

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO MINÉRIO DISSEMINADO E VENULAR DE
DEPÓSITOS AURÍFEROS DA PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT), CRÁTON
AMAZÔNICO

Nicholas Peixoto da Silveira Campos

Orientador: Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Co-orientador: Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Junior

Rio Claro (SP)

2016

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

NICHOLAS PEIXOTO DA SILVEIRA CAMPOS

PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO MINÉRIO
DISSEMINADO E VENULAR DE DEPÓSITOS AURÍFEROS DA
PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT), CRÁTON
AMAZÔNICO

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 Geólogo.

Rio Claro - SP

2016

549 Campos, Nicholas Peixoto da Silveira
C198p Petrografia e litogeoquímica do minério disseminado e venular de depósitos auríferos da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico / Nicholas Peixoto da Silveira Campos. - Rio Claro, 2016
95 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Rafael Rodrigues de Assis
Coorientador: Washington Barbosa Leite Junior

1. Mineralogia. 2. Mineralização de ouro. 3. Alteração hidrotermal. 4. Geoquímica. 5. Geologia econômica. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

NICHOLAS PEIXOTO DA SILVEIRA CAMPOS

PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO MINÉRIO
DISSEMINADO E VENULAR DE DEPÓSITOS AURÍFEROS DA
PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT), CRÁTON
AMAZÔNICO

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 Geólogo.

Comissão Examinadora

Rafael Rodrigues de Assis (orientador)

Sebastião Gomes de Carvalho

Filipe Goulart Lima

Rio Claro, 28 de novembro de 2016.

Assinatura do aluno

Assinatura do orientador

“Então considerei que as botas apertadas são uma das maiores venturas da terra, porque, fazendo doer os pés, dão azo ao prazer de as descalçar. ”

J. M. Machado de Assis, “Memórias Póstumas de Brás Cubas”, Cap. XXXVI.

Para M, M, E.

RESUMO – A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), centro-norte do Estado do Mato Grosso, representa um segmento crustal do setor centro-sul do Cráton Amazônico com aproximadamente 500 km de extensão e direção WNW-ESE. Constitui-se por sequências plutono-vulcânicas e vulcano-sedimentares do Paleo- ao Mesoproterozóico limitadas tectonicamente a sul pelo Gráben dos Caiabis, e a norte pelo Gráben do Cachimbo, que separa a PAAF da Província Aurífera do Tapajós (PAT), no Estado do Pará. As mineralizações primárias de ouro totalizam mais de uma centena de depósitos de pequeno porte, e ocorrem concentradas entre os municípios de Terra Nova do Norte, Peixoto de Azevedo, Matupá e Novo Mundo, alinhados segundo NW-SE (Alinhamento Peru-Trairão). Neste trabalho, subdivide-se três tipologias principais de mineralizações primárias de ouro, com estudo de caso de cinco depósitos do setor leste da PAAF. O grupo (1), depósitos disseminados de Au + Cu, é dado pelos depósitos Pé Quente e Serrinha; o grupo (2), depósitos filonares de Au + Cu, pelos depósitos Paraíba e Peteca; o grupo (3), depósito filonar de Au + metais base, corresponde ao depósito Francisco. A petrografia das zonas mineralizadas revela alterações hidrotermais diversas em natureza (potássica, sódica, fílica, propílica, sericítica, clorítica, silicificação, sulfetação, carbonatação) e estilo (pervasivo, fissural, venular e combinações destes). A litogeoquímica permite a individualização de tendências dos três grupos no comportamento de elementos maiores (e.g. Al_2O_3 , Fe_2O_3), menores (e.g. Cu, Co, Ni) e traço (e.g. La, Ce). Ressalta-se, porém, forte regência da mineralogia das paragêneses hidrotermais nas concentrações de elementos, em especial os maiores, o que dificulta a identificação das tendências geoquímicas de maiores escalas. Desta forma, o estudo petrográfico das paragêneses de minério mostra-se crucial como respaldo para outros métodos analíticos e corrobora para sanar possíveis indefinições deixadas por estes.

PALAVRAS-CHAVE – Província Aurífera de Alta Floresta. Mineralização de ouro. Alteração hidrotermal. Petrografia de minério. Litogeoquímica.

ABSTRACT – The Alta Floresta Gold Province (AFGP), northeastern of Mato Grosso State, represents a crustal segment of the southern sector of the Amazon Craton with approximately 500 km in length and WNW-ESE direction. It consists of plutono-volcanic and volcano-sedimentary sequences of the Paleo-Mesoproterozoic tectonically limited to the south by Caiabis Graben, and to the north by Cachimbo Graben, which separates the AFGP from the Tapajós Auriferous Province, in the State of Pará. Primary gold mineralizations total more than a hundred small deposits, and occur concentrated between the Terra Nova do Norte, Peixoto de Azevedo, Matupá and Novo Mundo counties, aligned according to NW-SE (Peru-Trairão Alignment). In this work, three main typologies of primary gold mineralizations are subdivided, with case study of five deposits in the eastern sector of the PAAF. The group (1), disseminated deposits of Au + Cu, is given by Pé Quente and Serrinha deposits; group (2), structurally controlled Au + Cu, Paraíba and Peteca deposits; group (3), structurally controlled Au + base metals, Francisco deposit. The petrography of the mineralized zones reveals a variety of hydrothermal alterations in nature (potassic, sodic, phyllic, propylitic, sericitic, chloritic, silicification, sulfidation, carbonation) and style (pervasive, fissural, venular and combinations thereof). The lithogeochemistry allows the individualization of trends of the three groups in the behavior of major elements (e.g. Al₂O₃, Fe₂O₃), minor elements (e.g. Cu, Co, Ni) and trace elements (e.g. La, Ce). However, a strong regency of the mineralogy of hydrothermal paragenesis is observed in the concentrations of elements, particularly the major ones, which makes it difficult to identify geochemical trends of larger scales. In this way, the petrographic study of the ore paragenesis is crucial as a support for other analytical methods and corroborates to remedy the possible uncertainties left by them.

KEYWORDS – Alta Floresta Gold Province. Gold mineralization. Hydrothermal alteration. Ore petrography. Lithogeochemistry.

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	9
2.	JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	11
3.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	12
3.1	AMOSTRAGEM E PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS	12
3.2	PETROGRAFIA	13
3.3	LITOGEOQUÍMICA.....	14
4.	GEOLOGIA REGIONAL.....	15
4.1	EMBASAMENTO CRISTALINO	19
4.2	FORMAÇÃO VULCANOCLÁSTICA SERRA FORMOSA	20
4.3	SUÍTE PÉ QUENTE.....	20
4.4	GRANITO NOVO MUNDO	21
4.5	SUÍTE INTRUSIVA NHANDU	21
4.6	SUÍTE INTRUSIVA MATUPÁ	21
4.7	SUÍTE INTRUSIVA FLOR DA SERRA	22
4.8	SUÍTE GRANODIORÍTICA UNIÃO DO NORTE	23
4.9	GRANITO PEIXOTO	23
4.10	SUÍTE COLÍDER	23
4.11	SUÍTE INTRUSIVA TELES PIRES	24
4.12	FORMAÇÃO DARDANELOS	25
4.13	COBERTURAS TÉRCIO-QUATERNÁRIAS	25
5.	GEOLOGIA LOCAL	26
5.1	DEPÓSITO PÉ QUENTE.....	26
5.2	DEPÓSITO SERRINHA	27
5.3	DEPÓSITO PARAÍBA	27
5.4	DEPÓSITO PETECA	28
5.5	DEPÓSITO FRANCISCO.....	29
6.	PETROGRAFIA DAS ZONAS MINERALIZADAS	32
6.1	DEPÓSITOS DISSEMINADOS DE AU ± CU (GRUPO 1)	33
6.2	DEPÓSITOS FILONARES DE AU ± CU (GRUPO 2)	46
6.3	DEPÓSITO FILONAR DE AU ± METAIS BASE (GRUPO 3).....	58
7.	LITOGEOQUÍMICA.....	65
8.	DISCUSSÕES.....	69
9.	CONCLUSÕES	79
	REFERÊNCIAS	81
	APÊNDICE I – TABELA DE DADOS FRX	84
	APÊNDICE II - DESCRIÇÕES DE LÂMINAS.....	87
	DEPÓSITOS DISSEMINADOS DE AU + CU	87
	DEPÓSITOS FILONARES DE AU + CU	91
	DEPÓSITO FILONAR DE AU + METAIS BASE	94

1. INTRODUÇÃO

No centro-norte do Estado de Mato Grosso, setor centro-sul do Cráton Amazônico, insere-se um segmento crustal, de aproximadamente 500 km de extensão e de direção WNW-ESE, representado por sequências plutono-vulcânicas e vulcano-sedimentares do Paleo- ao Mesoproterozóico, denominado Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) (SOUZA *ET AL.*, 2005). A província limita-se a sul pelo Gráben dos Caiabis e a norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós (PAT), no Estado do Pará.

Na PAAF, o cinturão orogênico Tapajós-Parima possui o maior número de mineralizações auríferas primárias (SANTOS, 2001), das quais entre as décadas de 1980 e 1990, teriam sido lavradas aproximadamente 200t de ouro. Essa produção foi inicialmente oriunda das reservas do secundário (placers), e posteriormente, do primário (PAES DE BARROS, 2007). No conjunto, essas mineralizações ocorrem concentradas entre os municípios de Terra Nova do Norte, Peixoto de Azevedo, Matupá e Novo Mundo (MT) (figura 1). Ao todo, as mineralizações primárias da província totalizam mais de uma centena de depósitos de pequeno porte (< 5 t), alinhados segundo a direção NW-SE (Alinhamento Peru –Trairão) (BARROS, 2007; ASSIS, 2011; Assis *et al.*, 2014).

O avanço do conhecimento geológico em relação às mineralizações primárias da região, tem permitido o seu agrupamento em três tipologias principais, com base no estilo, paragênese mineral e geoquímica do minério (BARROS, 2007; ASSIS, 2011; MIGUEL JR, 2011; ASSIS *ET AL.*, 2014; XAVIER *et al.*, 2011; ASSIS, 2015): (a) depósitos de Au ± Cu (± Bi ± Te ± Ag) disseminados (e.g. Aragão, Luizão, Pé Quente, Serrinha e X1) e confinados a veios e vênulas (e.g. Edu, Paraíba, Peteca, Pombo e X1), ambos com pirita como sulfeto dominante, porém com quantidades variáveis de calcopirita e hematita; (b) depósitos disseminados de Cu + Mo ± Au (e.g. Ana e Jaca), e (c) depósitos de Au + Zn + Pb ± Cu estruturalmente controlados (e.g. Bigode, Francisco, Luiz e Bigode), representados pela presença de pirita, esfalerita e galena, além de calcopirita e digenita subordinadas, e que estão hospedados em unidades vulcano-sedimentares, subvulcânicas e granitos epizonais de natureza oxidada e alcalina (granitos tipo A). As tipologias (a) e (b), por sua vez, hospedam-se majoritariamente em suítes graníticas paleoproterozóicas do tipo I, de composição cálcio-alcalina a sub-alcalina, meta a peraluminosa, de médio a alto K, magnesianas a ligeiramente ferrosas, que teriam se desenvolvido em ambientes de arcos vulcânicos.

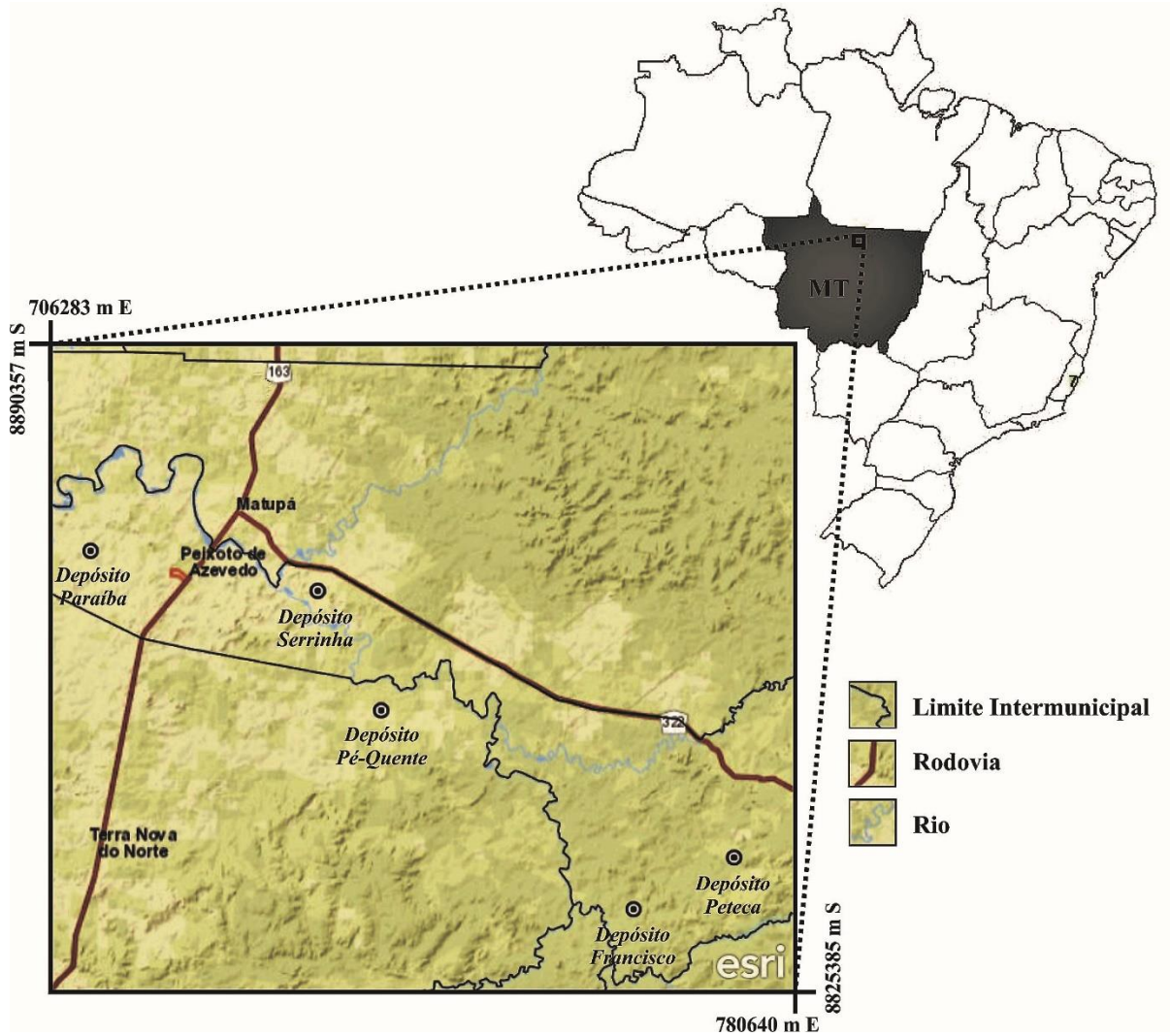


Figura 1: Localização dos depósitos auríferos estudados neste trabalho, entre os municípios de Peixoto de Azevedo, Matupá e Terra Nova do Norte (MT)

2. JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

Embora os atributos geológicos (e.g. hospedeiras, alteração hidrotermal, paragênese do minério, regime de fluidos, idade das hospedeiras e do minério, afinidades geoquímicas das hospedeiras) e modelos genéticos dos depósitos supracitados estejam relativamente bem equacionados, estudos mais sistemáticos que enfoquem a assinatura geoquímica do minério ainda são escassos e fragmentados dentro da província.

A definição da assinatura geoquímica do minério, assim como de vetores/razões geoquímicas que possam individualizar as diferentes tipologias de depósitos, tanto a nível local quanto regional, torna-se um elemento essencial na compreensão do quadro metalogenético da província, além de auxiliar como guias prospectivos. Neste sentido, este trabalho tem por objetivo a caracterização petrográfica e geoquímica (e.g. elementos maiores, menores e traço) das zonas mineralizadas de alguns dos principais depósitos auríferos primários da PAAF, em especial àqueles pertencentes aos grupos 1 e 3.

Esses resultados podem fornecer subsídios para uma melhor avaliação do modelo genético desses depósitos auríferos, tais como ouro pórfiro versus IGRS (intrusion-related gold systems) e/ou os disseminados versus filonares. Deste modo, enriquece-se o conhecimento metalogenético sobre a PAAF, o que corrobora para sofisticação dos métodos de prospecção e exploração de suas mineralizações auríferas primárias.

Para que esses objetivos sejam alcançados, foram selecionados cinco depósitos auríferos do setor leste da PAAF, localizados entre os municípios de Peixoto de Azevedo – Matupá – Novo Mundo (figura 1). Esses depósitos incluem o Pé Quente (ASSIS, 2011); Serrinha (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006); Paraíba (BARROS, 1994; TREVISAN, 2015); Peteca (TEIXEIRA, 2015) e Francisco (ASSIS, 2011). Neste conjunto, os três primeiros seriam representativos dos depósitos disseminados de Au ± Cu do grupo (a), enquanto Peteca e Paraíba correspondem aos depósitos filonares, também pertencentes ao grupo (a). O do depósito do Francisco, contudo, seria o representante das mineralizações de Au + Zn + Pb ± Cu estruturalmente controladas, pertencente ao grupo (c).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras de minério foram selecionadas e preparadas para os métodos de análise por fluorescência de raios-X e petrografia de luz transmitida, refletida, e microscopia eletrônica de varredura. São dados a seguir os procedimentos de cada etapa.

3.1 AMOSTRAGEM E PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

Foram selecionadas 22 amostras provenientes de zonas mineralizadas de cinco depósitos auríferos da província. Essas amostras foram coletadas em afloramentos mineralizados, galerias subterrâneas, *shafts* e testemunhos de sondagem.

Com base no estilo, paragênese e geoquímica do minério, foram selecionados depósitos pertencentes às três tipologias (a, b, c) de mineralizações auríferas da província, segundo a individualização proposta por Assis *et al.* (2014) e Assis (2015). As amostras deste estudo foram, portanto, divididas do seguinte modo: (1) depósitos disseminados de Au ± Cu: depósitos Pé Quente (cinco amostras) e Serrinha (cinco amostras); (2) depósitos filonares de Au ± Cu: depósitos Paraíba e Peteca (três amostras cada); e (3) depósitos filonares de Au + metais de base: depósito do Francisco (quatro amostras). Para expansão do conjunto de dados adquiridos neste trabalho, foram adicionadas um total de três amostras do depósito Pé Quente (amostras: PQ-01, RA-09C1 e RA-09.G) e duas do Francisco (amostras: Pto 19A e Pto 19B), oriundas de Assis (2011).

A preparação das amostras para análise geoquímica de rocha total envolveu inicialmente: (1) remoção das porções intemperizadas para redução de contaminação; (2) britagem manual das porções mais mineralizadas utilizando-se martelo petrográfico e bigorna; e (3) seguida de 15 a 20 segundos de moagem em moinho oscilatório da marca Pfaff. Todos os instrumentos utilizados foram rigorosamente higienizados com água, detergente e álcool isopropílico (99,8% de pureza; densidade a 20°C = 0,785 g/cm³) antes da britagem e moagem de cada amostra. Em adicional, a limpeza do moinho oscilatório ocorreu com areia fina sempre na troca de amostras de cada depósito.

3.2 PETROGRAFIA

Para esta etapa foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do DPM-UNESP seis lâminas delgadas polidas de amostras dos depósitos Serrinha, Pé Quente e Francisco. A essas lâminas somaram-se nove preexistentes, oriundas dos depósitos Peteca e Paraíba, já utilizadas em outros trabalhos (p. ex. ASSIS, 2011, 2015; TEIXEIRA2015), e que foram confeccionadas nas dependências do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP).

A descrição das lâminas, realizada no Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM – UNESP Rio Claro), se deu por meio de microscópio petrográfico óptico convencional, em luz transmitida e refletida da marca Zeiss, modelo Axioskop 40, acoplado a uma câmera fotográfica digital Canon PowerShot G5 para obtenção de fotomicrografias.

Essa etapa tem por objetivo a caracterização e refinamento da paragênese sulfetada e estilo da mineralização dos depósitos estudados, através da análise das relações texturais/estruturais entre minerais de minério e de ganga, relações entre paragêneses e microestruturas, viabilizando a definição da evolução temporal das mineralizações. Consequentemente, essa etapa dará subsídio a discussão da litogeoquímica, visto todas as amostras analisadas para elementos maiores e traço terem sua respectiva sessão delgada polida.

A descrição petrográfica foi refinada com o uso do microscópio eletrônico de varredura (MEV), a fim de se determinar as fases minerais não reconhecidas durante a petrografia convencional, particularmente as associadas às paragêneses sulfetadas, assim como possíveis zoneamentos nos sulfetos, presença de elementos traço (e.g. Ag, Bi, Te), complementação dos modos de ocorrência do ouro e sua composição química aproximada. O diagnóstico de fases menores se mostra importante, em especial, na compreensão dos resultados obtidos pela geoquímica de rocha total.

As abreviações dos nomes dos minerais utilizadas neste trabalho seguem as recomendações da IUGS (*International Union of Geological Sciences*), Subcomissão de Sistemática de Rochas Metamórficas (SIIVOLA & SCHID, 2007), sendo listadas a seguir, em ordem alfabética.

Ag = prata	Cv = covelita	Mag = magnetita	Py = pirita
Au = ouro	Ep = epidoto	Mo = molibdênio	Qtz = quartzo
Bi = bismuto	FK = feldspato potássico	Mnz = monazita	Rt = rutilo
Bt = biotita	Gn = galena	Ms = muscovita	Ser = sericita
Chl = clorita	Gth = goethita	Pl = plagioclásio	Sph = esfalerita
Cpy = calcopirita	Hem = hematita	Po = pirrotita	Zrn = zircão

3.3 LITOGEOQUÍMICA

Esta etapa corresponde ao núcleo principal do trabalho, pois objetivou a obtenção dos dados analíticos para caracterização geoquímica do minério com posterior avaliação de eventuais vetores/razões geoquímicas que possam diferenciar os diferentes depósitos da província, reunindo-os em conjuntos regionais que partilhem das mesmas características.

As amostras pulverizadas foram analisadas via FRX (fluorescência de raios-X) pela equipe técnica do Laboratório de Fluorescência de Raios-X (Departamento de Petrologia e Metalogenia/UNESP), em espectrômetro Philips PW2400, com fusão de 0,72 g de amostra e 6,5 g de metaborato de lítio (LiBO₂) em cadinhos de liga Pt-Au. Esse método baseia-se na excitação da amostra por raios-X primários, geradores dos raios-X secundários (fluorescência de raios-X), com comprimentos de onda individuais característicos de cada elemento. (ROLLINSON, 1997). Os elementos maiores analisados por FRX incluem SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅, enquanto Ni, Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Cu, Zn, Co, V, Ga correspondem aos elementos traço.

4. GEOLOGIA REGIONAL

No centro-norte do Estado do Mato Grosso, setor sul do Cráton Amazônico, insere-se um segmento crustal representado por sequências plutono-vulcânicas do Paleo- ao Mesoproterozóico denominado Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF). Alonga-se por mais de 500 quilômetros na direção WNW-ESE, sendo limitada a sul pelo Gráben dos Caiabis e a norte pelo Gráben do Cachimbo, o qual a separa da Província Aurífera do Tapajós (PAT), no Estado do Pará.

De evolução e gênese bastante complexa, a estruturação do Cráton Amazônico é controversa, com diferentes propostas de compartimentações geotectônicas, o que implica em distintos limites temporais e espaciais para a PAAF, a depender do modelo adotado (figura 2). O modelo de Tassinari & Macambira (1999) enquadra a PAAF no limite entre as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga), enquanto Santos *et al.* (2006) a considera inclusa entre as províncias Tapajós-Parima (2,03 – 1,88Ga) e Rondônia Juruena (1,82 – 1,54Ga). Independente do modelo, essas províncias são interpretadas como grandes regiões de crosta continental juvenil formadas a partir de rochas derivadas do manto, acrescidas por sucessivos arcos magmáticos gerados em subducção de litosfera oceânica sob a Província Amazônia Central (PAC) durante o Ciclo Transamazônico, seguidas de colisões de massas continentais. A PAC teria pertencido ao paleocontinente Atlântica (CORDANI *et al.*, 1979; TEIXEIRA *et al.*, 1999; TASSINARI *et al.*, 1996; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; ASSIS, 2011).

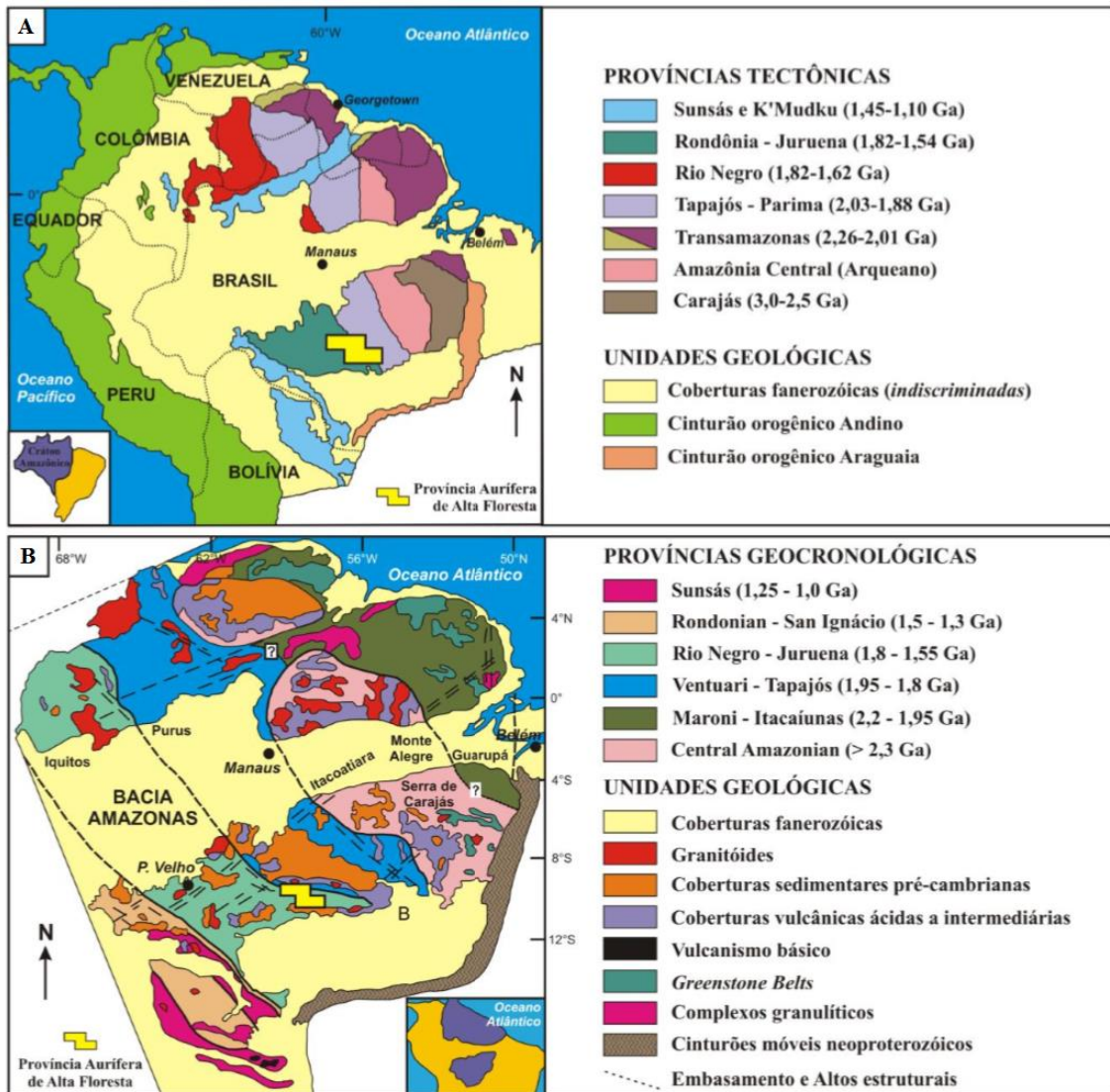


Figura 2: Localização da Província Aurífera de Alta Floresta segundo os modelos de (A) Santos *et al.* (2006) e (C) Tassinari & Macambira (1999). Quadrícula referente a PAAF correspondente a área de mapeamento regional do projeto da CPRM “Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta”, integrado por Souza *et al.* (2005). Extraído de Assis (2015).

As principais unidades geológicas do setor leste da PAAF, e compreendidas entre os municípios de Terra Nova do Norte, Peixoto de Azevedo, Matupá e Novo Mundo, são representadas por rochas paleoproterozóicas do embasamento, intrudidas por diversas unidades plutono-vulcânicas, as quais estão recobertas pelas unidades sedimentares mesoproterozóicas da Formação Dardanelos, e pelas coberturas detrito-lateríticas terció-quaternárias e depósitos aluvionares holocênicos (tabela 2; figura 3).

Tabela 2: Geocronologia e ambiência tectônica das principais unidades geológicas da PAAF envolvidas neste estudo. Modificado de Assis (2015).

