

Trabalho de Conclusão de Curso  
Curso de Graduação em Geologia

ELEMENTOS TRAÇO EM PIRITA POR MICROSSONDA ELETRÔNICA NO  
DEPÓSITO DISSEMINADO X1, PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA  
FLORESTA (MT), CRÁTON AMAZÔNICO.

Aline Nayra da Silva

Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Rio Claro (SP)

2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

ALINE NAYRA DA SILVA

ELEMENTOS TRAÇO EM PIRITA POR MICROSSONDA  
ELETRÔNICA NO DEPÓSITO DISSEMINADO X1,  
PROVÍNCIA AURÍFERA 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

2018

S586e Silva, Aline Nayra da  
Elementos traço em pirita por microsonda eletrônica no depósito disseminado X1, Província Aurífera De Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. / Aline Nayra da Silva. -- Rio Claro, 2018  
50 p. : il., tabs., fotos, mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro  
Orientador: Rafael Rodrigues de Assis

1. Província Aurífera de Alta Floresta. 2. Depósito X1. 3. Elementos traço em pirita. 4. Microsonda eletrônica. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

ALINE NAYRA DA SILVA

ELEMENTOS TRAÇO EM PIRITA POR MICROSSONDA  
ELETRÔNICA NO DEPÓSITO DISSEMINADO X1, PROVÍNCIA  
AURÍFERA 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

Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis (orientador)

Prof. Dr. Nelson Angeli

Geól. Dr. Marcelo Garcia Galé

Rio Claro, 05 de dezembro de 2018.

Assinatura do(a) aluno(a)

Assinatura do(a) orientador(a)

*“O cavalo prepara-se para o dia da batalha,  
mas do Senhor vem a vitória”*

*Provérbios 21:31*

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus, meu sábio Mestre, meu Refúgio e minha Confiança, em toda essa jornada pude ver Sua mão trabalhar em minha vida e tive a oportunidade de contemplar a perfeição e os mistérios de Sua criação.

Agradeço a meus pais Selma e Eliseu que nunca desistiram de mim e me deram todo o apoio necessário para que esse dia chegasse, me animaram em todas as dificuldades e tiveram paciência durante esses anos, serei eternamente grata por tudo que me proporcionaram, mais do que minha essa vitória é de vocês.

Agradeço a meu esposo Bruno, que aguentou todas as minhas reclamações com paciência e amor (que quando esse caminho começou ainda era meu namorado), escutou todas as minhas explicações sobre geologia mesmo sem entender nada e esteve sempre ao meu lado, te amo para sempre!

Agradeço a meu orientador Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis, que teve uma enorme paciência com as milhões de perguntas que eu fazia, desde a aula de geologia econômica e ainda mais paciência durante a realização deste trabalho. Muito obrigada!!

À Universidade Federal de Mato Grosso, onde essa jornada começou, e todos os professores e amigos que fizeram parte da minha história, principalmente a Prof. Dra. Rúbia Ribeiro Viana que me deu a primeira oportunidade na pesquisa acadêmica.

Agradeço a toda a galera da chamada 156 do Ciências sem Fronteiras para a Florida State University, que mesmo sendo engenheiros (a maioria) acompanharam minhas loucuras geológicas! Saudades!

À Unesp pelo conhecimento proporcionado e pela oportunidade de concretizar a graduação em Geologia.

Agradeço a todos os professores da Unesp pelo conhecimento ministrado e pela paciência. Especialmente ao professor Dr. Washington B. L. Junior pela paciência que teve comigo durante todas as disciplinas, especialmente em campo 2. Muito obrigada! Também agradeço ao professor Dr. César A. Moreira pela paciência durante as aulas e toda a ajuda com a burocracias que por várias vezes quase dificultaram a chegada desse momento! Muito obrigada!

Enfim, sou grata a todos que de alguma maneira fizeram parte da minha formação moral, cultural e acadêmica. Hoje vocês fazem parte da minha conquista.

## RESUMO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), localizada a norte do Estado do Mato Grosso, corresponde a um segmento crustal inserido no setor sul do Cráton Amazônico, de aproximadamente 500 km de extensão e direção WNW-ESE. É constituída por sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas, recobertas por sedimentos clásticos do Mesoproterozoico. Está limitada a sul pelo Gráben dos Caiabis, e a norte pelo Gráben do Cachimbo. As mineralizações auríferas registradas na província ocorrem concentradas ao longo do alinhamento Peru-Trairão de direção NW-SE e podem ser agrupadas em quatro grupos principais: (1) depósitos disseminados de Au ± Cu; (2) depósitos filonares de Au ± Cu; (3) depósitos disseminados de Cu + Mo ± Au; e (4) depósitos filonares de Au + Pb + Zn ± Cu. No geral, esses depósitos representam sistemas magmático-hidrotermais similares a sistemas do tipo Au pórfiro e epitermais do tipo *low* e *intermediate sulphidation*, aos quais a alteração fílica (muscovita + quartzo + pirita) corresponde a um dos mais importantes halos hidrotermais de seus depósitos. Deste modo, este trabalho tem por temática o estudo de elementos traço dos cristais de pirita do depósito X1 (município de Matupá, MT), um dos principais sistemas magmático-hidrotermal e pertencentes ao grupo (I). Para tal, esse trabalho se utilizou de petrografia em luz transmitida e refletida, microscópio eletrônico de varredura e microsonda eletrônica. Para a quantificação dos elementos traço na pirita foi necessária uma etapa petrográfica inicial, de reconhecimento das variações texturais do mineral hospedeiro do ouro. Deste modo, foi possível reconhecer a existência de três diferentes texturas de pirita associadas à alteração fílica do depósito X1, as quais incluem: pirita (1) fina, (2) média e (3) grossa. As análises em microsonda eletrônica de cristais representativos das três variedades revelaram concentrações acima do limite de detecção para Pb (500 a 5510 ppm), Au (200 a 2000), Ti (10 a 90), Ag (40 a 450), Zn (10 a 700 ppm), Cu (90 a 11590 ppm), Ni (100 a 850 ppm) e Co (5960 a 17000 ppm), enquanto Al (76 a 152 ppm), As (0 ppm), Sb (30 a 80 ppm) e Cr (20 a 800 ppm) exibem concentrações abaixo do limite de detecção na maioria das análises. Embora inclusões de Au tenham sido observadas apenas na pirita de maior granulação, as maiores concentrações de ouro por microsonda eletrônica foram reportadas à pirita mais fina (1800 a 2000 ppm). Nesse contexto, propõe-se que elevadas concentrações de Au estejam relacionadas na forma de ouro invisível na estrutura da pirita, e não somente como inclusões milimétricas visíveis ao microscópio óptico convencional. As altas concentrações de Co e Ni podem indicar interação dos fluidos mineralizantes com rochas máficas, ou então, da interação e mistura de pequenos volumes de magmas máficos ao magmatismo granítico responsável pela geração do sistema magmático-hidrotermal do depósito X1.

**Palavras-chave:** Província Aurífera de Alta Floresta; depósito X1, elementos traço em pirita; microsonda eletrônica.

## ABSTRACT

The Alta Floresta Gold Province, located at north of Mato Grosso state, corresponds to a WNW-ESE 500km-long crustal segment inserted in the southernmost sector of the Amazon Craton. It consists of Paleoproterozoic plutonic, volcanic and volcanosedimentary sequences covered by Mesoproterozoic clastic sediments. The province is limited to the south by the Caiabis Graben, and by the Cachimbo gráben at its northmost edges. Into the province, hundreds of primary small gold-rich deposits occur along the NW-SE Peru-Trairão belt. These gold mineralizations can be grouped into four major groups: (1) Au  $\pm$  Cu disseminated deposits; (2) vein-type Au  $\pm$  Cu structurally controlled deposits; (3) Cu + Mo  $\pm$  Au disseminated deposits; and (4) vein-type Au + Pb + Zn  $\pm$  Cu deposits. Collectively, these deposits represent magmatic-hidrothermal systems similar to gold-rich porphyry deposits (groups I and II) low to intermediate sulphidation epithermal deposits (groups III and IV), for which phyllic alteration (muscovite + quartz + pyrite) represents the major hydrothermal alteraion halo. Into this scenario, this work gols the determination of trace element concentrations in the pyrite crystals from the X1 deposit (Matupá city, MT), that is one of the major Au  $\pm$  cu disseminated system into the province (group I). Therefore, conventional petrography, SEM and electronic microprobe analisys were performed. The petrography allowed to recognize three distinct textures of pyrite related to the phyllic alteration in the X1 deposit, which include: (1) fine, (2) medium and (3) coarse grained pyrite. The electronic microprobe analysis revel that the Pb (500 to 5510 ppm), Au (200 to 2000), Ti (10 to 90), Ag (40 to 450), Zn (10 to 700 ppm), Cu (90 to 11590 ppm), Ni (100 to 850 ppm) e Co (5960 to 17000 ppm), concentrations are above the detection limit, whereas Al (76 to 152 ppm), As (0 ppm), Sb (30 to 80 ppm) e Cr (20 to 800 ppm) were below the detection limit for the most analysis. Although Au inclusions were observed only into the coarse-grained pyrite, the highest concentrations of gold by electronic microprobe were reported to the fine-grained pyrite (1800 to 2000 ppm). In this context, it is suggested that high gold concentrations might occur as invisible gold into the pyrite structure, and not merely as visible millimetric inclusions by conventional optical microscope. The high Co and Ni concentrations indicate interaction of mineralizing fluids with mafic rocks, or else, the interaction and mixing of small volumes of mafic magmas to the granitic magmatism responsible for the generation of the X1 magmatic-hydrothermal system.

