text{C)} - 113,9995 \text{ (Eq. 6)}$$

No estudo de Kamzolkin *et al.*, (2016), foram feitas revisões de diferentes métodos de geotermobarometria da fengita, com o intuito de avaliar sua aplicabilidade a diferentes variedades de micas brancas. Além dos métodos previamente citados, utilizados na calibração de Anderson (1996), Kamzolkin *et al.*, (2016), leva em conta o estudo de Caddick & Tompson (2008), que além do conteúdo de Si^{4+} , também considera o Mg^{2+} como variável para sua equação (Equação 7).

$$P \text{ (GPa)} = 8,35 * Mg - 1,72 * Si + 0,0015 * (T \text{ (}^\circ\text{C)} + 273,15) + 4,59 \text{ (Eq. 7)}$$

Ao analisar graficamente um total de 647 resultados de composição e pressão provenientes de cristais de fengita de diferentes localidades, Kamzolkin *et al.*, (2016) perceberam três diferentes tendências para as respostas termobarométricas destes cristais. O primeiro grupo de fengita compreende aqueles com conteúdo de Si entre 3.0 e 3,25 (p.u.f.)

e razão de Si/Al < 1,3. O segundo grupo tem composições com Si > 3,25 (p.f.u.) e Si/Al > 1,3. Estes dois primeiros grupos mostram temperaturas inferiores aos 750 °C e pressões inferiores aos 35 kbar e correspondem aos grupos mais comuns entre os cristais naturais de fengita. O terceiro grupo discutido por Kamzolkin *et al.*, (2016) é constituído por cristais formados a temperaturas acima dos 750 °C.

Foram geradas equações para os dois primeiros grupos de fengita, onde a temperatura, e os conteúdos (p.f.u.) de Si, Al, Mg e Fe são levadas em consideração para o cálculo de pressão. A Equação 8 foi usada para os cristais de fengita do primeiro grupo (Si/Al < 1,3) enquanto a Equação 9, para os cristais do segundo grupo (Si/Al > 1,3):

$$P \text{ (kbar)} = 0,023 * T \text{ (}^\circ\text{C)} + 5,99 * \text{Si} + 1,76 * \text{Al} + 12,89 * (\text{Mg} + \text{Fe}) - 31,91 \quad (\text{Eq. 8})$$

$$P \text{ (kbar)} = 0,03 * T \text{ (}^\circ\text{C)} + 19,21 * \text{Si} - 2,91 * \text{Al} + 2,17 * (\text{Mg} + \text{Fe}) - 57,22 \quad (\text{Eq. 9})$$

(KAMZOLKIN *et al.*, 2016)

As equações 6 e 8, propostas respectivamente por Anderson (1996) e Kamzolkin *et al.* (2016), foram escolhidas por serem mais aplicáveis em minerais de temperaturas abaixo das temperaturas esperadas para sistemas metamórficos.

Antagonicamente ao caso da clorita, a substituição do tipo Tschermak na mica branca é caracterizada pela substituição de Mg²⁺ e Si⁴⁺ por 2 Al³⁺. Essa reação apresentaria relação com as condições de pressão do ambiente de formação da mica branca (MASSONE & SCHREYER, 1987). Além dessa, outras substituições comuns são as do K interfoliar por Ca, Na, Ba, Rb e Cs, e do Al^(VI) por Fe, Mg, Cr, V, Li e Ti. 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, porém, inexistem estudos geotermobarométricos da fengita em que os efeitos do conteúdo deste elemento sejam quantificados em equações matemáticas.

5. Geologia Regional

O Cráton Amazônico, onde está inserida a Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), representa um segmento crustal localizado na porção norte do Continente SulAmericano e corresponde a uma das maiores regiões cratônicas do mundo (TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; DARDENE & SCHOBENHAUS, 2001; TASSINARI *et al.*, 1996). Esta área cratônica atingiu sua estabilidade há cerca de 1.0 Ga, com seus limites territoriais marcados pelas faixas móveis neoproterozoicas de Tucavaca (Bolívia), Araguaia-Cuiabá (Brasil Central) e Tocantins (Brasil Norte) (ALMEIDA *et al.*, 1976; CORDANI *et al.*, 1988; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999).

Por corresponder a um segmento de grande extensão territorial (aproximadamente 430.000 Km²) e de difícil acesso, em sua maioria devido às adversidades relacionadas à exploração da Floresta Amazônica, o cráton corresponde a uma das regiões menos estudadas do país (HASUI, 2012). Portanto, grande parte das informações disponíveis na literatura são frutos de interpretações tomadas por dados dispersos e pontuais, o que culmina em divergências de ideias quanto a sua evolução tectônica.

Dentre os diversos modelos evolutivos propostos, o mais aceito propõe que sua formação estaria relacionada a diversas colisões de micro continentes, platôs oceânicos e arcos magmáticos no decorrer do Paleo ao Mesoproterozoico, o que teria culminado em intenso crescimento crustal a partir de material juvenil derivado do manto superior, aliado a processos de retrabalhamento crustais (CORDANI *et al.*, 1979; TASSINARI, 1981; TEIXEIRA *et al.*, 1989; TASSINARI *et al.*, 1996; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; SANTOS *et al.*, 2000; SANTO *et al.*, 2006; CORDANI & TEIXEIRA, 2007) (Figura 2).

Devido às divergências geocronológicas entre diferentes modelos tectônico estruturais, a PAAF pode ser considerada como parte de diferentes províncias. Neste sentido, segundo Tassinari & Macambira (1999), a PAAF estaria contida entre as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga). Segundo Santos *et al.*, (2000), entretanto, enquadra-se entre as províncias tectônico estruturais Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga).

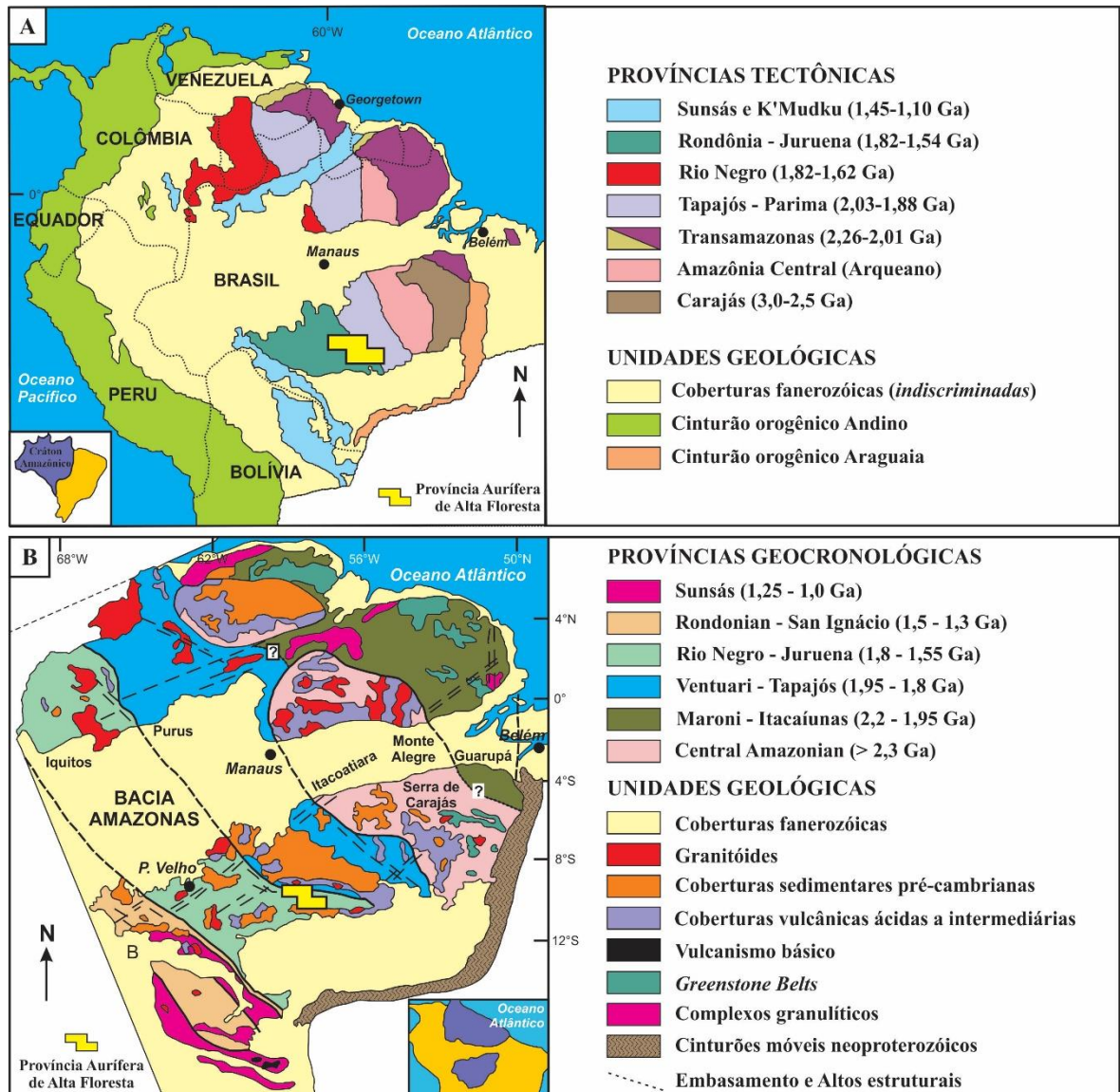


Figura 2 –Mapa geológico do Cráton Amazônico segundo os modelos de (A) Santos *et al.*, (2006) e (B) Tassinari & Macambira, (1999). Quadrícula referente à PAAF evidenciada em amarelo, integrado por Souza *et al.* (2005).

Independente do modelo cratônico adotado e, portanto, da província tectônica e/ou geocronológica a qual lhe seja atribuída, é consenso que o terreno que constitui a PAAF seja composto por uma série de sequências plutonicovulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas alocadas nos raros núcleos metamórficos paleoproterozoicos remanescentes, todos sotopostos a coberturas clásticas mesoproterozoicas (SOUZA *et al.*, 2005; PAES DE BARROS, 2007). Neste contexto, a PAAF localiza-se na região norte do Estado de Mato Grosso, porção sul do Cráton Amazônico, sendo limitada a norte pelo Gráben do Cachimbo e a sul pelo Gráben dos Caiabis (Figura 3), seguindo um cinturão orogênico de orientação NW-SE de aproximadamente 500 km de extensão.

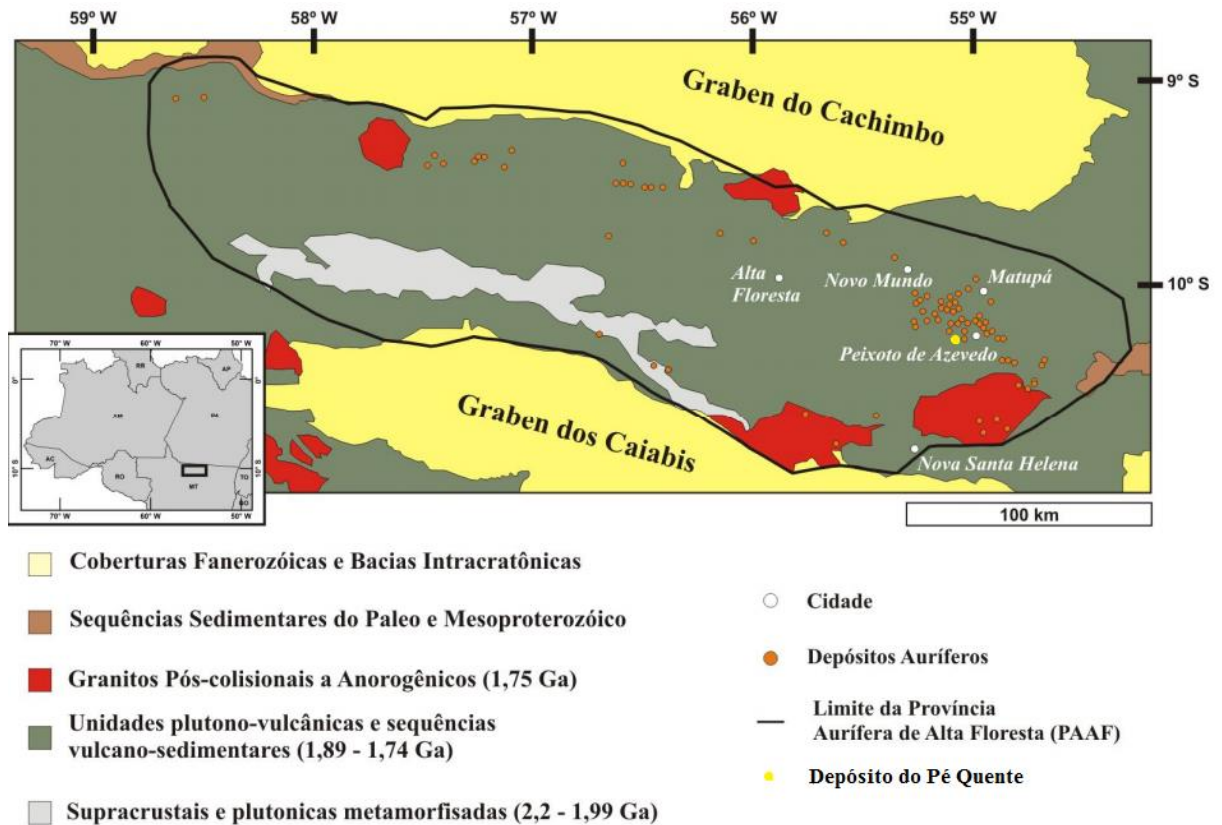


Figura 3 – Mapa geológico regional da PAAF com a disposição de suas unidades geotectônicas principais e alguns de seus depósitos auríferos primários, bem como a localização aproximada do depósito do Pé Quente. Modificado de Paes de Barros (2007).

Nesse cenário, as unidades que constituem a PAAF podem ser resumidamente agrupadas em quatro domínios principais: (1) embasamento granítico deformado e metamorfizado (2,84-1,97 Ga), intrudido por (2) sequências plutônicas e vulcânicas félsicas, não metamorfizadas, pertencentes à série da magnetita (1,97-1,78 Ga), as quais ocorrem truncadas por (3) unidades plutônicas e vulcânicas pós orogênicas e anorogênicas (1,78-1,75 Ga).

O embasamento da província é dividido em dois principais complexos, o Bacueri-Mogno (2,24 Ga; PIMENTEL, 2001) e Cuiú-Cuiú (1,99-1,97 Ga; SOUZA *et al.*, 2005; PAES DE BARROS, 2007; ASSIS, 2015). Apenas o Complexo Cuiú-Cuiú foi reconhecido no setor leste da PAAF, especificamente nas proximidades dos municípios de Novo Mundo e Peixoto de Azevedo, onde o depósito alvo deste estudo está situado. Este complexo consiste em migmatitos e gnaisses graníticos a tonalíticos intrudidos por granitoides cálcico alcalinos de composição tonalítica a monzogranítica (PAES DE BARROS, 2007). O embasamento é recoberto por rochas vulcanoclásticas da Formação Serra Formosa (2,0 Ga; MIGUELS JR., 2011; ASSIS *et al.*, 2012).

O Complexo Cuiú-Cuiú foi intrudido por diversos corpos de granitoides cálcico alcalinos oxidados, pertencentes ao domínio das sequências plutônicas e vulcânicas félsicas. Fazem parte deste grupo a Suíte Pé Quente (1,97 Ga; ASSIS, 2011; MIGUEL JR., 2011), os granitos Novo Mundo (1,97-1,96 Ga; PAES DE BARROS, 2007), Aragão (1,93 Ga; MIGUEL JR., 2011) e Flor da Mata, de idade indeterminada. Estas unidades não apresentam metamorfismo ou deformações regionais e correspondem aos sistemas graníticos mais antigos conhecidos do segmento leste da PAAF. A importância no estudo detalhado destes granitoides está no fato de hospedarem mineralizações auríferas filonares e disseminadas, com exceção do granito Flor da Mata. Estas unidades são truncadas por plútons sin orogênicos cálcico alcalinos, representados pelas Suítes Intrusivas Nhandu (1,97-1,96 Ga; BARROS *et al.*, 2015), Matupá (1,87-1,86 Ga; MOURA, 1998; SOUZA *et al.*, 2005; ASSIS, 2015), Juruena (1,85-1,82 Ga; JICA/MMAJ, 2000) e granito Peixoto (1,79-1,78 Ga; PAES DE BARROS, 2007; SILVA, 2014).

Na forma de intrusões félsicas, cortando as sequências plutônico vulcânicas e supracitadas, ocorrem as unidades plutônico vulcânicas pós orogênicas a anorogênicas, predominantemente representadas pelo Grupo Colíder (1,78 Ga) e Suíte Teles Pires (1,78-1,75 Ga; MORETON & MARTINS, 2005; SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008; ASSIS, 2015), que inclui as unidades Pórfiro União do Norte (1,77 Ga; MIGUEL JR., 2011; ASSIS *et al.*, 2012) e Tufos Braço Sul (PAES DE BARROS, 2007), de idade indeterminada.

O Grupo Colíder tem natureza bimodal e é representado por uma grande diversidade de rochas subvulcânicas, vulcânicas, piroclásticas e epiclásticas de composição predominantemente ácida, associadas a diversos diques de vulcânicas máficas (1,80-1,77 Ga; PIMENTEL, 2001; SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008; DUARTE, 2015), com idades modelo (T_{DM}) em Sm-Nd de 2,34 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,75 (SOUZA *et al.*, 2005). Estes atributos litológicos, geoquímicos e geocronológicos indicam um magmatismo cálcico alcalino com contaminação crustal relacionada a evolução do Arco Magmático Juruena, responsável pelo maior crescimento crustal da província (PIMENTEL, 2001; SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008).

Todas as unidades anteriormente discutidas foram intrudidas por batólitos e *stocks* da Suíte Teles Pires (SANTOS, 2000), uma associação de rochas plutônicas, subvulcânicas e vulcânicas, de composição granítica (SOUZA *et al.*, 1979; SILVA *et al.*, 1980; SOUZA *et al.*, 2005), com características geoquímicas de granitos tipo A₂, metaluminosos a peraluminosos. Esta suíte apresenta idades T_{DM} entre 2,28 a 1,94 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -3,4 e +3,0, indicativas de forte envolvimento de material crustal (SANTOS, 2000; PINHO *et al.*, 2003; MORETON & MARTINS, 2005; SILVA & ABRAM, 2008).

Estas unidades foram encobertas pelas sedimentares do Grupo Beneficente e Formação Dardanelos, que demarcam, respectivamente, os limites norte e sul da província (MORETON & MARTINS, 2005; SOUZA *et al.*, 2005). A proveniência de cristais de zircão detrítico da Formação Dardanelos resultaram em idades Pb-Pb entre 1,99 e 1,37 Ga, enquanto que para as rochas do Grupo Beneficente, entre 2,60 e 1,72 Ga (LEITE & SAES, 2003). Essas idades são, portanto, coerentes com as idades arqueanas obtidas em rochas das províncias cratônicas Amazônia Central (Arqueano), Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54). Estas sequências sedimentares têm sido interpretadas como resultantes de estiramento crustal e rifteamento, mas separadas temporalmente por cerca de 350 Ma (LEITE & SAES, 2003). O Grupo Caiabis é interpretado como uma bacia *pull-apart* cuja geração se deve às principais zonas de transcorrência sinistrais e de orientação NW-SE da província (SOUZA *et al.*, 2005).

6. Contexto Geológico do Depósito Pé Quente

Nas proximidades do depósito do Pé Quente, na porção leste da PAAF, afloram litotipos correlacionáveis aos da *fácies* 4 da Suíte Intrusiva Matupá (MORETON & MARTINS, 2005; SOUZA *et al.*, 2005), constituída essencialmente por granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiro subordinados. Estas rochas apresentam afinidade geoquímica com as séries cálcico alcalinas, metaluminosa a peraluminosas, semelhantes aos granitos do tipo I.