DOMÍNIOS GEOLÓGICOS	UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES (Ma)	AMBIENTES TECTÔNICOS
Sequências sedimentares	Depósitos aluvionares Cascalho, areia, silte e argila.	Quaternário	Sedimentos intra-cratônicos inconsolidados.
	Coberturas Detrito-lateríticas (Formação Dardanelos) Sedimentos areno-siltico-argiloso mal selecionados e imaturos, laterizado e/ou ferruginosos.	1,987 ±4 a 1,377 ±13 (idade máxima em 1.44 Ga).	Bacia <i>pull-apart</i> ou <i>strike slip</i> .
Unidades plutono-vulcânicas anorogênicas e pós-colisionais (granitos tipo A)	Suíte Intrusiva Teles Pires Álcali-feldspato granito, granito porfirítico, granófiros, riolito, riodacito, dacito, andesito, tufo, brechas e ignimbrito.	1,782 ±17 a 1,757 (U-Pb).	Granito do tipo A pós-colisional ($1.94 < T_{DM} < 2.28$; $-3.4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$).
	Pórfiro União do Norte Álcali-feldspato granito a monzogranito porfirítico.	1,774 ±7.5	Granito do tipo A pós-colisional (dados isotópicos não disponíveis).
Unidades plutono-vulcânicas sequências vulcano-sedimentares (granitos tipo J)	Suíte Colider Rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas intermediárias a ácidas.	1,786 ±17, 1,785 ±6.3; 1,781 ±8.	Ambiente de arco vulcânico cálcio-alcálico a sin-colisional ($1.94 < T_{DM} < 2.34$; $-3.4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$).
	Granito Peixoto Biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita tonalito.	1,792 ±2 (Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).
	Suíte Granodiorítica União Biotita-hornblenda granodiorito e biotita-hornblenda tonalito.	1,853 ±23 (LA-ICP-MS)	Granitos cálcio-alcálicos de arco vulcânico (dados isotópicos não disponíveis).
	Suíte Intrusiva Matupá Biotita granito, biotita monzogranito, hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda monzodiorito, biotita-hornblenda monzogranito, biotita monzogranito porfirítico sieno-monzogranito porfirítico- <i>rapakivi</i> .	1,872 ±12 (Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico ($2.15 < T_{DM} < 2.34$; $-4.3 < \epsilon_{Nd(t)} < +3.04$).
	Granito Nhandu Sienogranito, monzogranito com sub-vulcânicas subordinadas.	1,889 ±17; 1,879 ±5.5 (U-Pb) e 1,848 ±17.	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico ($2.14 < T_{DM} < 2.17$; $\epsilon_{Nd(t)} = -0.91$).
	Granito Novo Mundo Sienogranito, monzogranito, granodiorito, quartzo-monzonito e monzonito.	1,970 a 1,964 (U-Pb e Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico ($2.55 < T_{DM} < 2.76$; $-7.62 < \epsilon_{Nd(t)} < -4.48$).
	Suíte Intrusiva Pé Quente Monzonito, quartzo-monzonito, quartzo-monzodiorito, monzodiorito, albitito fino, granodiorito aplítico e biotita tonalito.	1,979 ±31 (U-Pb).	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).
	Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa Arenito-feldspático, grauvasca-feldspática, arenito-lítico e conglomerado arenoso polimitico matriz-suportado.	Idade mínima: 2,009 Idade máxima: 1,718	Bacia de ante-pais retro-arco em margem continental ativa (dados isotópicos não disponíveis).
Embasamento: supracrustais e sequências plutônicas metamorfizadas	Granitóides do embasamento Quartzo diorito, tonalito e granodiorito geralmente foliados.	1,998 (Pb-Pb)	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).
	Gnaisses e migmatitos Anfibolito e ortognaisse de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados.	1,992 a 2,816 (U-Pb)	

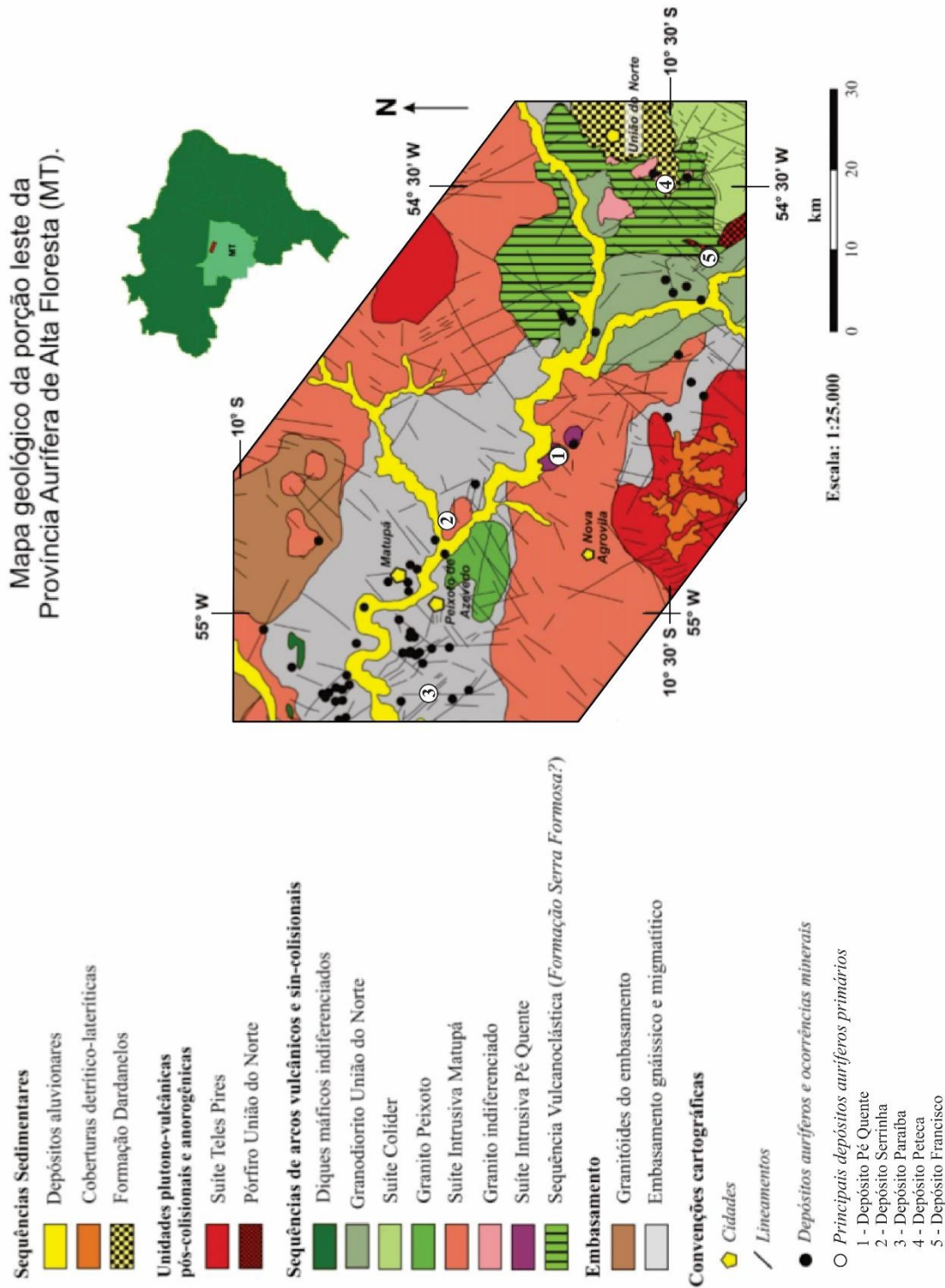


Figura 3: Mapa geológico da porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta (modificado de ASSIS, 2015)

4.1 EMBASAMENTO CRISTALINO

Na Província, o embasamento pode ser subdividido em dois grupos principais, raramente aflorantes, dada a pronunciada pediplanação e pedogênese. Primeiro é representado pelo Complexo Bacaeri-Mogno, sendo composto por supracrustais (gnaiesses sílico-aluminosos, quartzitos, calcissilicáticas) e metaplutônicas (anfíbolitos) de alto grau metamórfico, no sudoeste da província. Essas rochas exibem foliação milonítica e/ou bandamento gnáissico orientados nas direções E-W e ESE-WNW; Pimentel (2001) obteve idade isocrômica de 2,24 Ga (Sm-Nd) em ortoanfíbolitos.

No setor leste da província, entretanto, o embasamento é representado pelo Complexo Cuiú-Cuiú, composto por gnaiss de composição granítica a tonalítica e migmatito com paleossoma de composição anfíbolítica e ortognaissica (MORETON & MARTINS, 2005), além de rochas máficas e ultramáficas, metassedimentos e formações ferríferas bandadas (DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001). O complexo ocorre sob a forma de estreitas faixas alongadas e descontínuas, de difícil mapeamento, que margeiam as suítes plutono-vulcânicas mais jovens e/ou associado a zonas de cisalhamento transcorrente NW-SE, ou a falhas N-S, na região de Peixoto de Azevedo (LACERDA FILHO *et al.*, 2006). Datação U-Pb SHRIMP em zircão de ortognaiss granítico revelou idade 1.992 ± 7 Ma (SOUZA *et al.*, 2005), compatível com as idades U-Pb por SHRIMP de 2.005 ± 7 Ma e U-Pb convencional de 2.033 Ma (SANTOS *et al.*, 1997) de rochas desta unidade, aflorantes na PAT. Em adicional, Paes de Barros (2007) obteve idade Pb-Pb em zircão entre 2.816 e 1.984 Ma, sugestivas de um embasamento heterogêneo, correlacionáveis ao Complexo Xingu, na PAT.

O conjunto de batólitos pertencentes ao Complexo Cuiú-Cuiú teria se originado em ambiente de arco insular desenvolvido no decorrer do evento orogênico Munducus (2,04-1,96 Ga; SANTOS *et al.*, 2004). O Complexo Cuiú-Cuiú ainda é intrudido por granitoides foliados cálcio-alcálicos de composição tonalítica a monzogranítica (PAES DE BARROS, 2007), denominados de granitoides do embasamento cristalino (PAES DE BARROS, 2007).

4.2 FORMAÇÃO VULCANOCLÁSTICA SERRA FORMOSA

Situada nos arredores da Agrovila União do Norte, os afloramentos dessa unidade exibem-se sempre moderada a intensamente intemperizados, marcados geomorfologicamente por alinhamentos positivos de serras e morrotes, com pacotes de S_0 sub-verticalizados, possivelmente indicativos apontando de basculamento tectônico ou e possível dobramento (ASSIS, 2011; MIGUEL JR, 2011). Corresponde a uma unidade sedimentar epiclástica, constituída por rochas de granulometria fina a média, que englobam arenito arcoseano vulcanoclástico, grauvaca-feldspática vulcanoclástica, arenito arcoseano lítico vulcanoclástico, cujos fragmentos provêm essencialmente de vulcânicas máficas a intermediárias (~90%), além de conglomerado arenosos polimítico vulcanoclástico matriz suportado, com clastos de vulcânicas intermediárias, e menores concentrações de plutônicas (granodiorito) e sedimentares (ASSIS, 2011).

Segundo Assis (2011), a unidade apresenta concentrações intermediárias de SiO_2 (71,78 – 81,58%) e Fe_2O_3+MgO (2,17 – 5,47%), baixo TiO_2 (0,3 – 0,41%), elevado CaO (0,31 – 2,22) e Na_2O (0,97 – 4,72%), e Na_2O+K_2O varia de 1,28 a 6,25%. Dados apontam a redução nos percentuais de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e MnO , e aumento do K_2O com o incremento da maturidade química (razão SiO_2/Al_2O_3). Miguel Jr. (2011) propõe idade (U-Pb em zircão, LA-ICP-MS) de sedimentação da sequência vulcanoclástica entre 2009 e 1718 Ma.

4.3 SUÍTE PÉ QUENTE

Esta suíte magmática, definida por Assis (2011) nas cercanias do depósito Pé Quente, é composta compõe-se por diorito-monozodiorito a monzonito pobres em quartzo; são leucocráticos e, de tonalidade leitosa com pontos cinza escuros, granulação média a grossa, com rara textura porfírica. Comumente apresentam pequenas cavidades (*vugs*) de até 0,5 cm de diâmetro, correspondentes a feições de escape de gases. Essa unidade está espacialmente relacionada a diversas manifestações plutônicas mais jovens, não cogenéticas e de composição granítica, correlacionadas à Suíte Intrusiva Matupá (ASSIS, 2011). Em adicional, diversos diques de vulcânicas máficas e intermediárias são intrusivos em todas essas unidades.

A Suíte Pé Quente exibe afinidade cálcio-alcálica de médio K, meta- a peraluminosa, magnésiana, semelhante a granitos orogênicos tipo I, além de apresentar idade de cristalização U-Pb em zircão por LA-ICP-MS de 1.979 ± 31 Ma (ASSIS, 2011; MIGUEL JR, 2011).

4.4 GRANITO NOVO MUNDO

Esta unidade intrusiva constitui-se por um plúton alongado segundo NW-SE; é marcado por recristalização e estiramento de quartzo, provavelmente devido a controle estrutural tardio das zonas de cisalhamento que constituem as bordas do plúton. As fácies que o compõem são dadas por sienogranito, monzogranito, granodiorito, quartzo monzonito, monzonito, e diques de gabro e diorito. Datações Pb-Pb em zircão (ICP-MS; PAES DE BARROS, 2007) de sieno- e monzogranito resultaram em idades 1.970 ± 3 Ma e 1.964 ± 1 Ma, respectivamente. O sienogranito possui idade modelo TDM = 2,76 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}(1.964) = -7,62$, enquanto o monzogranito exibe TDM = 2,55 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}(1.964) = -4,48$. Os dados corroboram tanto para participação de crosta continental quanto para fonte arqueana na geração do magma do plúton Novo Mundo.

4.5 SUÍTE INTRUSIVA NHANDU

O Granito Nhandu dispõe de monzogranito e sienogranito, com enclaves de diorito/quartzo-monzodiorito, granitos sub-vulcânicos, quartzo-sienito fino e granófiros subordinados. São rochas meta- a peraluminosas, álcali-cálcicas a cálcio-alcálicas, subalcálicas, de médio K e ferrosas, geradas em ambiente tardiorogênico ou pós-colisional do arco magmático (SOUZA *et al.*, 2005; PAES DE BARROS, 2007). Silva & Abram (2008) interpretam um ambiente tectônico pós-colisional a intra-placa, e estabelecem idade entre 1.889 ± 17 Ma e $1.879 \pm 5,5$ Ma (U-Pb em zircão), com idades modelo entre 2,14 e 2,17 Ga, e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,91.

4.6 SUÍTE INTRUSIVA MATUPÁ

As rochas do Complexo Cuiú-Cuiú são englobadas como xenólitos pelos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Matupá, sendo estes divididos em quatro litofácies distintas: (fácies 1) biotita granito e biotita monzogranito; (fácies 2) hornblenda monzogranito, biotita ± hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito; (fácies 3) clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético; e (fácies 4) biotita

granitos e granitos, com microgranitos e granófiros subordinados. As fácies 1 e 2 comumente hospedam mineralizações auríferas, a exemplo do Depósito Serrinha, descrita por Moura *et al.* (2006). Em adicional, Assis (2011) descreve uma séria de manifestações de composição monzogranítica com biotita e hornblenda como fases acessórias, as quais são tentativamente correlacionáveis à suíte.

Os plútons pertencentes a essa suíte exibem composição cálcio-alcalina a alcalina, meta-a peraluminosas, assemelhados a granitos tipo I (MOURA, 1998; SOUZA *et al.*, 2005; ASSIS, 2011). Moura (1998) obteve idade de cristalização U-Pb em 1.872 ± 12 Ma (Pb-Pb em zircão) e idades modelo (TDM) entre 2,34-2,47 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ que variam de -2,7 a -4,3. Adicionalmente, Assis (2015) reporta idades de cristalização U-Pb em zircão (SHRIMP) de $1.863 \pm 4,8$ Ma em biotita granodiorito (Pedreira Jorge), ainda não correlacionado a nenhuma das *fácies* anteriores.

4.7 SUÍTE INTRUSIVA FLOR DA SERRA

Nos arredores das cidades de Matupá e Peixoto de Azevedo, com área-tipo na região do povoado de Flor da Serra, foi definida a Suíte Intrusiva Flor da Serra. Constitui-se por batólitos e stocks de gabro, gabrodiorito, diorito, monzogabro, monzodiorito, diabásio, além de traquiandesito e mega-xenólitos de gnaisses tonalíticos atribuídos ao Complexo Cuiú-Cuiú (SOUZA *et al.*, 2005), com assinaturas geoquímicas de toleitos subalcalinos continentais (intraplaca), semelhantes a lavas de margem continental primitiva (SILVA & ABRAM, 2008; MOURA, 1998).

A idade absoluta da suíte ainda se encontra indefinida, havendo apenas uma idade-modelo TDM de 2.336 Ma e $\epsilon_{Nd(t)} = -2.08$ obtidas por Klein *et al.* (2000), indicativas de contaminação crustal. Apesar disso, a Suíte Flor da Serra intrude a Suíte Matupá, revelando-se mais jovem (MORETON & MARTINS, 2005).

4.8 SUÍTE GRANODIORÍTICA UNIÃO DO NORTE

Unidade intrusiva na Formação Serra Formosa, em região de relevo aplainado e grandes perfis pedogenéticos desenvolvidos. É representada por biotita-hornblenda granodiorito com biotita-hornblenda tonalito e quartzo monzodiorito subordinados (ASSIS, 2011). Possui afinidade geoquímica com séries cálcio-alcálicas de alto K, meta- a peraluminosas; os percentuais de sílica (75,2-76,2%) e álcalis (8,4-8,7%) são elevados, enquanto o CaO é baixo (0,2-0,4%). Forte anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* \approx 0,13-0,18$), e baixas razões $(La/Lu)_N$, entre 7,2 e 10,9 indicam magma de natureza muito evoluída. Miguel Jr. (2011) obteve idade 1.855 ± 23 Ma (Pb-Pb em zircão, LA-ICP-MS).

4.9 GRANITO PEIXOTO

Intrusivo no embasamento Cuiú-Cuiú, a unidade aflora nas proximidades da cidade de Peixoto de Azevedo, na forma de um batólito de biotita monzogranito a biotita granodiorito com hornblenda, além de biotita tonalito e enclaves alongados de diorito em concentrações subordinadas. Exibe afinidade com as séries álcali-cálcicas a cálcio-alcálicas de médio K, meta- a peraluminosas e magnesianas, semelhantes a granitos orogênicos do tipo I. Paes de Barros (2007) reporta uma idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 1.792 ± 2 Ma.

4.10 SUÍTE COLÍDER

A Suíte Colíder define-se por rochas vulcânicas piroclásticas e de derrames, de composição intermediária a ácida, de afinidade cálcio-alcálica, meta-a peraluminosa, de alto K, características químicas similares a granitos orogênicos; associam-se ainda a intrusões epizonais de microgranito, microquartzo monzonito, granófiro, riolito e dacito porfirítico, além de intercalações com sedimentos epiclásticos (MORETON & MARTINS, 2005; SOUZA *et al.*, 2005). A unidade é delimitada por contatos tectônicos com as suítes Matupá e Nhandu. Possui afinidade geoquímica de séries graníticas orogênicas (arcos vulcânicos cálcio-alcálicos sin- a pós-colisionais), e idade entre 1.786 ± 17 e 1.773 ± 5 Ma, $1.94 < TDM < 2.34$; $-3.4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$ (JICA/MMAJ, 2000; MORETON & MARTINS, 2005; SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008).

4.11 SUÍTE INTRUSIVA TELES PIRES

A Suíte Intrusiva Teles Pires ocorre como batólitos e *stocks* subcirculares a elipsoidais intrudidos em todas as unidades anteriores, além de localmente observados com contatos tectônicos locais. É essencialmente constituída por álcali-feldspato granitos e biotita granitos, além de granitos porfíricos, granofíricos, gráficas, *rapakivi* e *anti-rapakivi*, microgranitos e riebeckita granitos subordinados. Apresentam cor cinza-avermelhado a vermelho-tijolo, granulação média a grossa, texturas equigranulares a inequigranulares, por vezes porfíricas, estruturas maciças a levemente foliadas (SOUZA *et al.*, 1979; SILVA *et al.*, 1980; TASSINARI & MACAMBIRA, 2004; SOUZA *et al.*, 2005). Essa unidade remete a um magmatismo alcalino com geração de granitos tipo A, de natureza cálcio-alcalina de médio a alto K, metaluminosa a peraluminosa; correspondem a intrusões de ambiente pós-colisional a intra-placa. Idades U-Pb em zircão de 1.757 ± 16 Ma a 1.782 ± 17 Ma, idades TDM entre 1,94 a 2,28 Ga, e valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre -3,4 e +3,0 indicam magmas de origem mantélica com forte contribuição de material crustal (SANTOS, 2000; PINHO *et al.*, 2003; MORETON & MARTINS, 2005; SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008; ASSIS, 2015).

Correlacionável à Suíte Teles Pires, individualizado pela primeira vez por Assis (2011), o Pórfiro União do Norte corresponde a unidade sub-vulcânica de quartzo-feldspato granito porfírico e monzogranito porfírico que ocorrem como lacólitos na região da Agrovila União do Norte, Depósito do Francisco, ao longo de um alinhamento NE-SW de feição geomorfológica positiva. Essas rochas apresentam acentuadas tonalidades avermelhadas (vermelho-tijolo), atribuídas à formação de feldspato alcalino (essencialmente ortoclásio) da fase de alteração hidrotermal potássica. O Pórfiro é intrusivo nas unidades anteriormente descritas, mostrando-se mais jovem que as demais, contendo até mesmo enclaves da Unidade Vulcanoclástica; nas zonas de contato com as unidades mais antigas, é frequente intensa venulação de quartzo, com formação de espessos veios e sistemas de veios. Assis (2011) propõe que o alojamento da unidade tenha sido crucial para a gênese das mineralizações epitermais auríferas associadas a metais de base ($\text{Zn}+\text{Pb}\pm\text{Cu}$), caso do depósito Francisco. Miguel Jr. (2011) indica idade de cristalização do Pórfiro União do Norte em 1774 ± 7.5 Ma (U-Pb em zircão, LA-ICP-MS); Assis (2015) obteve idade modelo T_{DM} entre 2,36 e 2,02 Ga.

Diques de vulcânicas máficas a félsicas, indeformadas e não metamorfizadas, truncam todas as unidades anteriores, e não ultrapassam algumas dezenas de metros de comprimento e

os 15 m de largura. Correspondem a estruturas de grande frequência na região, e que se alinha m, sem quaisquer indícios de deformação e metamorfismo, alinhando-se segundo a direção preferencial N20-59E. São constituídos por basalto, traquibasalto, andesito e dacito, não magnéticos, de textura afanítica e por vezes com fenocristais de plagioclásio. Possuem afinidade com séries toleíticas e cálcio-alcalinas; os termos de composição básica possuem assinatura de médio K a shoshonítica, enquanto os dacitos e andesitos são de médio K (ASSIS, 2011). Ocorrem também diques de basalto afanítico a porfírico, de médio K, e assinatura de basaltos toleíticos intraplaca, descritos por Moura (1998).

4.12 FORMAÇÃO DARDANELOS

Sequências de arenito, arenito arcoseano, e níveis conglomeráticos pertencentes à Formação Dardanelos (Grupo Caiabis), recobrem as unidades plutono-vulcânicas e o embasamento previamente descrito da PAAF, pertencendo à Formação Dardanelos (Pmd), do Grupo Caiabis. Os litotipos da unidade apresentam sequências de estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas, sendo interpretadas por Moreton & Martins (2005) como um sistema de leques aluviais de rios entrelaçados, possivelmente tendo o Arco Magmático Juruena como área-fonte dos sedimentos. Souza *et al.* (2005) sugerem idade máxima do início da sedimentação da Formação Dardanelos em 1,44 Ga, baseados nas idades U-Pb em zircão detrítico compreendidas entre 1.987 ± 4 Ma a 1.377 ± 13 Ma de Saes & Leite (2003), e interpretam o Grupo Caiabis como uma bacia *pull-apart* ou *strike-slip* gerada por zonas de transcorrência sinistras NW-SE.

4.13 COBERTURAS TÉRCIO-QUATERNÁRIAS

As unidades mais recentes são dadas pelas Coberturas Tércio-Quaternárias de natureza detrítico-laterítica, e pelos sedimentos clásticos e pelitos inconsolidados dos Depósitos Aluvionares do Holoceno, constante alvo de atividades garimpeiras até os dias atuais (SOUZA *et al.*, 2005; MIGUEL JR., 2011).

5. GEOLOGIA LOCAL

As cinco mineralizações auríferas estudadas neste trabalho compreendem os depósitos Pé Quente e Serrinha (depósitos disseminados Au + Cu), Paraíba e Peteca (depósitos filonares Au + Cu), e Francisco (depósito filonar Au + metais base), todos compreendidos entre os municípios de Terra Nova do Norte, Peixoto de Azevedo, Matupá e Novo Mundo, em contexto de diversas unidades plutono vulcânicas intrudidas em embasamento paleoproterozóicos. Os principais atributos geológicos dos cinco depósitos são sumarizados na Tabela 3.

5.1 DEPÓSITO PÉ QUENTE

Mapeamento em escala de detalhe realizado por Assis (2011) no depósito Pé quente individualizou sete unidades plutônicas, por sua vez intrudidas por diques de vulcânicas básicas, e localmente recobertas por sedimentos clásticos recentes. As unidades plutônicas apresentam composições entre tonalito-sienogranito a quartzo diorito-monzonito, e correspondem, em ordem cronológica, à Suíte Pé Quente, monzonito grosso, granito indiferenciado, biotita monzogranito porfirítico, biotita-hornblenda monzogranito, Suíte tonalítica, e monzogranito porfirítico/*rapakivi*. Ainda existem dúvidas quanto às relações cronoestratigráficas das sete unidades plutônicas; as idades relativas da Suíte Pé Quente e do granito indiferenciado são incertas, dada a ausência de afloramentos representativos e intenso grau de intemperismo; a relação entre a Suíte Pé Quente e o monzonito grosso não foi observado no mapeamento, dificultando a determinação da unidade mais antiga da área.

O depósito Pé Quente ocorre hospedado na unidade provavelmente mais primitiva (Suíte Pé Quente), menos fracionada e evoluída. Corresponde a um dos mais importantes exemplos de mineralização aurífera disseminada em sistemas graníticos da província. A evolução hidrotermal do depósito envolveu alteração sódica (albita±quartzo), potassificação, sericitização, carbonatação, muscovitização, silicificação, alteração sódica venular tardia, alteração propilítica, cloritização, epidotização, e veios tardios de epidoto+clorita+clinozoisita+ortoclásio. O ouro ocorre incluso em pirita disseminada, relacionada às zonas de intensa alteração sódica inicial, ou em vênulas de albita e quartzo.

5.2 DEPÓSITO SERRINHA

Segundo Moura (1998), o depósito constitui-se basicamente por três unidades: Maciço Granítico Matupá, diques fêlsicos e máficos; o maciço é muito pouco fraturado, porém suas famílias de fraturas são diretamente relacionadas (paralelas) às intrusões fêlsicas e máficas. O granito Matupá aflora como blocos de biotita granito de cor rósea e granulação média a grossa; é isotrópico, não deformado, com textura equigranular a porfirítica. Os minerais essenciais da rocha compreendem quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita; os minerais acessórios são ilmenita, magnetita, zircão, titanita, apatita, hornblenda e monazita. O maciço é amplamente afetado por alterações hidrotermais disseminadas (infiltração pervasiva) que compreendem albitização, sericitização, potassificação, cloritização e piritização (relacionadas à mineralização aurífera), e carbonatação.

Intrudidos no Maciço Granítico Matupá estão diques fêlsicos, sucedidos por diques máficos. Os diques fêlsicos dispõem-se segundo N70W a EW, com até poucos metros de largura; são bastante afetados por processos hidrotermais, porém preservam bem estruturas de fluxo. A coloração da rocha é, em geral, verde clara; a granulação é muito fina, e a composição é riolítica, dada por quartzo, feldspato potássico, sericita, além de pirita, zircão e apatita acessórios. A coloração esverdeada da rocha se deve a alterações hidrotermais com clorita associada a sericita, além de quartzo, feldspato potássico e *boxworks* de pirita.

Os diques máficos, mais jovens, têm composição basáltica toleíítica, de ambiência intraplaca. O tipo petrográfico dominante é porfirítico, com fênocristais de plagioclásio em matriz ofítica e vítrea. A composição aproximada é de 40% de matriz vítrea, 25% de plagioclásio (andesina a labradorita), 25% de augita e 10% de magnetita. O plagioclásio é intensamente substituído por sericita hidrotermal, e a magnetita tem hábito esquelético. O segundo tipo petrográfico tem composição similar ao primeiro, porém a textura é granular-hipidiomórfica fina a média, subofítica; a matriz vítrea é ausente, e a magnetita é bem cristalizada.

5.3 DEPÓSITO PARAÍBA

Este depósito, também conhecido como Filão do Paraíba, corresponde a um sistema filoneano de pelo menos três veios de quartzo irregulares da ordem de 1,5 km de extensão, lenticulares, anastomosados e ramificados. Constitui um dos mais importantes depósitos filoneanos de Au ± Cu da província. Hospeda-se em anfíbolito da Suíte Intrusiva Flora da Serra,

monzogranito (fácies 1) da Suíte Intrusiva Matupá, e gnaïsse do embasamento relacionado ao Complexo Cuiú-Cuiú (ABREU FILHO *et al.*, 1992; PAES DE BARROS, 1994; SOUZA *et al.*, 2005; MORETON & MARTINS, 2005; SILVA & ABRAM, 2008). Também são descritos tonalito milonitizado com porfiroclastos de quartzo, tonalito a granodiorito, lentes ou enclaves de anfibolitos nas duas fácies anteriores, além de diques graníticos (SIQUEIRA, 1997).

A mineralização de ouro se dá nos veios bandados e foliados de quartzo, com espessuras de até 1,5 m, restritos (concordantes) a zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais de atitude N05W/65-70NE. As porções distais dos veios dispõem de alterações hidrotermais de silicificação, sericitização e potassificação; as porções proximais apresentam propilitização e sericitização/muscovitização. O ouro ocorre incluso nos sulfetos, principalmente a pirita; calcopirita, pirrotita, esfalerita, galena, magnetita, bismutinita, bismuto nativo, molibdenita, tetraedrita, calcocita, bornita e covelita são subordinadas. Os sulfetos também ocorrem disseminados na rocha encaixante, mas suas maiores concentrações estão intimamente ligadas aos setores em que acompanham o quartzo. (ABREU FILHO *et al.*, 1992; PAES DE BARROS, 1994; SIQUEIRA, 1997; SILVA & ABRAM, 2008).

5.4 DEPÓSITO PETECA

O modelo de Au-orogénico (*lode gold*) é proposto para o depósito Peteca (Teixeira, 2015), que compreende cinco grupos de litotipos: hornblenda gabro milonito; quartzo monzogabro milonito; sienogranito milonito, granodiorito milonito, clorita carbonato filonito, sericita clorita filonito, e quartzo sericita filonito. Os litotipos filoníticos são definidos como milonitos ricos em filossilicatos, de brilho lustroso similar ao de filitos, gerados em zonas de cisalhamento dúcteis a dúcteis/rúpteis, frutos de solução sob pressão, metassomatismo e hidrotermalismo. Contudo, a real diferença entre milonito e filonito reside no fato de que neste último a pressão de fluidos supera os esforços de cisalhamento.

O hornblenda gabro milonito é litotipo que aparentemente melhor representa o protólito, sendo também o mais profundo, e o mais distal do veio mineralizado em ouro. O veio mineralizado é paralelo (N70-80W/60-80NE) à foliação milonítica das rochas encaixantes e à foliação filonítica das seis zonas de cisalhamento hidratadas, todas estruturas concordantes com o padrão estrutural regional (cinturão de cisalhamento NW denominado Peru-Trairão). Essas zonas de cisalhamento são ricas em pirita, em contato direto com o veio mineralizado. Este apresenta paragênese pirita + covelita + calcopirita + ouro ± calcocita ± galena ± esfalerita ±

bismuto; já vênulas sub-horizontais tardias, não deformadas podem ser poli- ou monominerálicas de quartzo ± calcita ± epidoto ± hematita; ambas assembléias minerais apontam para um fluido mineralizante em comum. Assis (2011) sugere ao menos cinco fases de alterações hidrotermais: sódica, potássica, propílica, flica e sericítica, sendo a última intimamente relacionada à mineralização de ouro.