**Key-words:** Alta Floresta Gold Province, X1 deposit, pyrita trace elements, electron microprobe.



# Sumário

1. INTRODUÇÃO .....	1
2. PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA .....	4
3. OBJETIVOS .....	5
4. MATERIAIS E MÉTODOS .....	6
4.1 SELEÇÃO DO DEPÓSITO .....	6
4.2 ESTUDOS PETROGRÁFICOS .....	6
4.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA .....	7
4.4 MICROSSONDA ELETRÔNICA .....	7
5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	9
5.1 PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA .....	11
5.2 O DEPÓSITO DISSEMINADO DE AU ± CU DO XI .....	19
6. RESULTADOS .....	22
6.1 PETROGRAFIA DA PIRITA .....	22
6.2 QUANTIFICAÇÃO DE ELEMENTOS TRAÇO POR MICROSSONDA ELETRÔNICA .....	31
7. DISCUSSÕES .....	41
7.1 MODO DE OCORRÊNCIA DO AU E ELEMENTOS TRAÇO .....	41
7.2 PRECIPITAÇÃO DO AU E IMPLICAÇÕES PROSPECTIVAS E GENÉTICAS .....	44
8. CONCLUSÕES .....	46
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	47

## 1. INTRODUÇÃO

O uso de bens minerais é imprescindível na sociedade, visto serem essenciais nos mais diversos ramos da economia (e.g - construção civil, fármacos, energia, siderúrgica, indústrias de ponta, etc.). Com o crescente aumento da população mundial, a procura por insumos minerais tem sido cada vez maior e, auxiliada pelo avanço tecnológico, a exemplo do desenvolvimento de novas técnicas e ferramentas de exploração mineral (e.g. mecanização e automação de processos, explosivos mais potentes, processos de beneficiamento, metalúrgicos e de recuperação mais eficientes, etc). Com isso, a mineração também tem contribuído ao desenvolvimento econômico mundial, com importante participação no PIB global e avanço tecnológico (COOK et al, 2017).

No ano de 2017, o setor mineral arrecadou US\$ 11,5 bilhões ao longo do primeiro semestre, contribuindo com 21% de todas as vendas do país no mercado externo. O desempenho foi impulsionado principalmente pela venda de minério de ferro, o qual contribuiu com 44% de todas as exportações do setor mineral. A exportação de ouro também se destacou no período e atingiu a marca dos US\$ 1,4 bilhão, influenciada pela alta dos preços das *commodities* de mineração (Portal Brasil, 2017).

No mesmo ano de 2017, as exportações de ouro alcançaram um total de 86 toneladas, cerca de 10% das exportações minerais brasileiras (Portal Brasil, 2017). O ouro, por corresponder a um metal denso, maleável, e dúctil e altamente refratário, tem sido amplamente usado em diferentes tipos de indústria, a exemplo está presente neste consumo não só na parte de joalheria, como também em componentes eletrônicos, peças de computadores, *tablets*, *notebooks*, celulares, peças para a indústria automobilística, na área hospitalar e odontológica, como também em componentes da construção civil.

Neste cenário, o emprego de novas ferramentas e técnicas que se mostrem eficazes na compreensão dos processos de transporte, concentração e precipitação do Au (e.g. estudos em microescala, a exemplo do microscópio eletrônico de varredura, geologia isotópica, microsonda eletrônica, LA-ICP-MS, etc), na compreensão de processos genéticos, tem sido cada vez mais frequente na lógica de otimização do processo de exploração e recuperação mineral.

Portanto, a quantificação de elementos traço em fases minerais associadas a sistemas minerais, por meio de técnicas analíticas que permitam análises elementares e isotópicas altamente sensíveis e a baixas concentrações (ppm e ppt), tal como Microscopia Eletrônica de Varredura, Microsonda Eletrônica e LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), tem sido amplamente utilizada no entendimento de processos físico-químicos que levam à mudanças na distribuição dos elementos durante a superposição de eventos, como alteração hidrotermal, metamorfismo e/ou deformação associada (REICH *et al*, 2017).

Estudos dessa natureza se utilizam de minerais de minério (e.g. sulfetos, metais nativos), que por corresponderem a vetores indicativos de eventos mineralizantes, carregam importantes informações, tais como a fonte e os processos responsáveis pela precipitação do metal de interesse. Deste modo, a pirita (importante mineral de minério por ser hospedeiro do ouro em diversos sistemas minerais) quando examinada microscopicamente e em microsonda eletrônica, pode apresentar texturas que ao serem interpretadas revelam genética de depósitos minerais (CRAIG *et al*, 1998). Com isso, o mapeamento de elementos traço neste mineral, pode indicar a sequência evolutiva dos fluidos hidrotermais envolvidos na mineralização, além de permitir a individualização de eventos mineralizantes principais, assim como fases e estágios relacionados ao minério (COOK *et al*, 2017).

No âmbito da busca por depósitos auríferos no Brasil, destaca-se a Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), localizada a norte do estado de Mato Grosso, na porção sul do Cráton Amazônico.

Segundo Paes de Barros (2007), entre as décadas de 1980 e 1999, a região produziu cerca de 160 toneladas de ouro e atualmente, embora grande parte de seus depósitos secundários não mais exibam importância econômica, visto sua exaustão, a região possui enorme potencial em hospedar mineralizações auríferas primárias. Essas mineralizações atualmente perfazem mais de uma centena de depósitos de pequeno porte (< 5t), mas de moderado a alto teores, concentrados ao longo do cinturão estrutural Peru-Trairão, de direção NW-SE.

Na província, as principais mineralizações auríferas primárias podem ser divididas em quatro grupos principais, baseados na geoquímica e paragénese do minério, e o tipo da

alteração hidrotermal: (1) depósitos de Au ± Cu disseminados (e.g. depósitos X1, Luizão, Pé Quente e Serrinha) e (2) filonares de Au ± Cu (e.g. Edú, Peteca, Paraíba, Pezão), ambos predominantemente representados por pirita, além de variáveis concentrações de calcopirita, hematita e magnetita; (3) depósitos disseminados de Cu + Mo ± Au (e.g. Ana e Jaca), representados por pirita, molibdenita, mas com hematita e calcopirita subordinadas; e (4) depósitos de Au + Zn + Pb ± Cu (e.g. depósito do Francisco, Bigode e Luiz) com pirita, esfalerita e galena, com calcopirita e digenita mais restritas. (ASSIS, 2011; ASSIS *et al.* 2014; TREVISAN, 2015).

No conjunto, essas mineralizações estão hospedadas em suítes graníticas do tipo I (MOURA, 1998; PAES DE BARROS, 2007; ASSIS *et al.*, 2014). Nesses depósitos, o Au ocorre sobretudo incluso em pirita disseminada em zonas de intensa alteração hidrotermal fílica que afetam hospedeiras eminentemente de composição granítica e idade paleoproterózoica (PAES DE BARROS, 2007; ASSIS ET AL., 2014). Imersos nesse cenário estão os depósitos Pé Quente (ASSIS, 2011) e X1 (RODRIGUES, 2012). Esses depósitos eminentemente disseminados têm sido geneticamente relacionados a depósitos do tipo ouro pórfiro (MOURA, 1998; PAES DE BARROS, 2007; ASSIS, 2011; RODRIGUES, 2012).

## 2. PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

A Província Aurífera de Alta Floresta exibe grande potencial em hospedar mineralizações auríferas, contudo, estudos mais detalhados e sistemáticos em química mineral mostram-se necessários e essenciais, especialmente se relacionados a quantificação de elementos traços em fases sulfetadas que hospedam o Au.

O estudo de elementos traço, aliado a petrografia permite o conhecimento da sequência evolutiva do fluido hidrotermal, seus eventuais enriquecimentos em ouro e suas mudanças físico químicas no decorrer de seu processo evolutivo. Para tal estudo, a microsonda eletrônica pode corresponder a uma técnica de grande eficiência na quantificação desses elementos. O estudo de variações elementares em cristais de sulfeto, a exemplo da pirita (aliado a petrografia que permite individualizar variações texturais), permite não apenas indicar e assinalar processos responsáveis pela precipitação do minério, como também, associar os estágios mais enriquecidos em Au a determinadas texturas minerais e, portanto, a eventos temporais. Por exemplo, altas concentrações de Ni ou Co na pirita, poderiam indicar contribuição com fontes máficas ou percolação do fluido por rochas dessa natureza. Em adicional, pode indicar o modo como o Au se hospeda nas fases sulfetadas e, por conseguinte, permitir melhorias em seu processo de recuperação.

O depósito disseminado de Au  $\pm$  Cu do X1 (RODRIGUES, 2012) (Fig. 1) foi selecionado como estudo de caso por ser um dos depósitos disseminados mais representativos da Província e, portanto, contar com uma documentação geológica bastante robusta.

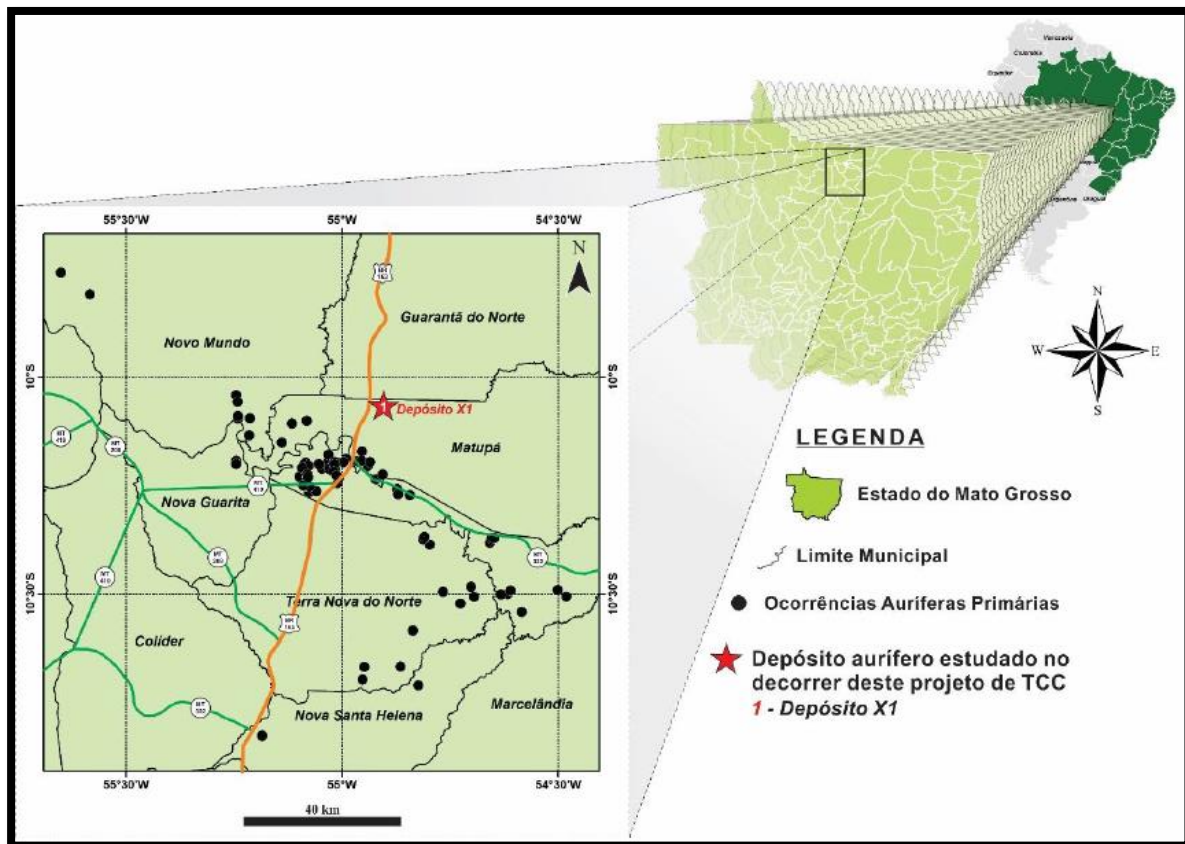


Figura 1: Localização do depósito X1 alvo de estudo deste trabalho. (Retirado de ASSIS, 2015).