No trabalho de Assis (2011), foi feita cartografia em escala de semidetalhe (1:25.000) na região do Depósito Pé Quente, onde foi possível individualizar as seguintes unidades: (i) Suíte Pé Quente; (ii) Monzonito grosso; (iii) Granito Indiferenciado; (iv) Biotita monzogranito porfirítico; (v) Biotita hornblenda monzogranito; (vi) Suíte Tonalítica; (vii) Sieno monzogranito porfirítico e *rapakivi* e; diques de vulcânicas máficas (Figura 4).

Estas unidades foram interpretadas como prováveis correlatas às distintas *fácies* da Suíte Intrusiva Matupá, com as exceções das suítes Pé Quente e Tonalítica e do Monzonito grosso. Neste contexto, a Suíte Tonalítica pode ser correlata ao Granito Peixoto descrito por Paes de Barros (2007), enquanto as suítes Pé Quente e Monzonito Grosso, a uma nova suíte intrusiva. Essas últimas são representadas por rochas félsicas pouco evoluídas e fracionadas, pobres em sílica e geradas em ambiente de arcos vulcânicos (ASSIS, 2011).

Os corpos mineralizados do depósito estão eminentemente hospedados na Suíte Pé Quente (1.979 ±31 Ma; Miguel-Jr, 2011) e no granito Guarantã (1.904 ±6,8 a 1.901 ±4,6 Ma; Assis,

2015). A primeira unidade engloba leucomonzonito médio, quartzo diorito e quartzo monzodiorito médio; albitito fino; monzogranito médio e isotrópico, possivelmente correlacionável ao biotita tonalito; enquanto o granito Guarantã, na área do depósito, estaria majoritariamente representado por biotita tonalito médio. Essas unidades são ainda truncadas por diques aplíticos sieníticos a quartzo sieníticos de granulação fina, textura porfírica pouco desenvolvida (ASSUMPCÃO, 2015), além de diques de vulcânicas máficas de composição grabróica e basáltica (MEDEIROS, 2017).

O monzonito Pé Quente é hololeucocrático, hipidiomórfico e inequigranular. Apresenta afinidade geoquímica com séries cálcico alcalinas de médio K, magnesiano, metaluminoso, subalcalino, oxidado, moderadamente evoluído e que teria se alojado em ambiente de arcos vulcânicos (granito tipo I, série da magnetita; ASSIS, 2011). Em adicional, apresenta idade de cristalização U-Pb em zircão por LA-ICP-MS de 1.979 ± 31 Ma (MIGUEL-JR, 2011).

O biotita tonalito é hololeucocrático, isotrópico, não magnético, inequigranular, de granulação média e tonalidade branco leitosa, com matriz holocristalina de textura hipidiomórfica. Ramos (2011) e Assis (2015) discutem que o biotita tonalito apresenta afinidades com as séries cálcico alcalinas de alto K, magnesiana e peraluminosa a metaluminosa, semelhante aos granitos tipo I de arcos vulcânicos. A hospedeira apresenta idade de cristalização concordante em $1.904 \pm 6,8$ Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP; ASSIS, 2015).

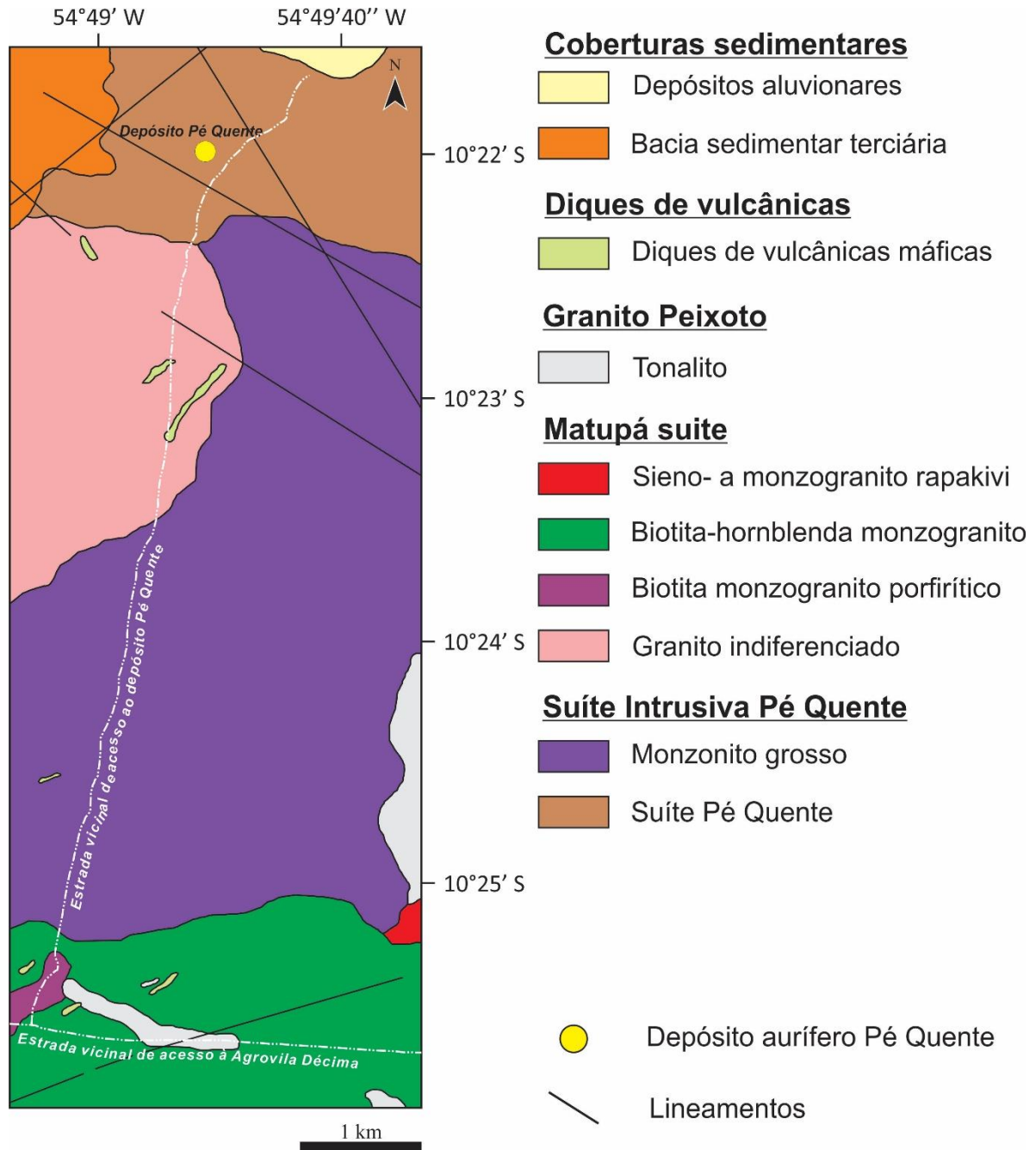


Figura 4 – Mapa Geológico do Entorno do Depósito Pé Quente em escala de semidetalhe (1:25.000), com principais vias de acesso; modificado de Assis, 2011.

No conjunto, as hospedeiras do depósito foram afetadas por diversos tipos e intensidades de alteração hidrotermal (figura 5), listadas a seguir em ordem cronológica: (i) alteração sódica com albita; (ii) alteração potássica com microclínio e ortoclásio; (iii) alteração sericítica proximal às zonas mineralizadas; (iv) carbonatação com calcita; (v) muscovita intersticial a fissural; (vi) silicificação acompanhada por brechas hidráulicas e veios de quartzo com textura em pente; (vii) alteração sódica fissural com albita + quartzo; (viii) alteração propilítica tardia

e regional, representada pela associação clorita + epídoto + clinozoisita + apatita + tremolita + pirita + rutilo ± titanita ± quartzo ± calcita ± actinolita ± prehnita ± calcopirita, com clorita magnésiana proximal às zonas mineralizadas, enquanto clorita rica em ferro mais frequente nas porções distais e; (ix) veios tardios de epídoto + clorita + clinozoisita com estreitos halos de ortoclásio (ASSIS, 2015).

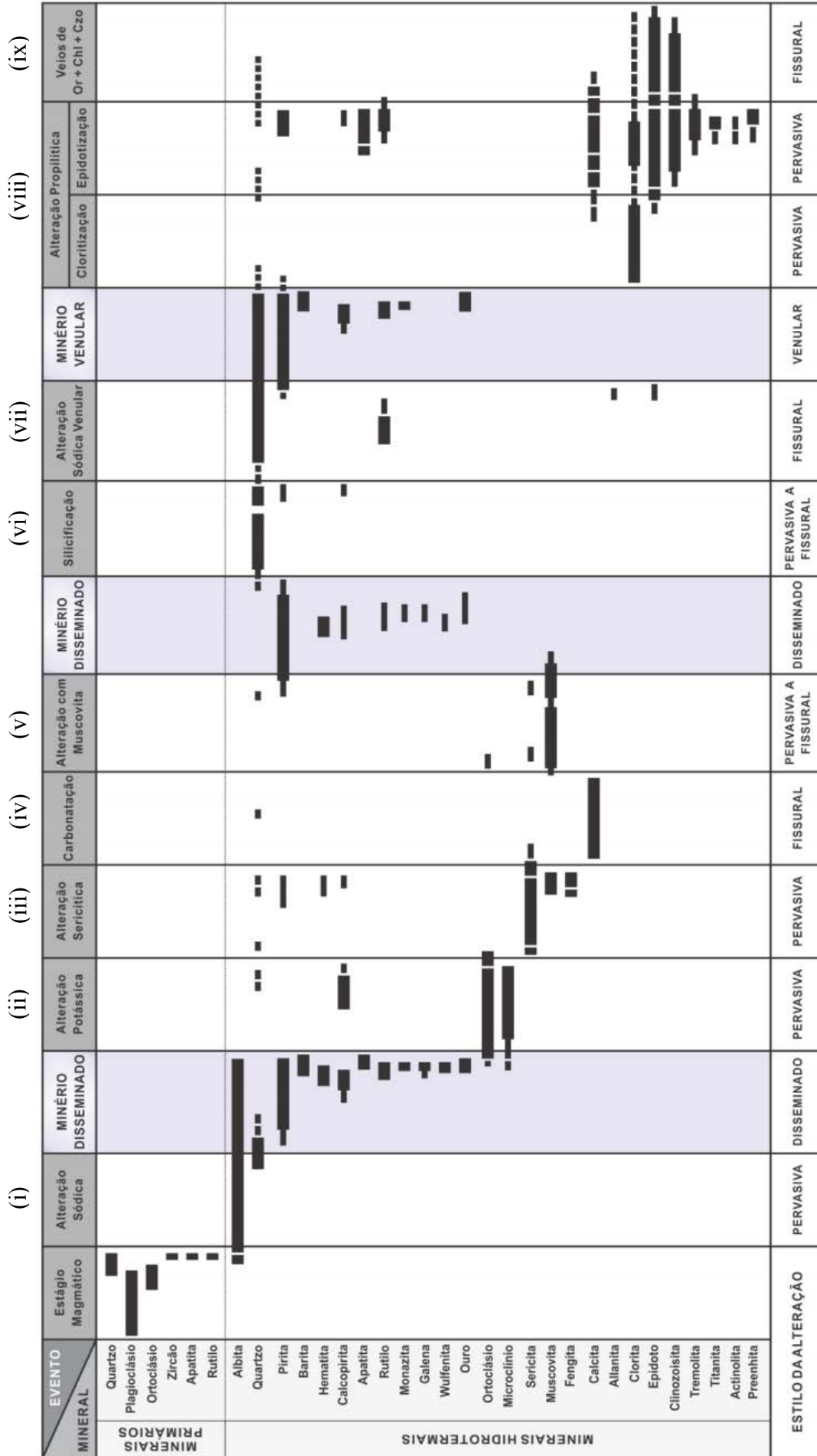


Figura 5 - Evolução paragenética do sistema hidrotermal do depósito Pé Quente. Relações de minerais para cada fase hidrotermal disposta em ordem cronológica. retirado de Assis (2015); (ASSIS, 2011; ASSIS *et al.*, 2014).

A mineralização aurífera é dominada por pirita e está associada a três estágios distintos da alteração hidrotermal, o que lhe confere uma ampla dispersão temporal. O primeiro estágio está relacionado às zonas de forte alteração sódica no monzonito, com megacristais disseminados de pirita euédrica a subeuédrica de até 9,5 mm de diâmetro. O segundo estágio, mais intenso, associa-se à alteração com muscovita, com sulfetação tanto disseminada quanto ao longo de vênulas e veios. Este estágio é dominado por pirita euédrica a subeuédrica de até 3 mm de diâmetro e com frequentes inclusões de muscovita. O terceiro estágio de sulfetação, mais tardio e de menor intensidade, está associado à geração de pirita euédrica de granulação fina a grossa. O ouro está presente em inclusões de concentrações variadas entre as diferentes ocorrências de pirita do depósito (ASSIS, 2015).

De modo geral, as zonas mineralizadas apresentam paragênese representada por pirita ± barita ± hematita ± rutilo ± calcopirita ± galena, além de menores concentrações de wulfenita (PbMoO_4), tivanita [$\text{V}^{3+}\text{TiO}_3(\text{OH})$], monazita e fases ricas em Te-Bi. Estas fases formam inclusões de variadas dimensões na pirita, ou então, preenchem suas microfraturas intracristalinas (ASSIS, 2015).

Os estudos de inclusões fluidas nos depósitos auríferos abordados por Assis (2015) demonstram que os sistemas magmáticos hidrotermais evoluíram a partir da interação de fluidos magmáticos de alta temperatura com fluidos externos, mais frios e oxidantes. No caso do depósito Pé Quente, fluidos aquocarbônicos de baixa salinidade ($< 10\%$ peso NaCl eq.) e moderada a alta temperatura (218 °C a 335 °C), com soluções aquosas de baixa a moderada salinidade (1 – 27% NaCl eq.) e baixa temperatura (125 °C a 268 °C). Dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ vs. $\delta\text{D}_{\text{fluido}}$ obtidos em sericita e muscovita hidrotermais sugerem fluidos essencialmente magmáticos, enquanto que em outros depósitos estudados mostram tendências evolutivas para águas meteóricas. A presença, embora subordinada, de hematita e barita, juntamente com pirita, revela condições relativamente oxidantes na precipitação do minério no depósito Pé Quente, o que teria permitido a presença de enxofre tanto na forma de H_2S quanto SO_2^{-4} no fluido.

No conjunto, as condições de pressão e temperatura calculadas para o aprisionamento das inclusões fluidas do depósito, com base em pares de inclusões aquocarbônicas e aquosas bifásicas, indicam temperaturas entre: $126,4^\circ < T < 334,6^\circ\text{C}$) e pressões entre: 1,02 a 3,46 kbar, sugestivas de profundidades entre 3,7 e 12,6 km (ASSIS, 2015).

Neste sentido, os principais atributos do depósito Pé Quente (esquematizado na figura 6), incluindo composição da hospedeira, suas características geoquímicas e o arcabouço geodinâmico de geração dos magmas responsáveis pela formação de suas hospedeiras, aliado à evolução paragenética do sistema hidrotermal e minério, são coerentes, segundo Assis (2011)

e Assis et al., (2014), com o modelo de depósitos auríferos do tipo Au pórfiro descritos por Vila & Sillitoe (1991); Corbett & Leach (1998); Seedorff *et al.*, (2005); Robb (2006); Sinclair (2007) e Sillitoe (2010).

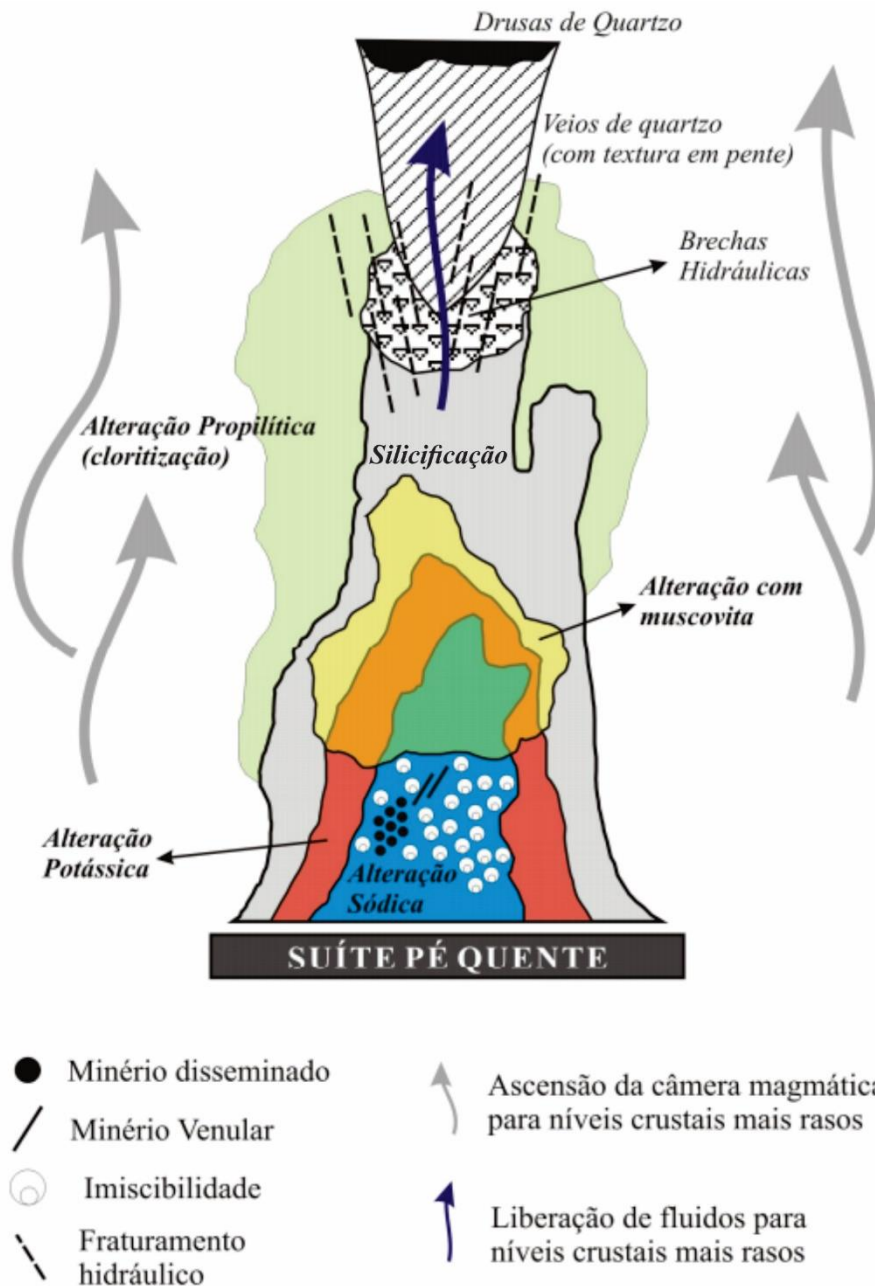


Figura 6 – Esquema da Suíte Pé Quente, exemplificando o modelo proposto para a distribuição espacial das principais zonas de alteração do sistema hidrotermal e mineralizações (ASSIS, 2011).

RESULTADOS

7. Petrografia da Clorita e Muscovita Hidrotermais

A etapa petrográfica teve por objetivo principal a individualização das variedades texturais da clorita e mica branca hidrotermais, a partir de suas variações morfológicas, ópticas e paragenéticas.

Deste modo, no depósito Pé Quente, a mica branca está majoritariamente relacionada à alteração com muscovita pervasiva (muscovita \pm sericita + quartzo + pirita) e em menor proporção, à alteração sericítica. De modo geral, ocorre o predomínio de muscovita, essencialmente a partir da substituição dos cristais de feldspato ígneos e hidrotermais (alterações sódica e potássica). A clorita, entretanto, ocorre associada às alterações propilítica e clorítica, compreendidas como de natureza distal/regional e tardia no contexto hidrotermal do depósito. As zonas ricas em clorita estão essencialmente relacionadas a substituição do feldspato potássico, plagioclásio, biotita e, subordinadamente, da alteração com muscovita supracitada.

7.1. Classificação Óptica da Muscovita

A petrografia convencional permitiu a individualização de quatro tipologias distintas de muscovita, as quais incluem, em ordem decrescente de abundância no depósito: (i) muscovita anédrica; (ii) muscovita fibrorradial; (iii) muscovita interclivagem; e (iv) muscovita subeudral.