5.5 DEPÓSITO FRANCISCO

Assis (2008), em mapeamento de detalhe, definiu a geologia do depósito Francisco como constituída por uma unidade vulcanoclástica, três suítes plutônicas intrusivas, diques de vulcânicas máficas a félsicas. Unidade Vulcanoclástica, a maior da região do depósito, constitui-se por pacote basculhado de rochas epiclásticas que compreendem arenito arcoseano, arenito lítico, grauvaça-feldspática e conglomerados. É intrudida por suítes plutônicas de granodiorito, sieno-monzogranito, e álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico do Pórfiro União do Norte. Intrudidos nas unidades anteriores, ocorrem três grupos de diques vulcânicos indeformados e não metamorfisados: basalto, traquibasalto a andesito, e dacito. Os basaltos são isotrópicos, não magnéticos, textura afanítica, coloração cinza escura esverdeada. Já os dacitos e andesitos são magnéticos, apresentam granulação fina, coloração cinza, e textura porfirítica (fenocristais de plagioclásio com até 3,8 mm de comprimento). Por fim, sedimentos arenáceos da Formação Dardanelos (Grupo Caiabis) recobrem todas as unidades (ASSIS, 2011).

O depósito apresenta histórico hidrotermal com alteração potássica, sericítica, veios de ortoclásio+epidoto+clorita+clinozoisita, alteração argílica, silicificação, alteração propílica, e veios tardios de hematita. O minério principal (galena) é maciço, e concentra-se em zona de intensa silicificação (veios de quartzo e sulfetos) envolta por halo de intensa alteração sericítica com pirita, galena, esfalerita, calcopirita, e hematita disseminadas.

Tabela 3: Atributos geológicos dos depósitos Pé-Quente, Serrinha, Paraíba, Peteca e Francisco.

Depósito	Localização (UTM)	Rochas Hospedeiras	Afinidade Geoquímica	Alterações Hidrotermais	Paragêneses do Minério
<i>Pé Quente</i>	X: 739469 Y: 8853541	Monzonito; quartzo monzodiorito; biotita tonalito.	Séries cálcio-alcálicas de médio K; meta- a peraluminosas; magnesianas; granitos Tipo I	Potassificação; carbonatação; albitização; sericitização; epidotização; cloritização	Pirita + barita + ouro ± calcopirita ± hematita ± apatita Pirita ± barita ± calcopirita ± ouro ± rutilo ± monazita ± galena
<i>Serrinha</i>	X: 734838 Y: 8867393	Monzonito; biotita monzogranito; biotita-hornblenda monzogranito; tonalito	Séries cálcio-alcálicas; meta- a peraluminosas; magnesianas; granitos Tipo I	Alteração sódica; potassificação; sericitização; carbonatação; silicificação; epidotização; cloritização	Pirita + barita + ouro ± calcopirita ± hematita ± apatita Pirita ± barita ± calcopirita ± ouro ± rutilo ± monazita ± galena
<i>Paraíba</i>	X: 710500 Y: 8869575	Gnaiss; tonalito; granodiorito; anfíbolito; monzogranito	Séries cálcio-alcálicas, álcali-cálcicas e subalcálicas de médio K; meta- a peraluminosas; ferrosas; granitos Tipo I	Potassificação; silicificação; sericitização; cloritização; epidotização; carbonatação	Pirita ± goethita ± hematita ± ouro
<i>Peteca</i>	X: 727374 Y: 8866874	Hornblenda gabro milonito; granodiorito milonito; quartzo monzograbro molonito; sericita-clorita filonito	Séries cálcio-alcálicas de médio K; meta- a peraluminosas; magnesianas; granitos Tipo I	Albitização; sericitização	Pirita + calcocita + esfalerita+ galena ± ouro ± prata ± telúrio ± bismuto Pirita + covelita + calcopirita + ouro ± calcocita ± galena ± esfalerita ± bismuto

Tabela 3: Continuação.

Depósito	Localização (UTM)	Rochas Hospedeiras	Afinidade Geoquímica	Alteração Hidrotermal	Paragênese do Minério
Francisco	X: 764407	Arenito arcoseano vulcanoclástico; grauvaca-feldspática vulcanoclástica; arenito arcoseano lítico vulcanoclástico; álcali-feldspato granito porfirítico;	Séries cálcio-alcálicas de alto K; meta- a peraluminosas; ferrosas; granitos Tipo A	Potassificação; sericitização; epidotização; cloritização; argilização; silicificação;	Pirita + esfalerita+ galena ±digenita± calcopirita ± hematita ±pirrotita
	Y: 8833766	sienogranito porfirítico; monzogranito porfirítico		propilitização; hematitização.	Pirita + esfalerita+ galena ± calcopirita ± hematita

6. PETROGRAFIA DAS ZONAS MINERALIZADAS

Alterações hidrotermais são essencialmente um tipo de metamorfismo, com a conversão de uma assembleia mineral inicial (protólito) em novas paragêneses mais estáveis às sucessivas mudanças de condições de temperatura, pressão e, principalmente, composição dos fluidos hidrotermais. Durante os numerosos e sequenciais estágios hidrotermais, as estruturas e texturas originais das hospedeiras podem ser levemente ou completamente obliterados. Entretanto, alterações hidrotermais diferem-se do metamorfismo regional ou de contato pela importância do fluido hidrotermal para transferência de constituintes químicos e calor (BARNES, 1979).

No metamorfismo regional ou de contato, fluidos ricos em H₂O e/ou CO₂ são gerados durante reações de desidratação e descarbonação dos minerais, porém com lenta percolação pelos poros e fraturas, e em quantidade pequena em relação às fases sólidas. Por consequência, os fluidos estão aproximadamente em equilíbrio termal e químico com as fases sólidas, o que acaba por subordinar os efeitos metassomáticos. Em contraste, as alterações hidrotermais envolvem grandes quantidades de fluido em percolação pelos poros e fraturas das hospedeiras, e reações de desidratação, descarbonação, hidrólise, oxidação e sulfetação. Os fluidos hidrotermais tendem a estar consideravelmente em desequilíbrio com as rochas adjacentes e a possuírem maiores taxas de fluxo do que fluidos de sistemas metamórficos. O transporte dos componentes químicos ocorre por infiltração (transferência de massa pelo fluxo de fluido na rocha), por difusão (transferência de massa por difusão de espécimes químicos em fluidos estagnados em poros), ou pela combinação dos dois processos. A infiltração domina no interior e próximo às fraturas percoladas pelos fluidos, ou seja, em estilo fissural; já a difusão em fluidos dos poros tende a ser distal em relação às fissuras, em estilo disseminado (BARNES, 1979).

Os termos usados para classificação de alterações hidrotermais na literatura não são uniformes e claramente definidos. O método de classificação aqui empregado é o mais simples e descritivo, com o nome da alteração referindo-se ao mineral mais abundante/significativo de sua paragênese. Assim, os estágios hidrotermais descritos envolvem alterações potássica, sódica, fílica, propíltica, silicificação e sulfetação (BARNES, 1979; BIONDI, 2003). A alteração potássica caracteriza-se pelo enriquecimento em K e diminuição de Ca e Na, com feldspato potássico (ortoclásio ou microclínio) como principal mineral, e pirita, calcopirita, magnetita como acessórios; a alteração sódica, pelo contrário, enriquece a rocha em Na e a depleta em K, e é representada essencialmente pela geração de plagioclásio sódico (albita), podendo ser acompanhado de sulfetos. A alteração fílica também é denominada sericítica, com

lixiviação de Ca, Na e Mg dos aluminossilicatos e precipitação de sericita/muscovita, pirita, calcopirita e quartzo. A alteração propilítica substitui principalmente minerais ferro-magnesianos pretéritos por minerais cálcio-magnesianos como a clorita e epidoto, por vezes calcita; por vezes ocorre alteração apenas com clorita, sem epidoto, sendo aqui denominada cloritização. Alteração de silicificação (precipitação majoritária de quartzo) ocorre muitas vezes sozinha ou acompanhada principalmente por sulfetação.

As descrições petrográficas das lâminas dos cinco depósitos deste estudo constam no Apêndice II.

6.1 DEPÓSITOS DISSEMINADOS DE AU ± CU (GRUPO 1)

No depósito Pé Quente, foram temporalmente diagnosticadas as seguintes alterações hidrotermais nas zonas mineralizadas, todas em estilo pervasivo (figura 5): (1) alteração sódica pervasiva; (2) alteração potássica pervasiva; (3) alteração sericítica pervasiva e (4) alteração clorítica pervasiva. As hospedeiras do depósito Pé Quente incluem monzonito, quartzo monzodiorito e biotita tonalito (ASSIS, 2011). As alterações hidrotermais foram aqui descritas em amostra de monzonito (amostra RA9, figura 4).

O primeiro estágio hidrotermal no depósito Pé Quente está representado pela alteração sódica pervasiva, ao qual um dos momentos de precipitação aurífera também está associada (ASSIS, 2011). Esse estágio é marcado pela geração de albita ± pirita. A albita ocorre como megacristais anédricos a subédricos de até 3,0 mm, muitas vezes exibe lamelas de geminação bem pronunciadas segundo a lei da albita, além de bordas retilíneas ou corroídas pelas paragêneses posteriores (figuras 6.C, F). A pirita forma cristais sub- a euédricos de até 3,0 mm, isolados ou em agregados intensamente fraturados pelas paragêneses subsequentes (figuras 6.F, G), e alteradas (por intemperismo) para óxidos e/ou hidróxidos de Fe, a partir das bordas e fraturas. Também atribuídas a este estágio de alteração sódica por Assis (2011), duas fases acessórias, barita (BaSO_4) e rutilo (TiO_2), foram identificadas através da microscopia eletrônica de varredura (figura 7) preenchendo vênulas, como inclusões, ou nas bordas da pirita; rutilo acicular ocorre como inclusões euédricas no interior de cristais de quartzo (figura 6.H).



Figura 4: Amostra RA9, representativa da zona mineralizada do depósito Pé Quente.

A alteração potássica desenvolve-se sobre a alteração anterior, sendo definida pela paragênese K-feldspato \pm hematita. Os cristais de feldspato, de até 3,0 mm de comprimento, são alongados, anédricos a subédricos, com bordas corroídas (figuras 6.A, C) e textura micropertítica em “tabuleiro de xadrez”, e por vezes exibem geminação tipo *Carlsbad* (DEER, 1966) As bordas dos cristais podem ser retilíneas, mas geralmente corroídas. A hematita se dá apenas como inclusões muito pequenas no feldspato potássico, conferindo-lhe um aspecto “sujo” (figura 6.C).

A alteração que se segue é sericítica, de paragênese sericita/muscovita e estilo pervasiva. A geração de cristais é comum nos limites entre cristais pretéritos (figuras 6.B, E, F); além disso, altera preferencialmente cristais de plagioclásio, em detrimento do feldspato potássico, dada sua natureza cálcica. No plagioclásio, a sericita/muscovita dispõe-se preferencialmente orientada (epitaxia) segundo as lamelas de geminação (figura 6.C). A muscovita é ligeiramente tardia em relação à sericita, e apresenta notável hábito fibro-radial (figura 6.E).

Todas essas alterações são seguidas pela alteração clorítica, de estilo pervasivo. Ocorre como agregados de cristais anédricos, de cor verde cítrico pálido (figura 6E, F, H), similar à

clorita de baixa birrefringência e baixa razão Fe/Mg (DEER *et al.*, 1966) descrita por Assis (2011).

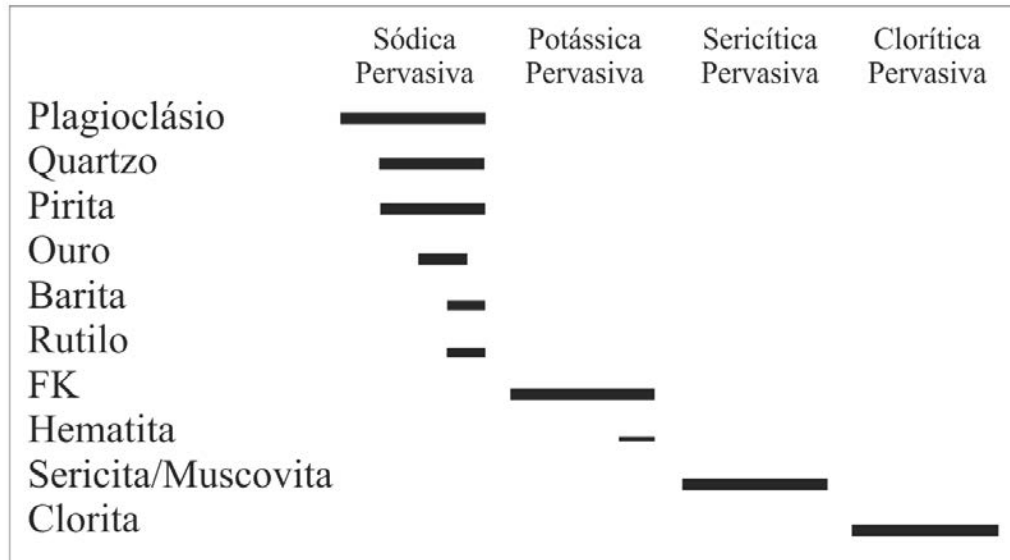


Figura 5: Evolução temporal paragenética das zonas mineralizadas (sistema hidrotermal do depósito Pé Quente, grupo 1).

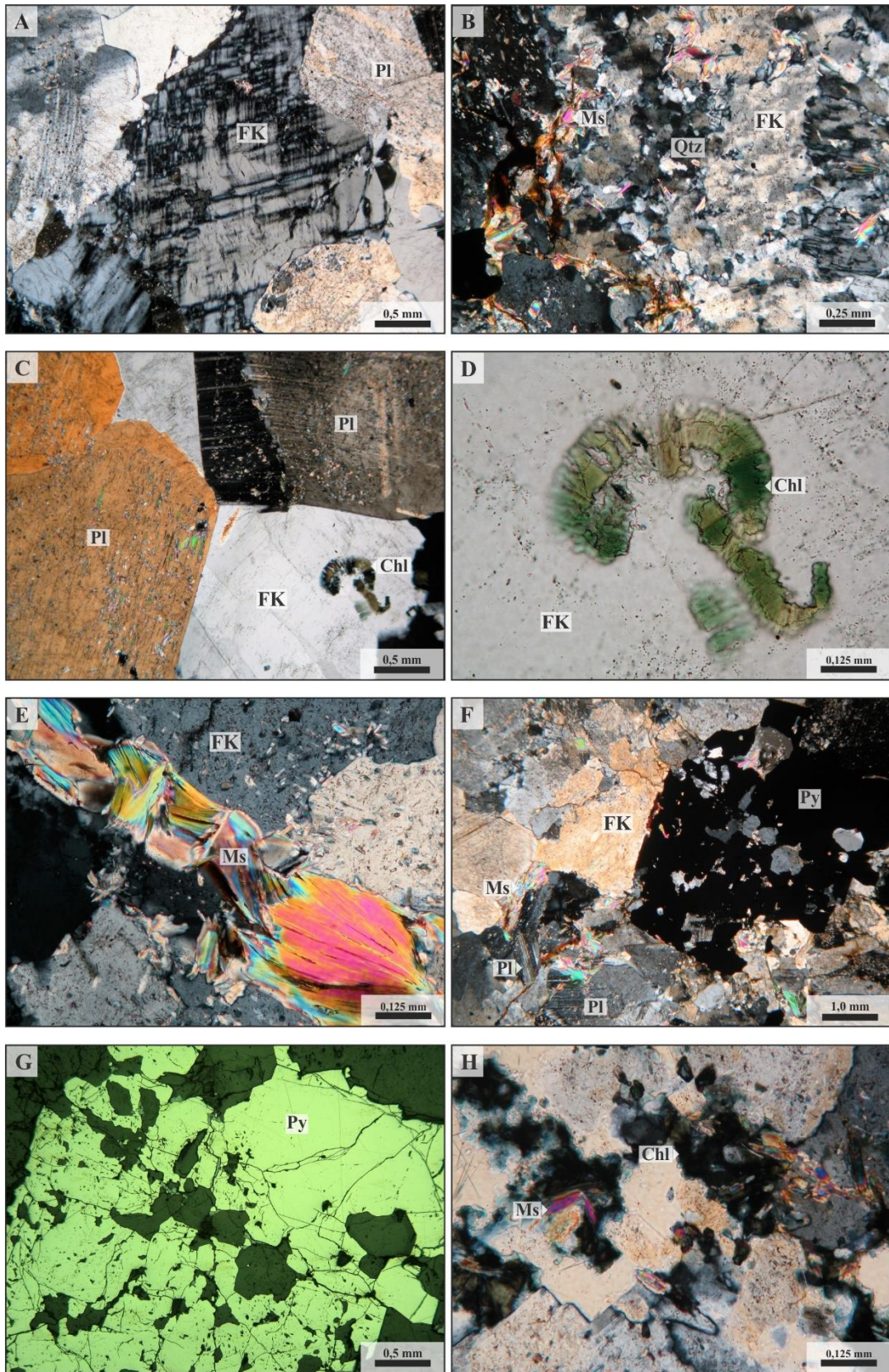


Figura 6: (A) feldspato potássico da alteração potássica, com textura micropertítica “tabuleiro de xadrez”, e plagioclásio da alteração sódica nas bordas (B) feldspato potássico substituído por quartzo e

muscovita/sericita; (C) alteração seletiva de plagioclásio, em detrimento do feldspato potássico, para sericita/muscovita; (D) agregado anédrico de clorita sobre feldspato potássico; (E) muscovita fibroradial precipitada em fissuras e limites entre cristais de feldspato potássico; (F) aspecto geral da zona mineralizada do depósito Pé Quente; (G) pirita anédrica fraturada com inclusões de ganga; (H) muscovita/sericita alterada por clorita.

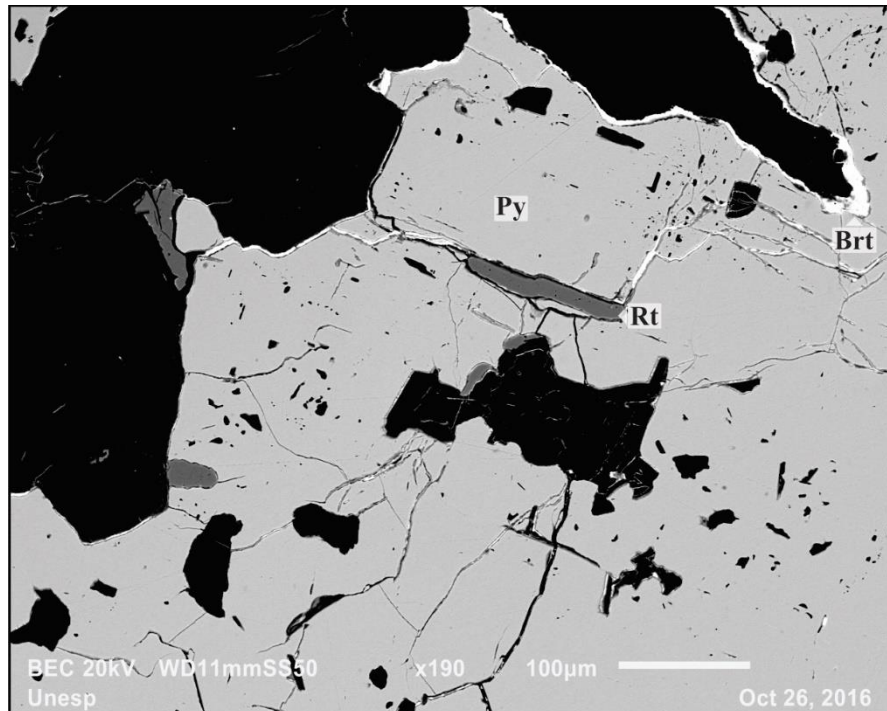


Figura 7: Rutilo e barita substituindo pirita em bordas e fraturas da pirita

No depósito Serrinha, por sua vez, as seguintes tipologias da alteração hidrotermal foram diagnosticadas nas zonas mineralizadas (figura 9: (1) alteração potássica pervasiva; (2) alteração sódica pervasiva; (3) alteração clorítica pervasiva; (4) intensa alteração fílica pervasiva; e (5) alteração propilítica venular. O contexto de hospedeiras do depósito Serrinha envolve monzonito, biotita monzogranito (amostras MAT18 A32 a 36, figura 8), biotita-hornblenda monzogranito e tonalito (amostra RM46, figura 8) (MOURA, 1998; MOURA, 2006).

A alteração potássica está registrada pela geração de megacristais anédricos a euédricos de microclínio com até 1,5 cm de comprimento, por vezes com geminação em grade e lamelas de exsolução micropertíticas (figura 10.G). Muitas vezes observa-se que a hospedeira granítica,

quando sulfetada, apresenta texturas esferulíticas associadas a texturas micrográficas (figuras 10.G, 13.B-D), ambas obliteradas por uma forte alteração potássica pervasiva, também descritas no depósito Pé Quente por Assis (2011).

A alteração sódica, com intensa geração de albita, a partir da substituição de sua paragênese anterior pelas bordas dos cristais ou através de texturas poiquilíticas (figura 10.F). Os cristais de plagioclásio são subédricos, prismáticos, de granulação grossa (até 0,5 cm), com lamelas do tipo albita muito bem pronunciadas. Esta alteração é responsável pela geração de lamelas de exsolução micropertíticas múltiplas e de distribuição heterogênea, conferindo textura tabuleiro de xadrez aos cristais de feldspato potássico gerados na alteração anterior (figura 10.G). Os cristais de plagioclásio frequentemente exibem extinção ondulante e *kink bands* conjugadas de baixa deformação associadas a falhas conjugadas (figuras 10.A-B) (FOSSSEN, 2015).

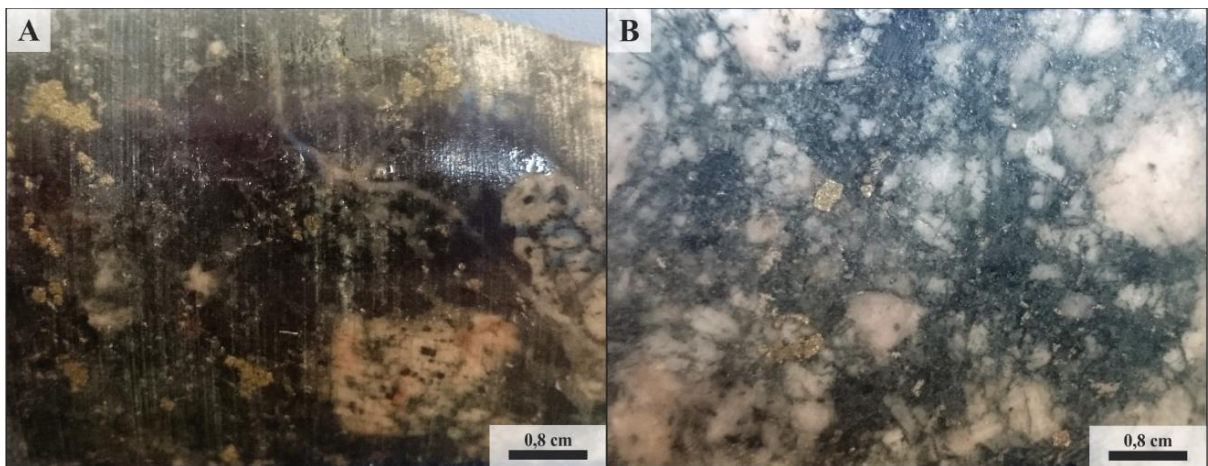


Figura 8: Amostras representativas da zona mineralizada do depósito Serrinha. (A) amostra MAT18 A35, (B) amostra MAT18 A32.

Superposta às alterações supracitadas, tem-se a alteração com clorita \pm quartzo \pm pirita, de estilo pervasivo e venular, que segundo MOURA (1998), estaria relacionada à precipitação aurífera do depósito, na forma de pequenas inclusões na pirita ou preenchendo suas fraturas intra-cristalinas. Essa primeira geração de clorita (clorita 1) no depósito tem composição ferrosa (birrefringência escura, figuras 10.A-D), e seus agregados anédricos exibem remanescentes de cristais de microclínio e plagioclásio, tal como descrito por Moura (1998). A pirita constitui agregados de cristais anédricos em pequena quantidade, com inclusões anédricas de quartzo.

O quarto estágio hidrotermal observado no depósito Serrinha é o mais proeminente, sendo representado pela alteração filica, de estilo pervasivo e de paragênese sericita/muscovita \pm quartzo \pm pirita \pm calcopirita. Moura (1998) atribui também a este estágio hidrotermal a mineralização em ouro nativo, em inclusões globulares anédricas. Quartzo, calcopirita e pirrotita se dispõem como inclusões anédricas ou preenchendo fraturas na pirita anédrica (figuras 10.E, F, 14.C-F) a euédrica (figura 14.A-B). Agregados de sericita/muscovita intercrescem com quartzo e formam franjas que margeiam cristais de pirita (figura 14.A-B). Cristais de quartzo em torno de cristais de pirita são muito comuns, e sempre com forte extinção ondulante, com formação de texturas em sub-grãos (figuras 12.A, B, C, G, 1F), sugestivas de deformação dúctil do sistema magmático-hidrotermal. Muscovita e sericita frequentemente substituem a clorita da alteração anterior (clorita 1, figuras 32A-D). Cristais de plagioclásio hidrotermal (figura 13.A) e biotita ígnea (figura 12.C) apresentam-se fortemente corroídos pela alteração, com sericita/muscovita chegando a compor pseudomorfose sobre a biotita (figura 12.D). Bi e Mo nativos e ligas de Bi-Mo são frequentemente identificadas por microscopia eletrônica de varredura (figura 11). Essas fases alteram a pirita pelas bordas ou preenchendo vênulas, além de substituir o plagioclásio de composição cálcica (anortita); este também dispõe-se preenchendo vênulas ou bordejando a pirita.

A alteração propilítica é a mais tardia e definida por veios e vênulas clorita \pm epídoto, e também nos limites entre cristais, porém, de modo mais restrito. Essa segunda geração de clorita (clorita 2), contudo, venular, exhibe pleocroísmo mais claro que a primeira (rica em Mn; MOURA, 1998), além de agregados de epídoto bem desenvolvidos, chegando a constituir cristais subédricos (figura 14.E-F). Moura (1998) e Moura *et al.* (2006) relacionam o epídoto no depósito Serrinha a um autometassomatismo incipiente, predecessor da alteração potássica; no entanto, o presente estudo indica pelo menos mais uma geração de epídoto tardio, relacionado à essa alteração propilítica venular.

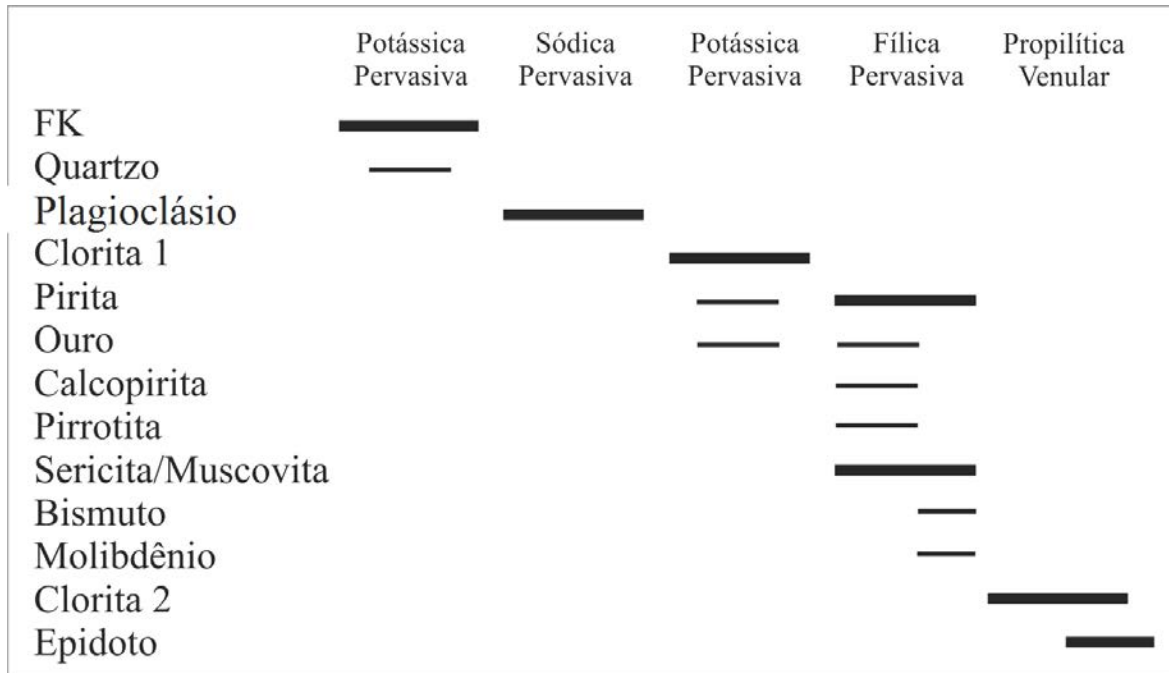


Figura 9: Evolução temporal paragenética das zonas mineralizadas (sistema hidrotermal do depósito Serrinha, grupo 1).