### 3. OBJETIVOS

A pirita corresponde ao principal mineral de minério nos depósitos da PAAF, por hospedar o ouro na maioria absoluta de seus depósitos primários. Portanto, esse estudo, centrado na temática de “química mineral”, tem por objetivo principal a quantificação de elementos traço na pirita (e.g. Ni, Co, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, etc), através do uso da microsonda eletrônica. Em adicional, objetiva a caracterização das (i) variações texturais da pirita, (ii) concentração de diversos elementos traço na estrutura da pirita e (iii) averiguar eventuais diferenças no enriquecimento em Au entre as distintas gerações de piritas. Esses objetivos permitirão uma melhor compreensão do processo evolutivo do fluido e, portanto, do modelo genético dos depósitos auríferos disseminados em sistemas graníticos da PAAF.

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 SELEÇÃO DO DEPÓSITO

Para a elaboração deste trabalho foi selecionado o depósito X1, situado entre os municípios de Matupá e Guarantã do Norte (MT). Este depósito representa um dos principais exemplos de sistemas Au  $\pm$  Cu disseminados do setor leste da PAAF (grupo 1), ao qual a mineralização aurífera está contida pirita precipitada em amplas zonas de alteração filica com muscovita + quartzo + pirita que afetam de modo pervasivo rochas graníticas (RODRIGUES, 2012).

### 4.2 ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Etapa desenvolvida em luz transmitida, mas eminentemente em luz refletida, objetivou a caracterização e descrição da paragênese associada ao mineral de minério e os padrões de alteração hidrotermal na zona mineralizada. Entretanto, a ênfase maior ocorreu na individualização de variações texturais da pirita (mineral de minério do depósito), no deuse nos sulfetos, principalmente a pirita, com intuito de reconhecer suas variedades texturais para a compreensão o reconhecimento de seus dos estágios de precipitação.

Essa etapa foi desenvolvida com base em sete lâminas delgada polidas provenientes das principais zonas mineralizadas do depósito X1 provenientes testemunhos de sondagem. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (DPM, UNESP, Rio Claro).

A descrição microscópica das lâminas ocorreu nas dependências do Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM – UNESP Rio Claro). As descrições foram efetuadas ao microscópio petrográfico óptico convencional, marca Zeiss, modelo Axioskop 40. As imagens, entretanto, foram obtidas em microscópio petrográfico Carl Zeiss – modelo Axioplan 2, com recursos de luz polarizada, *charriot* com precisão de 0,5 mm, luz refletida e transmitida, luz condensada e platina móvel, acoplado ao *software* LAS – Leica Application Suite com módulo para realizar imagem total da lâmina através de scan manual, e câmera Leica MC170HD. A aquisição fotográfica ocorreu no Laboratório de Petrografia Sedimentar (Labpetro), do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA), da Universidade Estadual de São Paulo (USP).

A abreviação dos minerais utilizados neste trabalho seguiu as recomendações da USGS, Subcomissão de Sistemática de Rochas Metamórficas (Siivola & Schid, 2007). As abreviações utilizadas, em ordem alfabética de abreviação, constam a seguir:

Ag = prata	Cal = calcita	Gn = galena	Ms= muscovita
Au = ouro	Ccp = calcopirita	Hem = hematita	Py = pirita
Brt = barita	Cv = covelita	Mo = molibdenita	Qtz = quartzo
			Sp = esfalerita

#### 4.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

As descrições realizadas na microscopia convencional foram aprimoradas ao microscópio eletrônico de varredura (MEV). Nessa fase foi possível reconhecer fases minerais associadas a paragênese sulfetada não reconhecidas na microscopia convencional, a constatação da presença de elementos traços (e.g. Ag, Mo e Bi) e o refinamento de dados da ocorrência do ouro, assim como o reconhecimento de eventuais zoneamentos na pirita.

Essa fase foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Petrologia e Metalogenia (UNESP, Rio Claro), com o uso do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), da marca JEOL, modelo JSM-6010 LA com sensores de elétrons secundários, retro espalhados e espectrômetro de raios-x por dispersão de energia (EDS), operado com tensão de aceleração de 15 Kv, e distância focal de 10 mm.

#### 4.4 MICROSSONDA ELETRÔNICA

A microsonda eletrônica fornece análises químicas quantitativas, e neste trabalho foi usada para quantificar a concentração de elementos traços na pirita. Desse modo, foram efetuadas análises para a quantificação dos seguintes elementos: Ag, Al, As, Au, Co, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb, S, Sb, Sr, Ti e Zn.

As análises de química mineral foram realizadas junto ao o Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Petrologia e Metalogenia (UNESP, Rio Claro), utilizando-se de microsonda JEOLJXA-8230 Superprobe, equipada com cinco detectores WDS. Preliminarmente à execução das análises, as lâminas foram metalizadas com película de carbono de espessura 200 Å. Utilizou-se aceleração de 15kV e corrente de 100nA e laser com feixe de 10 µm (*spot size*). A correção de matriz foi realizada online pelo software



fornecido pela JEOL, utilizando-se método ZAF. As condições utilizadas para análise são apresentadas na abaixo:

Tabela 1: Condições utilizadas para a análise dos sulfetos.

Elemento	Padrão	Distribuidor	Ch1	Ch2	Ch3	Ch4	Ch5	Linha	Bkg (s)	Pico (s)	DL (ppm)
Ag	Ag	Geller				PET		La	100	200	30
Al	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P&H	TAP					Ka	100	200	15
As	InAs	P&H		TAP				La	100	200	45
Au	Au	Geller			PET			Ma	80	180	80
Au	Au	Geller				PET		Ma	60	120	80
Cr	Cr	Geller				PET		Ka	30	60	35
Co	Co	Geller					LIF	Ka	60	120	50
Cu	CuFeS <sub>2</sub>	P&H					LIF	Ka	60	120	80
Fe	FeS <sub>2</sub>	P&H					LIF	Ka	10	20	120
Ni	NiO	P&H					LIF	Ka	50	100	65
Pb	PbS	P&H			PET			Ma	65	130	150
S	FeS <sub>2</sub>	P&H			PET			Ka	10	20	80
Sb	Sb	P&H			PET			La	35	70	95
Ti	Ti	Geller				PET		Ka	30	60	30
Zn	ZnS	P&H					LIF	Ka	50	100	110

Ch1 a 5 = Número do espectrômetro utilizado (canal)

Bkg = Tempo de leitura na posição do *background* superior e inferior, em segundos

Pico = Tempo de leitura na posição do pico, em segundos

DL = Limite mínimo de detecção

## 5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Considerado uma das maiores regiões cratônicas do mundo, o Cráton Amazônico está localizado ao norte do continente Sul-Americano (TASSINARI & MACAMBIRA, 1999). A região se mantém estável desde o Neoproterozóico e está limitada pelas Faixas Móveis neoproterozoicas de Tucavaca na Bolívia, Araguaia-Cuiabá no Brasil Central, e a oeste pelo Sistema Orogênico do Tocantins (TASSINARI & MACAMBIRA, 1999).

A evolução geotectônica do cráton é alvo de divergências entre a comunidade geológica, diversas propostas de evolução geotectônica foram elaboradas, sendo que sua divisão em unidades geotectônicas e os limites propostos para as mesmas variam bastante porém atualmente as hipóteses mais aceitas se dividem em dois modelos principais, um proposto por Tassinari & Macambira (1999) e outro de Santos *et al.* (2000). O ponto em comum entre as hipóteses é de que o Cráton Amazônico é formado por um núcleo Arqueano onde segundo um *trend* NW-SE houveram acreções constantes de arcos magmáticos mais jovens de idade paleo e mesoproterozoica, aos quais deram origem as províncias geocronológicas observadas na atualidade (Fig. 2).

No modelo proposto por Santos *et al.* 2000 através de geocronológicos obtidos pelo método U-Pb (SHRIMP) o Cráton Amazônico é dividido pelas seguintes províncias Carajás-Imataca (3,10-2,53 Ga), TransAmazônico (2,55-2,00 Ga), Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga), Amazônia Central (1,88-1,86 Ga), Rondônia-Juruena (1,75-1,47 Ga), Rio Negro (1,86-1,52 Ga) Sunsás (1,33-0,99 Ga) e Cinturão de Cisalhamento K'Mudku (1,20 Ga) (Fig. 2B).

Tassinari & Macambira (1999) dividem o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas, sendo elas Amazônia Central (>2,5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,9 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga) (Fig. 2B).