A muscovita anédrica forma massas de cristais finos entre os cristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, além de estar em contato com as demais variedades texturais supracitadas (Figura 7). É descrita em todas as amostras do depósito, ora na forma de restritas inclusões no feldspato potássico ou albita (Figura 8), ora como agregados monominerálicos centimétricos (Figura 7).

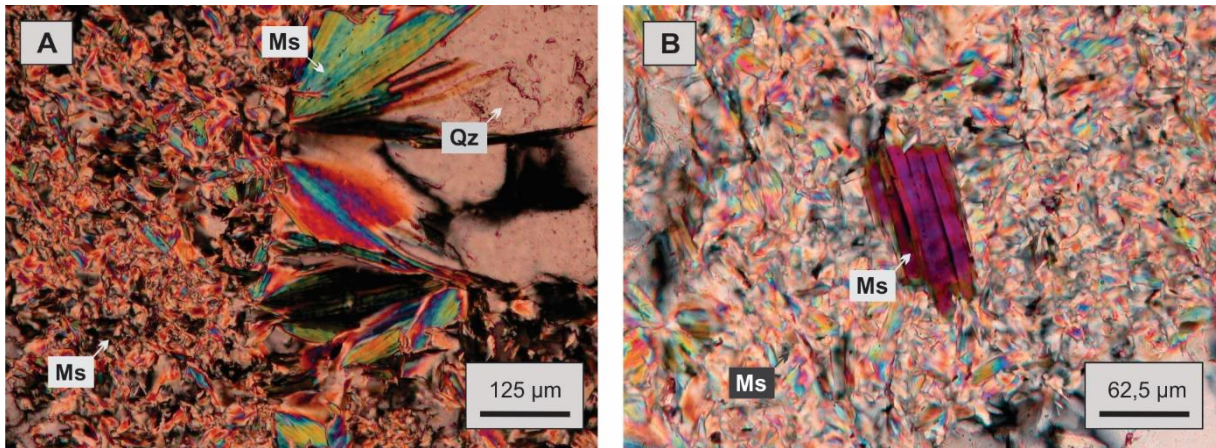


Figura 7: Fotomicrografias em luz transmitida da muscovita anédrica com nicóis cruzados: (A) Massa policristalina de granulação fina em contato com cristal de quartzo e agregados de muscovita radial; (B) Massa monominerálica de muscovita anédrica muito fina, na qual cristal de muscovita subeudral ocorre como inclusão. Legenda: Ms: Muscovita; Qz: Quartzo.

Ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) apenas zircão muito fino foi observado como inclusões na muscovita anédrica (Figuras 8 A e B).

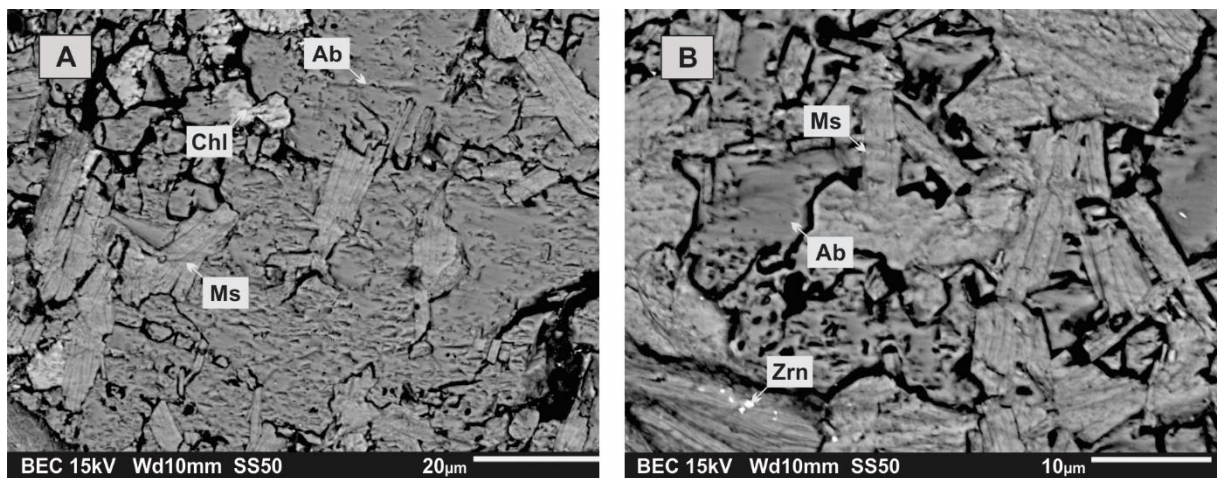


Figura 8: Fotomicrografias de elétrons retroespalhados da muscovita anédrica: (A) Cristais de muscovita anédrica inclusos em albite ligeiramente cloritizada; (B) Cristais de muscovita anédrica inclusos em albite, com inclusões de zircão muito fino. Legenda: Ms: muscovita; Ab: albite; Chl: clorita; Zrn: zircão.

A muscovita radial é representada por agregados de cristais alongados e radiais, de granulação grossa (até 150 µm) que estão em contato com o feldspato potássico ou plagioclásio (Figura 9 A), ou como emaranhado de cristais menores em diversos núcleos difusos (Figura 9 B).

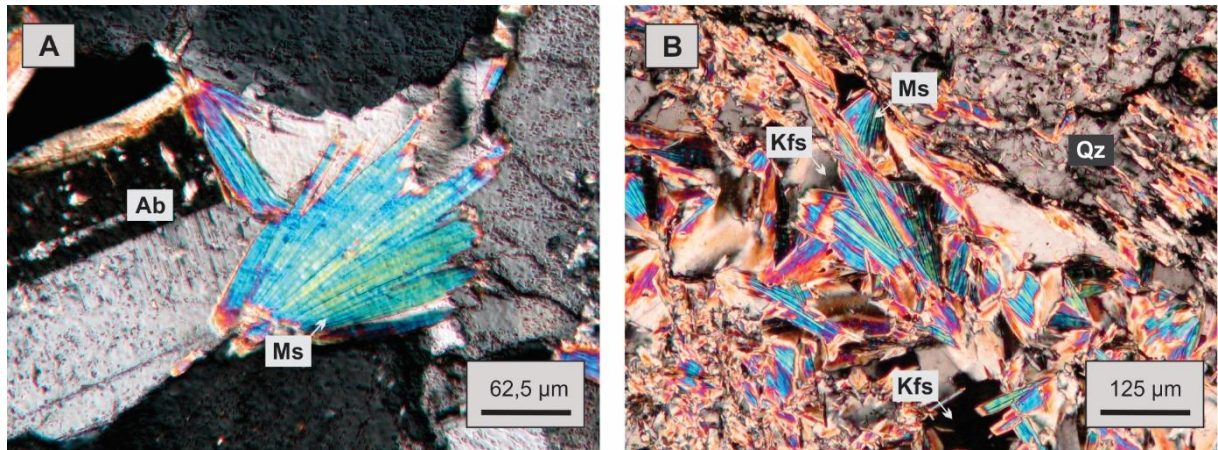


Figura 9: Fotomicrografia sob luz transmitida e polarizadores cruzados da tipologia radial: (A) agregados de cristais formados a partir de um único núcleo de crescimento e em contato com albita; (B) agregados policristalinos formados a partir da substituição de feldspato potássico. Legenda: Ms: muscovita; Ab: albita; Qz: quartzo; Kfs: feldspato potássico.

Não foram observadas inclusões de fases menores, ao MEV, associadas à muscovita radial (Figura 10 A). Entretanto, as análises semiquantitativas indicam fraca a moderada substituição da muscovita radial para clorita (Figura 10 B). Estas texturas de substituição ocorrem, sobretudo, a partir das bordas e/ou planos de clivagem da muscovita, e atesta, portanto, a posterioridade da cloritização em relação à alteração com muscovita. A confirmação de cloritização da muscovita por clorita, mesmo que de modo restrita, foi imprescindível para o planejamento da rotina análises por microsonda desta tipologia.

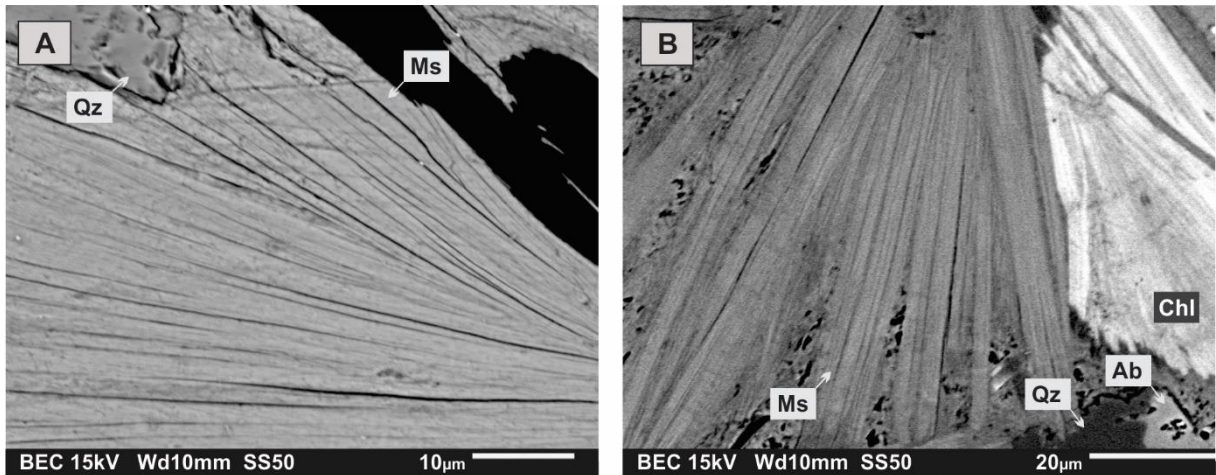


Figura 10: Fotomicrografias de elétrons retroespalhados da muscovita radial. (A) Imagem em detalhe de agregado de muscovita radial em contato com quartzo. (B) Agregado de muscovita radial com uma porção cloritizada, associado a quartzo e albita. Legenda: Ms: muscovita; Chl: clorita; Qz: quartzo; Ab: albita.

A muscovita interclivagem, entretanto, ocorre como cristais alongados de granulação fina de até 200 μm de comprimento, orientados segundo a clivagem do feldspato potássico e plagioclásio. Diversas intensidades de substituição do feldspato podem ser observadas, desde cristais pouco substituídos (Figuras 11 A e B), até intensamente alterados, com a identificação da tipologia pela orientação de cristais finos e alongados de muscovita, indicando resquícios dos planos de clivagem do feldspato substituído (Figuras 11 B e D). Análises sob o MEV não constatarem inclusões minerais associadas a essa variedade de mica branca (Figura 11 C e D).

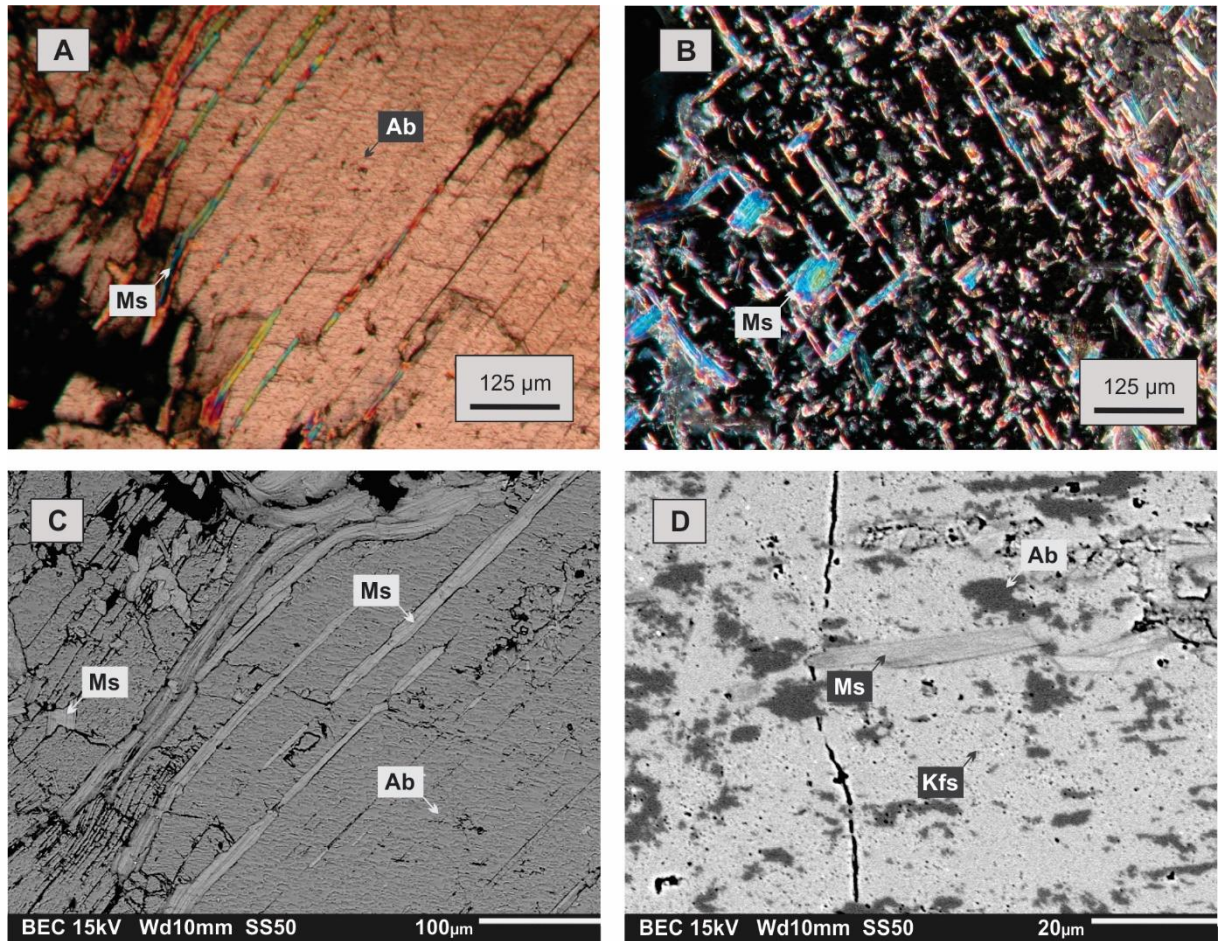


Figura 11: Fotomicrografias sob nicóis cruzados (A e B) e de elétrons retroespalhados (C e D) da muscovita interclivagem. (A e C) Muscovita muito fina formada ao longo da orientação da clivagem de albita hidrotermal; (B e D) Muscovita de granulação grossa orientada segundo direção cristalográfica do feldspato potássico. Legenda: Ms: muscovita; Ab: albita; Kfs: feldspato potássico.

A muscovita subeudral corresponde a tipologia de menor representatividade no depósito Pé Quente, identificada pela formação de cristais de hábito micáceo subeudral (Figura 12 A). Ocorre, em sua maioria, como pequenos e isolados cristais em contato com quartzo e feldspato potássico, ou plagioclásio, usualmente inclusos em agregados de muscovita pertencentes às outras tipologias texturais (Figura 12 B). A análise desta tipologia sob o MEV mostrou ausência de alterações ou de inclusões minerais.

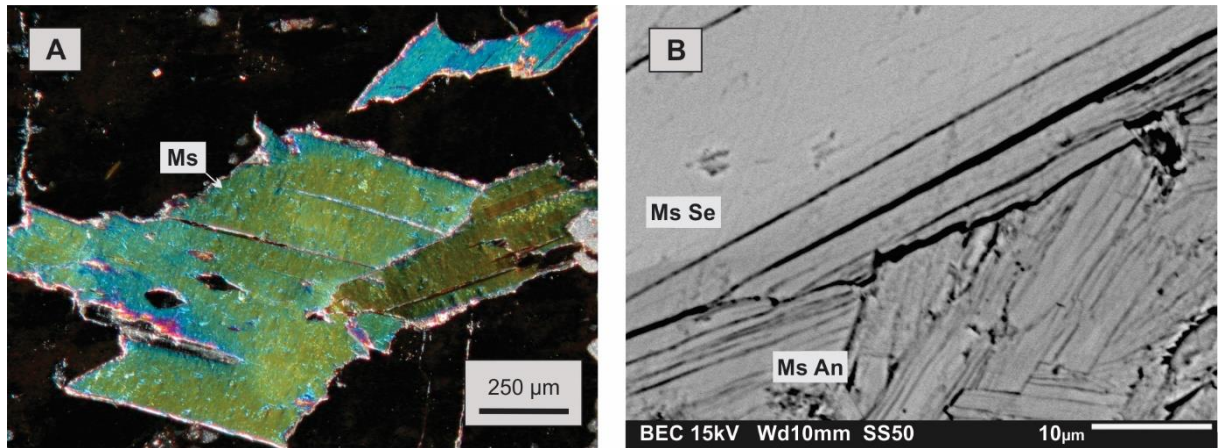


Figura 12: Fotomicrografia da muscovita subeudral (A) incluída em feldspato potássico de granulação grossa e aos polarizadores cruzados, (B) Fotomicrografia de elétrons retroespalhados com detalhe parte de cristal de muscovita subeudral em contato com cristais de muscovita anédrica. Legenda: Ms: Muscovita; Ms An: Muscovita da tipologia anédrica; Ms Se: Muscovita da tipologia subeudral.

7.2. Classificação Óptica da Clorita

Com base nos mesmos critérios utilizados para a muscovita, a descrição petrográfica permitiu o reconhecimento de duas variações morfológicas de clorita: (i) clorita anédrica; e (ii) clorita pseudomórfica. Ambas as tipologias estão associadas ao epídoto, titanita, apatita, além de algum rutilo, pirita e óxidos de ferro, paragênese característica da alteração propilítica presente no depósito do Pé Quente, tal como apresentado por Assis (2011).

A clorita anédrica é a mais abundante no depósito. Ocorre como pequenas massas intersticiais de cristais de granulação fina (Figura 13). Variações nas cores de birrefringência, desde valores semelhantes aos da muscovita até a cor anômala (azul Berlim), indicam que essa tipologia tenha evoluído a partir da substituição de agregados de muscovita anédrica. Os cristais de clorita contidos em setores de mais intensa cloritização exibem variações no pleocroísmo, desde o verde quase imperceptível, até intensas tonalidades.

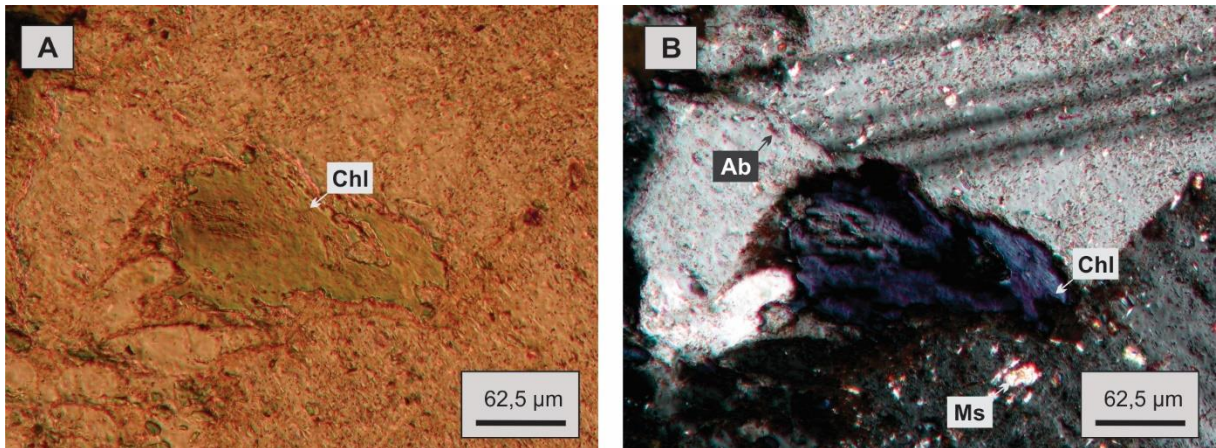


Figura 13: Fotomicrografia sob luz transmitida de massa de clorita anédrica, em contato com albita. Algumas inclusões de cristais de muscovita anédrica podem ser vistos sobre a matriz fêlsica. (A) polarizadores paralelos; e (B) polarizadores cruzados. Legenda: Chl: clorita; Ab: albita; Ms: muscovita.