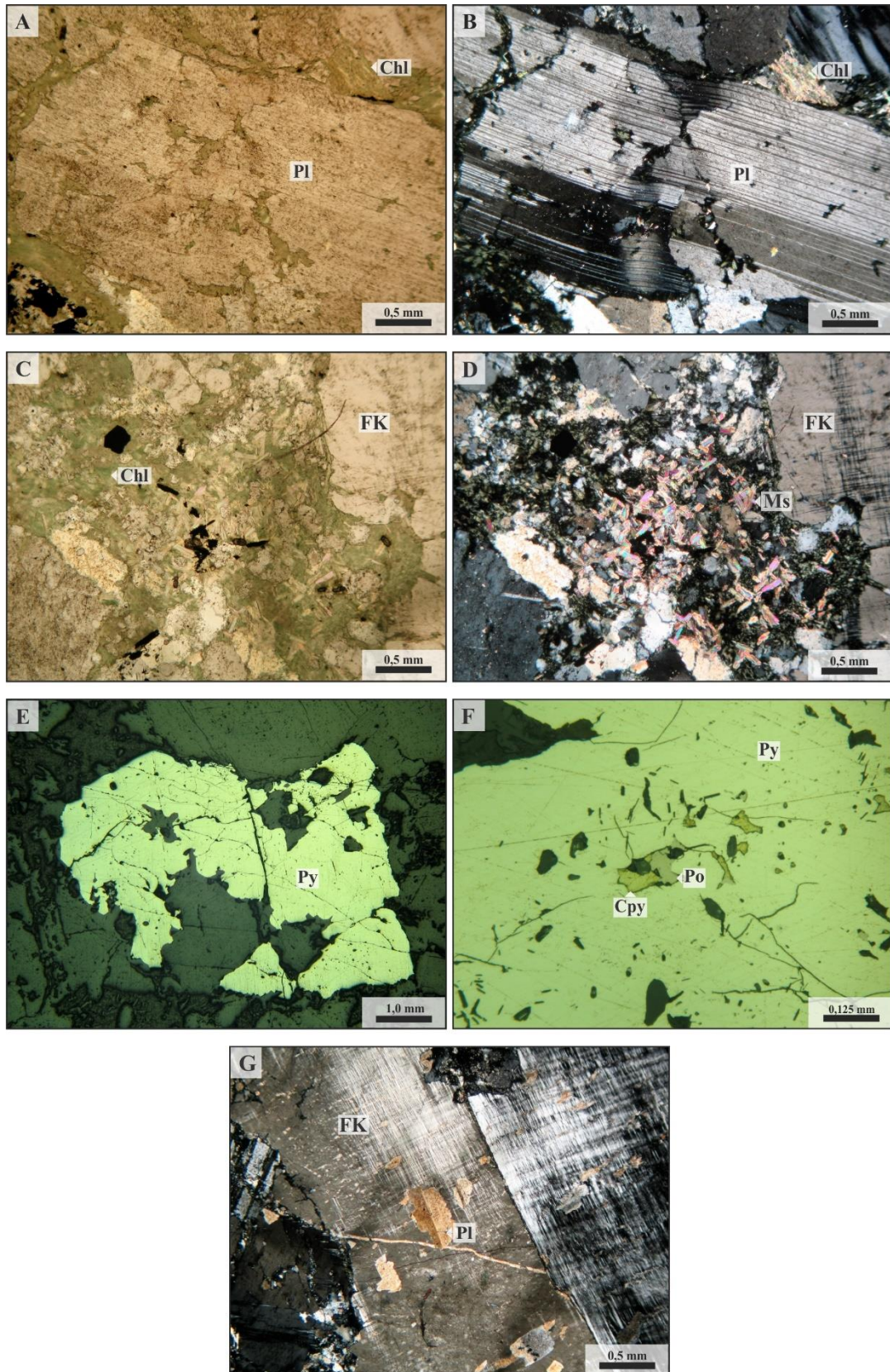


Figura 10: (A-B) plagioclásio (albita) com geminação segundo a lei da albita, fraturado, com falhas e kink band conjugados; (C-D) primeira geração de clorita alterada para muscovita/sericita de estágio

posterior; (E) pirita anédrica da alteração fílica; (F) inclusões de calcopirita, pirrotita e ganga em pirita da alteração fílica; (G) textura poiquilítica de plagioclásio substituindo megacristal de feldspato potássico com geminação em grade.

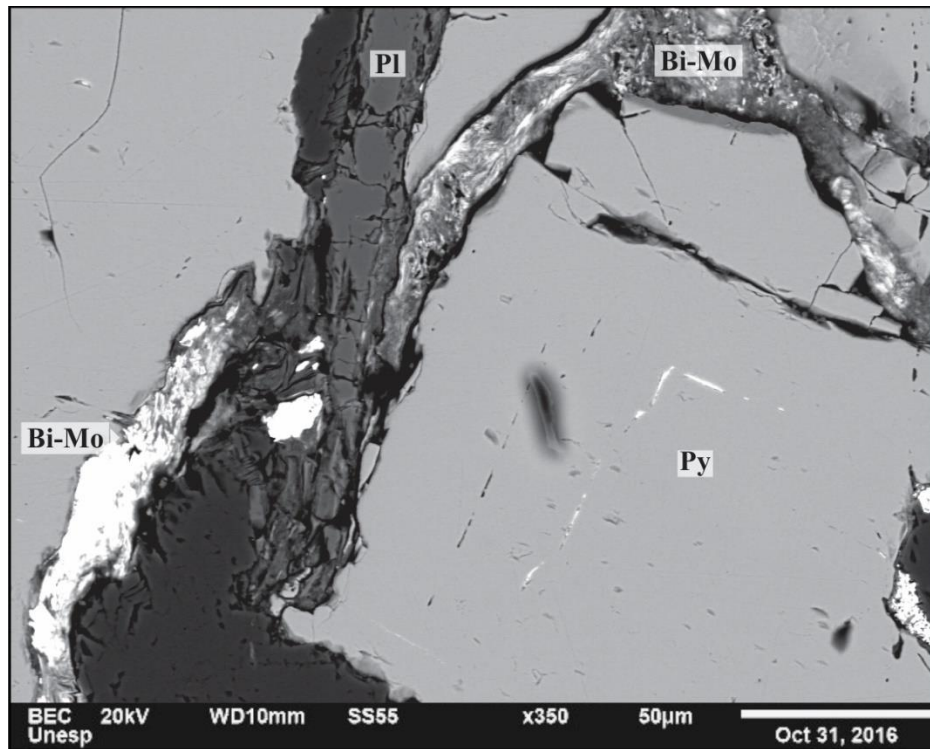


Figura 11: Ligas Bi-Mo alterando bordas e fraturas de pirita e plagioclásio cálcico (anortita).

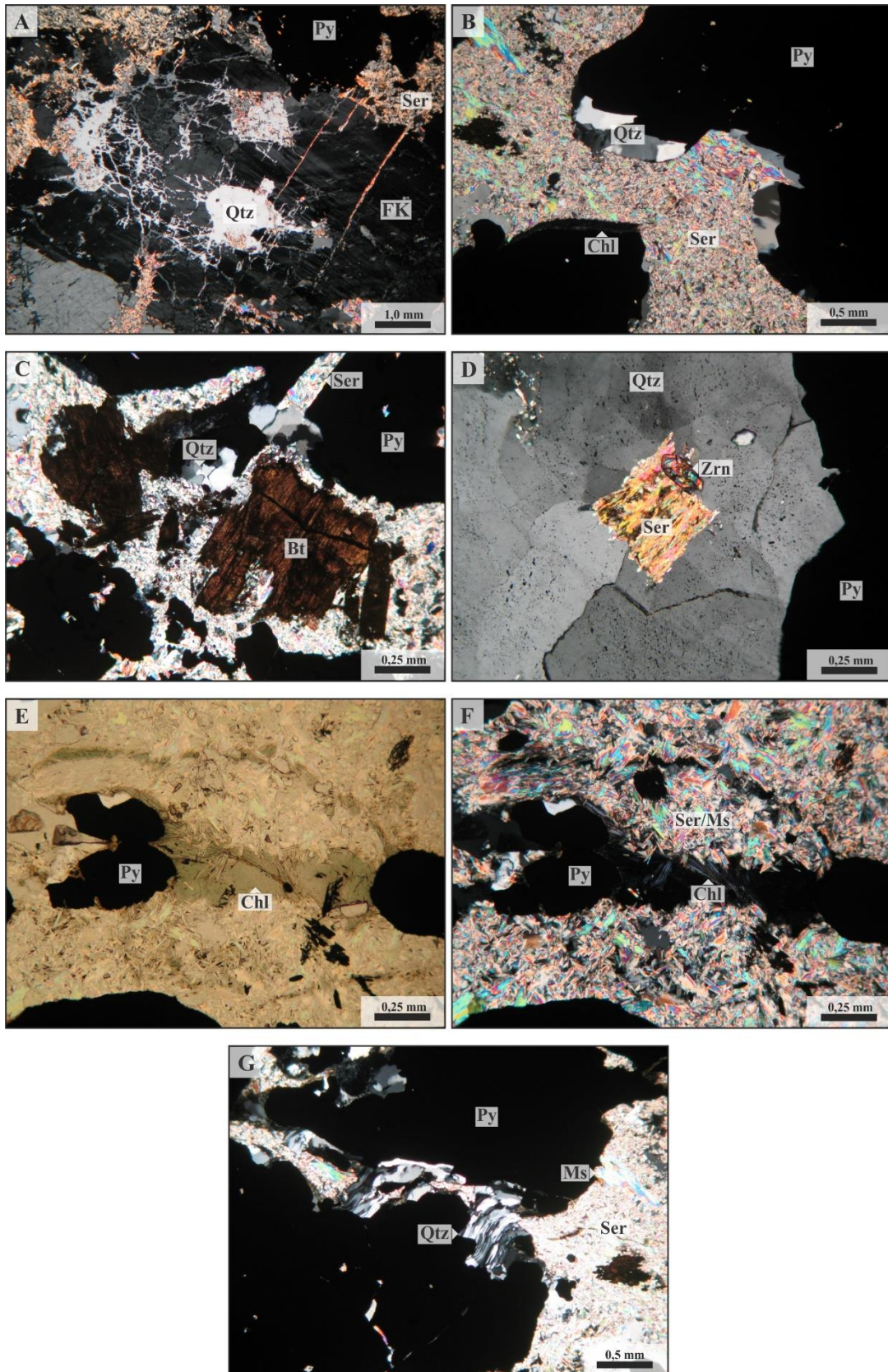


Figura 12: (A-D) alteração filica com sericita/muscovita, quartzo e pirita substituindo feldspato potássico hidrotermal e biotita ígnea, a ponto de pseudomorfismo; (E-F) segunda geração de clorita, de

estilo venular, sobreposta à alteração filica com sericita/muscovita; (G) alteração filica com quartzo extremamente deformado nas bordas da pirita.

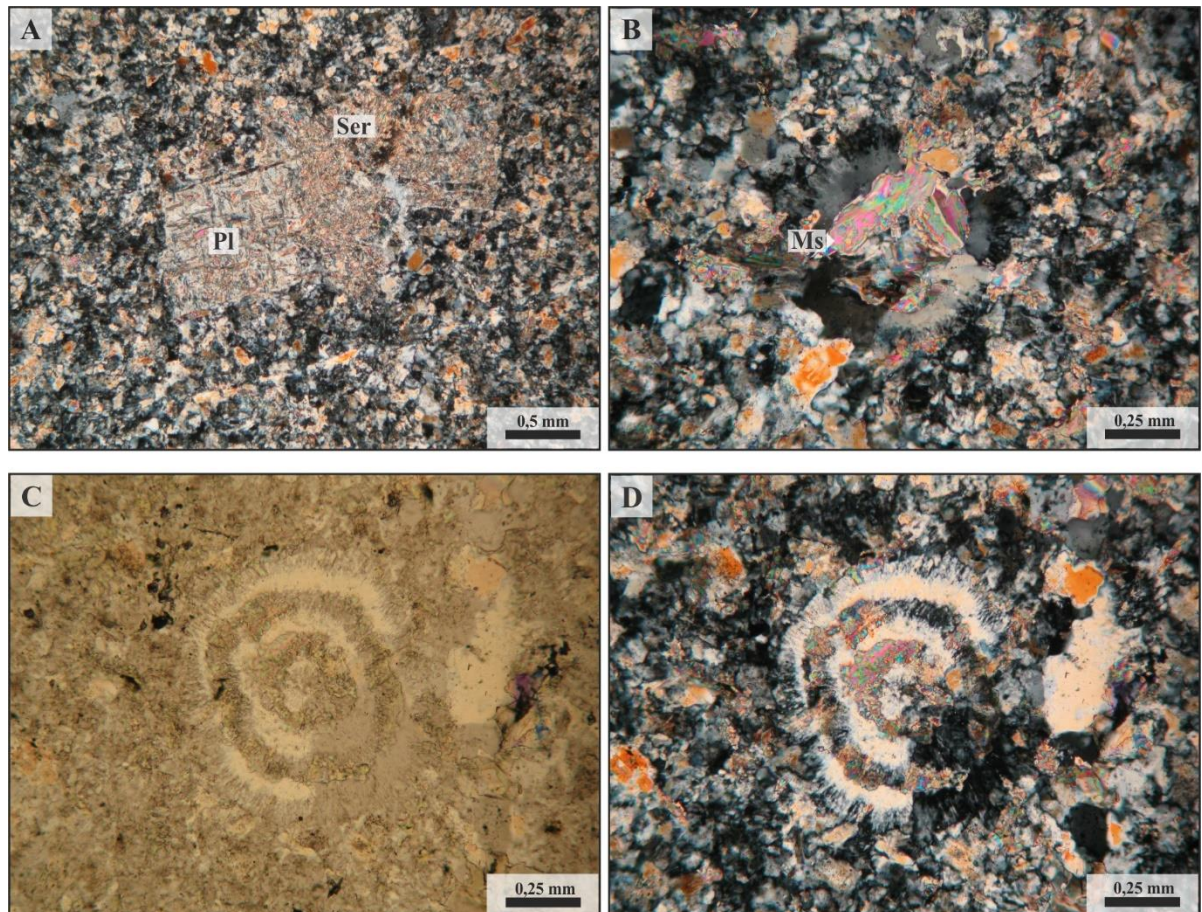


Figura 13: (A) plagioclásio praticamente obliterado por alteração com sericita/muscovita; (B-D) texturas esferulíticas de quartzo e feldspato sobrepostas por sericita/muscovita.

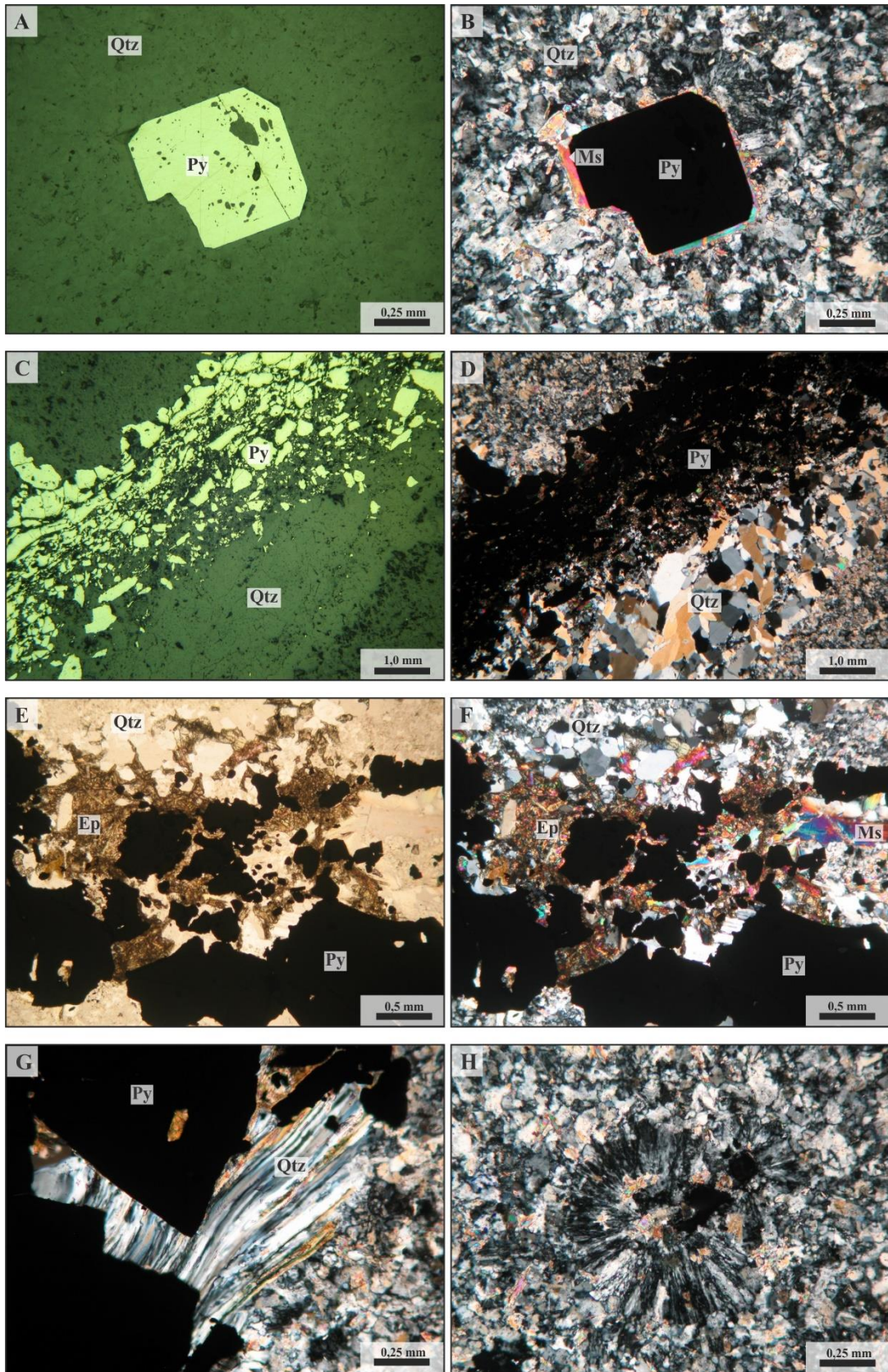


Figura 14: (A-B) pirita euédrica disseminada com bordas de muscovita; (C-D) veio de quartzo e pirita anédrica; (E-F) cristais subédricos de epidoto da alteração propilítica em veio de quartzo e pirita; (G)

quartzo extremamente deformado nas bordas de pirita; (H) textura esferulítica de quartzo intercrescido com feldspato.

6.2 DEPÓSITOS FILONARES DE AU ± CU (GRUPO 2)

Para o depósito Paraíba, pertencente ao grupo (2), a alteração hidrotermal se comporta, temporalmente, da seguinte forma (figura 21: (1) silicificação com sulfetação; (2) alteração sericítica; e (3) cloritização. Ortognaisse, tonalito, granodiorito, anfibolito e monzogranito hospedam o depósito Paraíba (BARROS, 1994; TREVISAN, 2015). A petrografia deste depósito foi desenvolvida em amostras do principal veio de quartzo mineralizado do depósito (amostras PB12, 13, 14, 16, 20-29, figura 15).



Figura 15: Amostra representativa do veio mineralizado (PB 12, 13, 14, 16, 20-29) do depósito Paraíba.

O primeiro e mais importante estágio hidrotermal observado nas zonas mineralizadas do depósito do Paraíba corresponde a uma intensa silicificação acompanhada de forte sulfetação e incipiente carbonatação. Corresponde ao estágio em que houve a precipitação do minério aurífero. Sua paragênese é dada por quartzo + pirita + calcopirita ± ouro ± magnetita ± calcita. O quartzo compõe a matriz do minério, em megacristais alongados com mais de 1,0 cm de comprimento, formatos anédrico a subéudrico, geralmente com contatos poligonais. Exibe extinção ondulante e lamelas de recristalização por rotação de subgrão (FOSSEN, 2015),

especialmente nos contatos entre os cristais, por onde os sulfetos foram injetados e precipitados (figuras 16.A, C, G, H). As zonas mineralizadas chegam a perfazer bandas maciças de pirita (~70% de algumas amostras), alternadas por bandas de quartzo, e por vezes, por pirita granular subeuédrica a euédrica. A calcopirita também perfaz grande volume do minério (~30%), e ocorre em bandas maciças ou como cristais anédricos granulares, muitas vezes, preenche fraturas intra-cristalinas da pirita, sugestivas de precipitação posterior (figuras 16.B, D, 17.A-C). Contudo, a tendência idiomórfica (euédrica) de menor ductibilidade da pirita em relação à calcopirita permite com que a primeira se fracture com maior facilidade, enquanto o sulfeto de ferro e cobre, por ser mais maleável, flui mecanicamente, preenchendo interstícios e fraturas dos minerais mais dúcteis (FIGUEIREDO, 2000). A magnetita tem íntima relação com a calcopirita: em setores do minério dominados por pirita, a magnetita é praticamente ausente, sem acompanhar a calcopirita; enquanto que nos setores enriquecidos em magnetita, a associação com calcopirita e ausência de pirita é evidente (figuras 17.D, 18.G-H). A calcita é rara, apenas encontrada como pequenas inclusões pequenas nos sulfetos e na magnetita. Esse fato indica fraca participação da carbonatação na precipitação do minério. O ouro, por sua vez, ocorre frequentemente como pequenas inclusões na pirita (figura 19), e exibe concentrações em Ag, constituindo electrum (liga Au-Ag) com razão média Au:Ag = 5,6:1 (Au = 80,01-84,10%; Ag = 15,84-19,99%). Bi nativo, identificado apenas por meio da microscopia eletrônica de varredura (figura 20), se dispõe como pequenas inclusões anédricas ou em vênulas na pirita.

A silicificação é posteriormente afetada pela alteração com sericita/muscovita, que também se aloja nos interstícios dos cristais de quartzo, ou então ao longo de fraturas, do mesmo modo observado nos sulfetos (figuras 16.F-H, 3A-F). As similaridades entre os modos de ocorrência dos sulfetos e sericita/muscovita pode levar a uma confusão quanto a co-geneticidade entre essas fases. As relações de contato entre elas são cruciais na definição de suas relações temporais: sulfetos, por exibirem bordas corroídas e/ou fragmentados, são por vezes “englobados” pelos filossilicatos, o que resulta em uma falsa textura similar, à epitaxia do sulfeto sobre as lamelas de muscovita (figura 18.A-F).

O último estágio hidrotermal corresponde a cloritização, que afeta as paragêneses anteriores. Assim como os sulfetos e sericita/muscovita, a alteração clorítica é de estilo fissural e intersticial, pois concentra-se nas fraturas e limites entre os cristais de quartzo (figura 16.E-F).

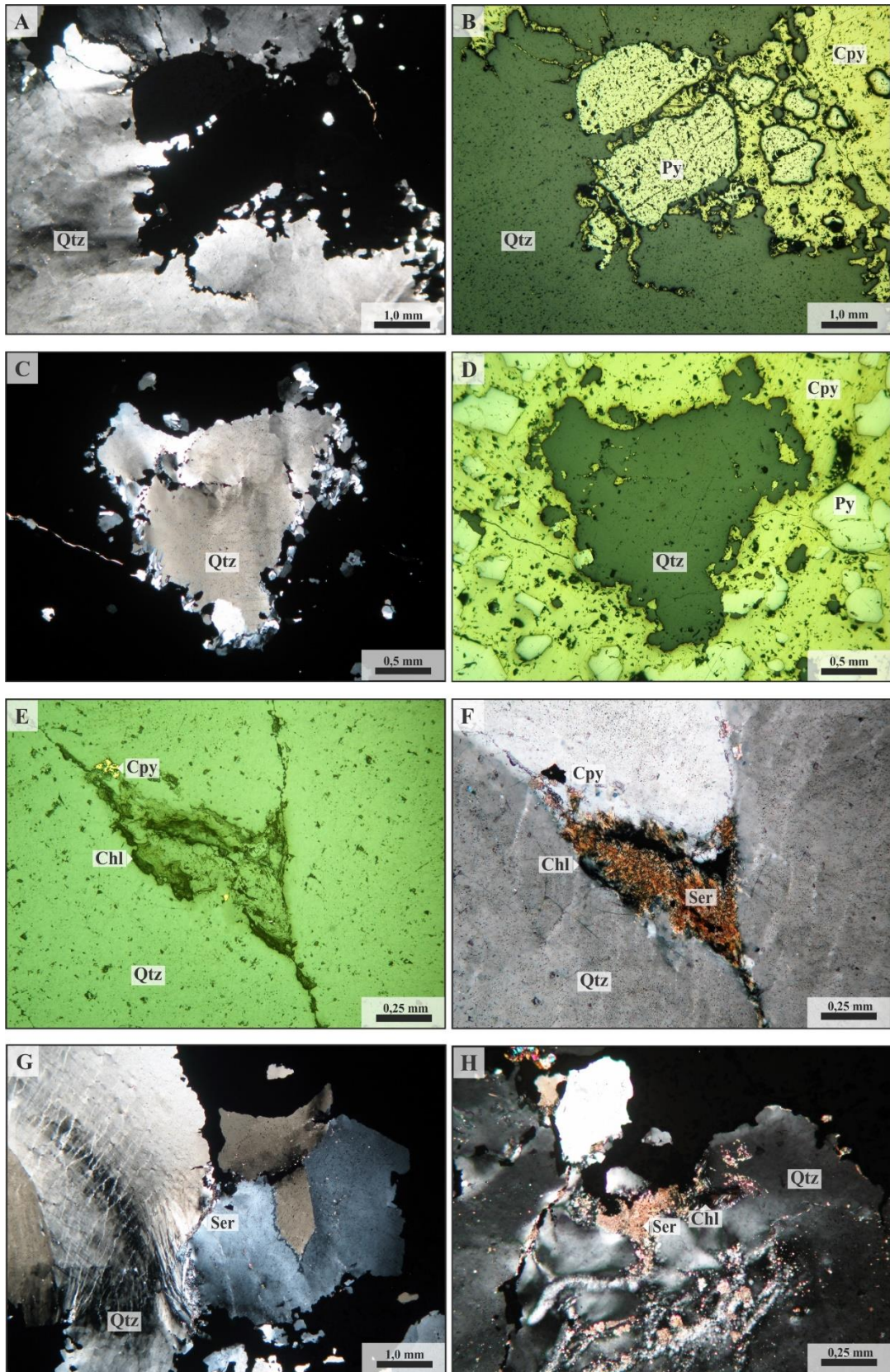


Figura 16: (A-B) aspecto geral da mineralização venular, com matriz de quartzo deformado pela precipitação de sulfetos em suas fissuras e limites entre cristais; (C-D) inclusão de quartzo em calcopirita

maciça, com bordas deformadas e recristalizadas em sub-grãos; (E-F) limites entre cristais de quartzo com precipitação de calcopirita, seguida por sericita e clorita; (G-H) estruturas de intensa deformação dúctil-rúptil do quartzo, causadas pela injeção de fluidos e consequente precipitação de sulfetos, seguidos de sericita e clorita.

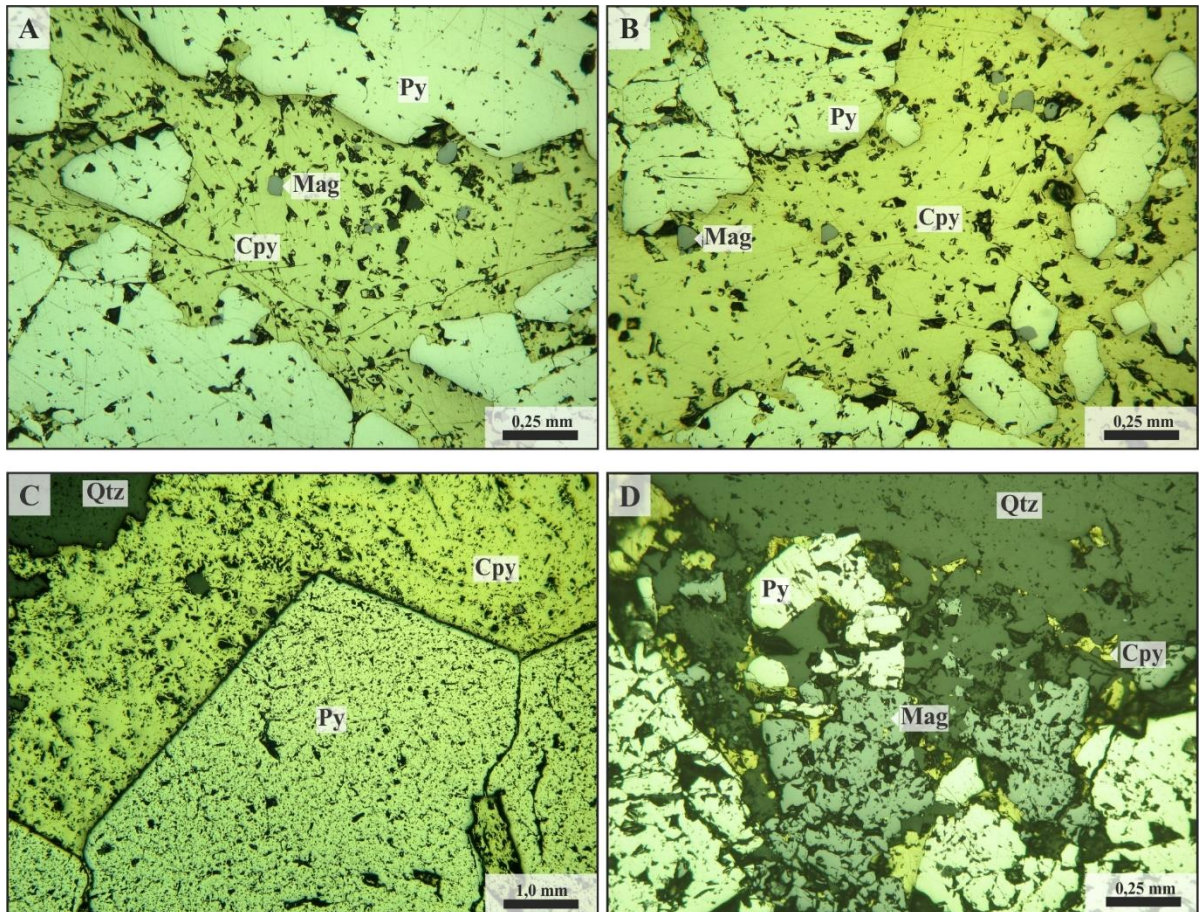


Figura 17: (A-B) setor dominado por calcopirita maciça e pirita maciça e anédrica, com magnetita anédrica a subédrica subordinada; (C) pirita maciça, subédrica, com bordas retílineas poligonais; (D) setor dominado pela magnetita, em associação com calcopirita e pirita.