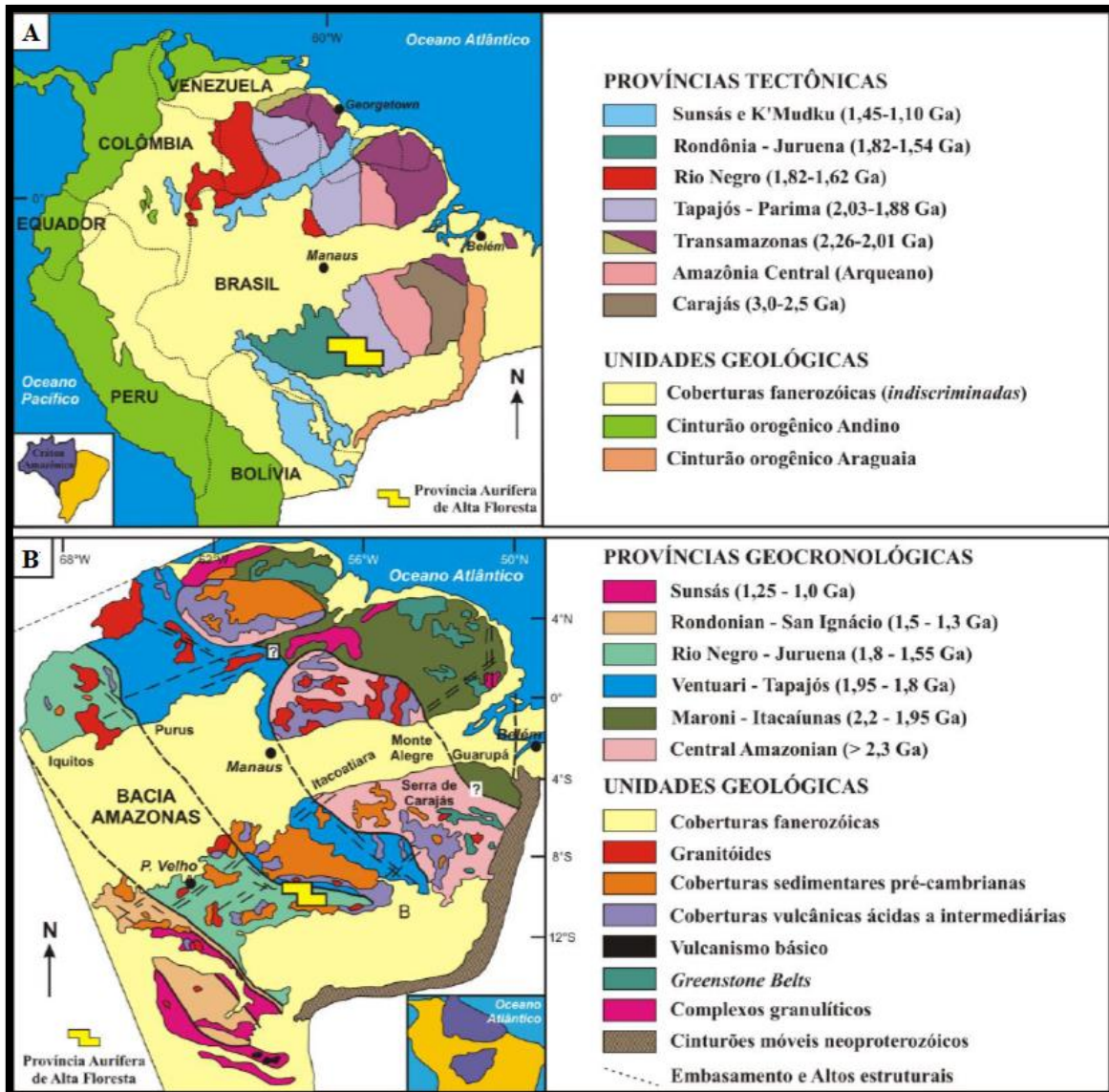


Figura 2: Modelos propostos para compartimentação do Cráton Amazônico (A) Modelo proposto por Santos et al. (2000); e (B) Modelo proposto por Tassinari & Macambira (1999). Extraído de Assis, 2015.

### 5.1 PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA

Província Aurífera de Alta Floresta (DARDENE & SCHOBENHAUS, 2001) ou Domínio Alta Floresta (SANTOS *et al*, 2001) está localizada na porção sul do Cráton Amazônico (região norte do Estado do Mato Grosso) caracteriza-se por uma área alongada na direção W-NW e se estende por mais de 500 km no norte do Estado de Mato Grosso, entre as nascentes do rio Peixoto de Azevedo, a leste e o rio Aripuanã, a oeste, constituída por uma sequência plutono-vulcânica de idade paleoproterozoica limitada a norte pelo gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo gráben dos Caiabis e pela Chapada Dardanelos (Paes de Barros, 2007).

Segundo o modelo de Tassinari & Macambira (1999) a PAAF está localizada entre as províncias geocronológicas de Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga) ou segundo o modelo de Santos *et al* (2000) entre as províncias de Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga) e Rondônia-Juruena (1,75-1,47 Ga). Independente do modelo a ser adotado essas províncias nos dois casos são interpretadas como sendo produtos de sucessivas orogenias oceano-oceano com acreção de crosta juvenil que evoluiu para diferenciação gerando magmas intermediários a felsicos (BETTENCOURT *et al*, 2015).

Assis (2015) sugere que as unidades que compõe a PAAF podem ser agrupadas em quatro conjuntos principais: (1) embasamento granítico deformado e metamorfizado (2,81 a 1,99 Ga), (2) sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares félsicas pertencentes à série da magnetita (granitos tipo I; 1,97 a 1,78 Ga); (3) unidades plutônicas-vulcânicas pós-colisionais e anorogênicas (1,78-1,77 Ga); além de (4) sequências sedimentares clásticas (~1,37 Ga) (Tabela 2).

<b>Tabela 2</b> - Principais unidades geológicas, geocronologia e ambientes tectônicos da Província Aurífera de Alta Floresta (ASSIS <i>et al.</i> , 2017).				
<b>DOMÍNIOS GEOLÓGICOS</b>	<b>UNIDADES GEOLÓGICAS</b>	<b>IDADES (Ma)</b>	<b>AMBIENTES TECTÔNICOS</b> <i>(Idades <math>T_{DM}</math> exibidas em Ga)</i>	<b>REFERÊNCIAS</b>
<b>Sequências sedimentares</b>	<b>Depósitos aluviais</b> Cascalho, areia, silte, argila e coberturas detrito-lateríticas	Quaternário	Sedimentos intracratônicos inconsolidados	Souza <i>et al.</i> , (2005)
	<b>Coberturas detrito-lateríticas</b> Coberturas lateríticas e/ou ferruginosas	Mesozoico e Cenozoico	Eventos intracratônicos de laterização	Souza <i>et al.</i> , (2005)
	<b>Formação Dardanelos (Grupo Caiabis)</b> Sedimentos arenó-argilo-siltosos mal selecionados e imaturos, lateríticos e/ou ferruginosos	Idades máximas de 1383 a 1344 <sup>(4)</sup>	Bacia <i>pull-apart</i> ou relacionada a falha transcorrente	Saes & Leite (2003); Souza <i>et al.</i> , (2005)
<b>Grupos plutono-vulcânicos pós-orogênicos e anorogênicos (granitos tipo-A)</b>	<b>Suíte Intrusiva Teles Pires</b> Álcali-feldspato granito porfirítico, granórfiro, riolito, riodacito, dacito, andesito, tufa, brecha vulcânica e ignimbrito	1782 ±17 a 1757 <sup>(1) (2)</sup>	Granito pós-orogênico tipo-A ( $1,94 < T_{DM} < 2,28$ ; $-3,4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$ )	Santos (2000), Pinho <i>et al.</i> (2001), Souza <i>et al.</i> (2005); Silva e Abram (2008); Assis (2015)
	<b>Pórfiro União do Norte*</b> Álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito	1774 ±7.5 <sup>(1)</sup>	Granito pós-orogênico tipo-A (dados isotópicos indisponíveis)	Assis (2011); Miguel Jr. (2011)
<b>Unidades plutono-vulcânicas e sequências vulcano-sedimentares (granitos tipo-I)</b>	<b>Grupo Vulcânico Colíder*</b>	1786 ±17;	Arco vulcânico cálcio-alcálico a ambiente sin-orogênico  ( $1,94 < T_{DM} < 2,34$ ; $-3,4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$ )	JICA/MMAJ (2000),
	Rochas epiclásticas intermediárias a ácidas, piroclásticas, subvulcânicas e vulcânicas	1785 ±6,3; 1781 ±8 <sup>(1)</sup>		Silva & Abram (2008), Pimentel (2001).
	<b>Granito Peixoto*</b>	1792 ±2 <sup>(3)</sup>	Arco vulcânico cálcio-alcálico sin-orogênico	Paes de Barros (2007)

Biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita tonalito		(dados isotópicos indisponíveis)	
<b>Granodiorito União</b>			
Biotita-hornblenda granodiorito e biotita- hornblenda tonalito	1853 ±23 <sup>(1)</sup>	Granitos cálcio-alcálicos de arco-vulcânico (dados isotópicos indisponíveis)	Assis (2011); Miguel Jr. (2011)
<b>Granitos indiferenciados</b>			
Sienogranito, monzogranito, sienito e quartzo-monzonito	Idade desconhecida	Granitos cálcio-alcálicos de arco-vulcânico (dados isotópicos indisponíveis)	Assis <i>et al.</i> (2012)
<b>Suíte Intrusiva Matupá*</b>			
Biotita granito, biotita monzogranito, hornblenda monzogranito, biotita- hornblenda monzonito, hornblenda monzodiorito, biotita- hornblenda monzogranito, biotita monzogranito porfirítico, sienogranito- monzogranito porfirítico-ropakivi	1872 ±12 a 1863 ±4,8 <sup>(2)(3)</sup>	Arco vulcânico cálcio- alcalino sin-orogénico (2,15 < T <sub>DM</sub> < 2,34; -4,3 < ε <sub>Nd(t)</sub> < +3,04)	Moura (1998), Souza <i>et al.</i> (2005); Assis (2011) ; Assis (2015)
<b>Granito Nhandu*</b>			
Sienogranito, monzogranito com subvulcânica subordinada	1889 ±17; 1879 ±5,5 e 1848 ±17 <sup>(1) (2)</sup>	Arco vulcânico cálcio- alcalino sin-orogénico (2,14 < T <sub>DM</sub> < 2,17; ε <sub>Nd(t)</sub> = -0,91)	Moreton e Silva (2005); Silva e Abram (2008), JICA/MMAJ (2000)
<b>Granito Garantã*</b>			
Biotita granodiorito a biotita tonalito	1904 ±4,6 a 1901 ±6,8 <sup>(1)</sup>	Arco vulcânico cálcio- alcalino (2,36 < T <sub>DM</sub> < 2,29; -5,49 < ε <sub>Nd(t)</sub> < - 4,46)	Assis (2015)
<b>Granito Aragão*</b>			
Sienogranito, monzogranito com fácies porfirítica e microgranítica	1931 ±12 <sup>(1)</sup>	Arco vulcânico cálcio- alcalino (dados isotópicos indisponíveis)	Vitório (2010), Miguel Jr. (2011), Ramos (2011)
<b>Granito Flor-da- Mata</b>			
Álcali-feldspato granito, sienogranito,	Idade desconhecida (correlacionado ao granito Novo Mundo)	Arco vulcânico cálcio- alcalino (dados isotópicos indisponíveis)	Ramos (2011)