Ao MEV foi possível determinar que zircão, titanita, apatita e epídoto correspondem a fases frequentemente associadas à clorita anédrica (Figura 14). A presença de titanita, apatita e epídoto estão relacionados à alteração propilítica definida por Assis (2011), enquanto o zircão representa uma herança do protólito magmático.

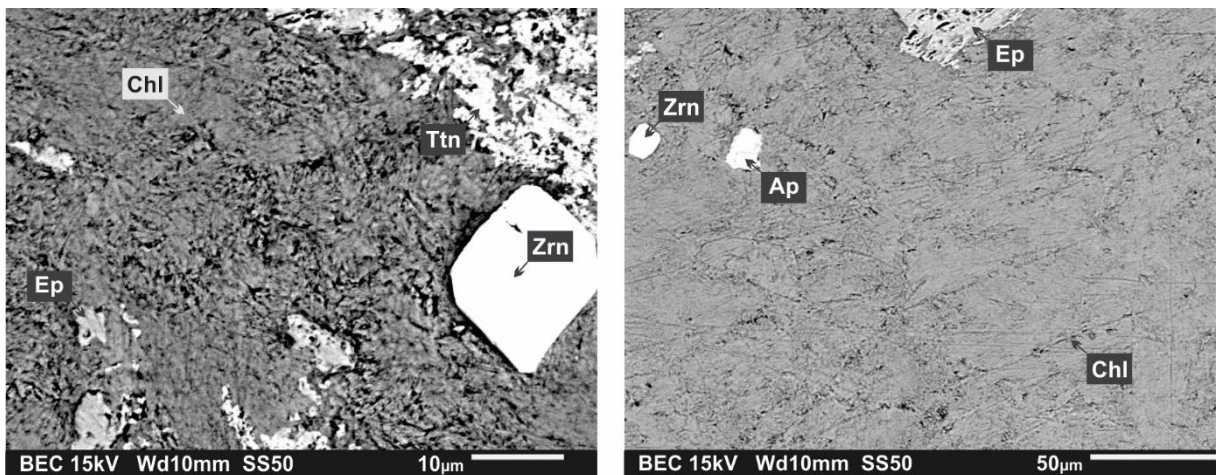


Figura 14: (a e b) Fotomicrografias de elétrons retroespalhados da clorita anédrica com pequenas inclusões de titanita, apatita e epídoto, além de inclusões maiores de zircão. Legenda: Chl: clorita; Ttn: titanita; Ep: epídoto; Zrn: zircão.

A clorita pseudomórfica, entretanto, ocorre, sobretudo, a partir da substituição total da biotita, com a geração de cristais de dimensões milimétricas, com halos metamórficos. A exemplo do caso anterior, a clorita pseudomórfica apresenta variações no pleocroísmo, desde forte, quando em processo inicial da substituição da biotita (Figura 15 A e B), até fraco, no caso

de cristais em que as características da clorita substituíram a biotita por completo (Figura 16 A e B).

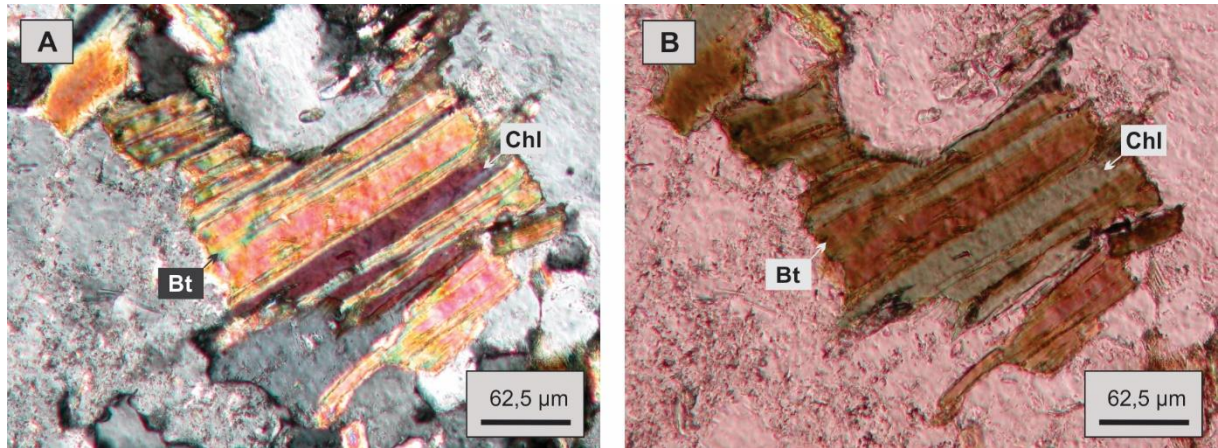


Figura 15: Fotomicrografias de cristais de clorita da tipologia pseudomórfica. (A) Cristal de biotita parcialmente alterado para formando faixas de clorita, (A) aos polarizadores cruzados e (B) descruzados, com variação no pleocroísmo, de marrom (biotita) ao verde (clorita). Legenda: Bt: biotita; Chl: clorita.

As análises ao MEV indicaram, tal qual para a clorita anédrica, a presença dos típicos minerais da alteração propilítica, além de inclusões de zircão magmático (Figura 16 C). Adicionalmente, a microscopia eletrônica de varredura foi essencial na confirmação dos setores de cloritização da biotita (Figura 16 D e E). Também pôde-se identificar partes em que a biotita foi completamente substituída por muscovita (Figura 16 A, B e C). Essa alteração, entretanto, é pouco expressiva no depósito Pé Quente, visto a alteração propilítica (mais tardia) ter afetado a maior parte dos cristais de biotita.

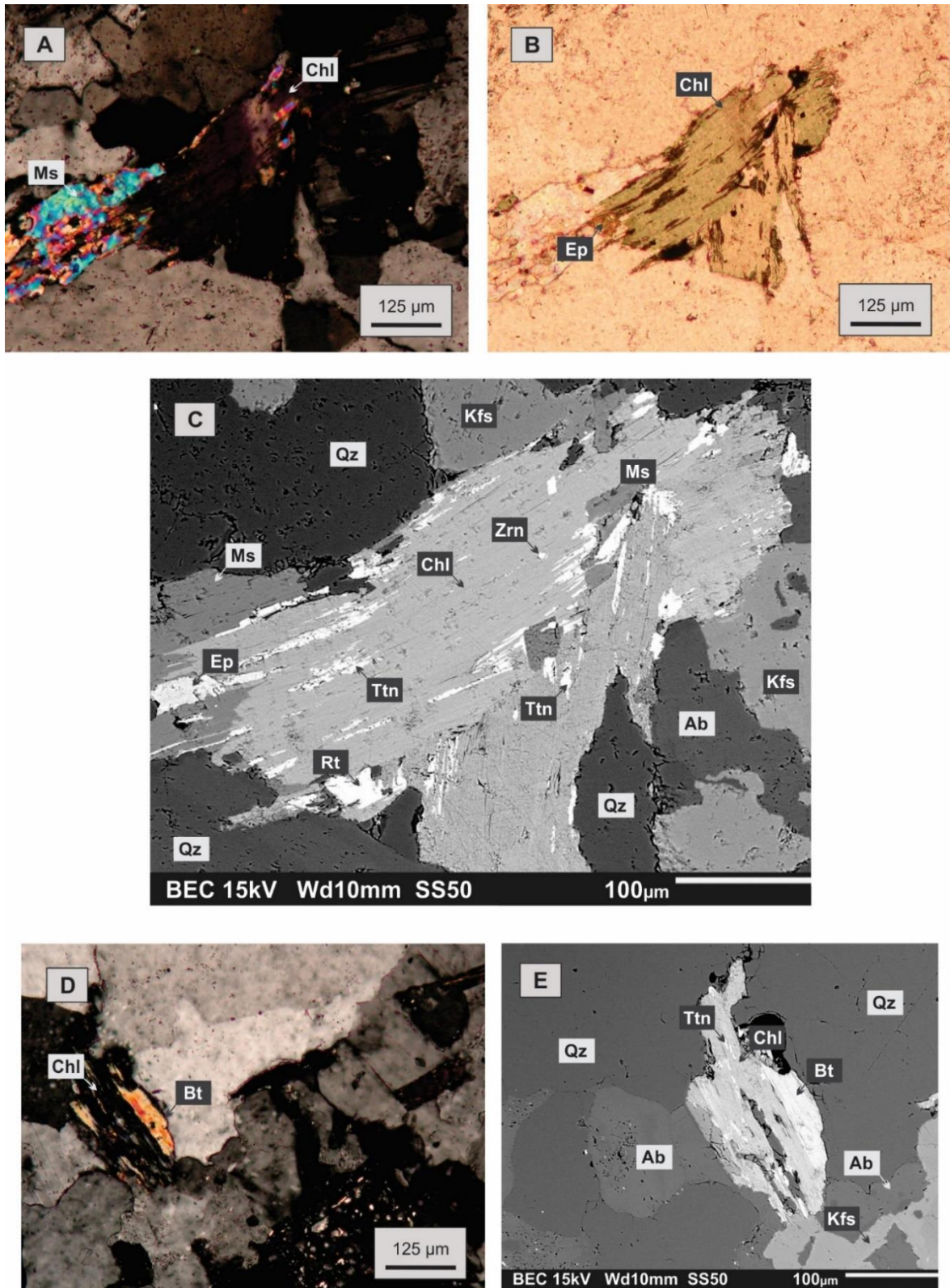


Figura 16: Fotomicrografias sob polarizadores (A e D) cruzados, (B) descruzados e de (C e E) elétrons retroespalhados, de cristais de clorita pseudomórfica. É válido ressaltar as inclusões de (C) apatita, titanita e epidoto, assim como a (E) parcial cloritização da biotita. Legenda: Chl: clorita; Bt: biotita; Ab: albita; Qz: quartzo; Kfs: Feldspato Potássico; Ttn: titanita; Ep: epidoto; Rt: rutilo; Zrn: zircão.

8. Química mineral

Com as informações coletadas durante a etapa petrográfica, sete das 25 seções delgadas polidas foram encaminhadas à microsonda eletrônica. Um total de 95 cristais foram analisados, de forma que 58 corresponderam a muscovita, enquanto 37, de clorita. Esse total de análises se distribui da seguinte forma entre as variedades texturais:

- Mica branca: muscovita fibrorradial (17), muscovita anédrica (15 análises), muscovita subeudral (15) e muscovita interclivagem (11);
- Clorita: clorita pseudomórfica (23 análises) e clorita anédrica (14).

Para evitar erros relacionados às estimativas de pressão e temperatura, assim como no cômputo da composição química dos filossilicatos analisados, tais como imperfeições na superfície do cristal ou análises mistas decorrentes da leitura de diferentes cristais dentro do mesmo “*spot*” do laser, todas as análises foram recalculadas pelo *software* AX, por Tim Holland (2015) e comparadas com os resultados esperados para a fórmula estequiométrica de cada fase segundo Deer et al., (1966).

Para os dados referentes à muscovita, foram consideradas como confiáveis as análises com o somatório dos elementos maiores (%), em termos de óxidos, entre 93,33 e 96,33% ($3,67\% < \text{H}_2\text{O} < 6,67\%$), enquanto que para a clorita, foram considerados valores entre 84,66 e 87,66% ($12,34\% < \text{H}_2\text{O} < 15,34\%$). Cristais cujas análises se encaixaram nesta faixa, foram então comparados às definições químicas de Deer *et al.*, (1966).

8.1. Classificação Química da Muscovita

Após tratamento de dados preliminar, um total de 36 cristais de muscovita foram tidos como confiáveis, sendo 15 da tipologia radial, 08 da anédrica, 07 subeudral e 06 da tipologia interclivagem (Apêndices 1, 2, 3 e 4). Os dados químicos da muscovita foram obtidos para 11 óxidos equivalentes por fórmula, além de todo o ferro expresso como FeO (ferro ferroso: Fe^{2+}). O cálculo da fórmula estrutural, com separação do alumínio total entre Al^{IV} e Al^{VI} foi feito com o auxílio da planilha de livre acesso “*Mica Calculation Sheet*” disponibilizada pelo grupo Gabbrosoft (2011).

O conjunto de dados foi plotado no diagrama ternário de classificação da mica branca, proposto por Deer *et al.* (1992), onde $\text{M}^{2+} = \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Mn}^{2+}$ (Figura 17). Esses dados indicam que a mica branca do depósito Pé Quente exibe composição intermediária entre os membros moscovítico e fengítico (Figura 17), independente da tipologia consideradas, além de exibirem grande homogeneidade.

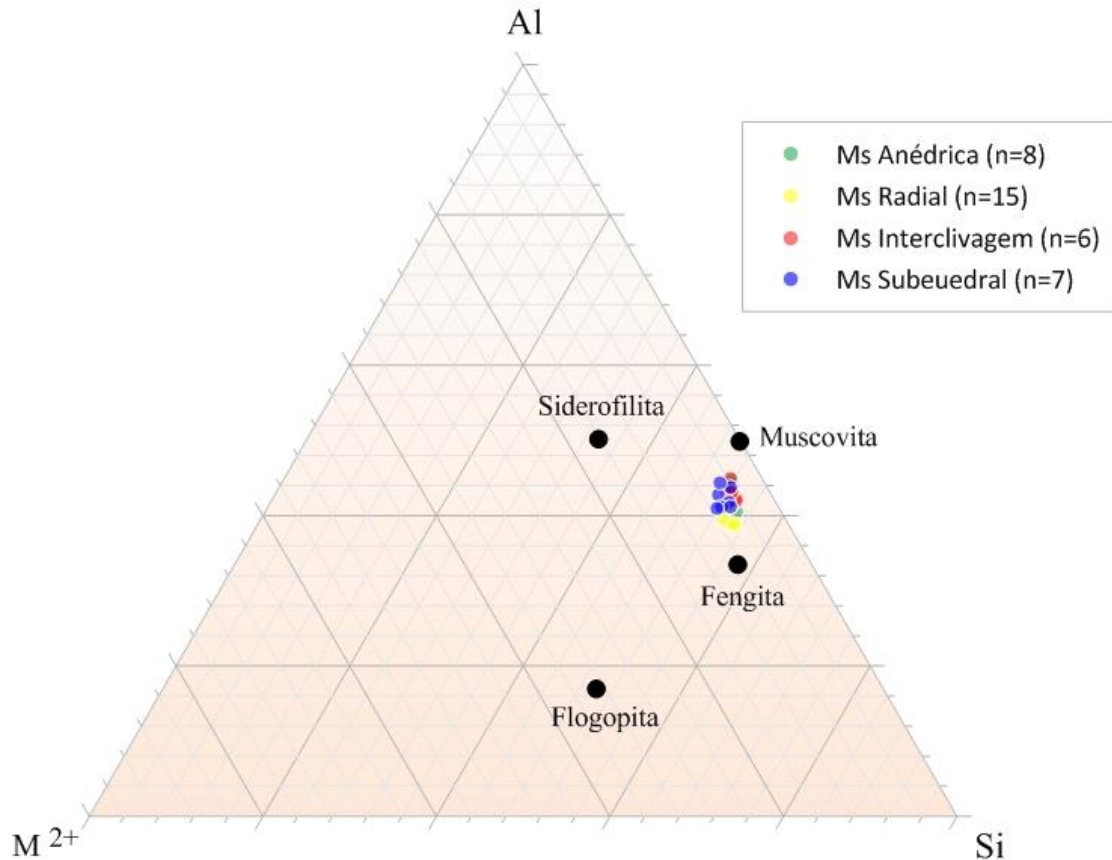


Figura 17: Diagrama de classificação da mica branca proposto por Deer *et al.* (1992), em que os dados referentes ao depósito Pé Quente mostram tendência de muscovítica a fengítica.

As tipologias se assemelham à muscovita secundária definida por Miller *et al.* (1981), cujas variáveis dependem de substituições controladas pelas reações do tipo Tschermak, caracterizadas pela forte correlação negativa do somatório Si + Fe + Mg vs. Al total (Figura 18).

Este tipo de reação é marcado por substituições catiônicas nos diferentes sítios da estrutura mineral das micas. Neste cenário, a correlação negativa observada no diagrama M^{2+} vs. Al^{VI} (Figura 19), indica que a substituição isomórfica entre alumínio e os cátions bivalentes, na posição octaédrica, teria ocorrido em todas as variedades de muscovita.

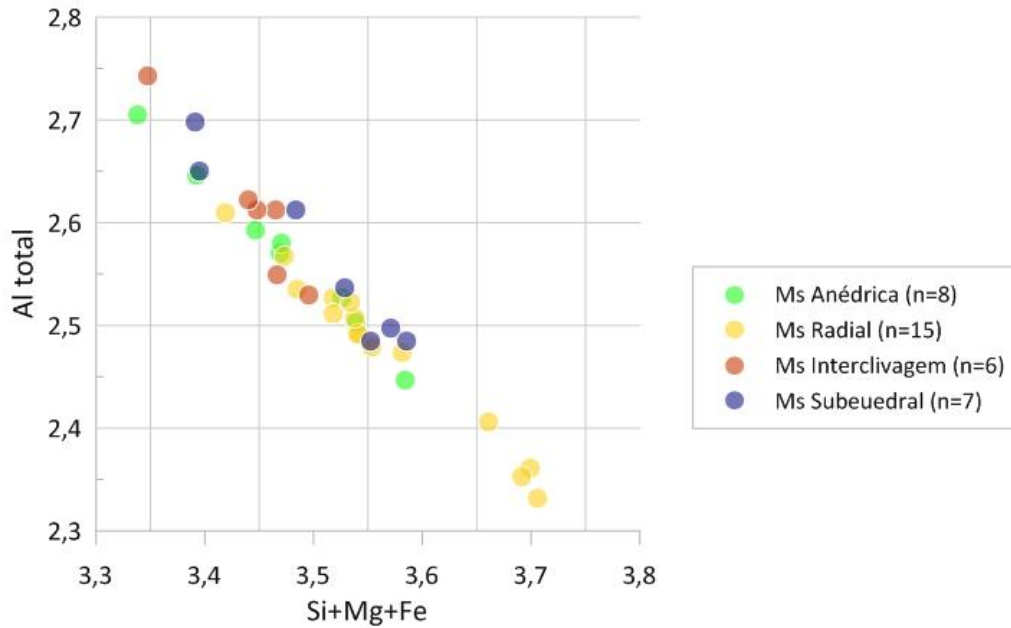


Figura 18: Diagrama Al total vs. Si + Mg + Fe, para as amostras do depósito do Pé Quente, proposto por Miller *et al.*, (1981).

Nota-se no diagrama (Figura 19), uma tendência contínua nas substituições, desde a muscovita anédrica e interclivagem (mais enriquecidas em Al nos sítios octaédricos), até a muscovita radial e subeudral (mais enriquecidas em elementos bivalentes nos arranjos octaédricos). Tal substituição é controlada pela Equação 10.

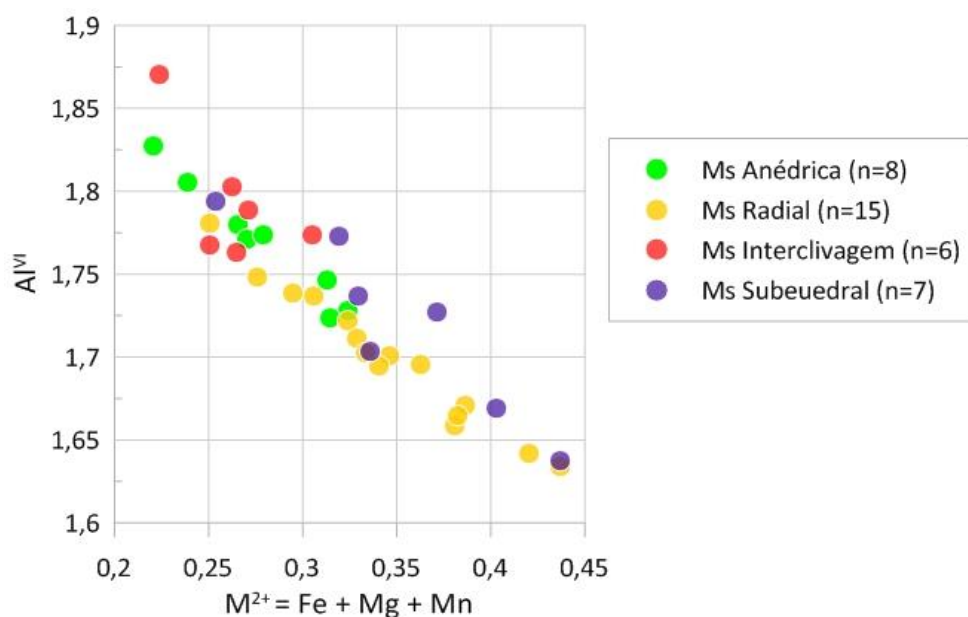


Figura 19: Diagrama Al^{VI} vs. M^{2+} no qual se observa a forte correlação negativa entre Al^{VI} e M^{2+} , indicando substituições catiônicas contínuas entre as diferentes tipologias texturais.