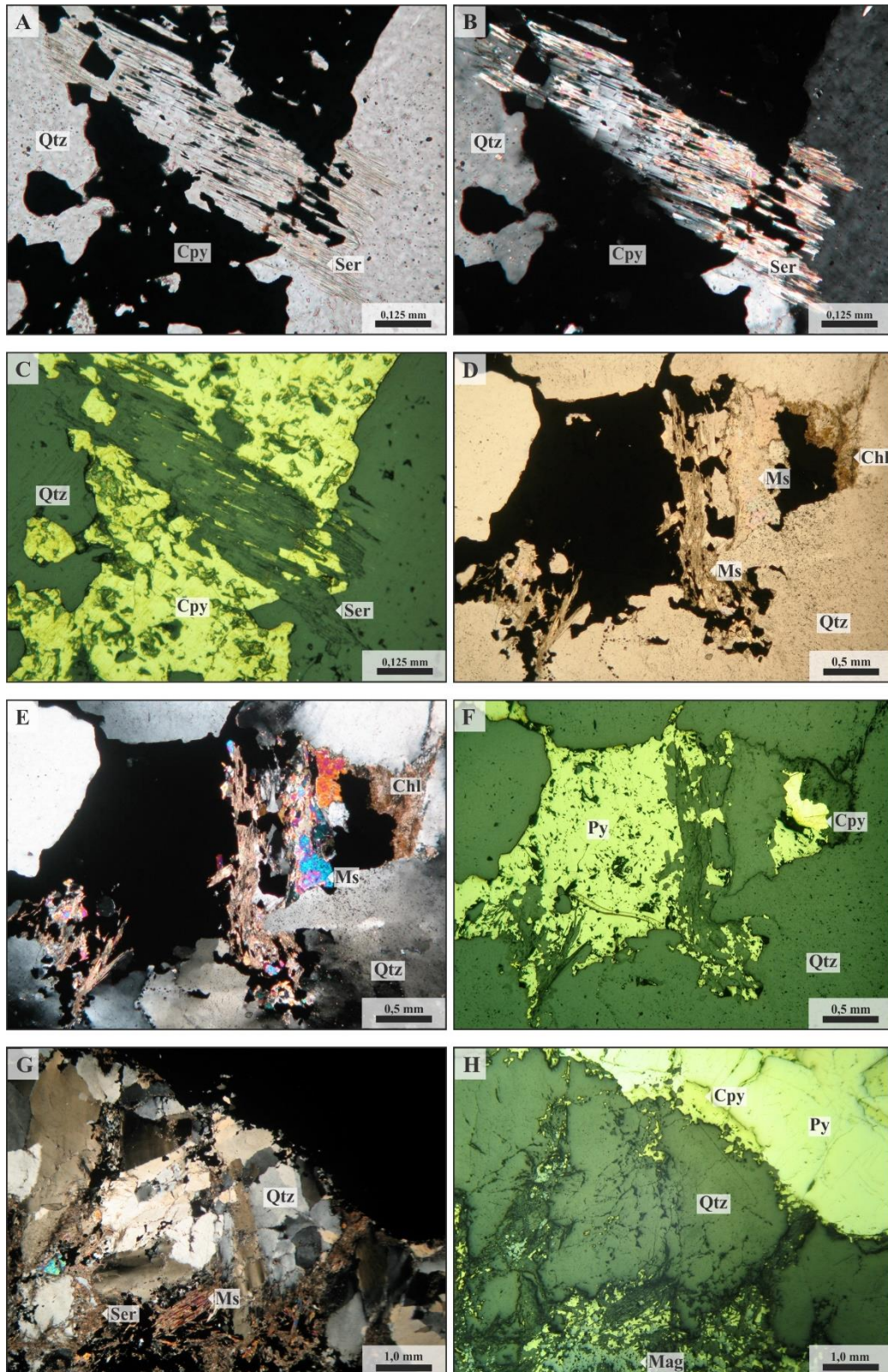


Figura 18: (A-F) complexas relações texturais entre sericita/muscovita e sulfetos que induzem a considerar erroneamente sericita/muscovita pretéritas aos sulfetos; (G-H) aspecto geral do limite entre o setor dominado por pirita e calcopirita e o setor domindado por magnetita e calcopirita.

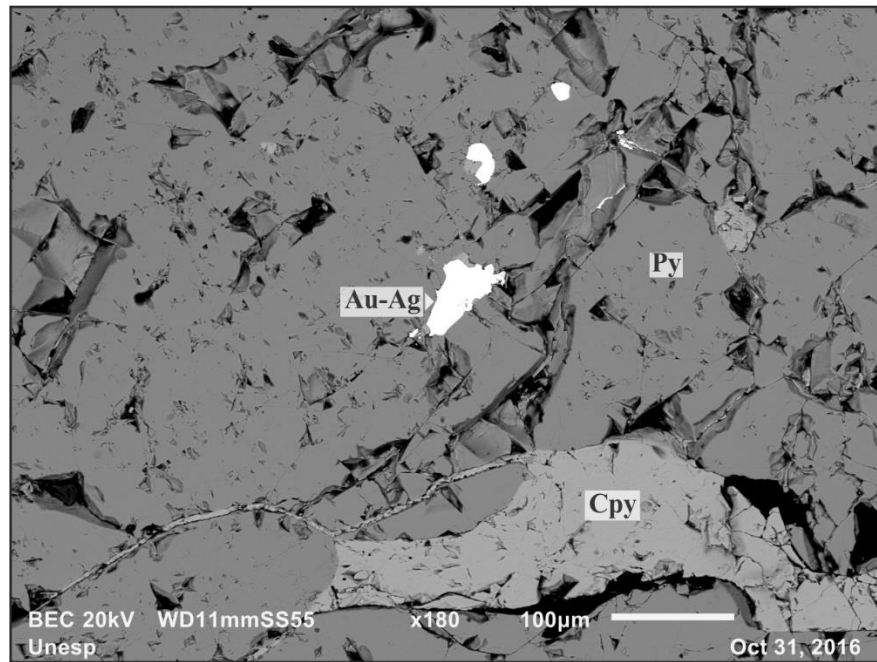


Figura 19: Inclusões anédricas de electrum (liga Au-Ag) na pirita associada a calcopirita.

]

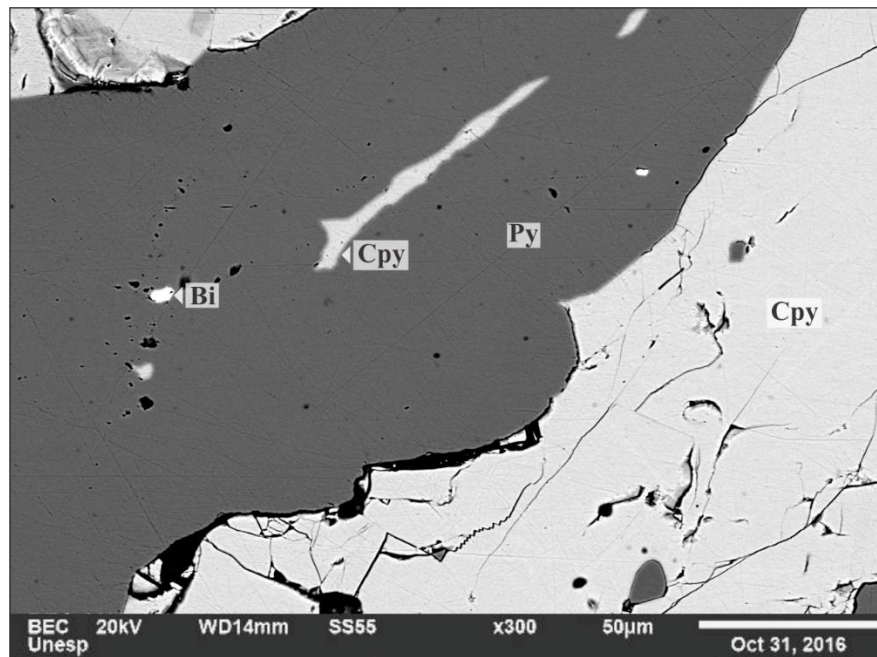


Figura 20: Inclusões anédricas de calcopirita e bismuto nativo no interior de pirita em associação com calcopirita.

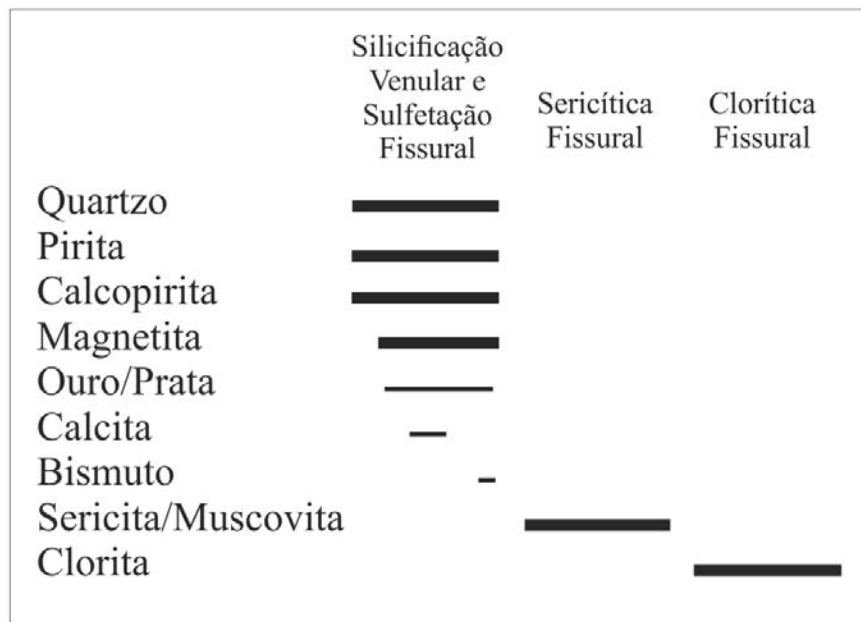


Figura 21: Evolução temporal paragenética das zonas mineralizadas (sistema hidrotermal do depósito Paraíba, grupo 2).

Já petrografia das zonas mineralizadas do depósito Peteca permitiu a constatação temporal de três estágios hidrotermais (figura 27), os quais incluem: (1) Silicificação venular associada à sulfetação fissural; (2) sericitização fissural; e (3) cloritização fissural. Esses estágios estão dispostos em função de seu posicionamento em relação à estrutura venular principal do depósito. As amostras de sericita-clorita filonito (RPT 1, 2 e 3, figura 22.B) posicionam-se na capa e lapa do veio mineralizado (amostras PTC 1, 2 e 3, figura 22.A), configurando-se como a transição entre a rocha encaixante (granodiorito milonito) e o veio (TEIXEIRA, 2015). Hornblenda gabro milonito, granodiorito milonito, monzogranito milonito, quartzo monzogabro molonito e filonitos com sericita e clorita definem-se como hospedeiras do depósito (TEIXEIRA, 2015).

A silicificação, à qual o estágio de sulfetação e consequente precipitação de Au estão associadas, é representada pela paragénese quartzo + pirita ± calcopirita ± ouro ± hematita. O quartzo corresponde ao principal mineral no veio mineralizado, forma megacristais anédricos de até 1,0 cm que estão alongados obliquamente ao bandamento milonítico, exibindo crescimento das bordas para o centro do veio (crescimento sintaxial), tal como descrito por Teixeira (2015) (figura 26.A). O quartzo está intensamente fraturado, com texturas em sub-

grãos, tem extinção ondulante e lamelas de recristalização mecânica (deformação dúctil-rúptil), especialmente nos planos de deslizamento do veio, assim como nas bordas da pirita. Embora no filonito haja menor quantidade de quartzo, sua foliação milonítica é marcada pela ocorrência do mesmo (figura 24.B). No veio mineralizado, a pirita tende a ser maciça a subédrica (figuras 1G-H, 3A-D, 3G-H), enquanto no filonito ocorre como cristais disseminados, subédricos a euédricos, sub-paralelos à foliação (figuras 24.C-D, 26.E-F). É comum os cristais exibirem em suas bordas perpendiculares à foliação, franjas antitaxiais de quartzo com extinção ondulante (figura 26.E-F). A matriz quartzosa exibe em seus interstícios intercrystalinos associação pirita + calcopirita + hematita + covelita (figura 25.A-F); covelita ocorre como manchas semelhantes a chamas sobre a hematita em paragênese com calcopirita (figura 25.C-F). A associação calcocita-covelita é comum em mineralizações de cobre, resultando da oxidação secundária de sulfetos (calcopirita, no caso) e consequente exsolução do cobre e enxofre (FIGUEIREDO, 2000). A partir do microscópio eletrônico de varredura, observou-se que a pirita do depósito Peteca exibe inclusões de monazita $(\text{Ce,La,Y,Th})\text{PO}_4$ (figura 23). Também dispõe de inclusões de electrum (liga Au-Ag) com razões Au:Ag = 8:1; por vezes o electrum é acompanhado por esfalerita nas inclusões na pirita.

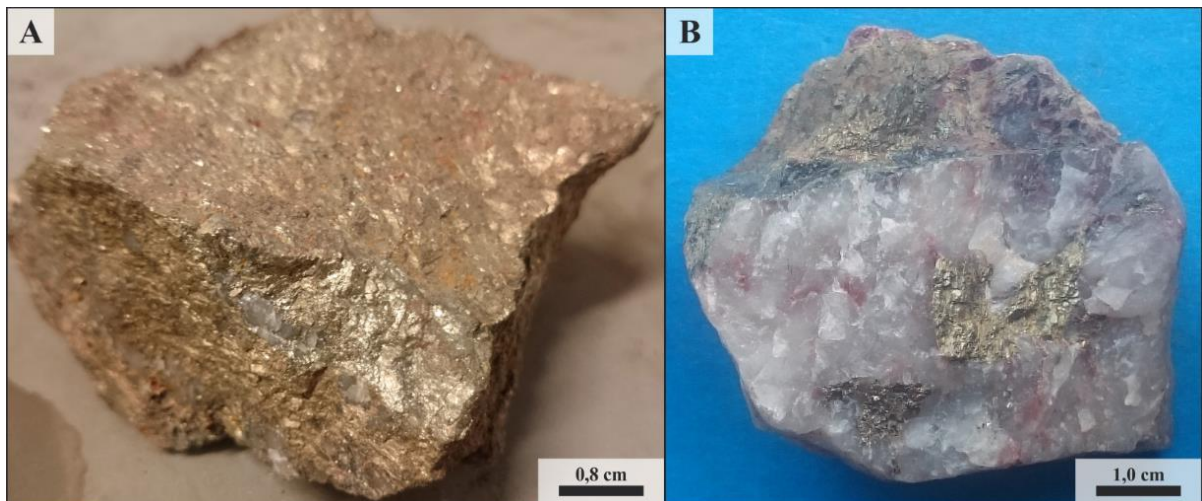


Figura 22: Amostras representativas (A) de veio mineralizado (PTC 1, 2 e 3) e (B) de sericita-clorita filonito (RPT 1, 2 e 3) do depósito Peteca.

A silicificação é posteriormente substituída pela alteração sericítica, com muscovita subordinada. Corresponde a um estágio pouco pronunciado, quase incipiente em direção ao

centro do veio mineralizado (figuras 24.A, 26.G-H). Está restrita tanto às porções mais fraturadas da matriz quanto interstícios dos cristais de quartzo, podendo constituir pseudomorfose (figura 26.G-H). Por outro lado, trata-se da alteração dominante no filonito próximo a encaixante, intensamente disseminada na matriz, mas ausente nas porções de quartzo bandado (figura 24.B).

O sistema então evolui para a uma alteração rica em clorita, a qual forma agregados anédricos de cor verde cítrico a azulado, preferencialmente sobre a sericita instalada nas fraturas e interstícios dos cristais de quartzo e na matriz milonítica. Muitos cristais de pirita mostram-se bastante fraturados e remobilizados por essa alteração; a clorita, então, precipita-se nos espaços deixados pela pirita (figura 24.C-D). Pseudomorfose da clorita a partir da substituição dos cristais ígneos e hidrotermais é frequente (figuras 24.E-F, 26.G-H).

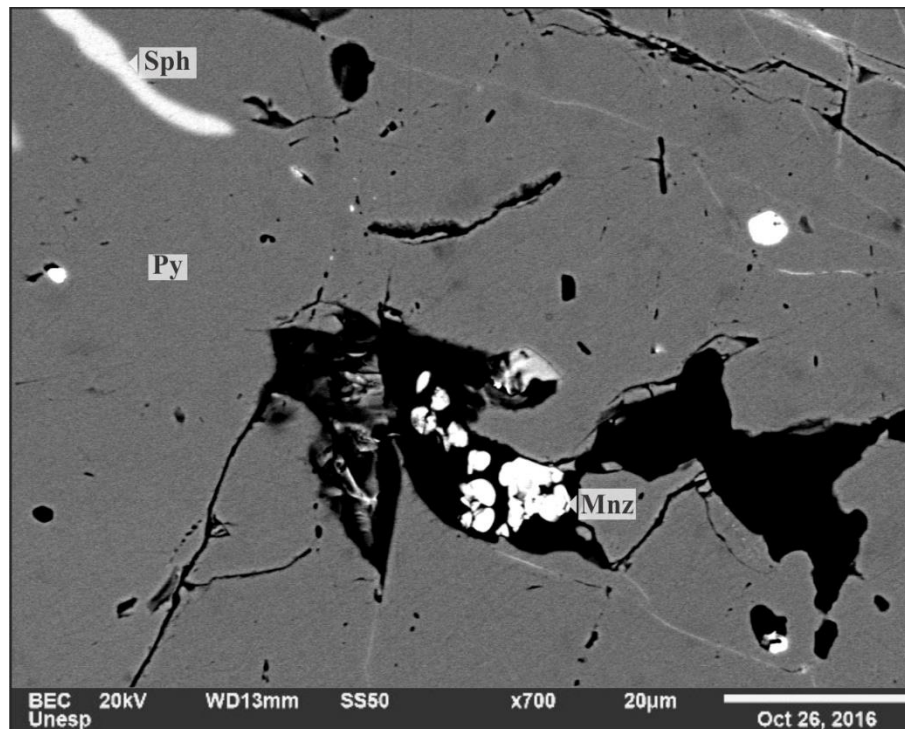


Figura 23: Inclusões anédricas de esfalerita, monazita e ganga no interior de pirita maciça.

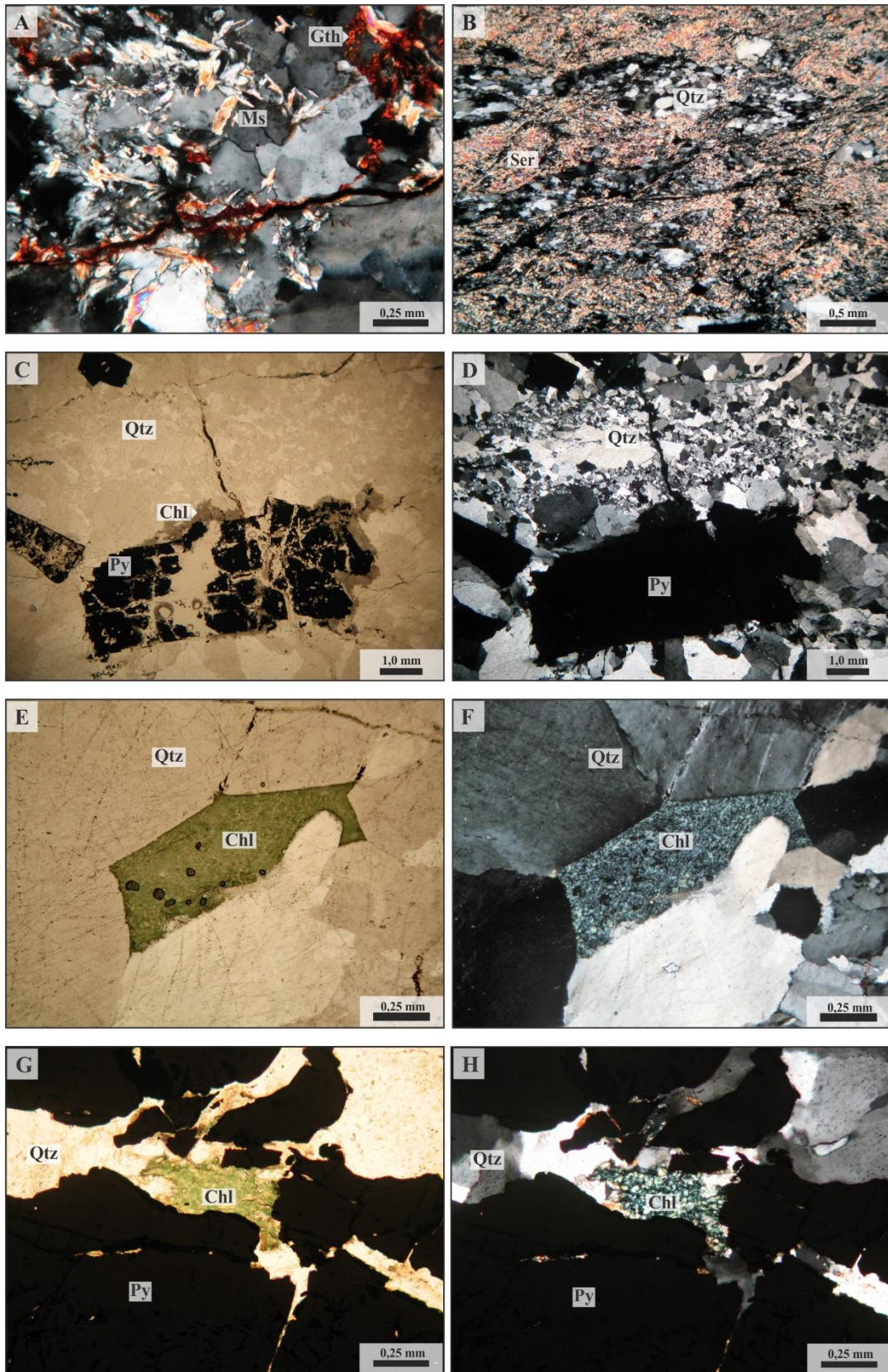


Figura 24: (A) alteração com muscovita/sericita sobre quartzo alteradas por intemperismo, com consequente precipitação de goethita, especialmente em fraturas; (b) aspecto geral do sericita-clorita

filonito, com sericita/muscovita amplamente disseminadas e bandas de quartzo marcando a foliação milonítica; (C-D) cristais de pirita sub-paralelizados à foliação milonítica, intensamente fraturados e alterados para cloita; (E-F) pseudomorfose completa da clorita sobre antigo cristal lixiviado de quartzo; (G-H) agregado anédrico de clorita nas bordas de cristais de pirita.

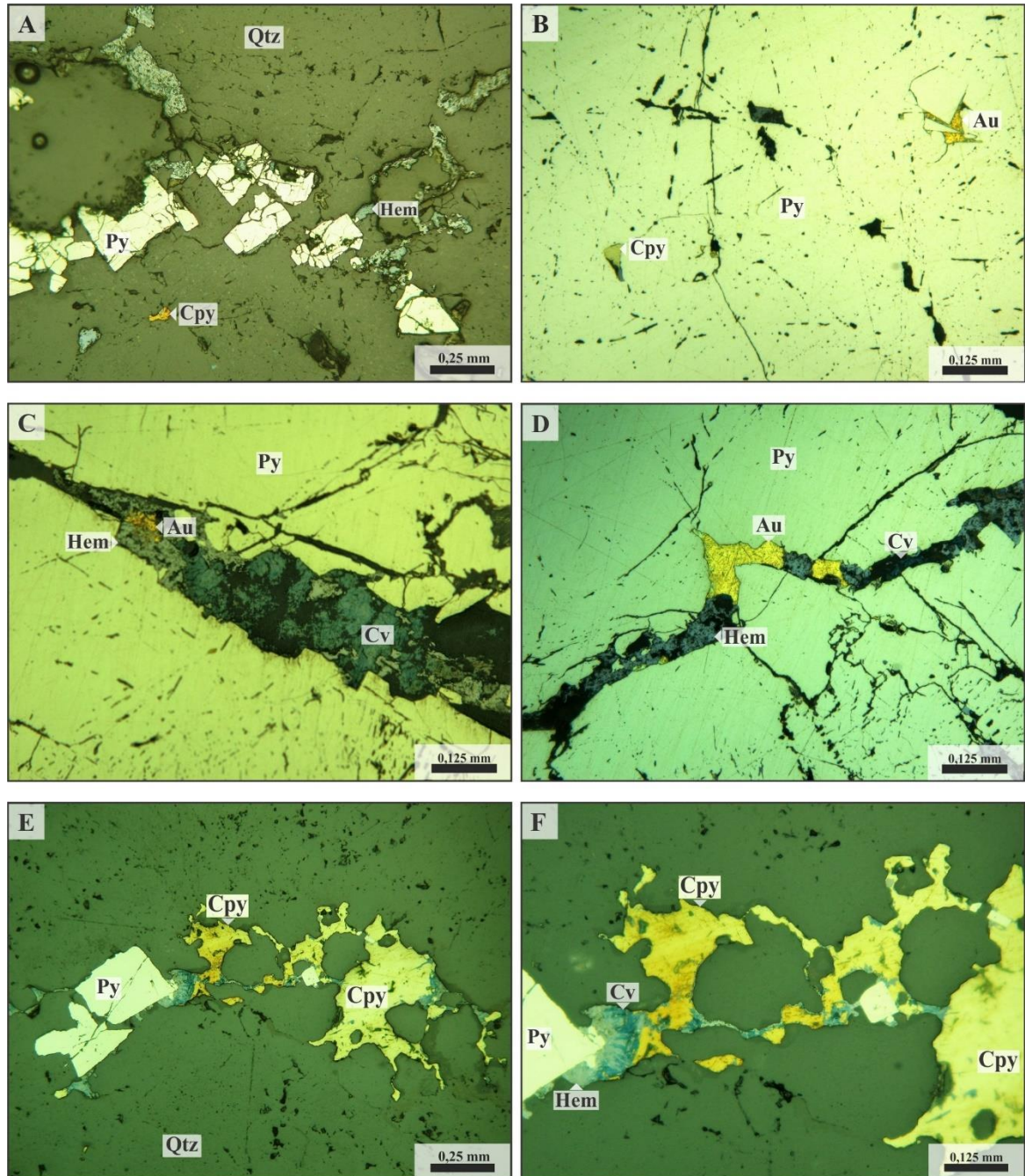


Figura 25: (A) associação pirita-calcopirita-hematita nos interstícios de cristais de quartzo; (B) inclusões anédricas de calcopirita e ouro na pirita maciça; (C-D) associação calcopirita-pirita-hematita-covelita em fraturas na pirita maciça; (E-F) associação calcopirita-pirita-hematita-covelita nos interstícios de cristais de quartzo.

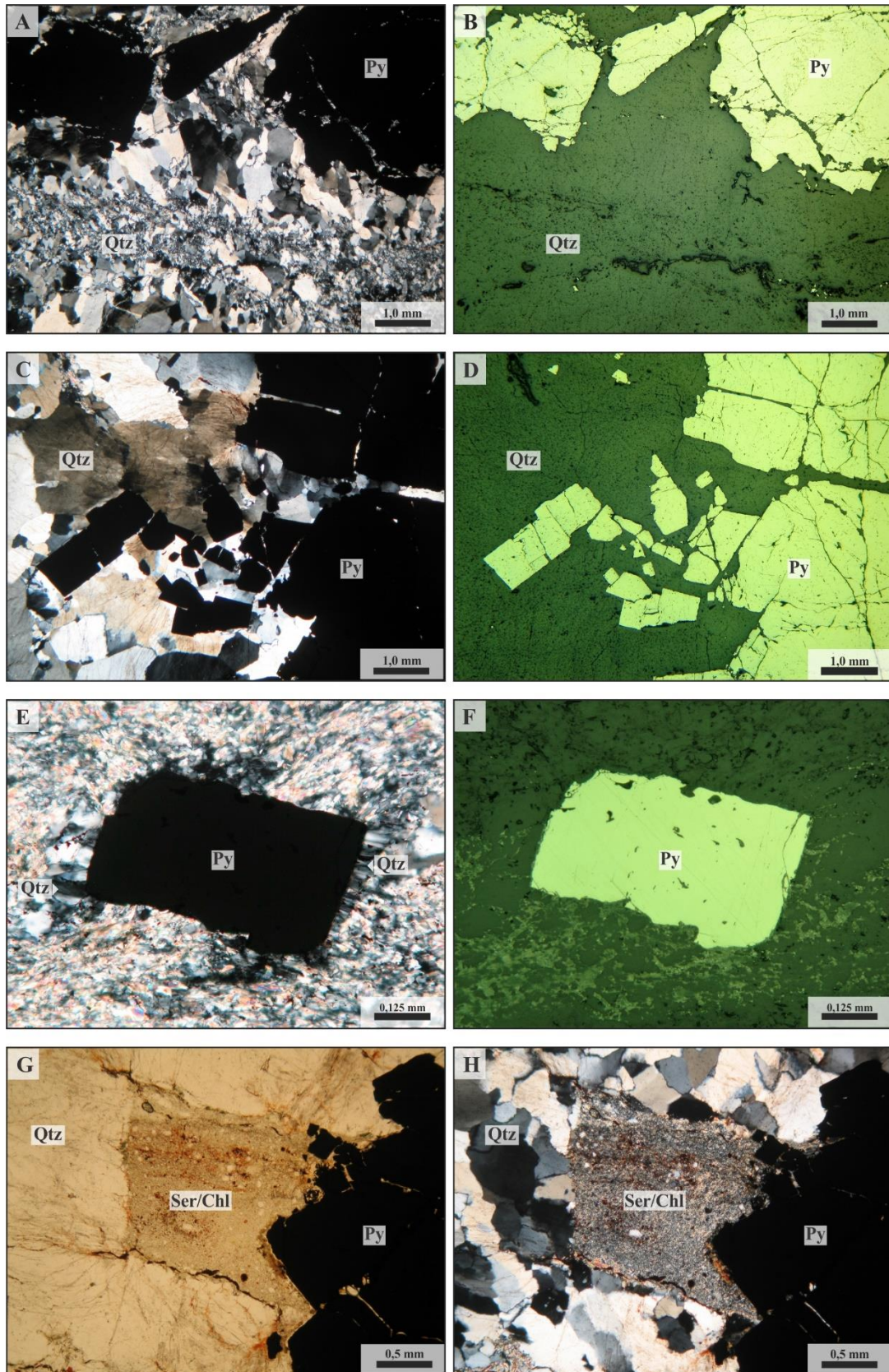


Figura 26: (A-B) pirita maciça em matriz de cristais de quartzo alongados, de crescimento sintaxial em direção ao centro do veio; (C-D) aspecto geral da alteração de silicificação com sulfetação, exibindo

cristais subédricos e maciços de pirita na matriz de quartzo; (E-F) cristal de pirita euédrico deformado em sigmoide, exibindo franjas antitaxiais de quartzo nas bordas perpendiculares à foliação milonítica, à qual o cristal encontra-se sub-paralelizado; (G-H) pseudomorfose de sericita, possivelmente sobre antigo cristal de quartzo ou sulfeto totalmente lixiviado, e clorita sobreposta à sericita.



Figura 27: Evolução temporal paragenética das zonas mineralizadas (sistema hidrotermal do depósito Peteca, grupo 2).

6.3 DEPÓSITO FILONAR DE AU ± METAIS BASE (GRUPO 3)

No depósito do Francisco, a petrografia das zonas mineralizadas revelou as seguintes tipologias das alterações hidrotermais (figura 29): (1) alteração potássica pervasiva; (2) sericitização pervasiva; (3) silicificação e sulfetação pervasiva e venular; e (4) alteração propilitica pervasiva e venular. Esses padrões afetam principalmente sedimentares epiclásticas que variam em composição de arenito arcoseano vulcanoclástico a graucava fêlspática vulcaniclástica (ASSIS, 2011). A amostra aqui descrita (VU07, figura 28) exibe minério venular (sulfetos em veios de quartzo) da zona de intensa silicificação, e minério disseminado de zonas dominadas pela sericitização.

O primeiro estágio hidrotermal corresponde à alteração potássica, de estilo pervasivo e conferida pela paragênese ortoclásio \pm hematita. O ortoclásio exibe granulação fina a média, com dimensões de até 1,0 mm. A hematita ocorre como inclusões muito finas no ortoclásio, as quais lhe conferem um aspecto turvo ao microscópio (figura 30.A). O quartzo também possui granulação fina a média, forma cristais anédricos de limites irregulares.