	monzonito, granodiorito			
	<b>Granito Novo Mundo*</b>			
	Sienogranito, monzogranito, granodiorito, quartzo- monzonito e monzonito	1970 $\pm$ 3 a 1964 $\pm$ 1 <sup>(3)</sup>	Arco vulcânico calico- alcalino sin-orogênico (2,55 < T <sub>DM</sub> < 2,76; -7,62 < $\epsilon_{Nd(t)}$ < -4,48)	Paes de Barros (2007)
	<b>Suíte Pé Quente*</b>			
	Monzonito, quartzo- monzonito, quartzo- monzodiorito, monzodiorito, albitito fino a grosso, granodiorito aplítico e biotita tonalita	1979 $\pm$ 31 <sup>(1)</sup>	Arco vulcânico cálcio- alcalino (dados isotópicos indisponíveis)	Assis (2011), Miguel Jr. (2011)
	<b>Sequência Vulcanoclástica (Formação Serra Formosa)*</b>			
	Arenito feldspático, grauvaca feldspática, arenito lítico e conglomerado areno- polimítico suportado pela matriz	Idade mínima: 2009 <sup>(4)</sup>	Bacia <i>foreland</i> de retro- arco em margem continental ativa (dados isotópicos indisponíveis)	Assis (2011), Miguel Jr. (2011)
	<b>Granitóides do embasamento</b>			
<b>Embasamento: sequências plutônicas metamorfisadas</b>	Quartzo-diorito foliado, tonalito foliado, granodiorito foliado, monzogranito foliado	1998 a 1978 $\pm$ 8 <sup>(1)</sup> <sup>(2) (3)</sup>		Paes de Barros (2007); Assis (2015)
	<b>Gneisses e migmatitos</b>		Arco vulcânico cálcio- alcalino (dados isotópicos indisponíveis)	
	Anfibolito e ortogneisses monzoníticos, tonalíticos e graníticos, parcialmente migmatizados	2816 $\pm$ 4 a 1980 $\pm$ 8,8 <sup>(1) (2) (3)</sup>		Souza <i>et al.</i> (2005); Paes de Barros (2007); Assis (2015)
<u>Legenda para os dados geocronológicos:</u>				
<sup>(1)</sup> Idades de cristalização LA-ICP-MS U-Pb em zircão				
<sup>(2)</sup> Idades de cristalização SHRIMP U-Pb em zircão				

<sup>(3)</sup> Idades de cristalização por evaporação de Pb em zircões individuais

<sup>(4)</sup> Idades LA-ICP-MS U-Pb em zircão detrítico

(\*) Unidades hospedeiras de depósitos auríferos.

No setor leste da PAAF o embasamento é descrito por áreas intensamente arrasadas onde há escassez de afloramentos, e é composto principalmente por gnaisses granitos a graníticos a tonalíticos, migmatitos, anfíbolitos e xistos cortados por granitóides de composição granítica a monzogranítica (DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001; PAES DE BARROS, 1994 E 2007; RODRIGUES 2012).

Correspondente ao embasamento, o Complexo Cuiú-Cuiú, é representado por um grupo de gnaisses graníticos a tonalíticos e migmatíticos com protólitos datados de 1,99 a 1,90 Ga ( SOUZA *et al.*, 2005; PAES DE BARROS, 2007; ASSIS, 2015; DEZULA *et al* 2018), essas rochas encontram-se intrudidas por granitoides cálcio-alcalinos de composição tonalítica a monzogranítica (Paes de Barros, 2007), além de xistos, rochas máficas, ultramáficas e formações ferríferas bandadas (DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001).

A suíte plutônica mais antiga da área é denominada Suíte Intrusiva Pé-Quente, caracterizada por uma série magmática composta por rochas de composição granítica equigranular a porfírica (leucomonzonito médio, quartzo monzodiorito médio, monzodiorito, albitito fino, diques de granodiorito aplítico e biotita tonalito médio, (ASSIS, 2011), sendo essas litologias geralmente truncadas por diques de vulcânicas básicas, como basaltos e diabásios assim como, segundo Assis *et al* (2014), rochas intrusivas da Suíte Matupá (1872+ 12 Ma). Miguel Jr (2011) usando o método U-Pb em zircão datou a idade de cristalização da Suíte Pé Quente, sendo esta  $1979 \pm 31$ Ma.

Paes de Barros (2007) definiu o Granito Novo Mundo como uma intrusão com dimensões aproximadas de 12 x 5 km, alongada segundo a direção W-NW, coincidente com a direção dos principais lineamentos regionais e subdivide a intrusão em norte, onde há o domínio de monzogranitos e sienogranitos e diques de gabro e diorito; e a porção sul onde há mineralizações de ouro hospedadas em sulfetos disseminados principalmente em monzo e sienogranitos. As rochas pertencentes ao setor sul foram datadas através do método SHRIMP U-Pb em zircão  $1956 \pm 12$  Ma (monzonito) e idades Pb-Pb (evaporação de zircão) de  $1970 \pm 3$  Ma (monzogranito) e  $1964 \pm 1$  Ma (sienogranito) (PAES DE BARROS, 2007).



O Granito Aragão tem sua composição predominantemente sienogranítica equigranular média a porfirítica grossa e idades U-Pb em zircão mostram idades de cristalização entre 1967-1953 Ga (DEZULA *et al*, 2018). Na porção norte e nordeste deste corpo granítico existem uma dezena de depósitos auríferos parcialmente explorados pela atividade garimpeira, depósitos que são em sua maioria do tipo filoneano e controlados estruturalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes de cinemática sinistral (MIGUEL-JR, 2011).

Ainda sem idade definida, o Granito Flor da Mata representa um corpo intrusivo isolado a nordeste da cidade de Novo Mundo- MT, é constituído essencialmente de monzogranitos e não possui mineralizações hospedadas em suas rochas (RODRIGUES 2012; DEZULA *et al*, 2018). Ramos (2011) propõe que pelas características petrográficas e geoquímicas do Granito Flor da Mata serem similares ao do Granito Novo Mundo o pluton seja considerado de idade equivalente ao Granito Novo Mundo (1970±3 Ma e 1964±1 Ma).

O Granito Nhandu, é composto por magnetita-biotita monzogranito e sienogranito de afinidade cálcio-alcálica, com enclaves de diorito a quartzo-monzodiorito, além quartzo sienito fino e granofírico subordinado (SOUZA *et al*, 2005). Esse plúton de idade de cristalização entre 1.889 ±17 Ma e 1.879 ±5,5 Ma (U-Pb em zircão; Silva & Abram, 2008), contém algumas mineralizações auríferas associadas a sulfetos, principalmente pirita, a exemplo dos garimpos Natal e Trairão (PAES DE BARROS, 2007 E MIGUEL-JR, 2011).

A Suíte Intrusiva Matupá está dividida em quatro *fácies* distintas: (1) biotita granito e biotita monzogranito com idade Pb-Pb em zircão de 1.872 ±12 Ma (SILVA & ABRAM, 2008); (2) monzogranito –monzodiorito com biotita e hornblenda; (3) monzogranito –monzodiorito com clinopiroxênio e hornblenda; e (4) granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiro subordinados (MOURA, 1998; MORETON & MARTINS, 2005). Somente as *fácies* 1 e 2 hospedam mineralizações auríferas, sendo o depósito disseminado de Au ± Cu de Serrinha, o melhor exemplo descrito (MOURA *et al.*, 2006).

Nas proximidades do município de Peixoto de Azevedo -MT, aflora o Granito Peixoto, um pluton granítico intrudido nas rochas do embasamento, composto por essa unidade compreende biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito, leucocráticos, isotrópicos, equigranulares a porfiríticos, com cristais centimétricos

de plagioclásio zonado, onde a datação Pb-Pb em zircão de biotita monzogranito resultou em idade de cristalização de  $1792 \pm 2$  Ma (PAES DE BARROS, 2007).

Recobrando os granitoides das suítes intrusivas Matupá, Juruena e do Complexo Cuiú-Cuiú, e apresentando contatos intrusivos com os granitos Nhandu ocorre as unidades da Suíte Colíder (MARETON & MARTINS, 2005), representada por uma grande diversidade de rochas sub-vulcânicas, vulcânicas, piroclásticas e epiclásticas de composição predominantemente intermediária, e ácida em menor proporção (SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008). Pelo método U-Pb em zircão as idades de cristalização variam de  $1.786 \pm 17$  Ma (JICA/MMAJ, 2000) a  $1.781 \pm 8$  Ma (PIMENTEL, 2001).

Sobrepostas ao embasamento também ocorrem rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, de tendência cálcio-alcálica, além de rochas piroclásticas, denominadas de Suíte Intrusiva Teles Pires (SANTOS, 2000; DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001; MARETON & MARTINS, 2005). Esta Suíte possui idades U-Pb em zircão que variam de  $1.757 \pm 16$  Ma a  $1.782 \pm 17$  Ma (SANTOS, 2000; PINHO *et al.*, 2003; MORETON & MARTINS, 2005) é representada por uma associação de rochas plutônicas e subvulcânicas, constituída de biotita granito de coloração vermelho tijolo, de granulação média a grossa, equigranular a localmente porfírica, sendo comum a presença de texturas rapakivi e antirapakivi (SOUZA *et al.*, 2005).

Parte das unidades são recobertas por discordância erosiva pela Formação Dardanelos, que pertence ao Grupo Caiabis, e é composta por arenito e arenito arcoseano, de granulometria média, com frequentes níveis conglomeráticos (SOUZA *et al.*, 2005, MORETON & MARTINS, 2005). Datações realizadas em zircão (U-Pb) extraído de conglomerados basais da margem do Rio do Peixe, atribuídas a esta unidade e revelaram idades entre  $1.987 \pm 4$  Ma a  $1.377 \pm 13$  Ma (LEITE & SAES, 2003).

Na região também há registro de sedimentos quaternários ao longo dos principais canais de drenagem constituídos essencialmente de fragmentos de rochas, cascalhos, areias, siltes e argilas (SOUZA *et al.*, 2005).