Segundo a Equação 10, espera-se uma dependência direta entre o equilíbrio da reação e os processos de interação fluido rocha, relacionados à maior afinidade com o fluido de origem magmática, mais rico em cátions bivalentes (Fe, Mg e Mn).

Em adicional, Zen (1988) discute que valores de até 0,71% de TiO₂ são típicos de muscovita derivados de processos hidrotermais. No caso do depósito Pé Quente, os valores de TiO₂ estiveram compreendidos entre 0,06 e 0,51 % (média de 0,24). Esses resultados, portanto, atestam a origem hidrotermal da mica branca do depósito Pé Quente.

8.2. Classificação Química da Clorita

Após tratamento prévio de dados, um total de 24 análises de clorita (das 37 efetuadas) foram compreendidas como dentro dos valores estabelecidos por Deer et al. (1966) e, portanto, confiáveis. Deste total, 14 análises correspondem à clorita pseudomórfica, enquanto as outras 10, da clorita anédrica. Os resultados analíticos para a clorita estão expressos para uma base de 14 oxigênios e, conforme recomendado por Foster (1962), todo o ferro foi convertido para ferro ferroso (bivalente). A fórmula estrutural, com separação do alumínio total entre Al^{IV} e Al^{VI} foi feita pelo *software* Winccac (YAVUZ *et al.*, 2015).

Os resultados obtidos (Apêndices 5 e 6) foram plotados no diagrama de classificação da clorita (Figura 20), proposto por Foster (1962). Segundo essa classificação, ambas as tipologias descritas para o depósito Pé Quente se enquadram no domínio da brunsvigita, indicando proporções intermediárias entre Fe, Al e Mg no sítio octaédrico, possivelmente devido à relação destes cristais com fluidos hidrotermais com afinidade química magmática. Neste contexto, a tipologia pseudomórfica mostrou razões de Fe/(Fe+Mg) ligeiramente superiores (entre 0,47 e 0,58) às registradas pela clorita anédrica (entre 0,40 e 0,46). Estes valores ligeiramente superiores mostrados pela clorita pseudomórfica, podem ser entendidos como um indício químico que corrobora para a interpretação petrográfica de geração a partir da substituição da biotita, pois maiores concentrações de ferro podem ter sido herdadas do mineral anterior.

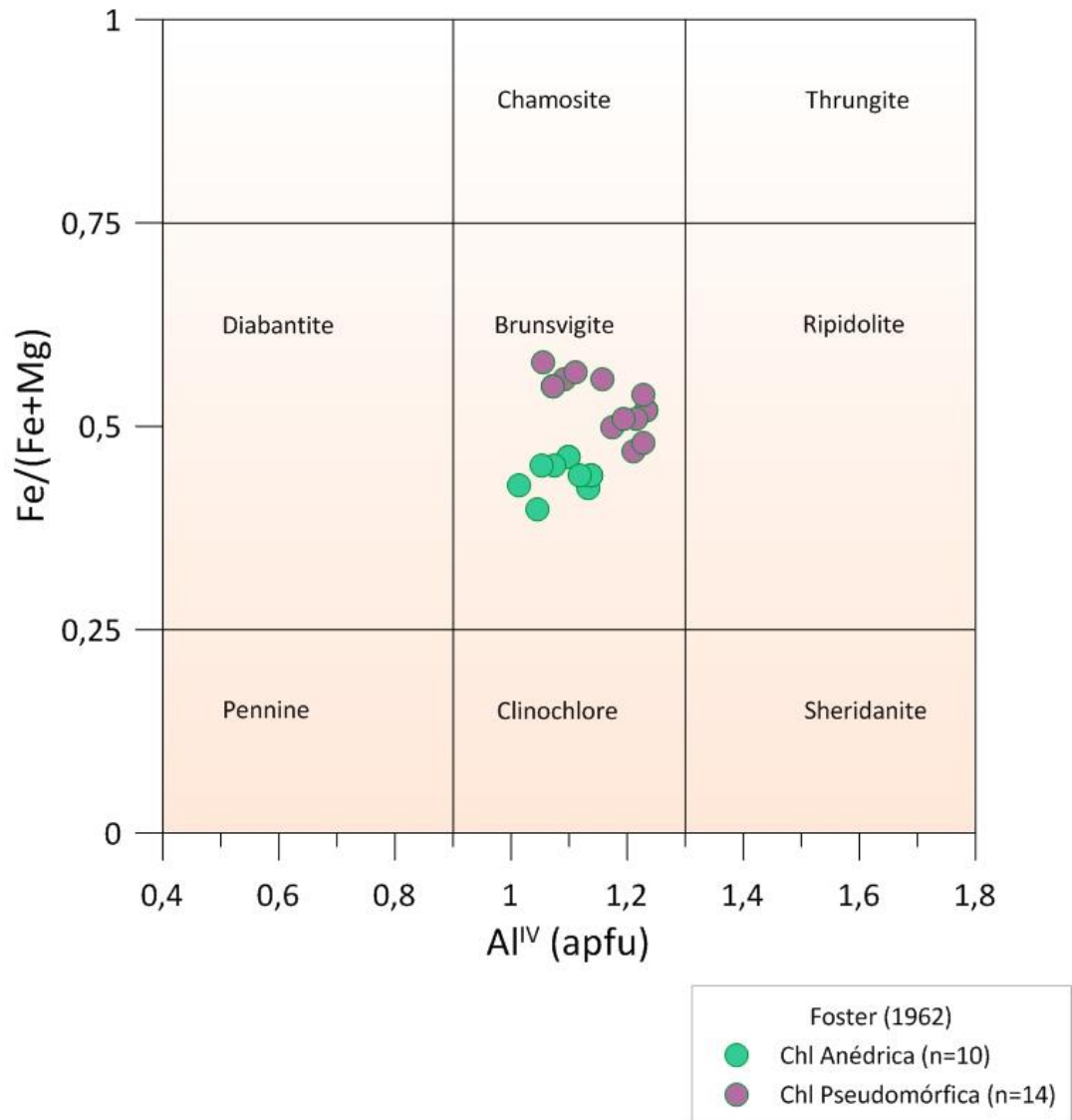


Figura 20: Diagrama de classificação da clorita proposto por Foster (1962), no qual se observa a composição eminentemente brunsvigítica da clorita proveniente dos halos hidrotermais do depósito Pé Quente.

A variação composicional vista no diagrama acima, fica evidente no diagrama MgO (%) vs. FeO (%) (Figura 21). É possível observar que ambas tipologias seguem tendências diferentes para esses dois elementos. A clorita anédrica, por exemplo, exibe caráter magnésiano enquanto a pseudomórfica, afinidade mais ferrosa, evidenciando sua relação química com a biotita. De acordo com Foster (1962), variações como essas são comuns na clorita, devido à substituição de Fe^{2+} por Mg^{2+} nas camadas octaédricas. A clara correlação negativa entre o MgO e o FeO no diagrama evidencia esse processo de substituição.

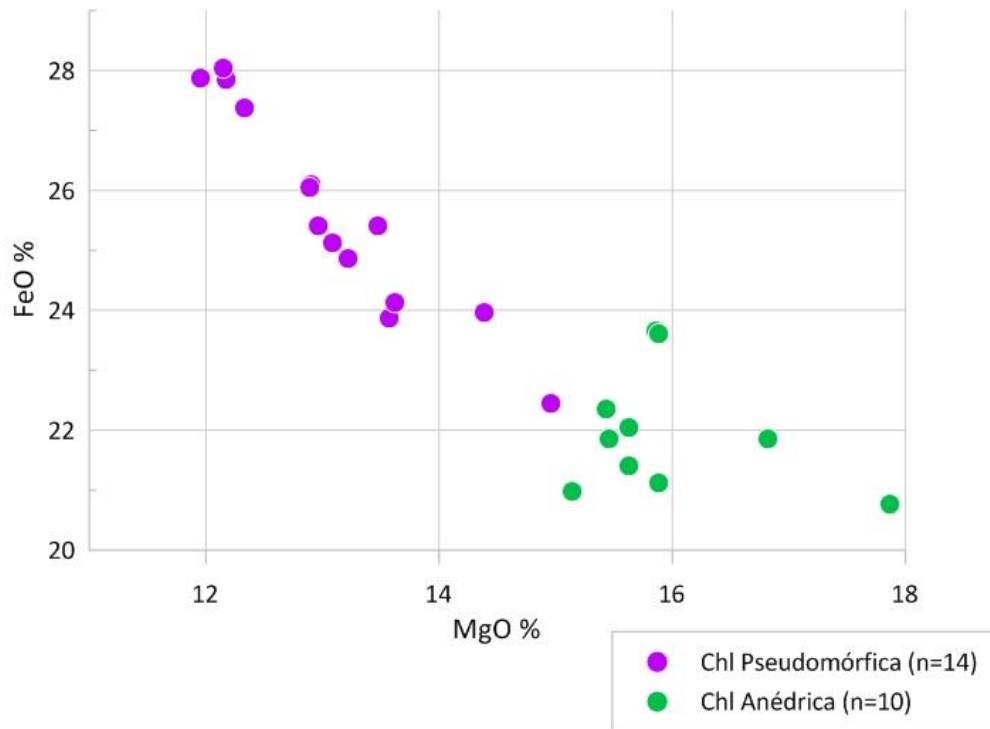
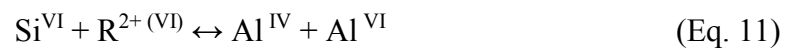


Figura 21: Diagrama bivariante do MgO (%) vs. FeO (%) para os cristais de clorita do depósito Pé Quente. Pode-se observar uma diferença composicional, com o agrupamento da clorita pseudomórfica em membros mais ferrosos, enquanto a anédrica, com assinatura mais magnésiana.

Além da substituição do Fe^{2+} por Mg^{2+} , nota-se também a relação de substituição do Al em posição octaédrica com os cátions bivalentes que também ocupam este sítio. Esta relação pode ser observada no diagrama Al^{VI} vs. $\text{R}^{2+} = \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}$ (Figura 22), expressa pela Equação 11, proposta por Foster (1962).



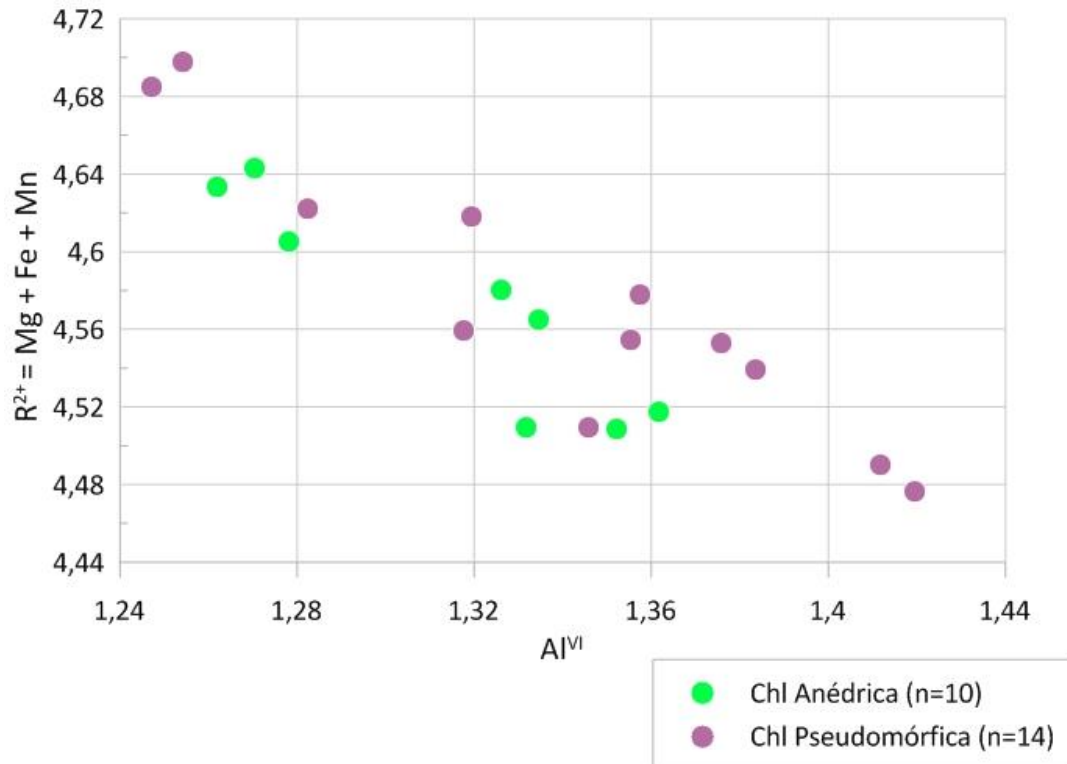


Figura 22: Diagrama Al^{VI} vs. R²⁺ para as variedades texturas da clorita no depósito Pé Quente.

8.3. Geotermometria da Clorita

A quantificação composicional proporcionada pela microsonda eletrônica para as duas tipologias de clorita viabilizou o uso deste mineral para fins geotermométricos. Os dados foram processados pelo programa Winccac (YAVUZ *et al.*, 2015), no qual a fórmula estrutural da clorita é recalculada e, portanto, possível de ser aplicada em diversas equações que estimam sua temperatura de formação.

Após revisão dos resultados obtidos a partir do *software* supracitado, a temperatura de formação da clorita foi calculada tanto pelo método de Caritat *et al.* (1993), que leva em conta a vacância no sítio octaédrico, quanto pela proposta de Zang & Fyfe (1995), que considera o conteúdo de Al^{IV}, além do pioneiro método de Cathelineau & Nieva (1985), baseado em ambas as variáveis. Esta seleção foi escolhida visto esses métodos apresentaram faixas de resultados com distribuições de frequência semelhantes, o que pode ser verificado pelo padrão similar de distribuição das temperaturas estimadas nos histogramas de cada tipologia do depósito (Figura 23).

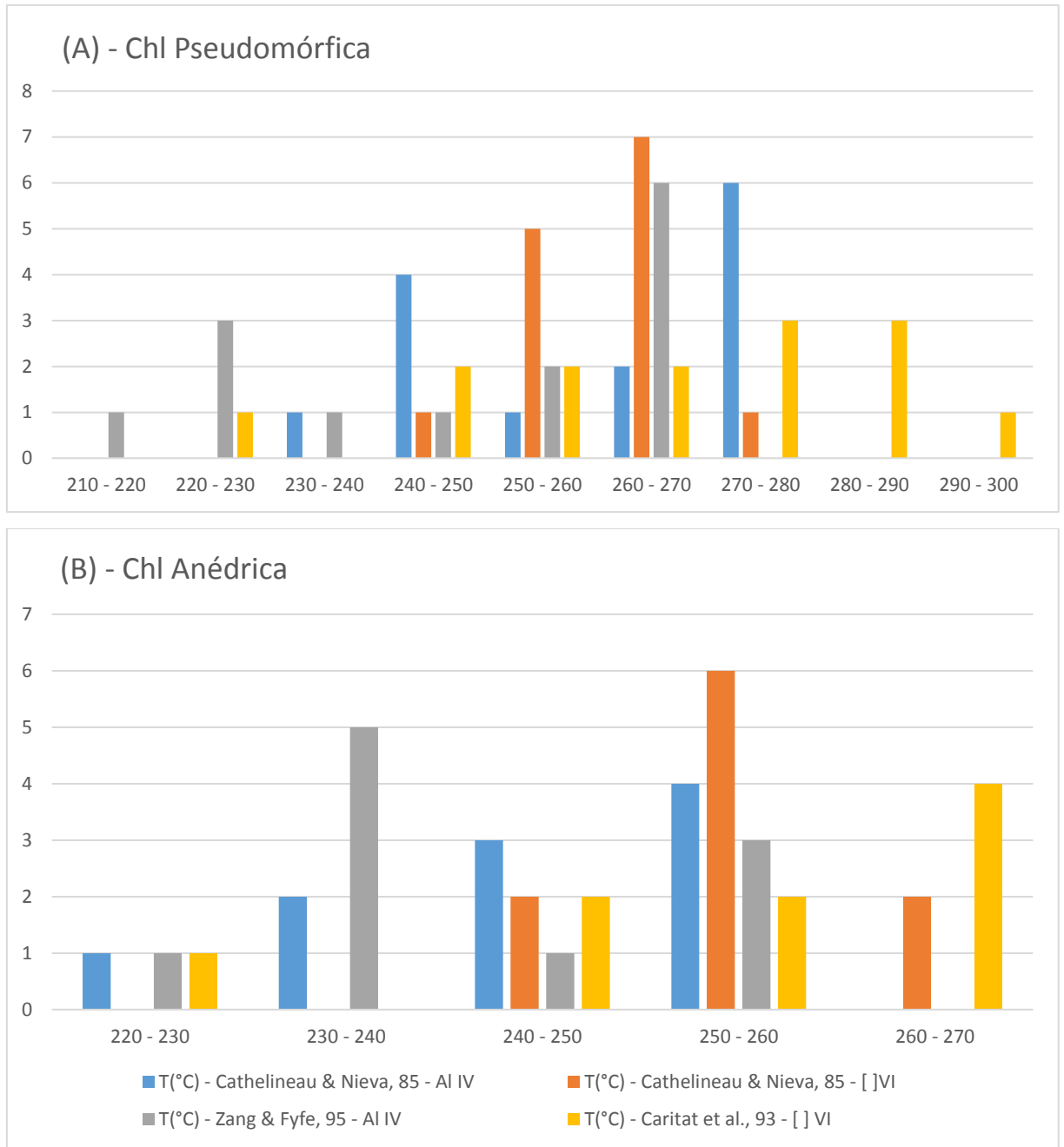


Figura 23: Histogramas com os resultados geotermométricos para a clorita do depósito do Pé Quente: (A) clorita pseudomórfica (n = 14; Moda = 263 °C) e (B) clorita anédrica (n = 10; Moda = 246°C).

As médias calculadas a partir de cada método e para cada tipologia constam na Tabela 2, enquanto todos os resultados estão reunidos no Apêndice 7. Os resultados obtidos para a tipologia pseudomórfica variaram entre 219 e 335 °C, sendo que as faixas para os diferentes métodos foram de 219 e 265 °C, para o método de Zang & Fyfe (1995), 238 e 275 °C, para Cathelineau & Nieva (1985) segundo o conteúdo em Al^{IV}, 247 e 270 °C para Cathelineau & Nieva (1985) segundo a vacância octaédrica, e, 278 e 335 °C para Caritat et al (1988). Os resultados obtidos para a tipologia anédrica variaram entre 225 e 305 °C, considerando as faixas

de 225 a 250 °C para o método de Zang e Fyfe (1995), 229 a 255 °C para Cathelineau & Nieva (1985) segundo o conteúdo em Al^{IV}, 244 e 261 °C para Cathelineau & Nieva (1985) segundo a vacância octaédrica, e 265 e 305 °C para o método de Caritat et al (1988).

Tabela 2: Valores médios de temperatura (°C) obtidos a partir da clorita, para as diferentes estimativas de temperatura em função da metodologia empregada.