Figura 28: Amostra representativa do veio mineralizado (PB 12, 13, 14, 16, 20-29) do depósito Paraíba.

O sistema evolui para a alteração com sericita/muscovita (sericitização), que substitui o feldspato e quartzo da alteração potássica. Morfologicamente, essa alteração ocorre como um halo hidrotermal do veio mineralizado principal, à qual uma forte silicificação está associada (ASSIS, 2011). Trata-se de uma alteração muito bem desenvolvida, que ocorre em estilo pervasivo e que oblitera praticamente toda a matriz da rocha, sendo comum a pseudomorfose de sericita/muscovita sobre cristais pretéritos totalmente lixiviados (figuras 30.C, 31.B, E, F).

O terceiro e principal estágio hidrotermal corresponde à silicificação, que acompanha precipitação de sulfetos e hematita (quartzo \pm pirita \pm calcopirita \pm esfalerita \pm galena \pm hematita) ao longo de uma estrutura venular principal (figuras 30.D, 31.H), com disseminação subordinada. Precipitação de quartzo anédrico de granulação fina a média, com forte extinção ondulante, acompanha os subsequentes sulfetos, a iniciar-se pela pirita subeuédrica a euédrica junto a esfalerita (figura 30.B), seguida por galena (figura 30.H), que frequentemente altera as

bordas da esfalerita. Quando disseminada, a pirita é euédrica e exibe íntima relação temporal com esfalerita (figura 31.C-D). A esfalerita, disseminada ou venular, exibe inúmeras inclusões de calcopirita, textura conhecida por “doença da calcopirita” (*chalcopyrite disease*) (figuras 30.E-F). Em adicional, os óxidos de ferro, essencialmente hematita de hábito placóide, com magnetita minoritária, correspondem às fases mais tardias deste terceiro estágio (figura 30.G). A esse estágio é atribuída a mineralização em ouro, não diagnosticada petrograficamente na amostra aqui estudada, porém comprovada no depósito Francisco por Assis (2011).

Por fim, o sistema hidrotermal cessa com a alteração propilítica, arcada pela paragênese clorita ± epidoto ± hematita, sendo o epidoto ligeiramente mais tardio. Os dois primeiros ocorrem como agregados anédricos, tanto disseminados (figura 31.A-B) quanto confinados a veios/vênulas (figura 31.E-F), associadas a fraturas e falhas, sugestivas de precipitação em regime rúptil, enquanto os outros dois se dão como acessórios.

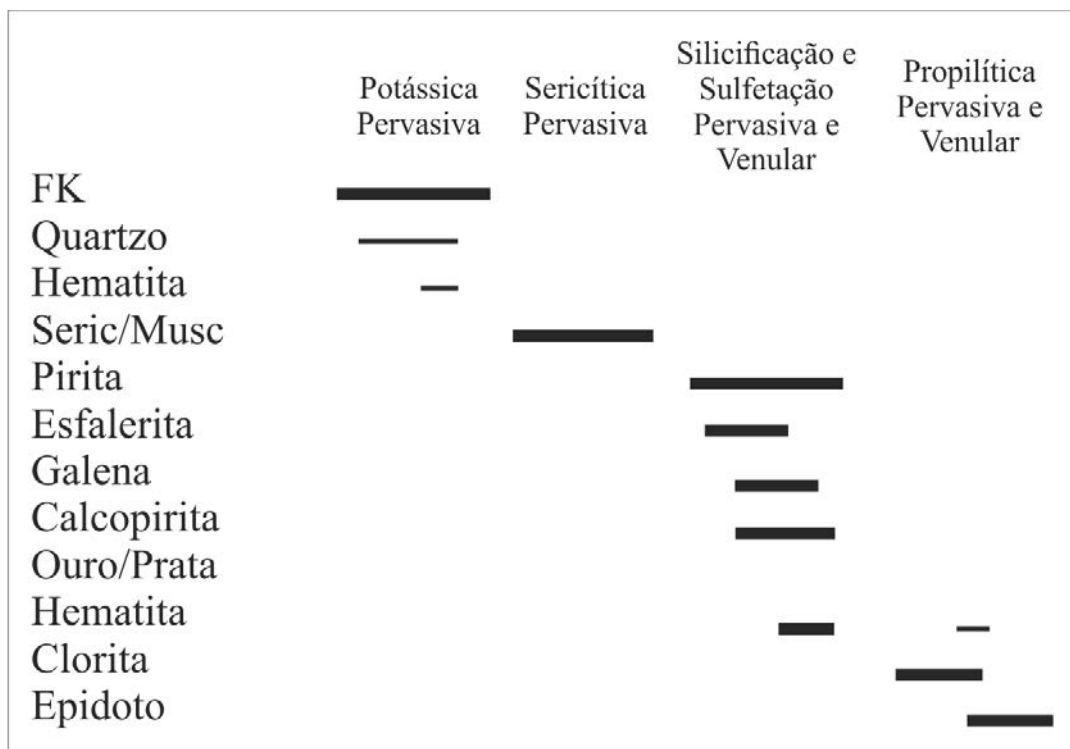


Figura 29: Evolução temporal paragenética das zonas mineralizadas (sistema hidrotermal do depósito Francisco, grupo 3).

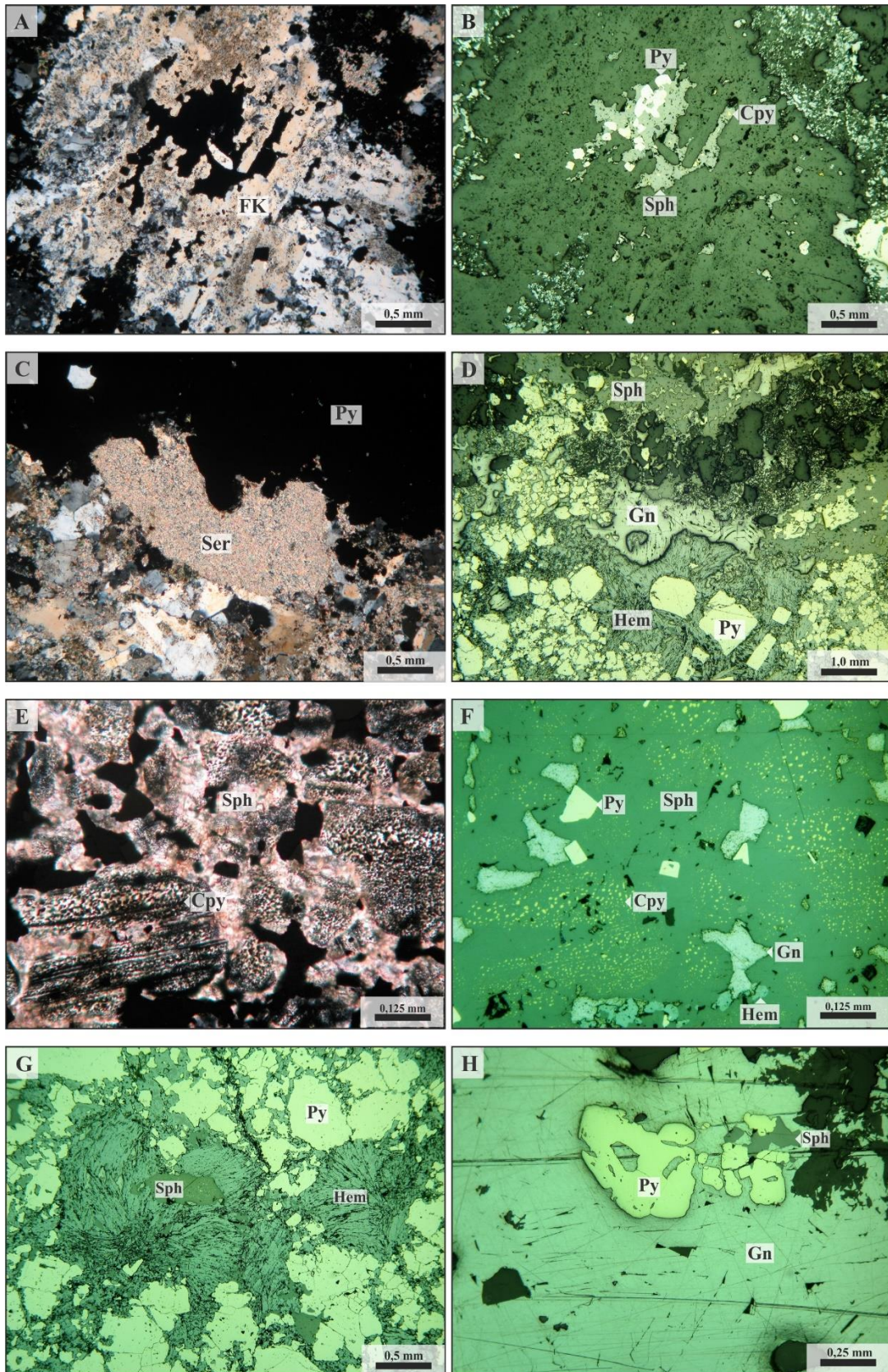


Figura 30: (A-B) cristal de feldspato potássico intensamente alterado, com precipitação de esfalerita, pirita e calcopirita associadas; (C) pseudomorfose de sericita na borda de cristal maciço de pirita; (D)

aspecto geral da estrutura venular principal, exibindo cristais anédricos a subédricos de pirita, esfalerita maciça, galena maciça e hematita esquelética, além de inclusões de ganga; (E-F) esfalerita maciça exibindo “doença da calcopirita”, inclusões globulares de calcopirita orientados segundo planos cristalinos da esfalerita; (G) detalhe da estrutura venular principal, com hematita esquelética, pirita anédrica, e esfalerita com “doença da calcopirita”; (H) galena maciça com inclusões de pirita, esfalerita e ganga.

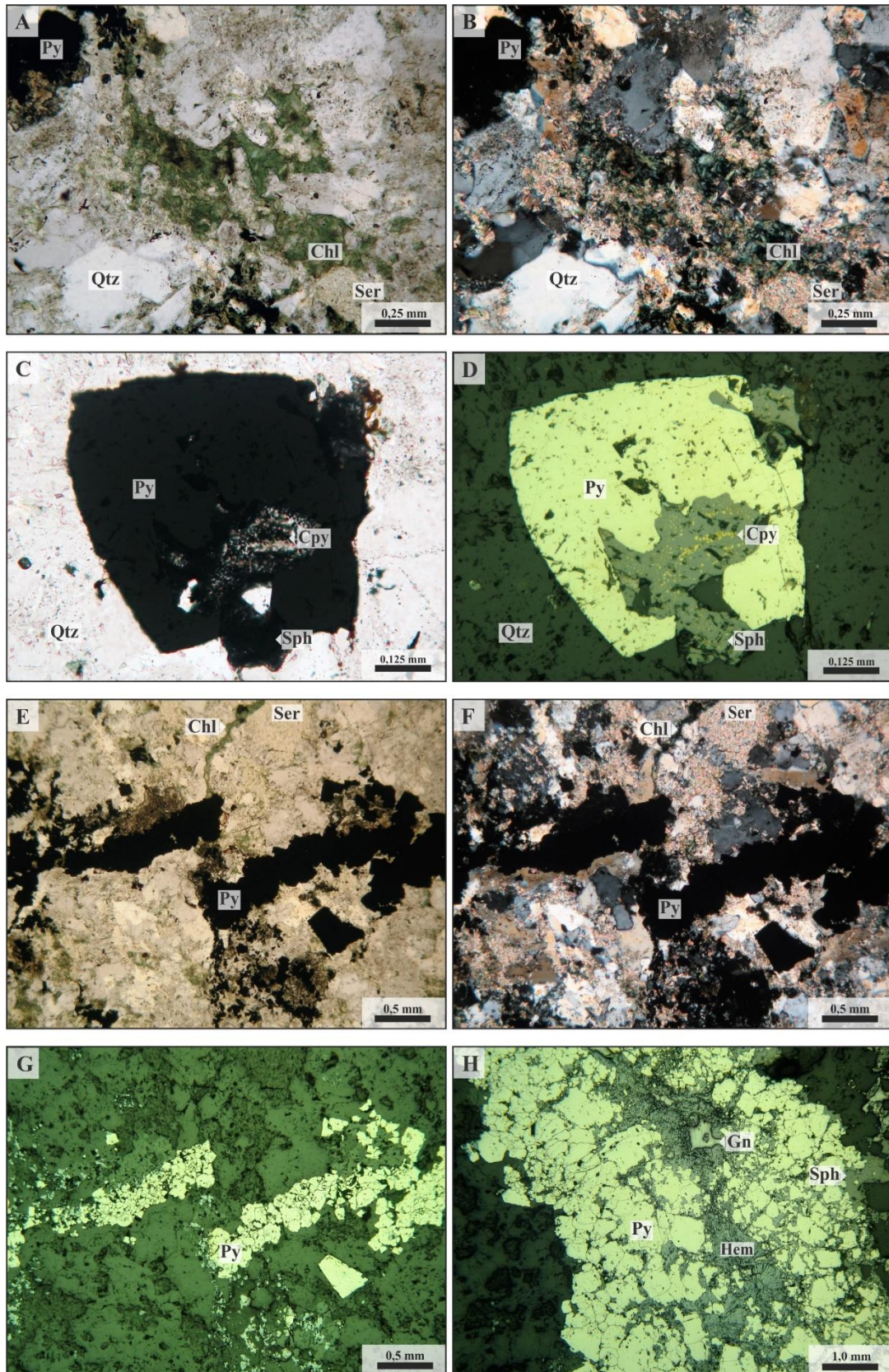


Figura 31: (A-B) agregados anédricos de clorita sobrepostos à alteração com sericita; (C-D) cristal subédrico de pirita disseminada na matriz, em íntima associação com esfalerita que, por sua vez, exibe

“doença da calcopirita”; (E-G) estrutura venular secundária de pirita, sub-paralela à principal, falhada e alterada por clorita; (H) aspecto geral da estrutura venular principal, com pirita predominantemente na borda, enquanto outros sulfetos e hematita posicionam-se no centro do veio.

7. LITOGEOQUÍMICA

Todos os dados de concentrações de elementos maiores, menores e traço obtidos na análise FRX constam na Tabela 1 (Apêndice I).

Os depósitos do grupo (1) (depósitos de Au ± Cu disseminados: Pé Quente e Serrinha) apresentam as concentrações mais elevadas de Al_2O_3 (17,3-20,14%), K_2O (3,02-8,54%), MgO (0,18-7,03%), Ba (282-1606 ppm) e Rb (79-410 ppm) dentre os três grupos (figuras 32 e 33). Possuem também elevadas concentrações de Na_2O (0,03-7,24%) e CaO (0,06-0,94%). As concentrações de Nb (3-20 ppm) e Ga (15,5-29 ppm) são medianas. O Ga, por exemplo, comporta-se de modo uniforme nos depósitos dos grupos (1) e (2), porém, abaixo das concentrações obtidas para os depósitos do grupo (3). Esse grupo dispõe das menores concentrações de Fe_2O_3 (0,33-5,18%), Cu (1-565 ppm), Zn (5-99 ppm) e Co (0,3-31 ppm).

Os depósitos do grupo (2) (depósitos filonares de Au ± Cu: Peteca e Paraíba), são os mais enriquecidos em Fe_2O_3 (14,53-61,26%), Cu (1290-44961 ppm), Co (22-85 ppm) e Cr (135,20-316,20 ppm). O comportamento do Zn não é uniforme neste grupo, estando mais pronunciado no depósito Peteca (461-8251 ppm), porém, abaixo do depósito do Paraíba (84-105 ppm). Os teores de Ga (15-22,6 ppm), no entanto, situam-se na mesma ordem de grandeza das obtidas para os depósitos do grupo (1), porém, inferiores às do grupo (3). Os depósitos pertencentes a esse grupo são os mais empobrecidos em TiO_2 ($\leq 0,16\%$), Na_2O (0,08-0,67%), K_2O (0-1,3%), Ce (1-21 ppm), Ba (71-335 ppm), Nb (5,2-9,9%), Rb (1-42 ppm) e Al_2O_3 (0,05-5,18%), este último também com relevante desigualdade entre os depósitos Peteca (0,32-5,18%) e Paraíba (0,05-0,07%).

Os depósitos do grupo (3) (depósitos filonares de Au ± metais base: Francisco), por sua vez, exibem concentrações de elementos maiores, menores e traço intermediárias entre os grupos (1) e (2), em especial, para os seguintes elementos: Fe_2O_3 (7,32-11,27%), MgO (0,24-0,26%), Na_2O (0,05-1,06%), K_2O (2,02-3,88%), Al_2O_3 (7,1-16,4%), Cu (267-765 ppm) e Co (15-28 ppm). No entanto, possui as maiores concentrações de Zn (10000-19521 ppm), Nb (6-84 ppm) e Ga (6-168 ppm), além de ser ligeiramente mais enriquecido em Zr (139,5-223 ppm), a exemplo dos depósitos pertencentes ao grupo (1).

A sílica (SiO_2) exibe distribuição homogênea (38-76%) em quase todos os depósitos, exceto por estar levemente empobrecida (27-33%) no depósito no Pé Quente (0,009-0,05). O grupo

(2) apresenta as menores concentrações de TiO_2 (0,007-0,16%), porém, sem distanciar-se muito das concentrações obtidas para os demais depósitos (0,04-0,85%). As concentrações de P_2O_5 são pouco variáveis (0,02-0,28%) dentre os cinco depósitos estudados. Os depósitos Paraíba (grupo 2) e Serrinha (grupo 1) possuem leve enriquecimento em CaO (0,39-2,13% e 0,09-0,94%, respectivamente) e Y (13,9-23,50 ppm e 20,5-28,3 ppm), o que os posicionam em patamares pouco acima das quantidades obtidas para os demais depósitos (0,03-0,3% de CaO e 1,0-13,3 ppm de Y). O depósito Serrinha distingue-se pelo enriquecimento em Ce (29,2-730,1 ppm) e La (11,5-483,1 ppm), enquanto os outros quatro situam-se entre 1-36,6 ppm de Ce e 5,1-39,7 ppm de La. O depósito do Paraíba também detém os maiores valores de Ni (59-81 ppm), sem se afastar muito dos outros quatro depósitos (0,7-46 ppm). Os depósitos de Serrinha (grupo 1) e Francisco (grupo 3) são ligeiramente enriquecidos em Zr (45-269 ppm e 139-223 ppm, respectivamente), quando comparados aos demais estudos de caso (35-94 ppm). O depósito do Francisco apresenta baixas concentrações de Y (1-11,3 ppm), além dos menores teores de Sr (5,9-97 ppm), enquanto o Pé Quente (grupo 1) exibe os maiores de Sr (82-259 ppm). Em adicional, o depósito Pé Quente é o mais empobrecido em V (0,9-17 ppm), porém se observa pouca diferença em relação aos demais depósitos (15-107 ppm).

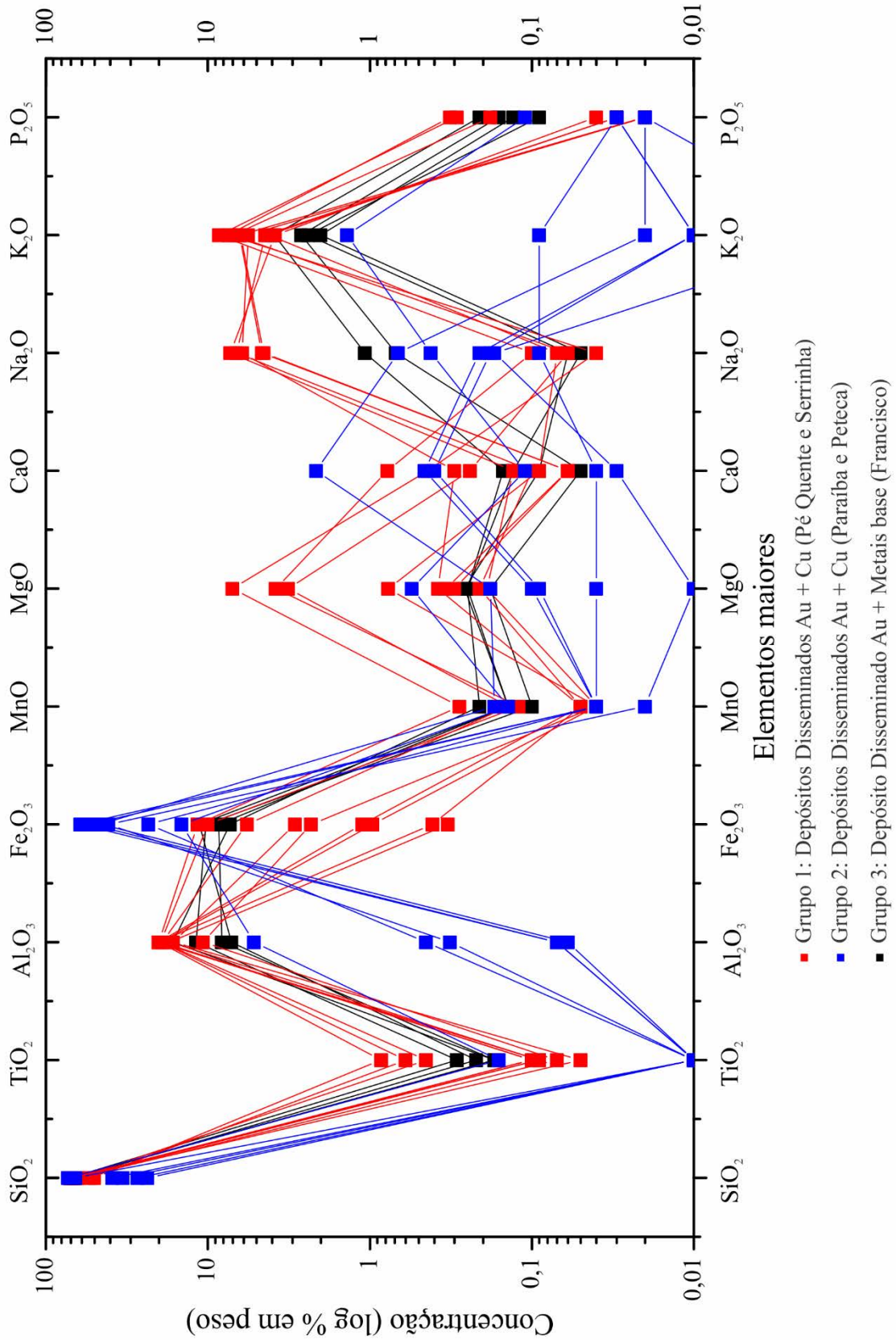


Figura 32: Diagrama multielementar de concentração (log % em peso) de elementos menores/traço dos três grupos de

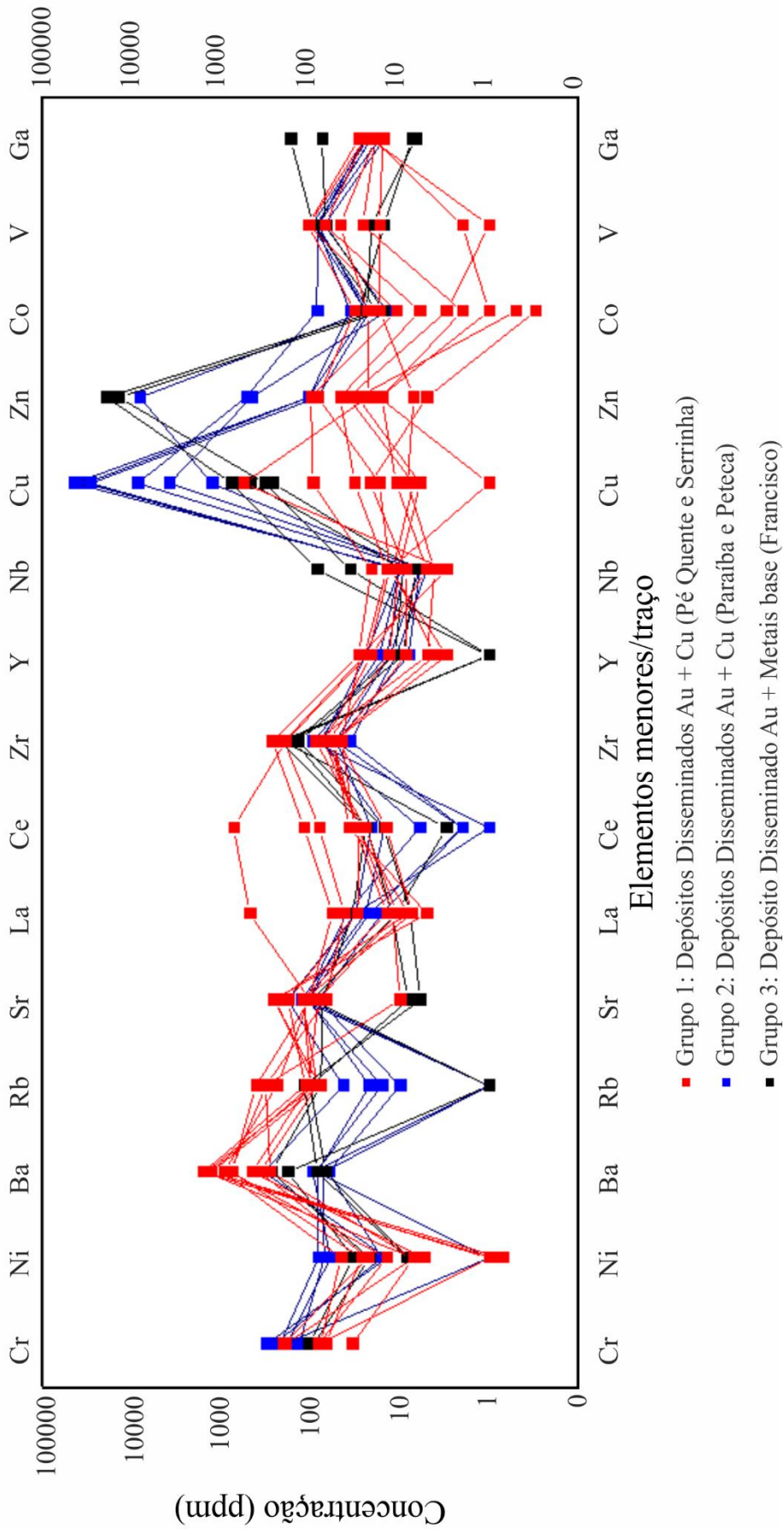


Figura 33: Diagrama multielementar de concentração (ppm) de elementos menores/traço dos três grupos de depósitos.

8. DISCUSSÕES

As alterações potássicas nos depósitos Pé Quente e Serrinha conferem grande volume de feldspato potássico ao minério, o que reflete as maiores concentrações de Al_2O_3 e K_2O , além de também de Ba e Rb. Esses dois elementos litófilos, de grande afinidade com SiO_2 (GOLDSCHMIDT, 1937), frequentemente substituem o K na estrutura silicática dos feldspatos. Em adicional, a presença de barita junto ao minério do depósito Pé Quente influencia diretamente os altos teores de Ba no depósito. Adicionalmente, o plagioclásio gerado durante as alterações sódicas (albita) também estaria associado com o grande teor de alumina e sílica, além das elevadas quantidades de Na_2O e medianas de CaO .

O feldspato alcalino (potássico e plagioclásios) corresponde essencialmente a uma série variante entre $KAlSi_3O_8$ e $NaAlSi_3O_8$, normalmente com certa quantidade de $CaAl_2Si_2O_8$ em solução sólida. Em virtude da maior parte das soluções metalíferas serem alcalinas, a alteração dos feldspatos geralmente envolve precipitação de sericita/muscovita (DEER, 1966), a qual está diretamente relacionada aos altos teores de alumina e potássio obtidas para os depósitos pertencentes ao grupo (1). As alterações cloríticas também podem contribuir na elevação das concentrações de alumina; assim como para os elevados teores de Mg e Mn, tal como observado pelos estudos químicos que apontam gerações de clorita ricas em Mn no depósito Pé Quente (ASSIS, 2011) e com baixas razões Fe/Mg no depósito Serrinha (MOURA, 1998).

Além dos feldspatos, as concentrações de CaO e K_2O também podem estar relacionadas com o epidoto das alterações propiliticas. Moura (1998) e Moura *et al.* (2006) relacionam o epidoto no depósito Serrinha a um autometassomatismo incipiente, predecessor da alteração potássica; no entanto, o presente estudo indica pelo menos mais uma geração de epidoto tardio, relacionado à alteração propilitica venular (figura 14.E-F).

O grupo (1) apresenta as maiores deficiências em Fe_2O_3 , Cu e Zn, que estariam diretamente relacionadas às menores quantidades de sulfetos de Fe e Cu e à ausência de sulfeto de Zn (esfalerita) e óxidos de Fe (hematita e magnetita). O depósito Serrinha apresenta leve enriquecimento em Ti e Ni em relação ao Pé Quente. Esses elementos comumente substituem o Fe na estrutura cristalina dos sulfetos. Sendo assim, apesar de pequena, a maior quantidade de sulfetos do Serrinha pode se relacionar ao leve enriquecimento nesses elementos traço quando comparado ao depósito Pé Quente.

Característica muito marcante nos depósitos do grupo (1) é a presença de texturas esferulíticas e micrográficas (figuras 13.B-D, 14.H) relacionadas às alterações potássicas das hospedeiras graníticas dos depósitos Pé Quente e Serrinha. Essas texturas representam colocação e resfriamento das hospedeiras de ambos os depósitos em nível epizonal, as quais teriam se saturado em uma fase fluida em nível crustal raso. Nessas condições, a taxa de nucleação de cristais é alta, porém, sua taxa de crescimento é pequena, o que resulta em texturas esferulíticas, gráficas ou esqueléticas. São compostas por grande número de cristais de quartzo e feldspato potássico de pequenas dimensões, que se exibem em crescimento paralelo (concrecimento epitaxial, ou epitaxia, (figura 34). (CANDELA, 1997; WERNICK, 2004; CHVÁTAL, 2007; ASSIS, 2011). No depósito Pé Quente, caso notável de epitaxia envolve também precipitação preferencial (seletiva) de sericita/muscovita sobre plagioclásio, em detrimento do feldspato potássico, dispendo-se orientada segundo as lamelas de geminação do plagioclásio (figura 7.C) Exemplos de alterações seletivas em outros depósitos tipo pórfiro (BIONDI, 2003) envolvem biotitização (alteração de hornblenda para biotita, e de biotita ígnea em biotita magnésiana hidrotermal) e cloritização (minerais máficos ígneos, e feldspato em menor proporção, alterados para clorita).