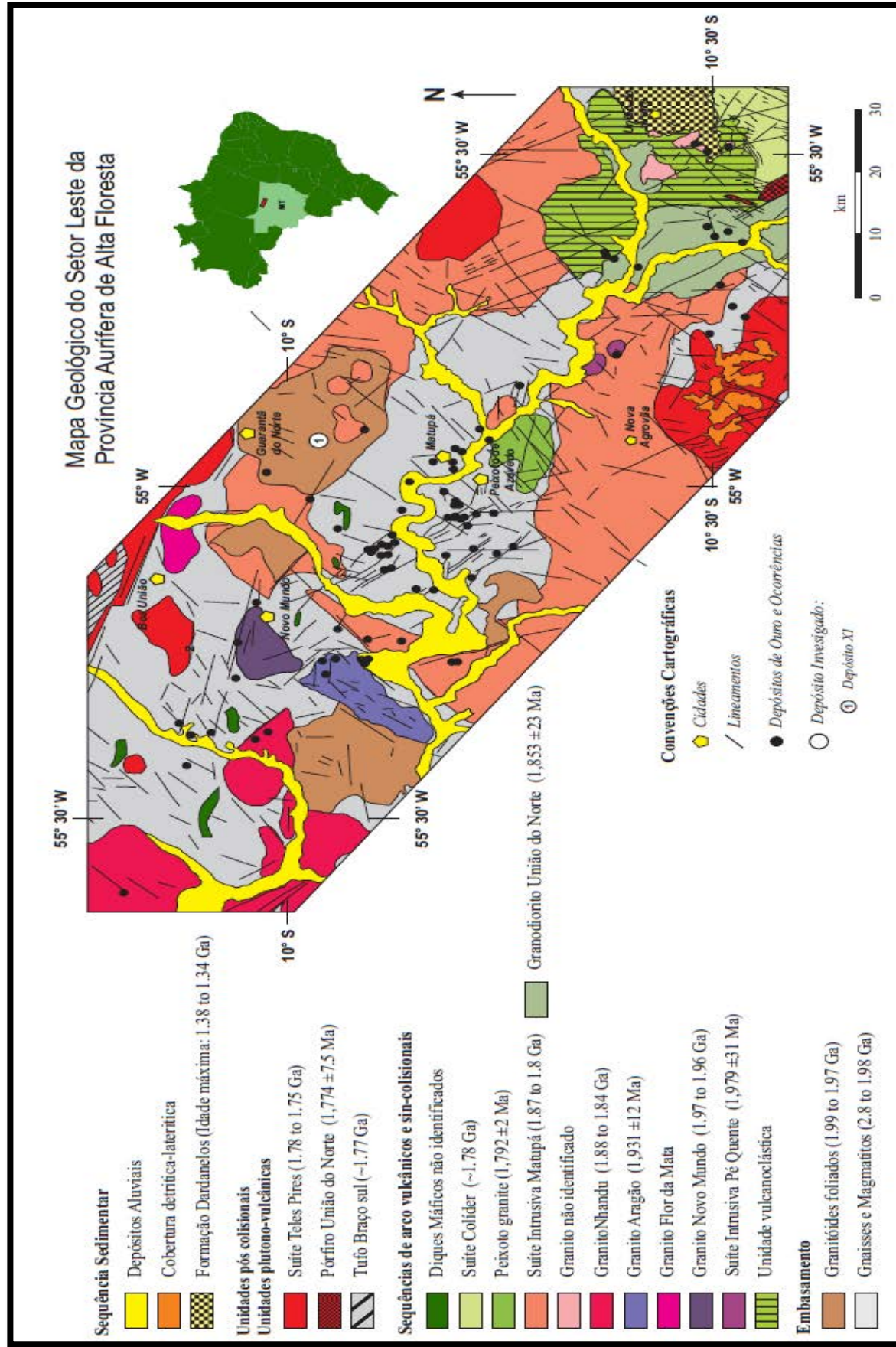


Figura 3: Mapa geológico da porção leste Província Aurífera de Alta Floresta (extraído de adaptado pela autora de Assis, 2015)

## 5.2 O DEPÓSITO DISSEMINADO DE $AU \pm CU$ DO X1

O depósito aurífero do X1 está localizado ao norte do estado de Mato Grosso, entre as cidades de Matupá e Guarantã do Norte (Fig.4). A região em que o depósito está inserido se desenvolveu a partir da década de setenta através de incentivos criados pelo governo federal que promoveram a colonização da região, e como resultado surgiram pequenas vilas que se transformaram em cidades como Peixoto de Azevedo, Matupá e Guarantã do Norte entre outras (RODRIGUES, 2012).

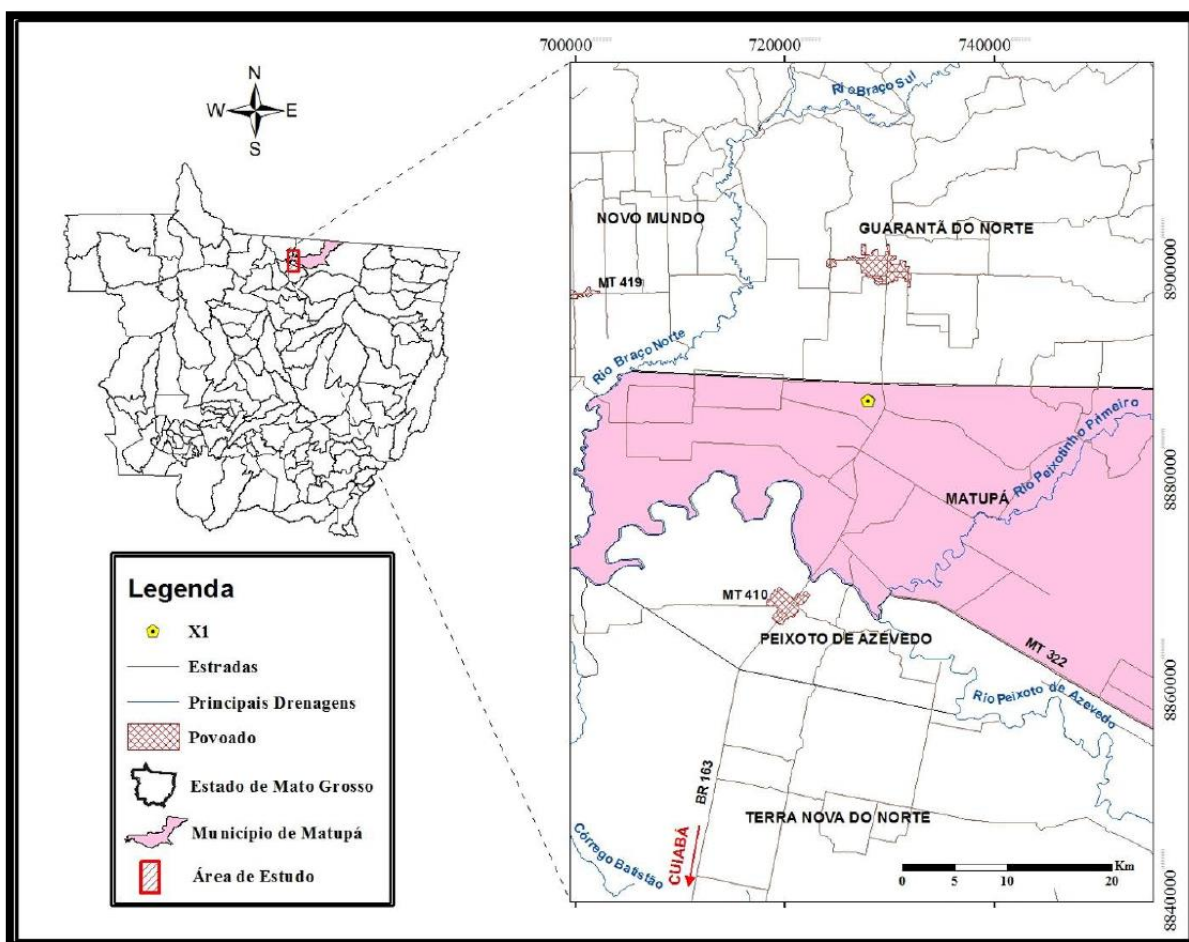


Figura 4: Mapa de localização do Depósito X1 (Extraído de Rodrigues, 2012).

A região foi intensamente explorada por garimpagem do tipo aluvionar, no final da década de setenta até a década de noventa, com produção estimada em cerca de 125t de ouro. Na década de 2000 a concessão de pesquisa da área passou por várias empresas de exploração mineral, como Vale, Mineração Morro Alegre e Rio Novo Mineração (IANHEZ, 2008; RODRIGUES, 2012).

No contexto geológico o depósito X1 encontra-se inserido em rochas graníticas pertencentes a Suíte Intrusiva Matupá ( $1.872 \pm 12$  Ma por U-PB; Silva & Abram, 2008), associada a *fácies* 4, composta por granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiro subordinados (MOURA, 1998; MORETON & MARTINS, 2005). Porém, a descrição de testemunhos de sondagens combinada com estudos petrográficos, e a investigação de escassos afloramentos na área do depósito X1 consignam que este depósito consiste em uma suíte de composição granítica- tonalítica (RODRIGUES, 2012).

Rodrigues (2012) reconhece dois litotipos hospedeiros principais de mineralização aurífera para o depósito X1: (1) granodiorito e (2) quartzo-feldspato pórfiro (QFP). O primeiro é o litotipo prevalecente na área do depósito, possui coloração bege acinzentada, com tonalidade rósea avermelhada, e granulação média a grossa variando de equigranular a porfirítico com matriz não orientada e fenocristais euédricos de plagioclásio com dimensões de até 3 cm e subordinadamente quartzo e feldspato potássico. O quartzo-feldspato pórfiro (QFP) exibe coloração rosa avermelhada, textura porfirítica com matriz fina a afanítica, holocristalina, sendo essencialmente composto por quartzo e plagioclásio; fenocristais ocupam 5 a 10% da rocha e incluem cristais de quartzo e de plagioclásio com dimensões de até 3 mm.