	Clorita Pseudomórfica	Desvio Padrão	Clorita Anédrica	Desvio Padrão
Cathelineau & Nieva (Al ^{IV})	260,1	14,3	244,9	9,2
Cathelineau & Nieva ([] ^{VI})	260,4	6,7	255,5	5,5
Zang & Fyfe, 95 (Al ^{IV})	246,9	17,0	239,9	8,8
Caritat <i>et al.</i> , 93 ([] ^{VI})	265,2	20,4	249,8	17,6

8.4. Geotermobarometria da muscovita

Os dados de química mineral da muscovita viabilizaram sua aplicação em diferentes métodos geobarométricos. As temperaturas médias obtidas para a tipologia de clorita pseudomórfica, além das temperaturas dos trabalhos de Pereira (2017) e Assis (2015) foram utilizadas como base para os cálculos nos métodos de Kamzolkin *et al.* (2016) e de Anderson (1996) (Equações 6 e 8). As médias dos resultados de pressão obtidos estão dispostas na Tabela 3, enquanto a sùmula dos resultados, no Apêndice 8.

Os valores de pressão (desconsiderando *outliers* com valores muito próximos a zero ou negativos) para a tipologia subeudral variaram entre 0,342 e 2,396 kbar segundo Anderson (1996) e entre 0,660 e 2,420 kbar segundo Kamzolkin et al (2016), para a tipologia interclivagem variaram entre 0,921 e 3,031 kbar segundo Anderson (1996) e entre 0,220 e 1,240 kbar segundo Kamzolkin et al (2016), para a tipologia anédrica variaram entre 1,062 e 4,185 kbar segundo Anderson (1996) e entre 0,230 e 1,890 segundo Kamzolkin et al (2016), e, para a tipologia radial, variaram entre 1,054 e 5,372 kbar segundo Anderson (1996) e entre 0,780 e 2,960 kbar segundo Kamzolkin et al (2016).

Tabela 3: Valores médios de pressão calculados, a partir da muscovita, segundo as equações de Anderson (1996) e Kamzolkin *et al.*, (2016). Valores de pressão em kbar e temperatura em °C.

	Ms Interclivagem			Ms Subeudral	
	T - Média	P - Anderson, 96	P - Kamzolkin, 16	P - Anderson, 96	P - Kamzolkin, 16
Chl Pseudom.	263	1,50	0,92	1,20	1,63
Assis (2015) ⁽¹⁾	260,7	1,47	0,86	1,17	1,57
Pereira (2017) ⁽²⁾	302	1,99	1,81	1,69	2,52
	Ms Anédrica			Ms Radial	
	T - Média	P - Anderson, 96	P - Kamzolkin, 16	P - Anderson, 96	P - Kamzolkin, 16
Chl Pseudom.	263	2,03	1,15	2,54	1,94
Assis (2015) ⁽¹⁾	260,7	2,01	1,09	2,51	1,89
Pereira (2017) ⁽²⁾	302	2,52	2,04	3,03	2,84

⁽¹⁾ Dados referentes a pares isotópicos.

⁽²⁾ Dados provenientes de química mineral, por microsonda, da clorita.

8.5. Estimativa de distância para a fonte de fluidos

As rotinas de análise utilizadas para a quantificação química da clorita, propiciaram a aplicação de razões entre alguns elementos maiores e traço com o objetivo de estimar o distanciamento em relação à fonte térmica causativa do sistema magmático hidrotermal (pórfiro?), dentro de uma sistemática denominada de *pathfinders* (Wilkinson *et al.*, 2015). Nesse sentido, foram calculadas as razões de Ti/Ni ($a = 4,7 * 10^2$; $b = -0,0039$) e Ti/K ($a = 6,4 * 10^3$; $b = -0,0062$) (equação 5), propostas por Wilkinson *et al.* (2015). Análises de cristais com valores de Ni, Ti ou K iguais a zero foram descartadas do estudo. Portanto, foram tomadas como base para cálculos de distância um total de 13 razões Ti/Ni, sendo 6 de clorita anédrica e 7 pseudomórfica, além de 19 razões Ti/K, 14 proveniente da clorita pseudomórfica e outras 5 da clorita. As médias calculadas para o depósito do Pé Quente estão presentes abaixo (Tabela 4), todos os dados calculados estão compilados no Apêndice 9. Os resultados obtidos para a tipologia anédrica variaram entre 953 e 1965 m (sendo de 953 a 1965 m para a razão Ti/K e 1306 a 1867 m para a razão Ti/Ni) e entre 960 e 1887 (sendo de 960 a 1304 m para a razão Ti/Ni e 1242 a 1887 para a razão Ti/K). Estes valores devem ser tomados como tendências comparativas, visto que apenas duas razões elementares propostas por Wilkinson *et al.* (2015) puderam ser aplicadas para as análises deste trabalho.

Tabela 4: Estimativa do distanciamento em relação ao centro térmico (em metros), a partir do modelo proposto por Wilkinson *et al.* (2015).

Tipologia	Distância média Ti/Ni	Desvio Padrão	Distância média Ti/K	Desvio Padrão
Anédrica	1.589	207	1.668	415
Pseudomórfica	1.150	126	1.565	160

9. Discussões

Através da análise petrográfica da muscovita e clorita hidrotermais do depósito Pé Quente, pôde-se agrupar estes minerais em diferentes variedades texturais. A muscovita apresenta as variedades: (1) anédrica, (2) radial, (3) interclivagem e (4) subeudral, enquanto a clorita ocorre como: (1) clorita anédrica e (2) clorita pseudomórfica.

As composições químicas obtidas com o uso da microsonda eletrônica evidenciam que, além das diferenças morfológicas entre as tipologias dos cristais, existem claras diferenças entre suas composições químicas. No caso da muscovita, pode-se observar um incremento na quantidade de cátions bivalentes (Fe^{2+} e Mg^{2+}) acompanhado por uma redução na quantidade de Al^{VI} (Figura 19), seguindo a seguinte ordem entre as tipologias:

Muscovita Interclivagem → Muscovita Anédrica → Muscovita Radial → Muscovita
Subeudral

As maiores concentrações em ferro e magnésio podem estar ligadas a uma maior razão fluido/rocha no período de formação dos minerais, logo, o sequenciamento acima exposto pode ser interpretado como uma ordem crescente de razões fluido/rocha. Neste sentido, a petrografia das lâminas com mais íntima relação às fases sulfetadas corrobora para esta afirmação, de modo que a ordem crescente de tipologias com maior relação aos sulfetos coincide com a ordem supracitada, sendo que as tipologias radial e anédrica mostraram casos onde a mica ocorre em contato com os sulfetos.

Em todos os métodos geotermobarométricos utilizados (Tabela 3), pôde-se observar a seguinte ordem decrescente dos valores de pressão:

Muscovita Radial → Muscovita Anédrica → Muscovita Interclivagem → Muscovita
Subeudral

Os valores médios de pressão entre os diferentes métodos e tipologias variam entre 0,92 e 3,03 kbar (sendo sua moda geral 1,05 kbar), condizentes, portanto, aos valores de 1,02 a 3,46 kbar apresentados por Assis (2015) para o depósito, por meio de inclusões fluidas (Figura 24). A partir dos valores de pressão e, considerando a densidade média da crosta continental como $2,7 \text{ g/cm}^3$, pode-se calcular a faixa de profundidade esperada segundo a relação de 270 bar para cada 1.000 metros de profundidade, resultando na formação destes cristais entre 3,4 e 12 km.

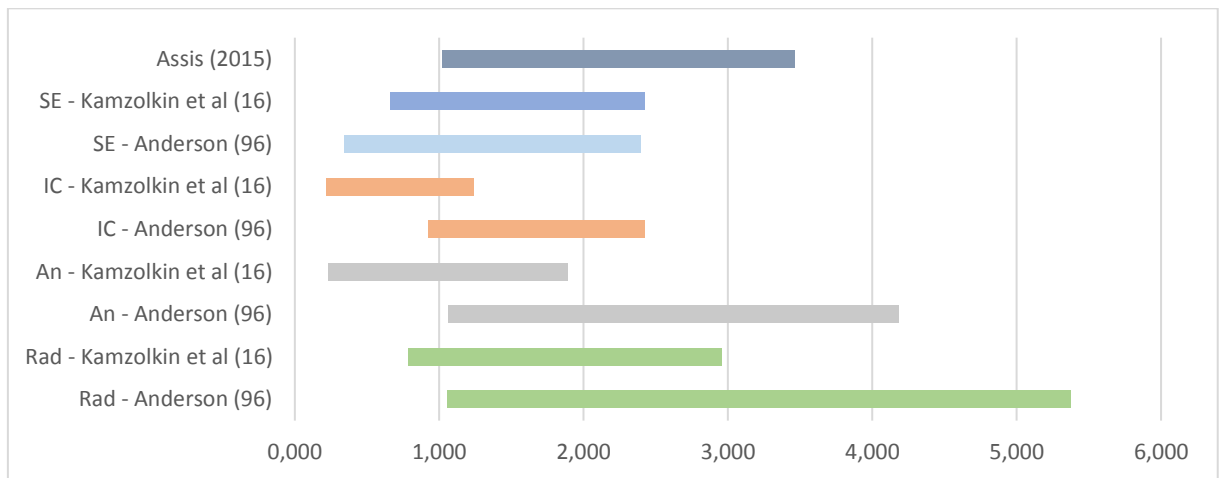


Figura 24: Gráfico de dispersão dos resultados de pressão (kbar) para cada método utilizado nas tipologias de muscovita radial (Rad), anédrica (An), interclivagem (IC) e subeudral (SE), comparados aos resultados de inclusões fluidas de Assis (2015) para o depósito do Pé Quente.

A relação direta entre os resultados de geobarometria e a profundidade, deve ser tomada com ressalvas, pois a pressão de fluidos no sistema também tem grande influência no ambiente gerador destes cristais. Como a relação entre as componentes de pressão litostática e hidrostática não é determinada segundo os métodos barométricos utilizados, os cálculos de profundidade da cristalização tornam-se imprecisos. Entretanto, em casos em que a pressão hidrostática supera a litostática, espera-se a geração de brechas hidrotermais, o que não ocorre no depósito do Pé Quente. Neste sentido, as variações de pressão podem ser utilizadas, ao menos de forma comparativa, para discussões abordando as diferentes profundidades de cristalização entre as tipologias estudadas.

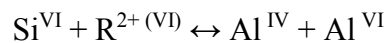
Segundo Henley & McNabb (1978), a pressões inferiores a 1,5 kbar, fluidos aquosos de baixa salinidade passariam por processos de ebulição, o que afetaria a partição e a solubilidade de metais (HEMLEY & HUNT, 1992; HEMLEY *et al.*, 1992; HEINRICH *et al.*, 1999). Neste sentido, nota-se que todas as faixas apresentadas no gráfico de dispersão (Figura 24) mostram porções com valores de pressão menores ou iguais a 1,5 kbar, o que evidencia a relação proximal da alteração moscovítica para a mineralização no depósito do Pé Quente.

Além das ressalvas quanto às contribuições litostáticas e hidrostáticas, pequenas variações nas quantidades de átomos de Si (p.u.f.) levam a elevadas variações nos valores de pressão. Com o exemplo da equação de Anderson (1996), variações de 0,05 átomo de Si correspondem a incrementos de 1,3 kbar (5 km de profundidade). Neste sentido, valores anômalos (*outliers*)

vistos no Apêndice 8, podem estar relacionados tanto a erros analíticos, quanto à substituição de silício por alumínio. Outra ressalva é o fato de que as concentrações de outros elementos, como titânio e cloro, exibem certa relação com variações na pressão de formação da fengita (ANDERSON, 1996; BRIGATTI *et al.*, 2000), porém esta relação ainda não foi bem discutida de maneira empírica em uma equação geotermobarométrica.

As composições obtidas para a clorita mostram tendências diferentes nas concentrações de ferro e magnésio entre as duas tipologias (Figura 21), de modo que a clorita pseudomórfica apresenta afinidade mais ferrosa, do que a anédrica, mais magnesianas. As concentrações de Fe^{2+} mais elevadas na clorita pseudomórfica pode estar atrelada a sua gênese a partir da substituição da biotita (Figura 15), o que permitiria, portanto, maiores incrementos de ferro, enquanto a clorita anédrica, por restringir-se aos interstícios minerais, estaria totalmente dependente da composição inicial do fluido durante a sua formação e, portanto, mais enriquecidos em magnésio.

Em adicional, pôde-se verificar marcante substituição entre os cátions bivalentes e o Al^{VI} (Figura 22), a partir do acréscimo nas concentrações de Al, em detrimento às de cátions bivalentes. Esta variação, é expressa pela equação proposta por Foster (1962):



Estas variações entre cátions bivalentes e alumínio devem seguir a mesma lógica observada para a muscovita, em que uma maior concentração de cátions bivalentes foi interpretada derivada da maior razão fluido/rocha, ou seja, maior atuação das soluções hidrotermais sobre os protólitos graníticos. Entretanto, os dados para a clorita não mostraram tendências claras entre as diferentes tipologias para estes elementos. Fato esse provavelmente atrelado às heranças químicas da clorita pseudomórfica a partir da biotita, o que torna imprecisa a dedução fluido/rocha a partir destes parâmetros.

As médias de temperatura obtidas para os diferentes métodos de geotermometria da clorita utilizados (Tabela 2), mostram temperaturas maiores para a clorita pseudomórfica (entre 260,1 e 265,2 °C) e menores para anédrica (entre 244,9 e 255,5 °C). Estas variações térmicas podem indicar relação temporal mais tardia da clorita anédrica, em virtude do resfriamento gradual do sistema hidrotermal, o que permite a seguinte interpretação cronológica, da mais antiga para a recente:

Clorita Pseudomórfica → Clorita Anédrica

As distâncias médias calculadas para as duas tipologias de clorita (Tabela 4) corroboram para a ordem cronológica supracitada. Segundo o estudo, pôde-se perceber maior distanciamento em relação a uma suposta fonte magmático hidrotermal da clorita anédrica (1.589 e 1.668 m) e, portanto, mais fria, em relação aos registrados para a clorita pseudomórfica (1.150 e 1.565 m), por consequência, de maiores temperaturas, tal como observado pelo seu geotermômetro (Tabela 2). Levando em conta um desenvolvimento gradual do sistema hidrotermal, os minerais mais proximais devem ter se formado a partir de pulsos de fluidos mais antigos que as fases distais, ou então, terem evoluído do espaço, precocemente, no decorrer do processo evolutivo do fluido.

Aspectos texturais da clorita também podem ser considerados indícios que corroboram com a ordem cronológica supracitada. A clorita pseudomórfica se formou pela substituição de cristais de biotita magmática, o que lhe confere uma relação, tanto cronológica quanto espacial, maior ao protólito magmático. A clorita anédrica, entretanto, teria se formado em massas sem cristais com hábitos bem desenvolvidos, tal relação de contato implica na acomodação destes cristais em interstícios de cristais mais antigos, o que permite interpretá-la como mais tardia.

Os resultados obtidos pelos diferentes métodos geotermométricos da clorita para o depósito Pé Quente variaram de 249,8 a 265,2 °C. Esses valores estão ligeiramente inferiores aos obtidos por Pereira (2017), de 281 a 311 °C, com métodos semelhantes aos utilizados neste trabalho, entretanto, condizentes à faixa de temperatura obtida por Assis (2015), de 209,8 e 311,6 °C, a partir de pares isotópicos para oxigênio em quartzo e muscovita (Figura 25).

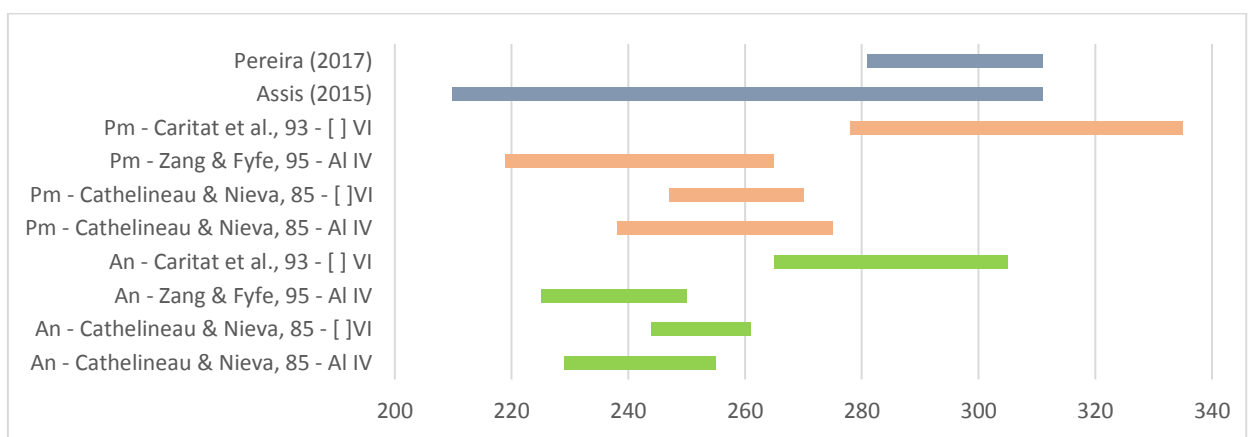


Figura 25: Gráfico de dispersão com os valores de temperatura (°C) dos diferentes métodos para a clorita anédrica (An) e a pseudomórfica (Pm), comparados aos resultados de Pereira (2017) e Assis (2015).

10. Implicações metalogenéticas

A relação espacial entre mineralizações auríferas disseminadas em halos de alteração moscovítica e plutons graníticos paleoproterozoicos do tipo I, de afinidade subalcalina, cálcioalcalina de médio a alto potássio, e composições de tonalitogranodiorito a sienomonzogranito, tem sido evidências que permitem vincular a metalogênese do ouro no setor leste da PAAF ao desenvolvimento de sistemas magmático hidrotermais (MOURA, 1998; PAES DE BARROS, 2007; SILVA & ABRAM, 2008; ASSIS, 2011; XAVIER *et al.*, 2011).

Neste cenário, as mineralizações auríferas do depósito Pé Quente também se enquadram no contexto genético supracitado, visto contar com: (1) ambiente de arco magmático para a colocação das rochas graníticas hospedeiras; (2) o caráter relativamente oxidado desses magmas; (3) os tipos e distribuição da alteração hidrotermal, com propilítica distal, e marcantes alterações potássica e muscovítica mais proximais (ASSIS *et al.*, 2014). No conjunto, tais características aproximam o depósito do Pé Quente aos sistemas magmático hidrotermais do tipo Au pórfiro ou “*gold-porphyry deposits*” (SEEDORFF *et al.*, 2005; SILLITOE, 2010), entretanto, enriquecidos em ouro, mas empobrecidos em cobre (ASSIS *et al.*, 2014).

Sistemas do tipo pórfiro geralmente se posicionam em níveis crustais relativamente rasos, usualmente entre 1 e 6 km de profundidade (SEEDORFF *et al.*, 2005). Entretanto, os dados de geobarometria da muscovita, estimados neste trabalho, indicam desenvolvimento do sistema em níveis crustais mais profundos (entre 3,4 e 12 km). Estes valores mais elevados de profundidades, em especial os obtidos para a muscovita radial (entre 7 e 11,2 km), indicam a relação destes resultados à zona de alteração hidrotermal denominada como do tipo “*greisen*” por Seedorff *et al.* (2015). Segundo o autor, a geração de muscovita com texturas fibrorradiais usualmente correspondem às raízes de sistemas porfíricos. Esses setores, denominados de *greisen* por Seedorff *et al.* (2005), não têm qualquer conotação genética com a clássica alteração do tipo *greisen*, atribuída por Pirajno (1992) como correspondentes às porções apicais de granitos anorogênicos mineralizados a Sn-W-U.

Segundo Seedorff *et al.* (2005), alterações com muscovita fibrorradial ocorrem a elevadas pressões e temperaturas, sob condições iniciais de resfriamento do sistema magmático hidrotermal. Entretanto, a alteração do tipo *greisen* é relativamente rara em depósitos de Cu e Au ou Au do tipo pórfiro (SEEDORFF *et al.*, 2005; SEEDORFF *et al.*, 2008). No entanto, está bem documentada nos depósitos de Cu e Au de Miami Inspiration (distrito Globe – Miami), Sierrita – Esperanza e El Ray, todos no Arizona, E.U.A. (SEEDORFF *et al.*, 2008). Embora esta alteração moscovítica contenha pirita em sua paragênese, quando estas fazem parte da raiz

preservada de sistemas do tipo pórfiro, estão fracamente mineralizadas em cobre e metais base. Tais fatos explicariam os grandes valores de profundidade observados para a geração da alteração muscovítica para o depósito do Pé Quente, além da clara associação da tipologia radial de muscovita com sulfetos.