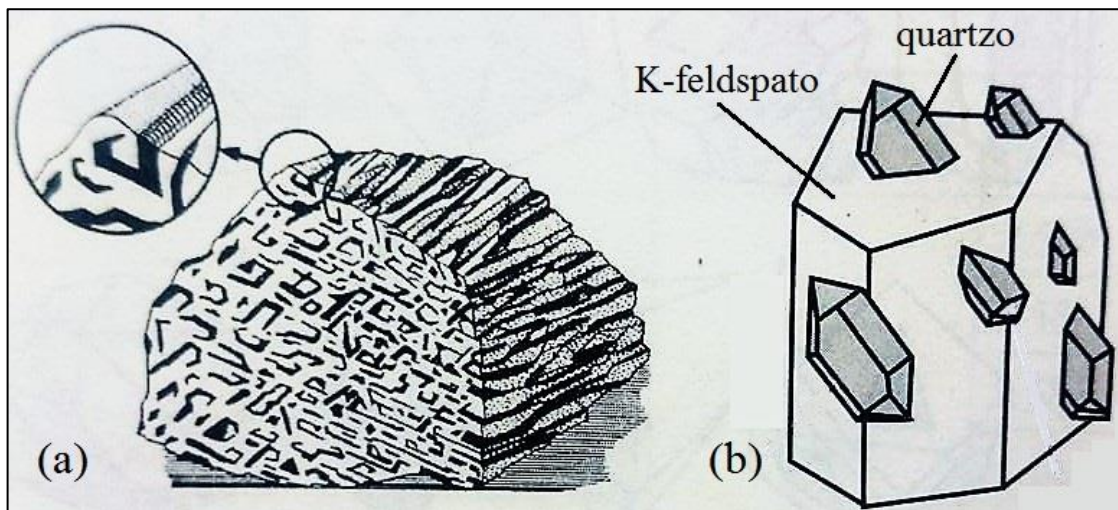


Figura 34: (a) Concrecimento epitaxial do quartzo e feldspato potássico (textura gráfica); (b) detalhe da orientação mútua dos cristais. Modificado de CHVÁTAL (2007).

Os depósitos filonares de $Au \pm Cu$ (grupo 2), exemplificados pelos depósitos Peteca e Paraíba, são os mais enriquecidos em Fe_2O_3 , Cu e Co , reflexo da elevada quantidade de sulfetos de Fe e Cu . O Co , por exemplo, é comumente associado na forma de impurezas na estrutura desses sulfetos. Ambos os depósitos foram os únicos em que se detectou $Au \pm Ag$ livre tanto

por petrografia convencional quanto pelo MEV. Há um comportamento não uniforme em relação ao Zn, muito pronunciado no depósito Peteca, porém, baixo no Paraíba. O inverso ocorre no comportamento do Ni e CaO. Por microscopia eletrônica de varredura; verificou-se alto conteúdo em Ca nos cristais de muscovita, reflexo da substituição isomórfica desse elemento com o K na estrutura do mineral. Em adicional, Deer (1966) sugere-se uma possível relação direta entre o conteúdo de Ca na muscovita e o total de CaO do minério.

O grupo (2) é o mais empobrecido em Al_2O_3 , também com desigualdade entre Peteca e Paraíba, provavelmente causada pela maior quantidade de clorita e muscovita/sericita no primeiro. Entre os três grupos, este possui as maiores deficiências em Na_2O e K_2O devido a quase ausência de feldspatos, que também justificam os baixos teores de Ba, dada sua comum substituição ao K na estrutura desses minerais. As quantidades de Nb e Rb são as menores entre os três tipos de depósitos, mas a de Ga situa-se na mesma faixa do grupo (1), porém, inferior as reportadas para o grupo (3). Esse padrão possivelmente corresponde a um reflexo da natureza litófila desses elementos e, portanto, a não afinidade desses elementos com fases sulfetadas, usualmente calcófilas.

No depósito Paraíba, ocorrência de calcopirita em bandas maciças ou como cristais anédricos granulares que preenchem fraturas intra-cristalinas da pirita sugere, num primeiro momento, sua precipitação posterior em relação à pirita (figuras 16.B, D, 17.A-C). Contudo, a tendência idiomórfica (eudral) de menor ductibilidade da pirita em relação à calcopirita permite com que a primeira se fracture com maior facilidade, enquanto o sulfeto de ferro e cobre, por ser mais maleável, flui mecanicamente, e preenche os interstícios e fraturas dos minerais mais dúcteis (FIGUEIREDO, 2000). As similaridades entre os modos de ocorrência dos sulfetos e sericita/muscovita, ambos alojados tanto nos interstícios dos cristais de quartzo da matriz quanto ao longo de fraturas, podem levar a uma confusão quanto a co-geneticidade entre essas fases (18.A-F). As relações de contato entre elas são cruciais na definição de suas relações temporais: sulfetos fragmentados e exibindo bordas corroídas, por vezes são “englobados” pelos flossilicatos, o que resulta em uma falsa textura similar à epitaxia do sulfeto sobre as lamelas de muscovita (18A-C). Deste modo, o entendimento dos comportamentos diferenciados dos minerais, tanto mecanicamente quanto texturalmente, sobretudo em presença de pressão de fluidos, pode invalidar muitas sequências de cristalização descritas na literatura (FIGUEIREDO, 2000).

No depósito Paraíba, a magnetita exibe íntima relação com a calcopirita, uma vez que nos setores dominados por pirita a magnetita ocorre apenas como traços (figura 17.A-C), enquanto nos setores ricos em magnetita a associação com calcopirita é farta, e a pirita praticamente ausente (figuras 17.D, 18.G-H). No minério do depósito, a calcita é rara e ocorre como inclusões muito pequenas nos sulfetos e na magnetita, indicativas da fraca relação da carbonatação com a precipitação do Au.

Outro fato recorrente na petrografia de alterações hidrotermais é a geração de texturas e estruturas de deformação (extinção ondulante, franjas e lamelas de recristalização, *kinkbands*, falhas conjugadas etc.) sem relação direta com esforços tectônicos, mas sim com as pressões dos fluidos metassomáticos (hidrotermais) exercidas sobre os cristais (figuras 10.A-B, 12.B, C, G, 14.G, 16.A, C, G, H). É comum, por exemplo, cristais de quartzo em paragênese com pirita, mostrarem intensa deformação e recristalização, com formação de extinções ondulantes lamelares pronunciadas, tal como observado nos depósitos pertencentes aos grupos (1) e (2).

A microscopia eletrônica de varredura das zonas mineralizadas dos depósitos do grupo (2) possibilitou a identificação de inclusões anédricas e fraturas na pirita preenchidas por electrum (liga Au-Ag, figura 19), com altas razões Au:Ag (5,6:1 para o depósito Paraíba e 8:1 para o depósito Peteca). No depósito Paraíba, ocorrem inclusões de electrum, bismuto nativo (figura 20) e esfalerita. No depósito Peteca, inclusões de monazita (Ce, La, Y, Th)PO₄, foram diagnosticadas (figura 23). Covelita ocorre no depósito Peteca em inclusões anédricas na ganga, acompanhada por pirita euédrica, calcopirita e hematita, e precipita-se como manchas semelhantes a chamas sobre a hematita (figura 25.C-F). A associação calcocita-covelita é comum em mineralizações de cobre, e corresponde ao resultado da oxidação secundária do minério e exsolução do cobre e enxofre (FIGUEIREDO, 2000).

O comportamento dos elementos no grupo (3) (depósitos filonares de Au ± metais base: depósito do Francisco) é intermediário entre os grupos (1) e (2), em especial para os seguintes casos: Fe₂O₃, MgO, Na₂O, K₂O, Cu, Co e Rb. Os teores destes elementos estariam relacionados à boa quantidade de sulfetos, feldspato potássico hidrotermal e plagioclásio magmático reliquiar. Corresponde ao depósito mais enriquecido em Zn, reflexo direto das elevadas concentrações de esfalerita no minério. Em adicional, corresponde ao depósito com os maiores teores em Nb e Ga. As inúmeras inclusões de calcopirita identificadas na petrografia são conhecidas como “doença da calcopirita”. Inicialmente acreditava-se que essa textura fosse unicamente decorrente de processos de exsolução de Fe e S da estrutura da esfalerita. No

entanto, Figueiredo (2000) discute que inclusões globulares de calcopirita (doença da calcopirita) ao longo dos planos cristalográficos da esfalerita, tal como observado no depósito do Francisco (figuras 30.E-F, 31.C-D), são indicativas de processo de substituição da esfalerita por calcopirita, e não de exsolução.

Diagramas multielementares (figuras 32 e 33) e ternários (figuras 35 e 36) que confrontam as concentrações dos elementos maiores, menores e traço foram desenvolvidos para visualização de possíveis tendências elementares, assim como eventuais comportamentos entre os elementos para os três grupos de depósitos estudados. Em geral, o comportamento dos elementos maiores (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O), com exceção do TiO_2 , MnO , CaO e P_2O_5 , aparenta ser ditado predominantemente pelas associações minerais hidrotermais (ganga e minério), em detrimento de condicionantes físico-químicos de maior escala. Neste contexto, a melhor individualização entre os grupos de depósitos é aquela decorrente da relação $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Fe}_2\text{O}_3$ (figura 35: ternários $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{K}_2\text{O}:\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Na}_2\text{O}:\text{Al}_2\text{O}_3$), para a qual observa-se o agrupamento dos depósitos pertencentes ao grupo (1) no vértice rico em Al_2O_3 , enquanto aqueles pertencentes ao grupo (2) se agrupam no eixo rico em Fe_2O_3 . Os depósitos do grupo (3), por sua vez, posicionam-se em setores intermediários entre os dois anteriores. Deste modo, a figura 37 corresponde a uma sugestão de agrupamento para as tipologias de depósitos da PAAF aqui estudadas.

O comportamento dos elementos traço (Ni, Zr, Sr, V, Ce, La), entretanto, mostra-se mais complexo e desordenado (figura 36) do que o observado para os elementos maiores (figura 36). Os melhores comportamentos e, portanto, individualizações observadas correspondem ao padrão estabelecido pelos elementos calcófilos constituintes das fases sulfetadas diagnosticadas na petrografia (e.g. Cu e Zn), ou outros comumente relacionados a substituições de outros elementos nas estruturas cristalinas de silicatos e sulfetos (e.g. Ba e Rb). Também é recorrente a detecção de certo agrupamento e tendências do comportamento de alguns elementos maiores, menores e traço (TiO_2 , MnO , CaO , P_2O_5 , Nb, Ga), mas sem relação mineralógica/geoquímica aparente. A sílica exibe distribuição homogênea em quase todos os depósitos, exceto por estar levemente empobrecida no depósito Paraíba. Todos os depósitos apresentam baixos valores de MnO , com certo empobrecimento no Pé Quente. O grupo (2) apresenta as menores concentrações de TiO_2 , porém, não muito contrastantes aos demais depósitos. As concentrações de P_2O_5 são pouco variáveis dentre os cinco depósitos estudados. Os depósitos Paraíba (grupo 2) e Serrinha (grupo 1) possuem leve enriquecimento em Y, o que os posicionam em patamares

pouco acima das quantidades obtidas para os demais depósitos. O depósito Serrinha distingue-se pelo enriquecimento em Ce e La. O depósito Paraíba também detém os maiores valores de Ni, sem se afastar muito daquelas obtidas para os outros quatro depósitos. Os depósitos de Serrinha (grupo 1) e Francisco (grupo 3) são ligeiramente enriquecidos em Zr. Adicionalmente, o depósito do Francisco apresenta os menores teores de Sr, enquanto o Pé Quente (grupo 1) exibe os maiores. Além do mais, o depósito Pé Quente é o mais empobrecido em V, porém, com pouco contraste em relação aos demais depósitos.

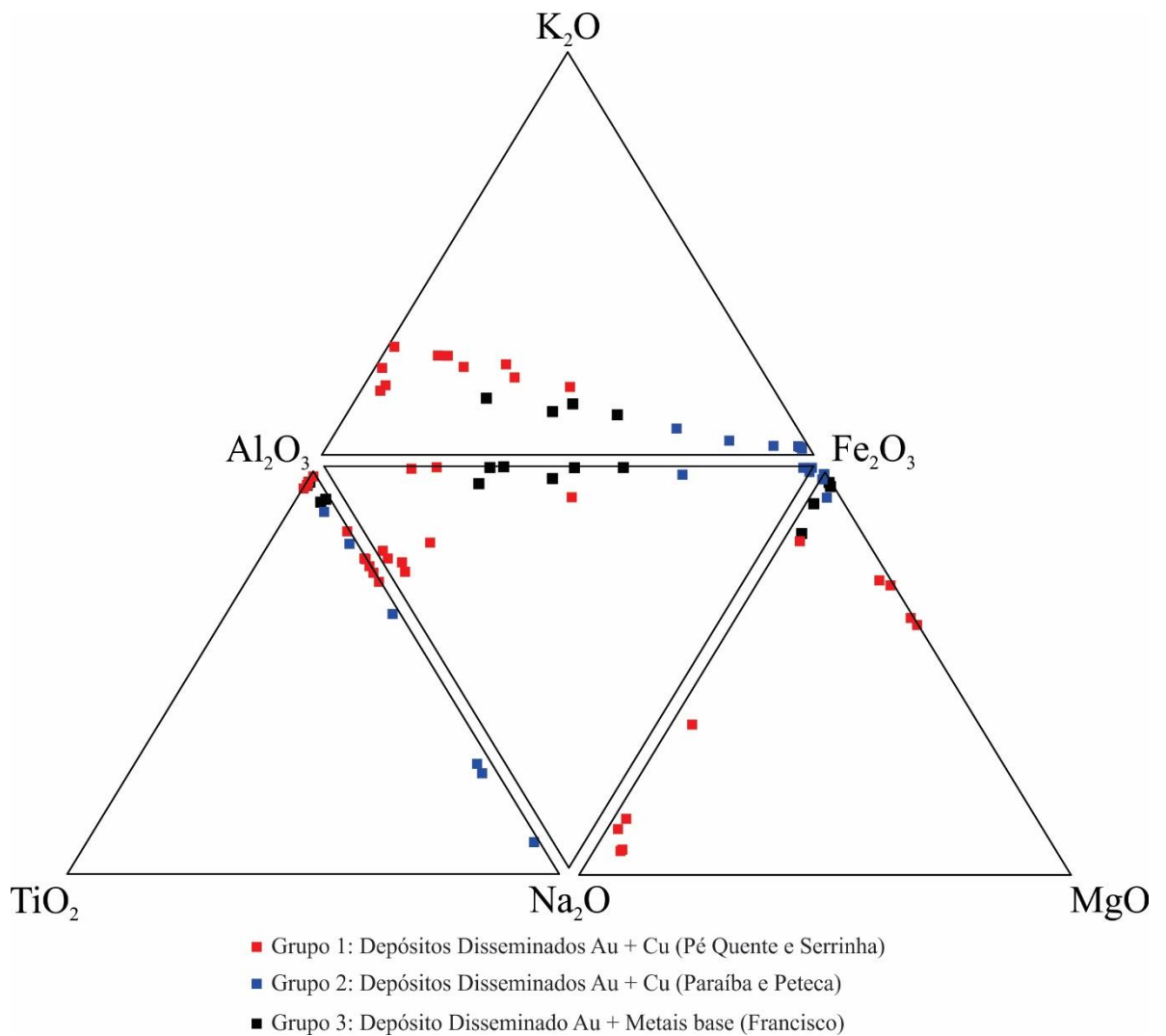


Figura 35: Diagramas ternários para os elementos maiores para os depósitos dos grupos (1), (2) e (3).

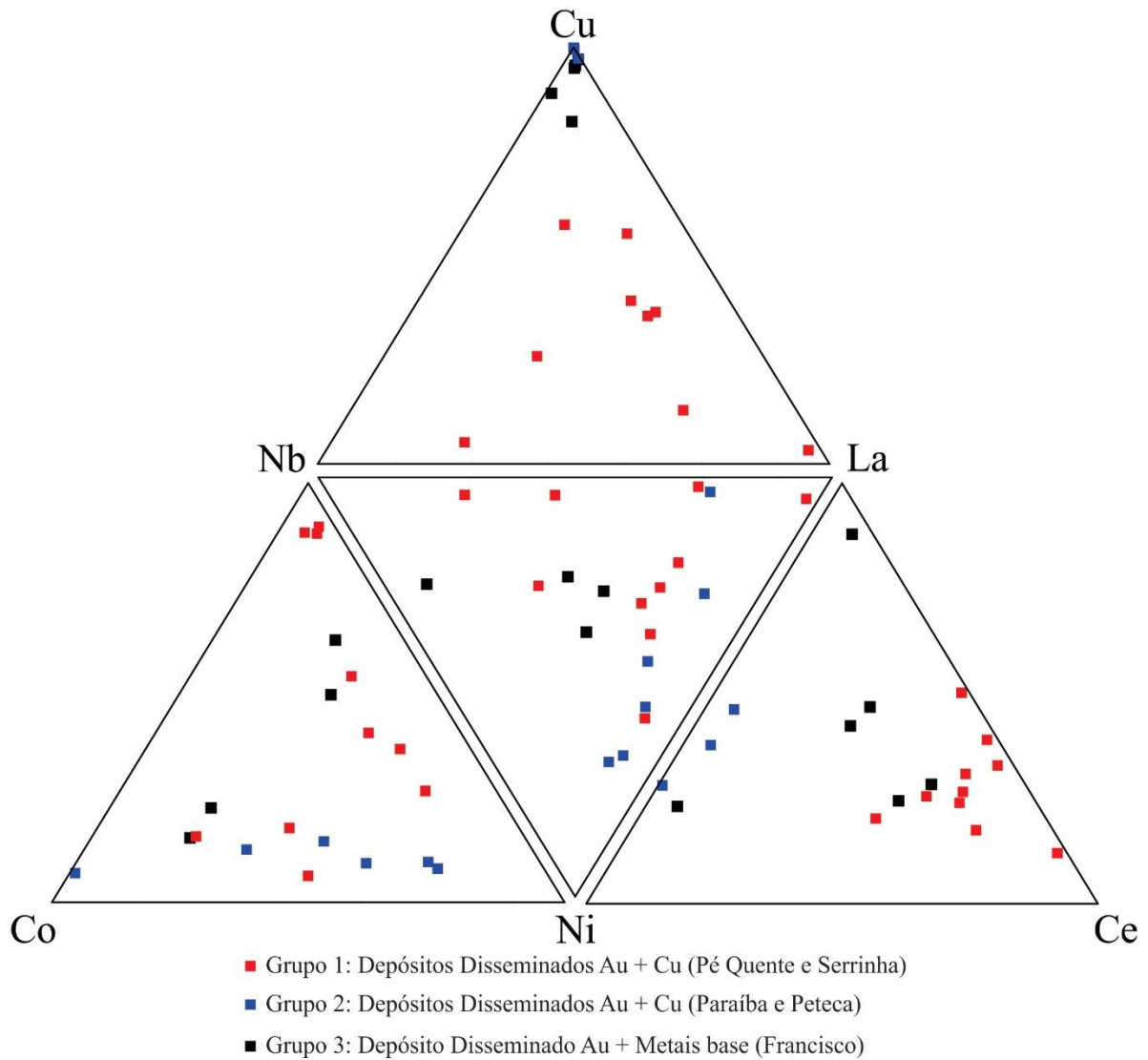


Figura 36: Diagramas ternários baseado em elementos menores/traço para os grupos de depósitos (1), (2) e (3).

Neste cenário, os diagramas ternários de alguns elementos traço (figura 36) indicam alguns agrupamentos para cada uma das tipologias dos depósitos estudados. Os depósitos do grupo (2) tendem a se concentrar próximo aos eixos dos elementos compatíveis, tais como Cu, Co e Ni. Neste caso, tentem a formar agrupamentos: (i) nas proximidades do eixo rico em Cu (ternário La:Cu:Nb); (ii) nas porções de relação intermediária entre La:Ni (ternários La:Ni:Nb e Ce:La:Ni); (iii) e nas regiões intermediárias das razões Co:Ni (ternário Ni:Nb:Co). Os depósitos do grupo (3) por sua vez, tentem a se concentrar (i) nas porções centrais dos ternários Ni:Nb:Co e La:Ni:Nb; e (ii) nas proximidades do eixo rico em Cu (ternário La:Cu:Nb), porém, inferiores àquelas obtidas para os depósitos do grupo (2). Os depósitos pertencentes ao grupo (1), no entanto, exibem distribuição muito heterogênea para os elementos traço utilizados nos

ternários de tendência propostos e, portanto, sem nítidos agrupamentos tal como observados para os casos anteriores. Os depósitos do grupo (1) tendem a formar melhores agrupamentos próximo aos eixos dos elementos litófilos incompatíveis, em especial, os elementos terras raras leves (e.g. La e Ce), tal como observado nos ternários Ce:La:Ni e La:Cu:Nb. Para os demais casos, esses depósitos exibem comportamento muito ambíguo e, portanto, não passível de eventuais individualizações. Deste modo, propõem-se agrupamentos com base em elementos traço segundo a figura 38.

Moura (1998) aponta que o comportamento dos teores de TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}_{(t)}$, CaO , MgO , P_2O_5 , K_2O e Na_2O , e também da razão Rb/Sr, tende a ser muito susceptível à quantidade de SiO_2 e às alterações hidrotermais, conseqüentemente dispondo-se de forma aleatória. Figueiredo (2000) desaconselha o uso da composição dos minerais de minério e ganga hidrotermais para estimar temperaturas e ambientes de formação, dado que o teor de um elemento no mineral é também função da atividade desse elemento (e.g. a_{S_2} , a_{Fe} , a_{Cu} , f_{S_2} , f_{O_2}) no meio circundante.

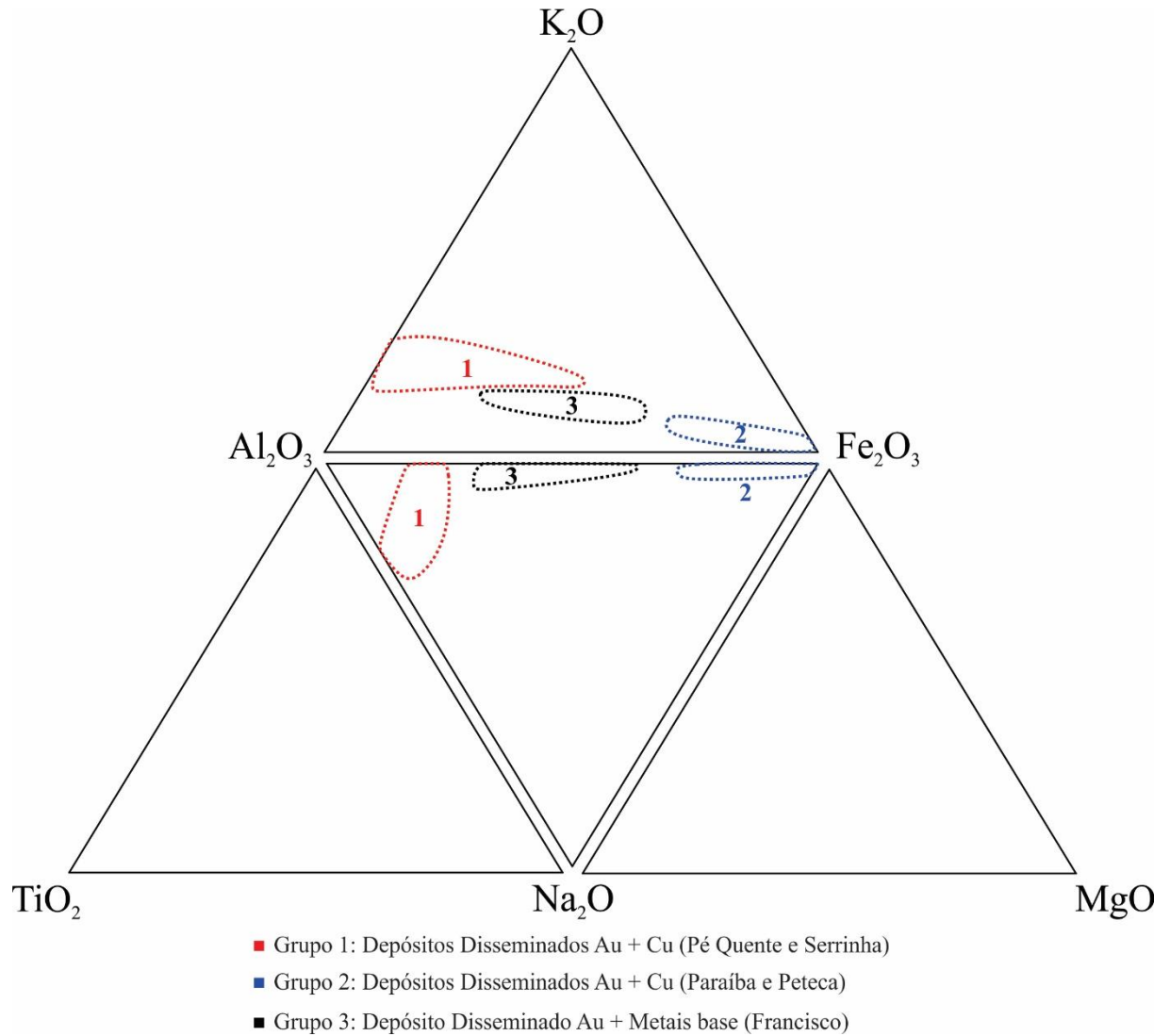


Figura 37: Diagramas ternários de tendências baseado em elementos maiores para os grupos de depósitos (1), (2) e (3).

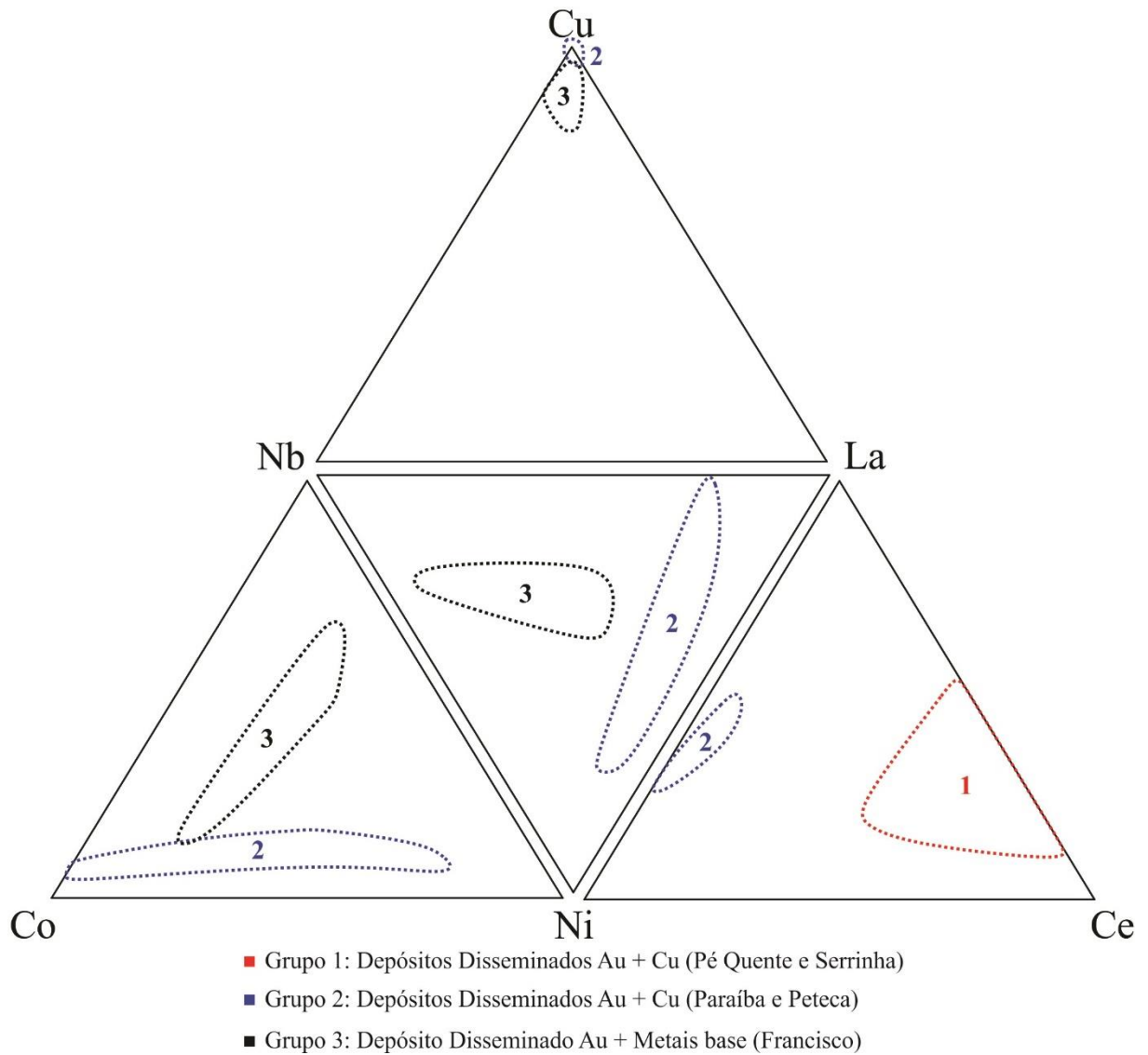


Figura 38: Diagramas ternários de tendências baseado em elementos menores/traço para os grupos de depósitos (1), (2) e (3).

9. CONCLUSÕES

As zonas mineralizadas dos depósitos do grupo (1) tendem a ser os mais enriquecidos em Al_2O_3 , MgO , K_2O , Ba e Rb, além de concentrações significativas de TiO_2 , MnO , Na_2O , P_2O_5 , Sr e Zr. Por outro lado, são os mais empobrecidos em Fe_2O_3 , Cu e Zn. O Pé Quente destaca-se como o mais empobrecido em Ni, Co e V dentre todos os depósitos analisados.

Os minérios do grupo (2) exibem as maiores concentrações de Fe_2O_3 , Cu e Cr. O depósito do Paraíba possui o maior teor de CaO entre todos os depósitos, sendo também levemente mais enriquecido em Ni e Y em comparação ao depósito Peteca, notavelmente o mais empobrecido em CaO. O grupo (2) possui os termos com as menores concentrações de Al_2O_3 e K_2O entre as três tipologias de depósitos.

O minério pertencente aos depósitos do grupo (3) possui as maiores concentrações de Zn, Ga e Nb. Porém, sua maior característica são os teores claramente intermediários entre os grupos (1) e (2) para os seguintes elementos: TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O e P_2O_5 . Em adicional, também exibe as menores quantidades de Sr.

Quanto aos ternários construídos para observação das tendências de comportamento dos elementos analisados, observa-se que para os depósitos pertencentes ao grupo (2) um maior agrupamento próximo aos eixos dos elementos compatíveis (Cu, Co, Ni), ou então, do eixo rico em Fe_2O_3 , enquanto os depósitos do grupo (3) se concentram nas posições intermediárias das razões $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Fe}_2\text{O}_3$ e dos elementos traço utilizados nos diagramas ternários. Os depósitos do grupo (1), por sua vez, posicionam-se nas porções mais ricas em alumina na relação $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Fe}_2\text{O}_3$ e nos elementos incompatíveis litófilos, em especial, os elementos terras raras leves (e.g. La e Ce).