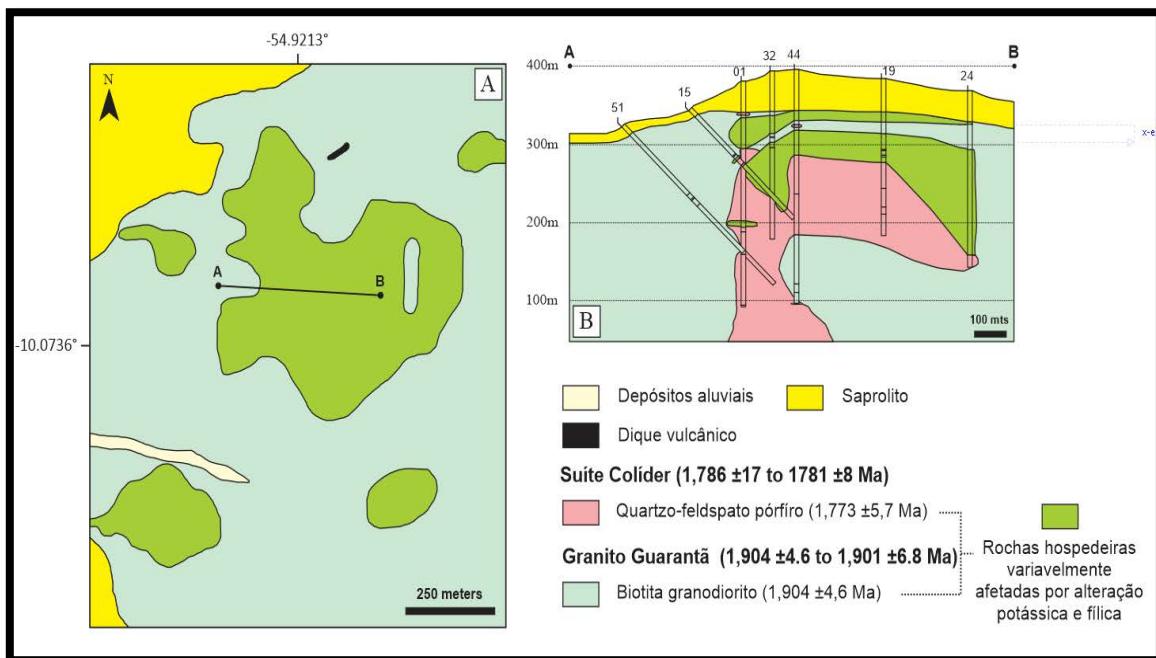


Figura 5: Seção do depósito X1 ilustrando a litologia do depósito e as zonas de alteração hidrotermal (Extraído de Rodrigues, 2012).



Rodrigues (2012) identifica cinco tipos diferentes de alteração hidrotermal presente nas rochas do depósito X1: 1) potássica com feldspato potássico; (2) muscovita – quartzo – pirita e (3) propilitica; (4) clorítica; e (5) carbonática, sendo as duas primeiras mais abrangentes no depósito.

As zonas mineralizadas estão espacial e geneticamente relacionadas à intensa alteração com muscovita +quartzo que oblitera as zonas de alteração potássica e minério é caracterizado por concentrações de pirita disseminada, frequentemente acompanhada por calcopirita, rutilo e hematita, e mostra teores de ouro entre 0,5 e 10 ppm (RODRIGUES, 2012).

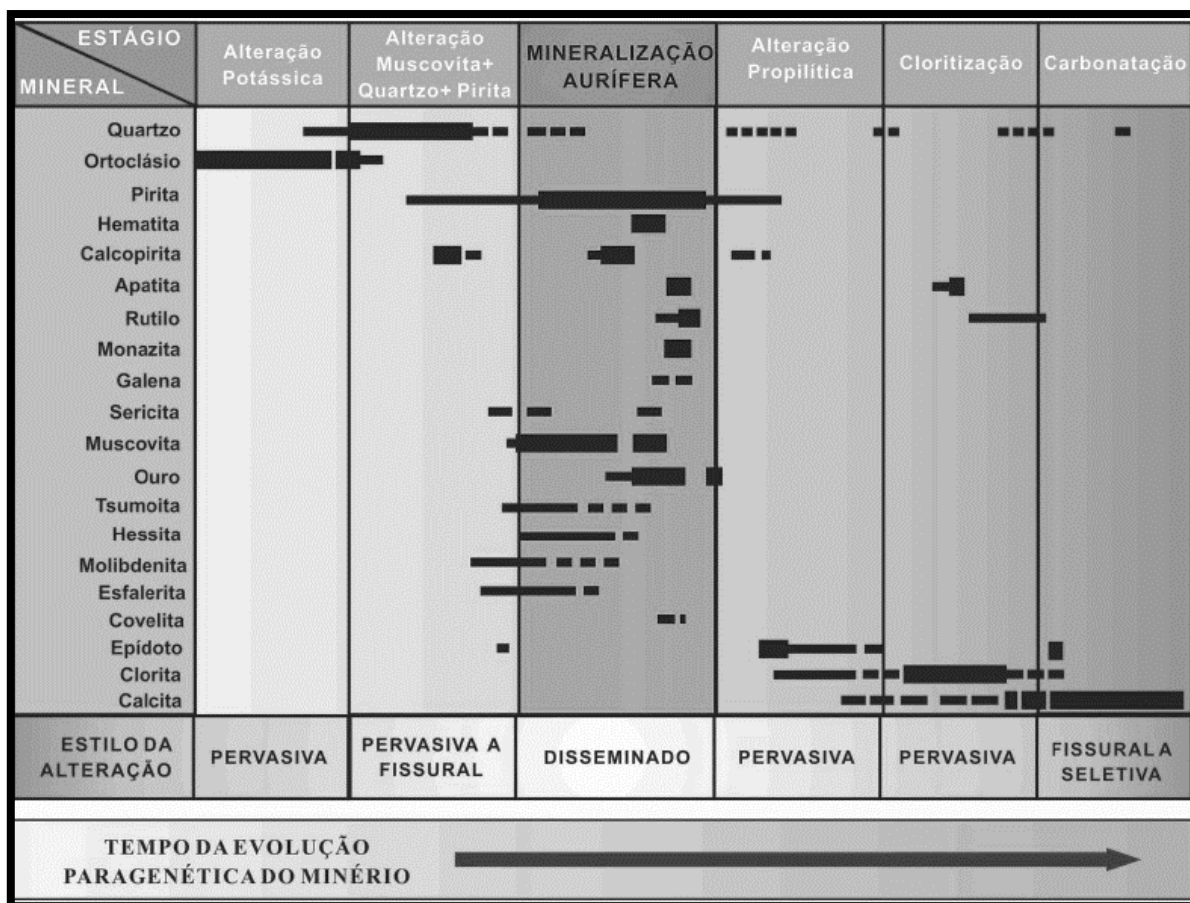


Figura 6: Quadro paragenético da evolução do sistema hidrotermal do depósito X1 (Extraído de Rodrigues, 2012).

## 6. RESULTADOS

### 6.1 PETROGRAFIA DA PIRITA

As amostras utilizadas para a elaboração deste trabalho e preparação das sete lâminas polidas do estudo, foram coletadas na região onde o minério aurífero ocorre em maior abundância, em rochas com intensa alteração filica representada por muscovita grossa + quartzo + pirita (Figura 6), que afetam o biotita granodiorito X1.

A zona mineralizada é essencialmente representada pela associação mineral pirita  $\pm$  hematita  $\pm$  calcopirita, em que pirita corresponde ao principal e dominante mineral de minério, e que ocorre como cristais euédricos a subédricos, de granulação fina a grossa, embora agregados de cristais finos também possam estar presentes. A hematita preenche fraturas na pirita e por vezes ocorrem inclusões de covelita. A calcopirita ocorre como finas inclusões anédricas pirita dispersa de modo limitado.

A sulfetação ocorre em todas as amostras, porém, em distintos níveis de intensidade (Figura 7). Deste modo, três níveis principais de intensidade da sulfetação foram identificados: (i) fraca; (ii) moderada e (iii) intensa, todos relacionados à alteração filica que afeta o biotita granodiorito X1. A Figura 7A ilustra os cristais de pirita associados a fraca sulfetação, com finos cristais de pirita disseminados que compõem de 3 a 5% do volume da rocha. A Figura 7B apresenta cristais finos a médios de pirita relacionados a moderada sulfetação, que representa aproximadamente 20% da rocha. E finalmente, a Figura 7C corresponde ao estágio de mais intensa sulfetação do depósito X1, com geração de cristais finos a grossos de pirita que perfazem até 60% das zonas hidrotermalizadas.

O estudo das amostras de testemunhos aliado a petrografia foi possível distinguir três variações texturais mais marcantes da pirita: grossa, média e fina (Figuras 7 e 8), respectivamente relacionados aos estágios de sulfetação supracitados.