Em adicional, a maior profundidade crustal apresentada pelo depósito Pé Quente, se comparado ao modelo tradicional de pórfiros andinos, pode ser um reflexo do seu ambiente geodinâmico de geração e posicionamento do sistema hidrotermal. Segundo Assis (2015), os depósitos da PAAF seriam produto de um magmatismo alcalino oxidado que teria se desenvolvido em ambiente pós orogênico, no caso, no arco magmático continental Juruena. Este fato implica em um contexto de crosta continental mais espessa do que a observada para os clássicos pórfiros cupríferos andinos. Essa configuração de crosta continental mais espessa implicaria, então, na geração de depósitos do tipo pórfiro mais profundos, onde o depósito do Pé Quente, em conjunto a vários outros sistemas auríferos da PAAF, teriam se formado.

As maiores profundidades também podem ser os motivos pelos quais os halos hidrotermais dos depósitos do tipo pórfiro na PAAF não sejam regionalmente amplos e extensos quanto aqueles observados nos exemplos andinos. Pressões de confinamento superiores dificultariam a circulação de fluidos em áreas maiores, o que estimularia percolações mais circunscritas ao sistema granítico hospedeiro e/ou causativo.

Em suma, nota-se que dados geotermométricos, geobarométricos e de distanciamento em função do evento magmático causativo (*pathfinders*), estimados a partir das variações químicas de diferentes minerais hidrotermais, podem contribuir positivamente em constatações cronológicas e morfológicas sobre depósitos do tipo pórfiro. O levantamento de diversas informações a partir do mesmo conjunto de dados é de grande auxílio em projetos de prospecção mineral, visto os altos custos para obtenção de amostras em furos de sondagem.

11. CONCLUSÕES

Este estudo caracterizou a clorita e muscovita do depósito do Pé Quente, através da caracterização petrográfica, a partir da microscopia convencional e da microscopia eletrônica de varredura, e pela caracterização química mineral a partir da microsonda eletrônica. Os resultados obtidos permitiram um melhor entendimento das relações entre os minerais estudados e as zonas mineralizadas do depósito. Neste contexto, as seguintes conclusões podem ser tomadas com base nos resultados obtidos:

(1) A alteração hidrotermal gerou diferentes tipos de minerais, tanto no caso da clorita, quanto da muscovita. Esta diferença não está restrita à textura do mineral, pois os dados de química mostraram tendências diferentes em suas composições.

(2) Os resultados de temperaturas se mostraram condizentes com trabalhos prévios de termometria por pares isotópicos de oxigênio e química mineral para o depósito. Da mesma forma, os resultados de pressões foram condizentes com trabalhos prévios de barometria por inclusões fluidas.

(3) Os altos valores de pressão mostrados pela tipologia de muscovita radial indicam profundidades relacionadas a porções mais profundas de depósitos hidrotermais do tipo pórfiro.

(4) As faixas de pressões calculadas para todas as tipologias de muscovita mostraram valores que indicam sua cristalização concomitante a processos de ebulição dos fluidos hidrotermais. Esta informação é corroborada pela relação espacial e cronológica da alteração muscovítica com o principal evento mineralizante do depósito.

(5) As relações texturais e os resultados de geotermometria e de proximidade das tipologias de clorita para as fontes de fluidos permitem concluir que a tipologia anédrica tem caráter mais tardio, em relação à tipologia pseudomórfica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. The upper Precambrian of South American. *Boletim IGCUSP*, 7:45-80. 1976.
- ANDERSON, J. L. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87, 125-138. 1996.
- 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. 2015. 320f. Tese de Doutorado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.
- ASSIS R.R., XAVIER R.P., PAES DE BARROS A.J., BARBUENA D., MIGUEL-JR E. 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*, vol. 42, (1):130-161. 2012.
- 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, IG/UNICAMP. 428p, 2011.
- ASSIS, R.R.; XAVIER, R.P.; BARROS, A.J.P.; BARBUENA, D.; TREVISAN, V.G.; RAMOS, G.S.; TEIXEIRA, R.V.; MIGUEL JR, E.; RODRIGUES, R.M.; STABILE JR, A.; SANTOS, T.J.S.; MIRANDA, G.M.T.; BARROS, M.A.S.A.; PINHO, F.E.C. 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. p. 305-340. 2014.
- ASSUMPCÃO L. Caracterização petrográfica e geoquímica de rochas apliticas do depósito Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta, MT. Trabalho de conclusão de curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 74p. 2015.
- BRIGATTI, M.F.; FRIGIERI, P.; GHEZZO, C.; POPPI, L. Crystal chemistry of Al-rich biotites coexisting with muscovites in peraluminous granites. *American Mineralogist*, v. 85, n. 3-4, p. 436-448, 2000.
- BROWNE, P. R. L.; and LOVERING, J. F., Composition of sphalerites from Broadlands geothermal field and their significance to sphalerite geothermometry and geobarometry: *Econ. Geol.*, v. 68, p. 381-387, 1973
- CADDICK, M. J.; and THOMPSON, A. B., Quantifying the tectono-metamorphic evolution of pelitic rocks from a wide range of tectonic settings: mineral compositions in equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 156, n. 2, p. 177-195, 2008.
- CARITAT, P.; HUTCHEON, I.; WALSHE, J. L. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, v. 41, 1993.
- CATHELINEAU, M.; NIEVA, D. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol*, ATAS, p.91, 235-244, 1985.
- CORBETT G.J., LEACHE T.M. Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization. *Special Publication 6, Society of Economic Geologists*, 238 p. 1998.

- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, v. 2. p. 137-148, 1979.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. Geological Society of America Memoirs, v. 200, p. 297-320, 2007.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; SATO, K. The growth of the Brazilian Shield. Episodes, 11:163-167. 1988.
- CROWLEY, M. S.; ROY, R. Crystalline solubility in muscovite + phlogopite groups. American Mineralogist, v. 49, n. 3-4, p. 348-&, 1964.
- DARDENE, M.A.; SCHOBENHAUS, C. Metalogênese do Brasil. Brasília, Ed. Universidade de Brasília. 392p, 2001.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. An introduction to rock-forming minerals. 2nd Ed., Essex. Longman Scientific & Technical. 696p. 1992.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. Minerais constituintes das rochas: uma introdução. 1. Ed. Lisboa, Portugal. Editora Fundação Calouste Gulbenkian, 358 p. 1966.
- DUARTE, T.B., Geologia, geoquímica e geocronologia do Domínio vulcânico do Arco Magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas: Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, p. 104, 2015.
- FOSTER, M. D. Interpretation and a classification of the chlorite. US Geological Survey Professional Paper, v. 414, p. 1-33, 1962.
- GABBROSOFT, Mica Calculation Sheet, www.gabbrosoft.org/spreadsheets.html, 2011.
- HASUI, Y; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. Geologia do Brasil. Beca. ed. 1, p. 138-175, 2012.
- HENLEY, R. W.; MCNABB, Alex. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. Economic Geology, v. 73, n. 1, p. 1-20, 1978. HEMLEY & HUNT, 1992;
- HEMLEY, J. J., CYGAN, G. L., FEIN, J. B., ROBINSON, G.R. & D'ANGELO, W. M. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems; I, Iron-copper-zinc-lead sulfide solubility relations. Economic Geology, v. 87, n. 1, p. 1-22, 1992.
- HEINRICH, Christoph A. et al. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. Geology, v. 27, n. 8, p. 755-758, 1999.
- HOLLAND, T. AX, A program to calculate activities of mineral endmembers from chemical analyses. University of Cambridge, "www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/research-projects/tim-hollands-software-pages/ax", 2015.
- INOUE, A; KUROKAWA, K; HATTA, T. Application of chlorite geothermometry to hydrothermal alteration in Toyoha geothermal system, southwestern Hokkaido, Japan. Resource Geology, v. 60, n. 1, p. 52-70, 2010.
- JICA/MMAJ. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p. 2000.

- JOWETT, E. C. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. In: GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Toronto, May 27-29, Program with Abstracts 16. 1991.
- KAMZOLKIN, V. A.; IVANOV, S. D.; KONILOV, A. N. Empirical phengite geobarometer: Background, calibration, and application. *Geology of Ore Deposits*, v. 58, n. 8, p. 613-622, 2016.
- KRANIDIOTIS, P.; MACLEAN, W. H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, v. 82, n. 7, p. 1898-1911, 1987.
- 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. *Geol. USP: Sér. Cient*, 3:113-127. 2003.
- LOWENSTERN J.B. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems, *Mineralium Deposita*: 36 (6): 490-502, 2001.
- MASSONE, H. J.; SCHREYER, W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, 212-224, 1987.
- MEDEIROS I.G. 2016, Comparação petrográfica e geoquímica entre as subvulcânicas máficas sulfetadas e não sulfetadas do depósito aurífero Pé Quente, Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita-Filho”, Brasil, 94 p.
- 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. 80f. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.
- MILLER, C. F., STODDARD, E. F., BRADFISH, L. J., DOLLASE, W. A. Composition of plutonic muscovite; genetic implications. *The Canadian Mineralogist*, 19(1), 25-34. 1981.
- 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, 68 p. 2005.
- MOURA, M.A.; BOTELHO, N.F.; OLÍVIO, G.R.; KYSER, T.K. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, v. 101, n. 3, p. 585-605, 2006.
- PAES DE BARROS, A.J. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Tese de Doutorado, 154p, 2007.
- PEREIRA, A. P. C. Balanço de massa, química mineral e espectroscopia de reflectância do depósito de ouro Pé Quente, Província Aurífera de Alta Floresta, MT. Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual de Campinas, 2017.
- PIMENTEL, M.M. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Brasília, UnB, Relatório Interno. 2001.
- PINHO, M.A.S.B.; CHEMALE JR, F.; VAN SCHMUS, W.R.; PINHO, F.E.C. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, v. 126, n. 1, p. 1-25, 2003.

- 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, 82p. 2011.
- ROBB L. Introduction to ore-forming processes. Blackwel Publishing, Australia, p. 373. 2006.
- 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.O.S.; HARTMANN, L.A.; FARIA, M.D.; RIKER, S.R.; SOUZA, M.D.; ALMEIDA, M. E.; McNAUGHTON, N.J. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. n. 9. 2006.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 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*, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.
- SEEDORFF, E.; BARTON, M. D.; STAVAST, W. J.; MAHER, D. J. Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth. *Economic Geology*, 103(5), 939-956. 2008.
- SEEDORFF, E.; DILLES, J.H.; PROFFETT JR, J.M.; EINAUDI, M.T.; ZURCHER, L.; STAVAST, W.J.A.; JOHNSON, D.A.; BARTON, M.D. Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features. *Economic Geology*, 100th Anniversary volume, p. 251-298. 2005.
- SHIKAZONO, N. Geochemical and tectonic evolution of arc-backarc hydrothermal systems: implication for the origin of Kuroko and epithermal vein-type mineralizations and the global geochemical cycle. *Develop. Geochem.* 8. Elsevier, Amsterdam, 463p. 2003.
- SIIVOLA, J.; SCHMID, R. List of mineral abbreviations. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*, p. 93-110, 2007.
- SILLITOE R.H. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105: 3–41. 2010.
- 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, Brasil, 82p. 2014.
- SILVA, M.G.; ABRAM, M.B. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, CPRM, 212p. 2008.
- SINCLAIR W.D. Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (ed.). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 223-243. 2007.
- SOUZA, J.P.; FRASCA, A.A.S.; OLIVEIRA, C.C. Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Brasília, CPRM, Relatório Integrado, 164 p. 2005.
- STABILE, A., Tipo e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT): Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 59 p. 2012.

- TASSINARI, C.C.G. Evolução geotectônica da província Rio Negro-Jurena na região amazônica. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 1981.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R.; BETTENCOURT, J. S.; TAYLOR, P.N. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Jurena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, v. 38, n. 2, p. 161-175, 1996.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p.174-182. 1999.
- VELDE, B. Phengite micas; synthesis, stability, and natural occurrence. *American Journal of Science*, v. 263, n. 10, p. 886-913, 1965.
- VILA T., SILLITOE R.H. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology*, vol. 86, p. 1238-1260. 1991.
- XAVIER, R. R., ASSIS, R. R.; MIGUEL-JR, E.; SANTOS, T.J.S.; PAES DE BARROS, A. J. Gold ± copper and gold – base metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province (MT). *Anais do 12º Simpósio de Geologia da Amazônia – CD-ROM*. 2011.
- WILKINSON, Jamie J. et al. The chlorite proximator: A new tool for detecting porphyry ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 152, p. 10-26, 2015.
- YAVUZ, F. A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & Geosciences*, v. 81, p. 101-113, 2015.
- ZANG, W.; FYFE, W. S. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 30, n. 1, p. 30-38, 1995.
- ZEN, E. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16:21-51. 1988.

Apêndice 1 – Análise Química da Muscovita Anédrica

Composição química (% em peso) da Muscovita Anédrica																
Na2O	0,145	0,251	0,171	0,225	0,148	0,227	0,189	0,180	0,108	0,242	0,218	0,228	0,192	0,120	0,147	
Al2O3	30,580	29,761	32,016	32,515	33,375	32,940	31,456	31,616	33,821	32,247	32,540	32,495	33,327	31,393	31,292	
SiO2	45,581	44,243	46,379	46,829	45,875	46,321	46,541	47,492	46,004	47,394	47,151	47,391	46,910	47,677	49,414	
MgO	1,816	1,610	1,543	1,451	0,977	1,164	1,449	1,776	1,062	1,511	1,315	1,466	1,266	1,388	1,990	
K2O	8,948	9,856	9,860	9,867	10,469	9,589	10,282	9,959	10,482	10,206	10,142	9,965	10,353	10,243	10,363	
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Cl	0,170	0,034	0,049	0,048	0,000	0,049	0,000	0,078	0,000	0,061	0,002	0,053	0,003	0,006	0,032	
BaO	0,065	0,128	0,183	0,120	0,243	0,229	0,195	0,175	0,117	0,247	0,153	0,231	0,167	0,085	0,134	
TiO2	0,088	0,453	0,091	0,073	0,149	0,183	0,362	0,150	0,157	0,174	0,191	0,212	0,164	0,206	0,134	
Cr2O3	0,016	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,007	0,000	
FeO	1,381	4,443	1,672	1,634	1,865	2,582	2,857	2,134	1,873	2,068	2,220	2,215	1,862	2,992	1,987	
MnO	0,039	0,058	0,057	0,041	0,003	0,042	0,058	0,111	0,091	0,033	0,109	0,032	0,095	0,171	0,133	
NiO	0,015	0,016	0,000	0,002	0,003	0,020	0,005	0,002	0,000	0,000	0,025	0,009	0,000	0,000	0,005	
Total	88,999	91,348	92,206	92,985	93,314	93,632	93,711	93,932	93,923	94,352	94,313	94,544	94,550	94,621	95,853	
Fórmula estrutural com base em 11 oxigênios equivalentes																
Si	3,233	3,150	3,195	3,193	3,138	3,157	3,188	3,222	3,123	3,200	3,188	3,194	3,160	3,227	3,277	
Al iv	0,767	0,850	0,805	0,807	0,862	0,843	0,812	0,778	0,877	0,800	0,812	0,806	0,840	0,773	0,723	
Al vi	1,789	1,648	1,794	1,806	1,829	1,802	1,728	1,749	1,829	1,770	1,781	1,776	1,806	1,731	1,724	
Ti	0,005	0,024	0,005	0,004	0,008	0,009	0,019	0,008	0,008	0,009	0,010	0,011	0,008	0,011	0,007	
Fe	0,082	0,265	0,096	0,093	0,107	0,147	0,164	0,121	0,106	0,117	0,126	0,125	0,105	0,169	0,110	
Mn	0,002	0,003	0,003	0,002	0,000	0,002	0,003	0,006	0,005	0,002	0,006	0,002	0,005	0,010	0,007	
Mg	0,192	0,171	0,158	0,147	0,100	0,118	0,148	0,180	0,107	0,152	0,132	0,147	0,127	0,140	0,197	
Na	0,020	0,035	0,023	0,030	0,020	0,030	0,025	0,024	0,014	0,032	0,029	0,030	0,025	0,016	0,019	
K	0,809	0,895	0,866	0,858	0,913	0,833	0,898	0,862	0,908	0,880	0,875	0,857	0,890	0,884	0,877	
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
TOTAL	8,899	9,041	8,946	8,941	8,976	8,943	8,985	8,950	8,977	8,962	8,958	8,947	8,966	8,961	8,941	

Apêndice 2 – Análise Química da Muscovita Radial

Composição química (% em peso) da Muscovita Radial													
Na2O	0,256	0,167	0,125	0,215	0,113	0,142	0,095	0,122	0,168	0,117	0,151		
Al2O3	30,558	30,261	29,611	30,714	30,996	29,498	29,206	31,725	30,759	31,606	31,603		
SiO2	42,660	45,804	46,829	46,939	47,097	48,948	49,110	47,373	46,848	47,862	47,109		
MgO	1,238	1,488	1,809	1,505	1,860	2,942	2,457	1,680	1,770	1,793	1,530		
K2O	9,509	9,167	10,243	10,414	10,421	10,385	10,216	10,640	10,364	10,372	10,376		
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Cl	0,118	0,054	0,000	0,018	0,000	0,013	0,000	0,004	0,007	0,000	0,009		
BaO	0,339	0,200	0,533	0,238	0,130	0,122	0,275	0,181	0,277	0,089	0,270		
TiO2	0,136	0,181	0,388	0,396	0,462	0,076	0,198	0,268	0,462	0,300	0,360		
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000		
FeO	1,747	2,387	4,050	3,182	2,420	1,467	2,311	1,797	3,394	1,979	2,875		
MnO	0,057	0,118	0,060	0,040	0,057	0,040	0,022	0,068	0,037	0,051	0,026		
NiO	0,000	0,021	0,027	0,033	0,027	0,033	0,000	0,000	0,022	0,019	0,001		
Total	86,811	90,115	94,126	94,050	93,852	93,833	94,154	94,058	94,487	94,406	94,631		
Fórmula estrutural com base em 11 oxigênios equivalentes													
Si	3,145	3,236	3,232	3,216	3,212	3,312	3,327	3,213	3,200	3,227	3,197		
Al iv	0,855	0,764	0,768	0,784	0,788	0,688	0,673	0,787	0,800	0,773	0,803		
Al vi	1,800	1,756	1,641	1,696	1,704	1,665	1,659	1,748	1,676	1,739	1,724		
Ti	0,008	0,010	0,020	0,020	0,024	0,004	0,010	0,014	0,024	0,015	0,018		
Fe	0,108	0,141	0,234	0,182	0,138	0,083	0,131	0,102	0,194	0,112	0,163		
Mn	0,004	0,007	0,004	0,002	0,003	0,002	0,001	0,004	0,002	0,003	0,002		
Mg	0,136	0,157	0,186	0,154	0,189	0,297	0,248	0,170	0,180	0,180	0,155		
Na	0,037	0,023	0,017	0,029	0,015	0,019	0,012	0,016	0,022	0,015	0,020		
K	0,894	0,826	0,902	0,910	0,906	0,896	0,883	0,920	0,903	0,892	0,898		
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000		
TOTAL	8,985	8,919	9,003	8,993	8,979	8,965	8,945	8,974	9,001	8,956	8,980		

Apêndice 2 – Análise Química da Muscovita Radial
(Continuação)