Ressalta-se, porém, que os enriquecimentos e deficiências mais notáveis (Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO, Fe_2O_3 , TiO_2 , Cu, Zn, Ba, Rb e Ni) devem-se principalmente à mineralogia das paragêneses hidrotermais silicatadas, sulfetadas e oxidadas, em detrimento de possíveis condicionantes geoquímicos de escalas regionais. Em geral, os diversos componentes tendem a ser muito susceptíveis à quantidade de sílica e às alterações hidrotermais, dispondo-se frequentemente de forma aleatória. Não se aconselha que temperaturas, pressões e ambientes de formação de depósitos hidrotermais sejam estimados unicamente a partir da composição dos

minerais de minério, dado que a atividade dos elementos está em função da atividade destes no meio hospedeiro.

A petrografia de minerais de minério hidrotermais destaca-se da petrografia de rochas ígneas, metamórfica e sedimentares pelas complexas e sobrepostas relações de contato entre minerais de variadas paragêneses e diversas relações temporais. O reconhecimento das idiossincrasias texturais e estruturais em pequena escala e especificamente para cada depósito é essencial para a diminuição dos erros de interpretação da evolução dos sistemas hidrotermais. Como salientado por Figueiredo (2000), apesar da determinação das condições genéticas de minérios depender também de estudos mais profundos de diagramas de estabilidade de fases minerais, inclusões fluidas, isótopos estáveis de O, H, C, S, Rb, Sr, entre outros, o estudo petrográfico das paragêneses de minério pode ser crucial para sanar indefinições deixadas por outros métodos analíticos.

REFERÊNCIAS

- ABREU FILHO, W., BARROS, A.J.P.; BARRETO FILHO, J.A. **Projeto Ouro Gemas. Relatório Anual da Área Piloto da Reserva Garimpeira de Peixoto de Azevedo.** Cuiabá, DNPM, CPRM, Relatório Anual, 31p. 1992.
- 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. 2011. 428f. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 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, 2014. p. 305-340.
- 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.
- BARNES, H.L. **Geochemistry of hydrothermal ore deposits.** Ed. John Wiley & Sons. v. 1. 1979.
- BARROS, A.J.P. **Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT.** 1994. 145f. Dissertação de Mestrado (Instituto de Geociências) - Universidade de São Paulo, 1994.
- BARROS, A.J.P. **Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT).** 2007. 154f. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2007.
- BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros.** Oficina de Textos. 2003.
- FIGUEIREDO, B.R. **Minérios e ambiente.** Campinas, Editora da UNICAMP. 2000.
- CANDELA, P.A. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and metals. **Journal of Petrology**, v. 38, no. 12, p. 1619-1633. 1997.
- CHVÁTAL, M. **Mineralogia para principiantes:** cristalografia. Sociedade Brasileira de Geologia. 2007.
- 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.** No. 1979, v. 2. 1979. p. 137-148
- DARDENE, M.A.; SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil.** Brasília, Ed. Universidade de Brasília, 2001. 392p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **Minerais constituintes das rochas:** uma introdução. 1. Ed. Lisboa, Portugal. Editora Fundação Calouste Gulbenkian, 1966. 358 p.
- FOSSEN, H. **Geologia estrutural.** Oficina de Textos. 2015.
- IANHEZ, A. C. **Relatório de Sondagem Alvo X1. Mineração Monte Alegre, Projeto Garantã.** Relatório Interno, 39p. 2008.
- KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. **Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha Agrovila Riozinho (SB.21-Z-A), Estado do Pará.** CPRM. 2000.

- LACERDA FILHO, J.V.; SOUZA, J.O.; PIMENTEL, M.M. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd da região de Alta Floresta, norte de Mato Grosso. In: **Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: state-of-the-art**, São Paulo. Extended Abstracts, São Paulo. 2001. p. 53-59.
- 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. 2011. 80f. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.
- MORETON, L.C.; MARTINS, E.G. **Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita**. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p. 2005. Escala 1:250.000.
- MOURA, M.A. 1998. **O maciço granítico Matupá e o depósito de ouro Serrinha (MT)**: petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. 1998. 238f. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1998.
- 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.
- ISHIHARA, S.; OHMOTO, H.; ANHAEUSSER, C.R.; IMAI, A.; ROBB, L.J. Discovery of the oldest oxic granitoids in the Kaapvaal Craton and its implications for the redox evolution of early Earth. **Geological Society of America Memoirs**, n. 198, p. 67-80. 2006.
- 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.
- PINHO, M.A.S.B.; FETTER, E.F.D.L.A.; VAN SCHMUS, W.R.; JÚNIOR, F.C. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri porção centro-sul do Cráton Amazônico - Aripuanã, Mato grosso. **Brazilian Journal of Geology**, v. 31, n. 1, p. 37-42, 2008.
- RODRIGUES, R.M. **Caracterização geológica e metalogenética do depósito X1: Província Aurífera de Alta Floresta, região de Matupá (MT)**. 2012. Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2012.
- ROLLINSON, H.R. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. New York, Longman Scientific and Technical, 1993. 352p.
- SAES, G.S.; LEITE, J.A.D. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. **Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências**, USP, São Paulo, v. 3, p. 113-127, 2003.
- SANTOS, J.O.S. **Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas**. 2000. 208f. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2000.
- SANTOS, J.O.S.; BREEMEN, O.B.V.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; ALMEIDA, M.E.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. **Precambrian Research**, v. 131, p. 73-109, 2004.
- SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; McNAUGHTON, N.J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 36, n 3-4, p. 278-299, 2001.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E. Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulfides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. In: **Proceedings of the First South American Symposium on Isotope Geology**, Extended Abstracts, Campos do Jordão, Brazil. 1997. p. 280-282.

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.

SILVA, M.G.; ABRAM, M.B. **Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso**. Goiânia, CPRM, 212p. 2008.

SILVA, G.H.; LEAL, J.W.L.; MONTALVÃO, R.M.G. **Projeto RADAMBRASIL - Folha SC.21 - Juruena**. Rio de Janeiro, 1980. Mapa geológico, escala 1:1.000.000.

SIQUEIRA, A.J.B. 1997. **Geologia da mina de ouro Filão do Paraíba, região de Peixoto de Azevedo, norte de Mato Grosso**. 1997. 98f. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.

SIIVOLA, J.; SCHMID, R. List of mineral abbreviations. **Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks**, p. 93-110, 2007.

SOUZA, A.M.M.F.; LANDIM, C.A.S.; LEAL, J.P.P.; HAUSEN, J.W.L.; NEVES, J.E.P.; JOÃO, A.P.; JORGE, X.S. **Projeto São Manuel – Relatório de Progresso**. Belém, DNPM/CPRM, Relatório Técnico, 46 p. 1979.

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.

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-Juruena 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.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. A Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: **Geologia do continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. v. 28, 2004. P. 471-486.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. **Precambrian Research**, v. 42, n 3-4, p. 213-227. 1989.

TEIXEIRA, R.V. **Rochas hospedeiras e controle estrutural da mineralização aurífera do Depósito Peteca, região de Flor da Serra - MT, na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF)**. 2015. 95f. Trabalho de Conclusão de Curso - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.

TREVISAN, V.G. **Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico**. 2015. 129f. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015

APÊNDICE I – TABELA DE DADOS FRX

Tabela 1: Resultados obtidos em análise por fluorescência de raios-X, dos depósitos Pé-Quente, Serrinha, Paraíba, Peteca e Francisco.

Depósito	Amostra	Elementos maiores (% em peso)											
		SiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TiO ₂	MgO	MnO	LOI	Soma
Pé-Quente	RA 30	66,52	0,10	20,09	1,11	0,05	0,21	0,10	6,67	4,42	0,03	0,69	99,99
	RA 09	67,58	0,10	19,40	0,96	0,04	0,19	0,13	7,25	3,84	0,04	0,47	99,99
	RA09 C1	65,27	0,09	20,14	0,41	0,05	0,38	0,30	6,13	5,64	0,02	1,40	99,78
	RA09 G	69,81	0,09	17,12	0,33	0,01	0,30	0,06	4,64	6,39	0,02	1,00	99,82
Serrinha	PQ 01	67,08	0,05	16,34	2,89	0,01	0,34	0,06	4,52	6,29	0,01	2,30	99,91
	MAT-18(A32)	52,75	0,60	19,55	10,01	0,12	3,81	0,78	0,10	8,55	0,29	3,44	100,00
	MAT-18(A35)	50,14	0,85	19,98	11,57	0,28	7,04	0,44	0,04	7,49	0,32	1,83	99,99
	MAT-18(A36)	63,23	0,45	19,17	5,72	0,14	3,19	0,24	0,06	6,94	0,18	0,67	99,99
Paraíba	MAT-18(A37)	63,87	0,07	10,71	2,30	0,04	0,77	0,09	0,07	4,23	0,03	17,82	100,01
	RM-46	76,14	0,05	7,38	7,57	0,06	0,32	0,95	1,25	3,03	0,03	3,26	100,04
	PB 01	33,64	0,01	0,06	46,03	0,17	0,18	2,14	0,67	0,02	0,02	17,07	100,01
	PB 02	23,61	0,01	0,07	53,29	0,04	0,09	0,40	0,18	0,01	0,03	22,31	100,02
Peteca	PB 03	27,11	0,01	0,07	61,27	0,04	0,10	0,46	0,21	0,01	0,03	10,69	99,98
	PEI-1	67,58	0,10	19,40	0,96	0,04	0,19	0,13	7,25	3,84	0,04	19,50	100,01
	PEI-2	65,27	0,09	20,14	0,41	0,05	0,38	0,30	6,13	5,64	0,02	10,21	100,02
	PEI-3	69,81	0,09	17,12	0,33	0,01	0,30	0,06	4,64	6,39	0,02	4,34	100,01
Francisco	VU 07	70,05	0,17	16,44	7,32	0,21	0,25	0,15	1,07	3,88	0,21	0,24	99,99
	DOC-FR 02	70,85	0,29	11,79	10,26	0,10	0,18	0,05	0,69	2,65	0,16	2,98	100,01
	FR A	71,86	0,17	8,19	8,58	0,14	0,26	0,09	0,06	2,42	0,09	4,80	5,50
	FR B	66,71	0,22	7,15	11,27	0,14	0,25	0,13	0,05	2,02	0,13	96,68	93,62

Tabela 1: Continuação.

Depósito	Amostra	Elementos menores/traço (ppm)									
		Cr	Ni	Ba	Rb	Sr	La	Ce	Zr		
Pé Quente	RA 30	34,00	6,90	1503,00	90,70	252,20	8,00	30,90	56,10		
	RA 09	80,90	0,80	1306,40	79,20	259,90	5,10	36,60	56,20		
	RA 09 C1	80,00	0,90	1606,00	115,00	180,30	29,90	28,80	64,10		
	RA 09 G	120,00	0,70	1354,00	99,90	122,30	7,30	14,20	48,50		
Serrinha	PQ 01	80,00	5,30	454,00	104,90	82,70	10,80	24,50	88,80		
	MAT-18(A32)	67,80	26,70	766,80	410,60	102,90	483,10	730,10	191,80		
	MAT-18(A35)	78,10	46,00	943,70	238,50	104,10	56,60	119,20	269,30		
	MAT-18(A36)	83,30	14,30	798,60	319,80	68,40	42,20	80,40	198,60		
Paraíba	MAT-18(A37)	190,80	7,20	282,80	321,40	10,10	11,50	29,20	69,50		
	RM-46	202,70	23,20	370,60	83,70	124,40	14,10	32,40	45,00		
	PB 01	185,80	59,80	95,10	1,00	112,70	39,70	5,80	80,90		
	PB 02	221,80	81,90	83,60	22,10	106,90	32,40	1,00	94,00		
Peteca	PB 03	135,20	70,70	71,90	1,00	128,40	23,60	15,00	75,30		
	PET-1	202,90	1,00	86,80	16,10	108,00	21,70	2,00	53,10		
	PET-2	255,60	16,40	63,00	9,60	82,40	15,80	2,00	35,60		
Francisco	PET-3	316,20	13,90	335,90	42,60	181,70	30,80	21,10	50,50		
	VU 07	105,20	32,60	180,50	1,00	97,60	10,70	2,90	202,40		
	DOC-FR 02	92,90	21,70	277,80	77,10	73,50	33,70	24,30	223,40		
	FRA	80,00	8,30	84,00	118,80	5,90	7,60	15,20	139,50		
	FRB	120,00	8,00	68,00	102,00	8,00	12,40	23,30	152,70		

Tabela 1: Continuação.

Depósito	Amostra	Elementos menores/traço (ppm)									
		Y	Nb	Cu	Zn	Co	V	Ga			
Pé Quente	RA 30	4,40	11,80	6,90	38,40	3,20	0,90	20,80			
	RA 09	3,40	13,40	1,00	16,50	1,00	2,00	19,70			
	RA 09 CI	13,30	10,20	5,90	30,00	0,50	7,99	20,80			
	RA 09 G	8,60	8,60	21,40	5,00	0,30	7,99	15,80			
Serrinha	PQ 01	4,90	4,10	8,20	7,00	16,70	17,00	15,50			
	MAT-18(A32)	23,20	12,60	16,70	82,60	31,90	107,50	29,10			
	MAT-18(A35)	28,70	20,50	95,10	99,90	10,70	105,40	25,30			
	MAT-18(A36)	24,90	13,90	32,10	46,70	6,20	69,10	24,50			
Paraíba	MAT-18(A37)	20,50	5,30	10,80	15,80	2,00	26,20	19,40			
	RM-46	28,30	3,10	565,00	23,10	23,20	47,10	18,60			
	PB 01	17,00	9,80	33683,30	105,10	35,90	86,10	20,60			
	PB 02	13,90	9,20	44961,30	105,40	23,80	96,70	22,60			
Peteca	PB 03	23,50	9,90	29317,70	84,30	22,40	88,00	20,80			
	PET-1	12,80	6,40	8819,90	532,10	85,00	84,30	16,80			
	PET-2	11,40	5,20	3847,80	461,90	14,20	70,30	15,30			
	PET-3	7,80	5,50	1290,90	8251,50	24,40	82,70	25,10			
Francisco	VU 07	1,00	84,60	765,80	19521,70	18,10	93,60	168,40			
	DOC-FR 02	1,00	36,20	321,90	14314,50	15,20	68,10	74,50			
	FRA	9,30	6,60	267,40	10000,00	28,10	15,00	7,30			
	FRB	11,30	9,10	468,20	10000,00	23,30	21,00	6,70			

APÊNDICE II - DESCRIÇÕES DE LÂMINAS

DEPÓSITOS DISSEMINADOS DE AU + CU

Depósito Pé Quente

Lâmina RA9 (monzonito hidrotermalizado)

Plagioclásio: Perfaz aproximadamente 70% da rocha, compõe a matriz junto ao feldspato potássico. Os cristais anedrais de até 3,0 mm, bem formados, exibem lamelas de geminação segundo a lei da albíta muito pronunciadas, os contatos intergrãos são irregulares, com bordas corroídas pelas paragêneses subsequentes.

K-Feldspato: Cristais anedrais bem formados que perfazem 20% da rocha. São alongados (até 3,0 mm), alguns exibem geminação Carlsbad. Contatos irregulares e corroídos são comuns, além de exibirem lamelas micropertíticas como resultado da alteração sódica (albitização).

Quartzto: Acompanha a sericita, muscovita e sulfetos, além de preencher fraturas, veios, vênulas e os limites intercristais. Perfaz aproximadamente 5% da rocha.

Sericita/muscovita: Compõem aproximadamente 5% da rocha. Altera principalmente os cristais de feldspato, com conjunto com o quartzto e pirita (alteração filica). A muscovita é ligeiramente tardia, como cristais euedricos fibro-radiais. Corresponde a uma alteração em estilo seletivo, por estar mais pronunciada no plagioclásio, em relação ao feldspato potássico. A formação de sericita + muscovita orientadas segundo a laminação do feldspato (epitaxia) é comum.

Clorita: Ocorre como pequenos agregados de cristais anedrais, de no máximo 0,4 mm, de pleocroísmo verde cítrico pálido. É posterior a todas as paragêneses anteriores, e imediatamente após a alteração com muscovita e sulfetos.

Pirita: Raros agregados de cristais anédricos a subeuédricos disseminados, de no máximo 3,0 mm e intensamente fraturados. Está intimamente associada alteração com muscovita. Frequentemente estão alteradas para goethita e/ou limonita, a partir de suas bordas e fraturas.

Rutilo: Ocorre em concentrações muito subordinadas, como inclusões anédricas muito pequenas ou preenchendo fraturas e bordas na pirita. Também se dá como cristais euédricos aciculares no interior do quartzo.

Depósito Serrinha

Lâmina MAT 18 A32 (biotita monzogranito hidrotermalizado)

K-Feldspato: Fenocristais anédricos de feldspato potássico (15% da rocha), de até 1,5 cm de comprimento, com lamelas de exsolução micropertíticas (albitização). Exibe textura poiquilítica com o plagioclásio. Por vezes o feldspato apresenta extinção ondulante em decorrência de deformação dúctil-rúptil.

Plagioclásio: Cristais subeuédricos de formato prismático (40% da rocha). Exibem textura poiquilítica, está tanto incluso no feldspato potássico quanto alterando suas bordas, em cristais de até 0,5 cm, com lamelas de geminação segundo a lei da albita muito bem pronunciadas. As lamelas de geminação exibem extinção ondulante e *kink bands*, causadas por deformação dúctil-rúptil.

Quartzo: Cristais sempre anédricos (15% da rocha), com extinção ondulante, em média de 0,5 a 1,0 mm, e no máximo 2,0 mm. Preenche fraturas e os interstícios do feldspato, usualmente acompanhado de sericita + muscovita ± sulfetos, e alguma hornblenda relict (primária).

Muscovita/sericita: Cristais subeuédricos a euédricos tabulares (15% da rocha). Agregados de muscovita + sericita intercrecem com quartzo e sulfetos, por vezes inclusos e em fraturas nestes.

Clorita: Agregados de cristais submilimétricos (10% da rocha), que alteram as paragêneses anteriores, junto ao epidoto. Birrefringência acinzentada (1ª ordem) indica ser rica em Mg.

Epidoto: Raríssimos cristais em agregados sub-milimétricos e anédricos, nas bordas de sulfetos.

Pirita: Cristais euédricos (1,5-2,0 mm), em seções quadradas e hexagonais, e cristais subeuédricos angulosos (até 4,0 mm), por vezes associado ao quartzo. Perfazem até 5% da rocha.

Calcopirita: Ocorre como raras inclusões anédricas na pirita, de no máximo 0,1 mm.

Lâmina MAT 18 A36 (biotita monzogranito hidrotermalizado)

K-Feldspato: Megacristais euédricos de feldspato potássico, de habito tabular (até 1,8 cm), por vezes com geminação tipo Carlsbad, perfazem 35% da rocha. Lamelas de exsolução micropertíticas, múltiplas e de distribuição heterogênea conferem uma textura em xadrez, de forma que a geração de sericita + muscovita + quartzo usualmente obedece a uma das duas direções das lamelas dos cristais. Goethita secundária podem também estar presente. A extinção é quase paralela às lamelas, porém ondulante pelo cristal como um todo (reflexo da deformação dúctil-rúptil).

Quartzo: Cristais sempre anédricos, com extinção ondulante, em média entre 0,5 a 1,0 mm, no máximo 2,0 mm (20% da rocha). Preenche fraturas e cavidades em feldspatos, quase sempre acompanhado de sericita + muscovita \pm sulfetos, e alguma hornblenda primária relictas.

Muscovita/sericita: Cristais tabulares sub-euédricos a anédricos (30% da rocha). Agregados de muscovita +-sericita inter Crescem com quartzo e sulfetos, por vezes inclusos e em fraturas nestes.

Clorita: Agregados de cristais submilimétricos (10% da rocha); birrefringência acinzentada (1ª ordem) indica ser rica em Mg.

Epidoto: Raríssimos cristais em agregados anédricos, em bordas de sulfetos; alteração mais tardia e incipiente.

Pirita: Agregados de cristais anédricos de no máximo 0,6 cm (5% da rocha), sendo fraturado por intensa sericitização e silicificação posteriores. Franjas de quartzo nas bordas de alguns cristais de pirita evidenciam a ocorrência dessas fases em paragênese.

Calcopirita: Raros cristais anédricos, de granulação muito fina, de no máximo 0,2 mm, e que ocorrem como inclusões em megacristais de pirita (>2,0 mm). Por vezes ocorre acompanhado de pirrotita fina e anédrica.

Biotita: Pouquíssimos cristais reliquias (primários), de no máximo 0,5 mm, anédricos a sub-euédricos. Acompanha quartzo, sericita, muscovita e sulfetos nos veios, vênulas e cavidades

abertas em feldspatos. Alguns cristais chegam a ser totalmente substituídos por sericita/muscovita.

Zircão: Cristais reliquias (primários), geralmente euédricos, prismáticos hexagonais, de aproximadamente 0,2 mm de comprimento, com halos pleocróicos e com zoneamento oscilatório característico, indicativo de origem ígnea.

Lâminas RM 46-1, RM 46-2 (tonalito hidrotermalizado)

Quartzo: Compõe 60% da matriz da rocha, junto a feldspatos e sericita, além de veios planares (0,5-1,0 cm de espessura) de quartzo anedral (posteriores), e vênulas de maior granulação que a matriz, acompanhado de sericita, sulfetos e epidoto. Os veios e vênulas principais são paralelos, mas existe uma geração de vênulas posterior truncando-os. No centro dos veios, os sulfetos têm maior granulação, sempre acompanhados de sericita e muscovita. São comuns, na matriz, texturas esferulíticas de quartzo de até 1,0 mm de diâmetro.

K-Feldspato/Plagioclásio: Compõem aproximadamente 10% da matriz, em grãos anedrais de difícil distinção entre si e entre o quartzo, com quem, por vezes, constituem textura micrográfica no interior das texturas esferulíticas.

Sericita/muscovita: Ocorre disseminada na matriz (30%), altera o quartzo e feldspato, e acompanha o quartzo e sulfetos nos veios e vênulas mais recentes, onde ocorre em maior concentração como muscovita.

Clorita: Agregados de cristais submilimétricos (<5% da rocha), que alteram as paragêneses anteriores. Birrefringência mais clara que nas lâminas MAT18 A 32 e 36, indica ser rica em Mn.

Epidoto: Cristais anedrais e euedrais, tabulares, alongados (até 0,5 mm). Apresentam forte pleocroísmo marrom esverdeado a incolor, sob nicóis descruzados, sendo os cristais euedrais os mais incolores. Alteram as paragêneses dos veios e vênulas, inclusive fraturando os sulfetos.

Pirita: Hábito quase maciço nas porções centrais dos veios e vênulas, com cristais fraturados entre 0,5-1,0 mm; nas bordas a granulação é menor, porém o hábito tende a ser granular euedral, com cristais geralmente menores que 0,1 mm, de no máximo 0,3 mm.

DEPÓSITOS FILONARES DE AU + CU

Depósito Paraíba

6.1.3.1 Lâminas PB 12, PB 13, PB 14, PB 16, PB 20-29 (veio de quartzo mineralizado)

Quartzo: Compõe a matriz, em torno de 30% do total da rocha, como cristais de dimensões superiores a 1 cm de comprimento. Forma cristais anédricos a sub-euédricos, geralmente com contatos poligonais. Extinção ondulante e lamelas de recristalização (pouco pronunciadas, mas persistentes) evidenciam deformação dúctil dos cristais.

Sericita/muscovita: Ocorrem em paragênese com os sulfetos nas injeções em fraturas, limites intercristais e disseminadas nos cristais de quartzo. Por vezes dispõem-se orientadas (epitaxia) segundo lamelas de recristalização no quartzo (deformação dúctil-rúptil). Embora corresponda ao padrão hidrotermal diretamente relacionado às zonas de sulfetação do depósito, mostra-se pouco desenvolvida ao não ocupar grande volume da rocha (até 10%).

Clorita: Perfaz menos de 5% da rocha, em agregados anédricos que substituem principalmente a sericita/muscovita, concentrando-se nos limites entre cristais de quartzo.

Pirita: Euédrica e que ocorre em agregados minerais a estilo maciço, que pode chegar a até 70% do volume da rocha. Ocorre em paragênese com calcopirita e magnetita, porém, ligeiramente tardia em relação a estas. Está acompanhada pela alteração de sericita/muscovita, principalmente observada nos interstícios dos cristais de quartzo.

Calcopirita: De estilo maciço a granular com cristais anédricos, perfaz de 10 a 30% da rocha. É acompanhada por pirita, magnetita, sericita e muscovita em veios e vênulas no quartzo.

Magnetita: Em quantidade máxima de 5% da rocha, ocorre como pequenas inclusões anédricas a euédricas na calcopirita, às vezes na pirita.

Calcita: Presente de modo muito subordinado e na forma de inclusões na calcopirita e pirita, por vezes acompanhada de magnetita.

Ouro: Muito raro, se dá como inclusões muito pequenas ou preenchendo fraturas na pirita.

Depósito Peteca

6.1.4.1 Lâminas RPT 1, RPT 2, RPT 3 (*sericita-clorita filonito*)

Quartzo: A depender da amostra, compõe de 15 a 95% do volume da rocha. Ocorre na forma de cristais anédricos a subeuédricos com contatos semi-poligonados, frequentemente fraturados e deformados por cisalhamento. Os cristais estão alongados (0,2-1,0 cm) obliquamente ao bandamento da rocha (foliação milonítica), e exibem crescimento sintaxial. Estruturas semelhantes à estilolitos, marcadas por precipitação de clorita sobre quartzo deformado, também ocorrem frequentemente.

Sericita/muscovita: Pode ser incipiente ou compor até 70% da rocha. Está fortemente associada à foliação milonítica; nas zonas de cisalhamento e estruturas similares a estilolitos. Ocorre principalmente como muscovita.

Clorita: Constitui até 35% da rocha, altera todas as paragêneses precedentes (a ponto de formar pseudomorfos no quartzo e piritita), dando-se como pronunciados agregados anédricos nas estruturas dúcteis e rúpteis. As vênulas de clorita fraturam a intensamente a piritita, fragmentada e remobilizada para o interior das vênulas.

Piritita: Cristais anédricos a subeuédricos de até 0,6 cm de comprimento, raramente com faces poligonais, e que compõem aproximadamente 5% da rocha. Ocorre geralmente fraturada e substituída por clorita. Os cristais mais cloritizados também corresponde àqueles mais alterados para goethita (alteração secundária). Os cristais de piritita são alongados e paralelizados segundo a foliação milonítica. Alguns apresentam quartzo com extinção ondulante em suas bordas.

Lâminas PTC 1, PTC 2, PTC 3 (*veio de quartzo mineralizado*)

Plagioclásio: Cristais reliquiares (primários), anédricos, de até 0,4 cm e dispersos na matriz da rocha, junto ao quartzo.

Quartzo: Cristais anédricos de 0,3 cm, de fraca extinção ondulante. Perfaz a matriz principal da rocha, visto corresponder ao primeiro estágio de silicificação. Um segundo estágio se dá em paragênese com sulfetos, fraturando os cristais de quartzo e plagioclásio em estilo *stockwork*. Pode constituir 25-75% da rocha.

Sericita/muscovita: Cristais principalmente em fraturas planares ou em estilo *stockwork*. Também ocorre como produto de substituição, especialmente do plagioclásio primário, com casos de pseudomorfose.

Clorita: Agregados de cristais anédricos que compõem de 5 a 20% da rocha, com pleocroísmo verde cítrico pálido e que se sobrepõem às paragêneses antigas. Assim como a segunda alteração a base de de sericita e muscovita tardias, aproveita-se do fraturamento originado no segundo estágio de silicificação + sulfetos.

Pirita: Hábito maciço a subedral, com cristais de até 0,5 cm intensamente fraturados pelos anteriormente citados. Em algumas bordas e fraturas é substituída por goethita (alteração secundária). Pode ser quase ausente ou perfazer até 45% do volume da rocha.

Ouro: Pequenas inclusões monominerálicas na pirita, acompanhado por covelita e calcopirita, em paragênese com quartzo (segundo evento).

DEPÓSITO FILONAR DE AU + METAIS BASE

Depósito Francisco

Lâmina VU 07 (minério venular e disseminado)

K-Feldspato: Cristais anédricos de até 1,0 mm e que perfazem entre 5 e 10% da rocha. Estão relacionados ao primeiro estágio da alteração hidrotermal (potássica).

Quartzo: Cristais anédricos e geralmente com dimensões inferiores a 1,0 mm (15% da rocha), e que exhibe limites irregulares entre si e com os cristais de feldspatos. O quartzo pode ser obliterado pela sericita e clorita. Na estrutura venular principal, acompanha a galena, sulfeto dominante na metade do veio, na forma de cristais anédricos (0,1-1,0 mm) com forte extinção ondulante.

Sericita/muscovita: Ocorrem de modo pervasivo pela matriz da rocha (20%), essencialmente em substituição do feldspatos e quartzo.

Clorita: Correspondente ao estágio final de alteração hidrotermal. Ocorre tanto como agregados anédricos de estilo pervasivo (15%), quanto confinada a veios e vênulas.

Epidoto: Aproximadamente 5% da rocha, na forma de cristais anédricos contemporâneos à clorita, que fraturam e se disseminam pelas paragêneses anteriores, especialmente no setor do veio principal dominado por pirita.

Pirita: Cristais subeuédricos de até 0,5 mm (20% da rocha), de hábito maciço, e que acompanham a galena em seu setor dominante. Corresponde ao principal sulfeto do veio, estando associada a hematita, esfalerita e calcopirita. Também ocorre disseminada pela matriz, como cristais subeuédricos a euédricos de até 1,mm.

Calcopirita: Ocorre como pequenas inclusões anédricas na pirita, porém, principalmente na esfalerita (doença da calcopirita).

Esfalerita: Presente nos domínios de galena e pirita do veio principal e vênulas associadas, exhibe a doença da calcopirita bem desenvolvida, seja na forma de aglomerados semicirculares (com granulação menor em direção às bordas dos aglomerados), ou aglomerados lamelares (paralelos às direções cristalográficas da esfalerita). Os interstícios entre os aglomerados são praticamente livres de calcopirita. Corresponde a aproximadamente 5% da rocha.

Galena: Domina metade do veio principal da rocha, exibe hábito maciço, e está acompanhada por pirita e quartzo com extinção ondulante. Mostra-se um pouco tardia em relação aos outros sulfetos. Uma segunda geração de galena, pouco pronunciada, substitui as bordas da esfalerita. Perfaz aproximadamente 10% da rocha.

Hematita: Perfaz até 5% da rocha, de hábito especular, antecedendo alteração com magnetita, por sua vez seguida dos sulfetos (mineralização). Ocorre minoritariamente junto ao estágio inicial de potassificação, apenas como diminutas inclusões que conferem aspecto “sujo” ao feldspato.