Composição química (% peso) da Muscovita Radial						
Na ₂ O	0,186	0,113	0,235	0,140	0,156	0,170
Al ₂ O ₃	31,338	29,529	31,442	31,255	32,893	32,217
SiO ₂	47,040	48,388	46,600	47,589	47,114	46,879
MgO	1,636	2,102	1,285	1,585	1,403	1,383
K ₂ O	10,452	10,197	10,228	10,484	10,648	10,576
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,041	0,000	0,017	0,007
BaO	0,241	0,391	0,162	0,168	0,166	0,252
TiO ₂	0,398	0,267	0,472	0,334	0,246	0,362
Cr ₂ O ₃	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	3,034	3,459	3,851	2,842	1,902	2,834
MnO	0,034	0,044	0,027	0,113	0,051	0,049
NiO	0,011	0,001	0,000	0,010	0,007	0,032
Total	94,708	94,880	94,771	94,838	94,816	95,078
Fórmula estrutural com base em 11 oxigênios equivalentes						
Si	3,195	3,284	3,176	3,219	3,171	3,170
Al iv	0,805	0,716	0,824	0,781	0,829	0,830
Al vi	1,704	1,647	1,701	1,712	1,781	1,739
Ti	0,020	0,014	0,024	0,017	0,012	0,018
Fe	0,172	0,196	0,220	0,161	0,107	0,160
Mn	0,002	0,003	0,002	0,006	0,003	0,003
Mg	0,166	0,213	0,131	0,160	0,141	0,139
Na	0,024	0,015	0,031	0,018	0,020	0,022
K	0,906	0,883	0,889	0,905	0,914	0,912
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
TOTAL	8,995	8,970	8,997	8,979	8,979	8,994

Apêndice 3 – Análise Química da Muscovita Interclivagem

Composição química (% em peso) da Muscovita Interclivagem													
Na2O	0,259	0,310	0,303	0,249	0,190	0,248	0,237	0,272	0,194	0,468	0,281		
Al2O3	27,763	32,596	31,072	31,302	32,439	32,935	32,687	33,037	31,922	32,158	34,983		
SiO2	38,881	45,575	45,203	48,264	46,260	47,077	46,850	46,663	48,080	47,841	47,005		
MgO	1,200	1,038	1,380	1,440	1,185	1,550	1,182	1,106	1,554	1,416	0,763		
K2O	8,049	10,021	9,894	9,774	9,977	9,596	9,994	10,191	10,264	10,385	8,984		
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Cl	0,297	0,068	0,086	0,055	0,025	0,070	0,030	0,047	0,033	0,042	0,068		
BaO	0,119	0,233	0,142	0,097	0,193	0,123	0,182	0,178	0,135	0,172	0,842		
TiO2	0,090	0,090	0,242	0,109	0,061	0,130	0,093	0,109	0,216	0,143	0,070		
Cr2O3	0,005	0,000	0,015	0,000	0,001	0,003	0,002	0,000	0,010	0,000	0,000		
FeO	1,492	2,383	3,904	1,735	3,004	1,698	2,586	2,546	1,909	1,901	2,417		
MnO	0,032	0,013	0,060	0,067	0,022	0,045	0,002	0,030	0,028	0,023	0,062		
NiO	0,007	0,003	0,000	0,007	0,001	0,011	0,036	0,021	0,000	0,000	0,013		
Total	78,360	92,595	92,737	93,293	93,692	93,675	94,170	94,482	94,556	94,762	95,758		
Fórmula estrutural com base em 11 oxigênios equivalentes													
Si	3,158	3,150	3,153	3,274	3,164	3,183	3,178	3,159	3,233	3,218	3,130		
Al iv	0,842	0,850	0,847	0,726	0,836	0,817	0,822	0,841	0,767	0,782	0,870		
Al vi	1,816	1,805	1,708	1,777	1,780	1,807	1,791	1,796	1,763	1,767	1,876		
Ti	0,005	0,005	0,013	0,006	0,003	0,007	0,005	0,006	0,011	0,007	0,004		
Fe	0,101	0,138	0,228	0,098	0,172	0,096	0,147	0,144	0,107	0,107	0,135		
Mn	0,002	0,001	0,004	0,004	0,001	0,003	0,000	0,002	0,002	0,001	0,003		
Mg	0,145	0,107	0,144	0,146	0,121	0,156	0,120	0,112	0,156	0,142	0,076		
Na	0,041	0,042	0,041	0,033	0,025	0,032	0,031	0,036	0,025	0,061	0,036		
K	0,834	0,883	0,880	0,846	0,870	0,827	0,865	0,880	0,880	0,891	0,763		
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000		
TOTAL	8,945	8,980	9,017	8,908	8,973	8,928	8,958	8,975	8,944	8,976	8,893		

Apêndice 4 – Análise Química da Muscovita Subeudral

Composição química (% em peso) da Muscovita Subeudral															
Na2O	0,358	0,399	0,392	0,413	0,332	0,389	0,287	0,293	0,408	0,358	0,184	0,193	0,358	0,201	0,180
Al2O3	28,812	28,998	28,883	29,465	28,525	29,754	29,302	29,913	33,193	30,495	33,136	31,067	32,472	31,146	31,871
SiO2	42,063	42,017	42,023	42,971	43,575	43,923	44,498	44,674	44,578	45,625	46,328	47,422	45,629	46,617	47,383
MgO	1,141	1,160	1,213	1,235	1,461	1,334	1,400	1,357	0,702	1,298	0,927	1,634	1,008	1,576	1,116
K2O	9,103	8,995	9,106	8,894	9,753	9,476	9,931	9,993	10,029	10,287	10,549	10,451	10,332	10,415	10,367
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,008	0,004	0,010	0,001	0,014	0,007	0,004	0,004	0,070	0,034	0,021	0,027	0,016	0,026	0,005
BaO	0,245	0,282	0,252	0,257	0,236	0,280	0,122	0,146	0,129	0,177	0,179	0,164	0,146	0,117	0,175
TiO2	0,409	0,728	0,477	0,387	0,944	0,502	0,726	0,744	0,152	0,510	0,149	0,354	0,069	0,407	0,070
Cr2O3	0,000	0,000	0,006	0,006	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	3,883	3,950	4,245	3,959	4,455	4,602	4,695	4,427	3,957	4,864	2,749	2,943	4,350	3,944	3,701
MnO	0,072	0,049	0,082	0,081	0,095	0,055	0,088	0,095	0,037	0,075	0,034	0,033	0,051	0,064	0,012
NiO	0,000	0,000	0,001	0,001	0,013	0,012	0,000	0,012	0,000	0,000	0,018	0,000	0,004	0,000	0,000
Total	86,525	87,022	87,161	88,110	89,898	90,846	91,581	92,151	93,696	94,264	94,580	94,616	94,920	94,950	95,291
Fórmula estrutural com base em 11 oxigênios equivalentes															
Si	3,151	3,131	3,135	3,153	3,163	3,147	3,166	3,154	3,079	3,158	3,144	3,218	3,120	3,176	3,202
Al iv	0,849	0,869	0,865	0,847	0,837	0,853	0,834	0,846	0,921	0,842	0,856	0,782	0,880	0,824	0,798
Al vi	1,695	1,679	1,675	1,701	1,604	1,660	1,624	1,643	1,782	1,646	1,795	1,704	1,736	1,677	1,741
Ti	0,023	0,041	0,027	0,021	0,052	0,027	0,039	0,039	0,008	0,027	0,008	0,018	0,004	0,021	0,004
Fe	0,243	0,246	0,265	0,243	0,270	0,276	0,279	0,261	0,229	0,282	0,156	0,167	0,249	0,225	0,209
Mn	0,005	0,003	0,005	0,005	0,006	0,003	0,005	0,006	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,004	0,001
Mg	0,127	0,129	0,135	0,135	0,158	0,142	0,148	0,143	0,072	0,134	0,094	0,165	0,103	0,160	0,112
Na	0,052	0,058	0,057	0,059	0,047	0,054	0,040	0,040	0,055	0,048	0,024	0,025	0,048	0,027	0,024
K	0,870	0,855	0,866	0,832	0,903	0,866	0,901	0,900	0,884	0,908	0,913	0,905	0,901	0,905	0,894
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
TOTAL	9,015	9,010	9,030	8,997	9,040	9,029	9,037	9,032	9,031	9,049	8,992	8,986	9,043	9,018	8,984

Apêndice 5 – Análise Química da Clorita Anédrica

Composição química (% em peso) da Clorita Anédrica														
Na ₂ O	0,066	0,002	0,059	0,007	0,096	0,001	0,096	0,011	0,140	0,122	0,145	0,121	0,133	0,072
Al ₂ O ₃	19,159	18,772	19,131	18,769	18,824	19,246	19,791	18,492	18,753	20,172	18,798	19,799	19,412	20,306
SiO ₂	26,843	26,342	27,218	26,257	27,351	26,153	26,461	27,139	27,322	24,287	26,336	24,567	26,853	24,399
MgO	15,878	15,863	15,432	15,877	15,624	16,825	15,631	17,869	15,144	12,906	14,550	13,470	15,453	12,756
K ₂ O	0,205	0,000	0,192	0,001	0,149	0,004	0,145	0,074	0,463	0,101	0,182	0,103	0,165	0,058
CaO	0,029	0,002	0,024	0,000	0,062	0,013	0,028	0,014	0,037	0,007	0,085	0,009	0,111	0,010
Cl	0,043	0,008	0,033	0,006	0,027	0,004	0,029	0,004	0,053	0,012	0,033	0,012	0,037	0,003
BaO	0,000	0,002	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000
TiO ₂	0,007	0,028	0,006	0,023	0,000	0,000	0,022	0,009	0,000	0,009	0,008	0,038	0,000	0,030
Cr ₂ O ₃	0,023	0,010	0,009	0,000	0,019	0,000	0,018	0,000	0,011	0,007	0,020	0,000	0,005	0,000
FeO	21,111	23,660	22,346	23,620	22,033	21,852	21,397	20,775	20,988	23,152	21,913	22,004	21,849	23,101
MnO	2,040	0,611	1,777	0,499	2,057	0,894	2,125	0,656	2,071	1,430	2,074	1,569	1,928	1,744
NiO	0,008	0,010	0,020	0,012	0,032	0,013	0,042	0,011	0,014	0,035	0,000	0,020	0,000	0,022
Total	87,763	87,945	88,747	87,700	88,728	87,438	88,167	87,368	87,348	84,818	86,603	84,162	88,378	85,075
Fórmula estrutural com base em 14 oxigênios equivalentes														
Na	0,013	0,001	0,011	0,001	0,019	0,000	0,019	0,002	0,027	0,025	0,029	0,025	0,026	0,015
Al	2,263	2,216	2,238	2,221	2,204	2,275	2,330	2,175	2,227	2,485	2,260	2,449	2,281	2,494
Si	2,690	2,638	2,702	2,636	2,717	2,623	2,643	2,708	2,753	2,538	2,687	2,578	2,677	2,542
Mg	2,372	2,368	2,283	2,376	2,313	2,515	2,327	2,658	2,274	2,010	2,213	2,107	2,296	1,982
K	0,026	0,000	0,024	0,000	0,019	0,001	0,019	0,010	0,060	0,013	0,024	0,014	0,021	0,008
Ti	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000	0,002
Fe	1,592	1,783	1,669	1,784	1,647	1,649	1,608	1,560	1,591	1,821	1,682	1,738	1,639	1,811
Mn	0,173	0,052	0,149	0,042	0,173	0,076	0,180	0,055	0,177	0,127	0,179	0,140	0,163	0,154
Total	9,320	9,262	9,275	9,263	9,289	9,325	9,319	9,344	9,302	9,228	9,279	9,251	9,302	9,213

Apêndice 6 – Análise Química da Clorita Pseudomórfica

Composição química (% em peso) da Clorita Pseudomórfica														
Na2O	0,032	0,0865	0,0948	0,0823	0,1873	0,187	0,1935	0,1814	0,0881	0,0882	0,0746	0,1583	0,0618	0,1876
Al2O3	20,024	18,4876	20,6751	20,2585	18,1666	18,215	18,2209	18,1631	20,0526	19,8221	19,8799	20,1941	19,3218	19,9379
SiO2	25,1836	27,1206	25,6481	25,8731	26,0793	26,252	26,4434	25,9862	25,2018	24,7866	23,822	25,3303	24,3263	25,3804
MgO	13,4741	12,8448	14,9549	14,3896	11,9572	12,1751	12,1496	12,3311	13,0866	12,9599	12,0752	13,2178	12,5337	13,5668
K2O	0,0288	0,1264	0,1808	0,1195	0,1903	0,1729	0,1809	0,1729	0,0843	0,1158	0,0102	0,221	0,0257	0,1796
CaO	0,0157	3,4554	0,0324	0,0511	0,0378	0,0138	0,0348	0,0572	0,0169	0,0352	0,0277	0,0364	0,0212	0,0184
Cl	0,0038	0,033	0,0333	0,0421	0,0289	0,0155	0,0155	0,0322	0,0197	0,0247	0	0,0562	0,0025	0,0021
BaO	0	0	0	0	0,0012	0	0	0	0,027	0	0	0,0156	0	0
TiO2	0,0835	3,2217	0,0154	0,0599	0,0478	0,0092	0,0402	0,0674	0,088	0,0564	0,0468	0,0878	0,0224	0,1277
Cr2O3	0	0,0148	0	0,0148	0	0,0075	0,0033	0,0094	0	0,0014	0	0,0023	0,0073	0,0076
FeO	25,41026	21,69193	22,45631	23,95726	27,86339	27,85421	28,04623	27,36553	25,11495	25,4135	24,01098	24,85311	24,76951	23,85991
MnO	1,3115	1,0993	1,4749	1,2603	1,5718	1,6336	1,5296	1,6449	1,7636	1,6486	1,83	1,7109	1,7037	2,0801
NiO	0,0075	0	0	0,019	0	0	0,0057	0	0,0216	0,0194	0,0054	0,0163	0,0134	0
Total	88,4044	90,5976	88,0667	88,7953	89,2344	89,6376	89,9868	89,0587	88,3548	87,8018	84,4566	88,6677	85,5676	88,0051
Fórmula estrutural com base em 14 oxigênios equivalentes														
Na	0,0062	0,0164	0,0184	0,0159	0,0366	0,0364	0,0375	0,0355	0,0159	0,0174	0,0153	0,0309	0,0125	0,0368
Al	2,3765	2,1342	2,4399	2,3799	2,1597	2,1545	2,1461	2,1617	2,3861	2,3786	2,4731	2,3942	2,3765	2,3764
Si	2,5357	2,6561	2,5679	2,5786	2,6304	2,6343	2,6424	2,6239	2,5442	2,5234	2,5142	2,5479	2,5384	2,5665
Mg	2,0224	1,8753	2,232	2,1379	1,7978	1,8213	1,8098	1,8561	1,9694	1,9668	1,8998	1,9819	1,9496	2,0451
K	0,0037	0,0158	0,0231	0,0152	0,0245	0,0221	0,0231	0,0223	0,0109	0,015	0,0014	0,0284	0,0034	0,0232
Ti	0,0063	0,2373	0,0012	0,0045	0,0036	0,0007	0,003	0,0051	0,0067	0,0043	0,0037	0,0066	0,0018	0,0097
Fe	1,925392	1,598675	1,691984	1,796811	2,11489	2,103462	2,109041	2,079348	1,908026	1,946987	1,907036	1,881302	1,945008	1,815706
Mn	0,1119	0,0912	0,1251	0,1064	0,1343	0,1389	0,1295	0,1407	0,1508	0,1422	0,1636	0,1458	0,1506	0,1782
Total	9,2054	9,1722	9,2971	9,2506	9,1463	9,1506	9,1424	9,1687	9,2126	9,2213	9,1941	9,2421	9,1989	9,2568

Apêndice 6 – Análise Química da Clorita Pseudomórfica
(Continuação)

Composição química (% em peso) da Clorita Pseudomórfica									
Na ₂ O	0,0677	0,1863	0,1218	0,1164	0,0839	0,1278	0,1051	0,1268	0,1464
Al ₂ O ₃	18,9386	19,7226	18,5145	18,7431	18,7365	18,8381	18,6094	19,1501	18,1866
SiO ₂	25,255	25,8703	25,9274	26,2558	25,22	26,2831	24,5809	24,6096	25,0639
MgO	13,5517	13,6264	14,1495	12,9024	13,1183	12,8905	12,7465	11,3252	13,0854
K ₂ O	0,0074	0,1662	0,1369	0,2302	0,049	0,1526	0,0931	0,2037	0,0361
CaO	0,0038	0,0383	0,0807	0,0697	0,0045	0,1237	0	0,0602	0,0225
Cl	0,014	0,0256	0,0374	0,0264	0,0038	0,021	0,005	0,0218	0,0235
BaO	0	0,0069	0	0	0,0009	0,018	0,0093	0	0
TiO ₂	0,0699	0,0912	0,0594	0,0629	0,0152	0,0979	0,0383	0,0741	0,0978
Cr ₂ O ₃	0,0038	0	0	0	0,0027	0	0,0047	0,0019	0,0139
FeO	23,17318	24,13354	23,36196	26,09276	24,17772	26,04849	23,46579	26,94793	24,40258
MnO	1,6401	2,0091	1,9373	1,6325	1,3924	1,6556	1,5862	1,6765	1,09
NiO	0,0298	0	0	0	0	0,0133	0	0	0,0004
Total	85,3355	88,5639	86,9284	89,0378	85,4973	89,1708	83,8574	87,1987	84,8865
Fórmula estrutural com base em 14 oxigênios equivalentes									
Na	0,0136	0,0363	0,0241	0,0227	0,0169	0,0248	0,0216	0,0254	0,0297
Al	2,3173	2,3352	2,2299	2,2183	2,2941	2,2254	2,3251	2,3302	2,245
Si	2,6217	2,5987	2,6493	2,6363	2,6197	2,6342	2,6056	2,5405	2,6249
Mg	2,0971	2,0405	2,1553	1,9312	2,0313	1,9259	2,0141	1,7428	2,0429
K	0,001	0,0213	0,0178	0,0295	0,0065	0,0195	0,0126	0,0268	0,0048
Ti	0,0055	0,0069	0,0046	0,0048	0,0012	0,0074	0,0031	0,0058	0,0077
Fe	1,810308	1,824345	1,796451	1,971642	1,88994	1,964623	1,871854	2,093475	1,923233
Mn	0,1442	0,171	0,1677	0,1388	0,1225	0,1405	0,1424	0,1466	0,0967
Total	9,218	9,2462	9,2605	9,1848	9,194	9,1798	9,2065	9,1554	9,197

Apêndice 8 – Resultados de Geotermobarometria da Muscovita

Resultado de Geotermobarometria da Muscovita Radial (263°C)										
Anderson (96)	1,054	1,106	1,361	1,736	1,761	1,807	2,232	2,332		
	2,410	2,442	2,488	2,844	3,978	5,188	5,372			
Kamzolkin et al (16)	1,831	1,294	0,782	1,816	2,215	1,613	1,846	1,794		
	2,804	1,729	1,211	1,502	2,957	2,890	2,866			
Resultado de Geotermobarometria da Muscovita Anédrica (263°C)										
Anderson (96)	0,060	1,062	1,723	1,898	2,087	2,643	2,619	4,185		
Kamzolkin et al (16)	0,228	0,577	0,955	1,156	1,141	1,593	1,643	1,885		
Resultado de Geotermobarometria da Muscovita Interclivagem (263°C)										
Anderson (96)	0,008	0,921	0,889	1,371	1,715	2,608	3,013			
Kamzolkin et al (16)	0,221	1,243	0,812	1,011	0,947	0,967	1,206			
Resultado de Geotermobarometria da Muscovita Subeudral (263°C)										
Anderson (96)	-1,595	-0,575	0,342	0,434	1,052	1,793	2,396			
Kamzolkin et al (16)	0,931	1,639	2,418	0,655	2,231	1,659	1,853			

Apêndice 9 – Resultados para os valores de Distanciamento da Clorita

Valores de distância da Clorita Anédrica para o núcleo do pórfiro (m)							
Ti/Ni	1305,81	1411,00	1629,08	1584,55	1867,33	1738,65	
Ti/K	952,98	1754,02	1951,80	1964,59	1716,69		
Valores de distância da Clorita Pseudomórfica para o núcleo do pórfiro (m)							
Ti/Ni	959,69	1283,20	1076,75	1217,46	1303,98	1145,86	1065,78
Ti/K	1241,87	1810,82	1524,95	1636,39	1886,70	1656,15	1565,50
	1406,63	1529,59	1562,44	1468,56	1510,35	1622,82	1485,15