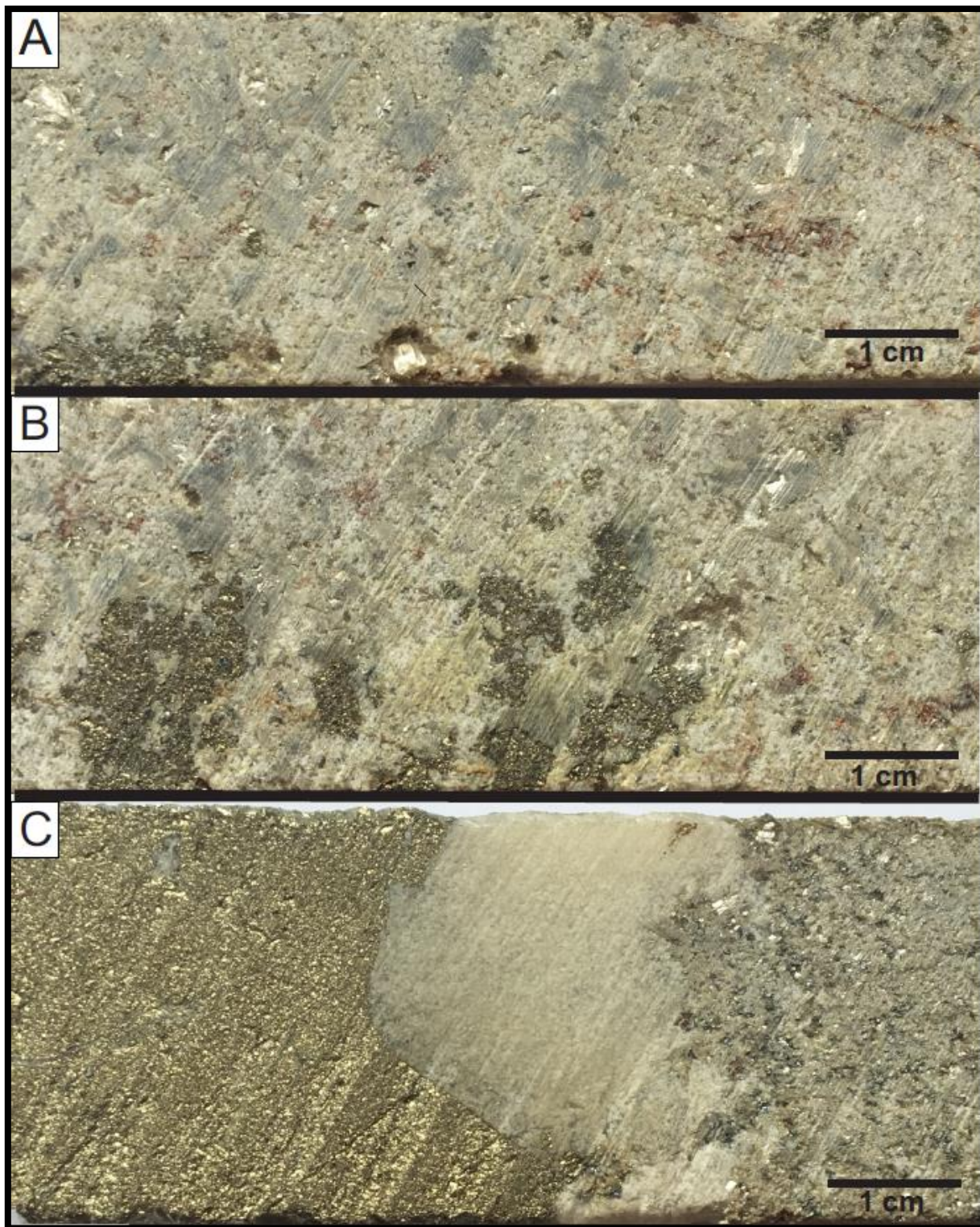


Figura 7: Amostras representativas das zonas mineralizadas do depósito XI, relacionadas a setores de forte alteração filmica (muscovita + quartzo + pirita): (A) Setor com fraca sulfetação (Amostra FX1D-43-A16); (B) Moderada sulfetação, com até 20% de cristais de pirita (Amostra FX1D-43-A16); e (C) Intensa sulfetação, com até 60% de pirita (Amostra F FX1D-43-A15).



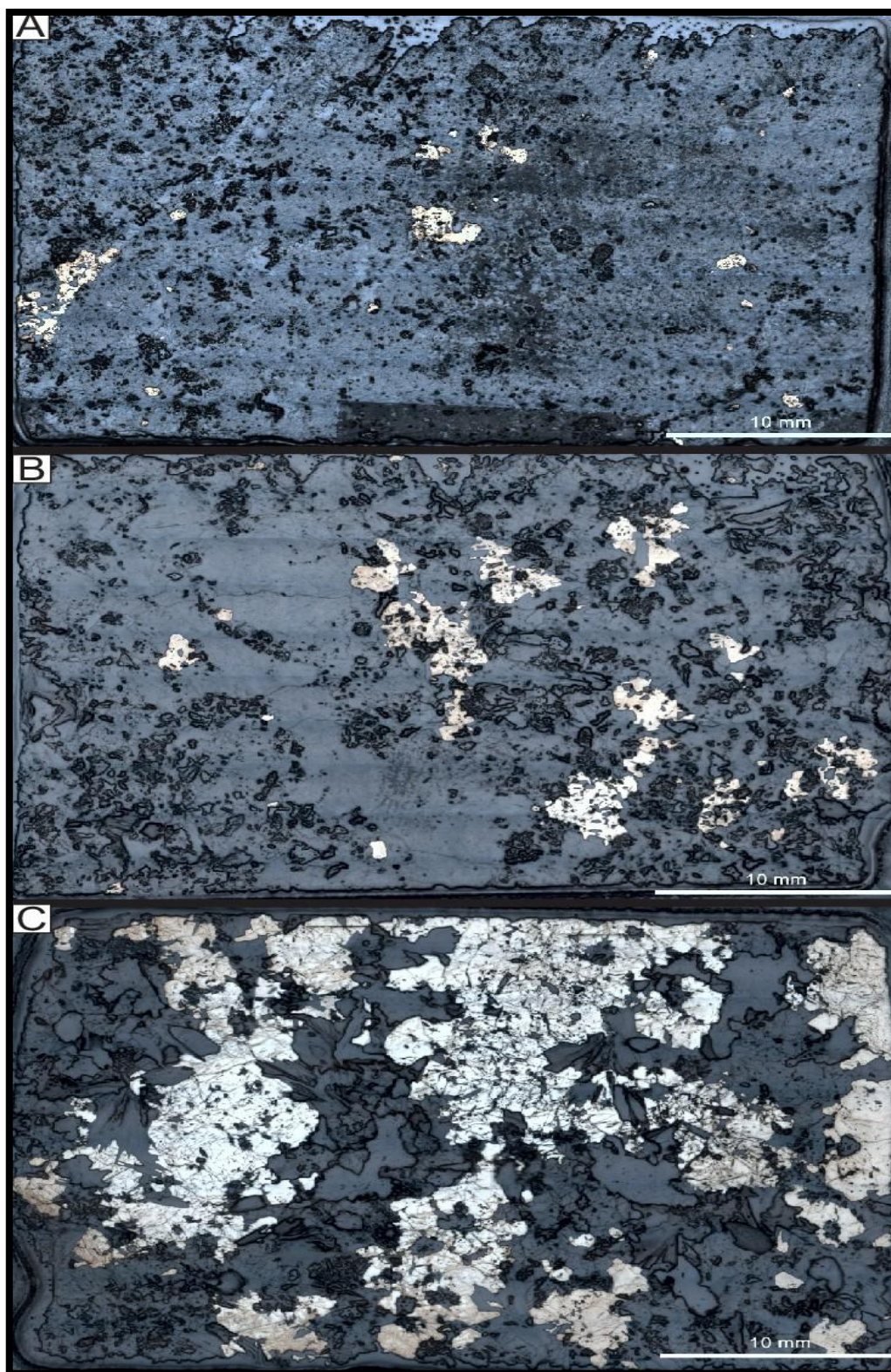


Figura 8: Fotomicrografias em luz refletida que ilustram as variações texturais de pirita individualizadas no depósito X1: (A) Pirita em textura fina e cristais escassos (Lâmina A32-B); (B) Pirita de granulação média (Lâmina FX-1-D71-18); e (C) Pirita de granulação grossa (Lâmina A16-A).



A pirita mais fina é observada principalmente nas lâminas A32-A e A32-B, ocorre como cristais inequigranulares, anaédricos, finos com contatos lobulados e serrilhados, imersos em uma matriz silicática fina, em contato com quartzo, muscovita, plagioclásio e microclinio (Fig. 9A). Veios de quartzo grosso com calcita podem truncar setores relacionados a essa variedade textural (Fig. 9B). A pirita apresenta pequenas inclusões de hematita e calcopirita. (Fig 9 C e D).

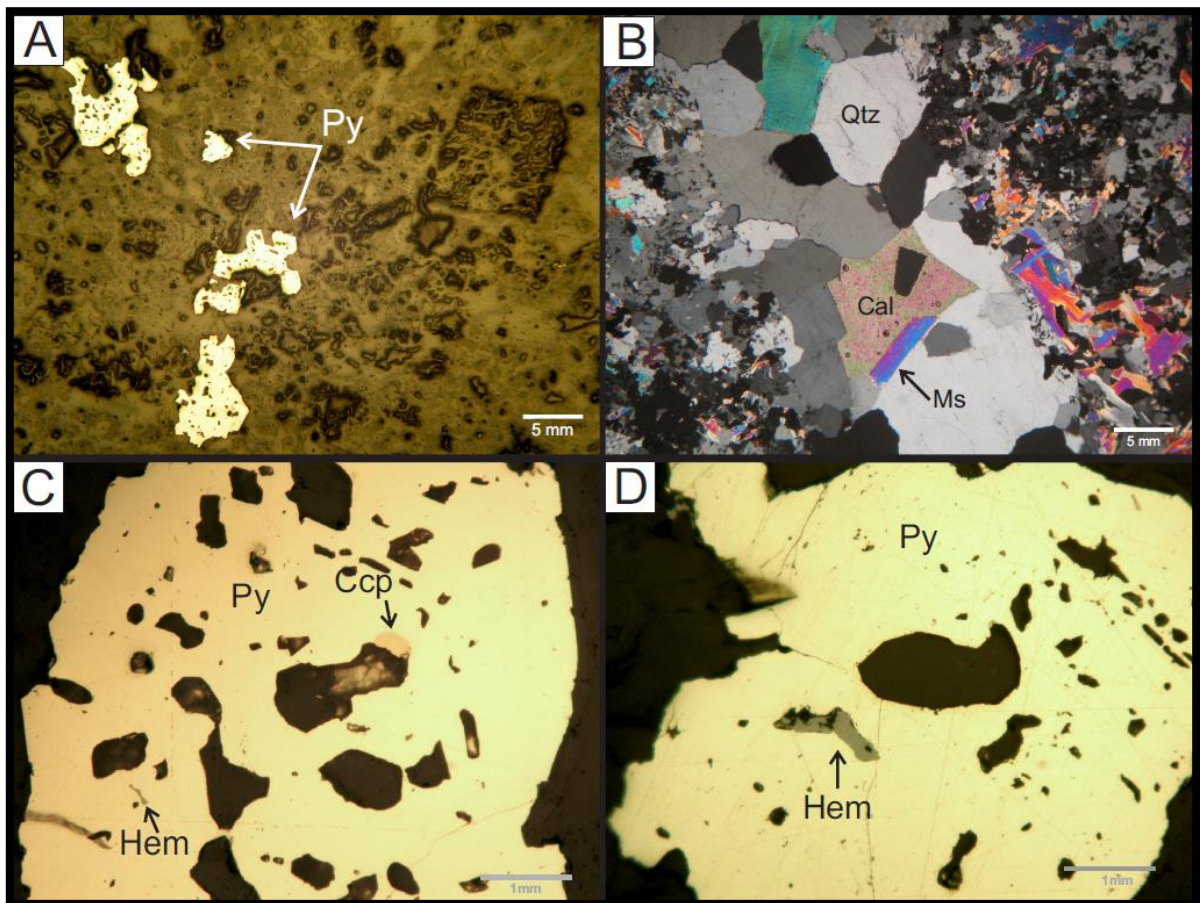


Figura 9: Características da fase pirita fina da pirita do depósito XI (A) Contatos lobulados e retilíneos da Pirita com o Quartzo (luz refletida); (B) Veio de quartzo + carbonato que truncar setores de pirita fina com presença de calcita; (C-D) Pirita com inclusões de calcopirita e hematita; (D) Pirita com inclusão de hematita. Legenda: Cpy – calcopirita; Py – pirita; Qtz – quartzo; Cal – calcita e Ms – Muscovita.

Com o auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) foi possível observar inclusões de galena (Fig 10A), monazita, Ag (Fig 10B), e fases ricas em Bi e Mo associadas a essa variedade textural. O Au, entretanto, não foi diagnosticado nessa textura.

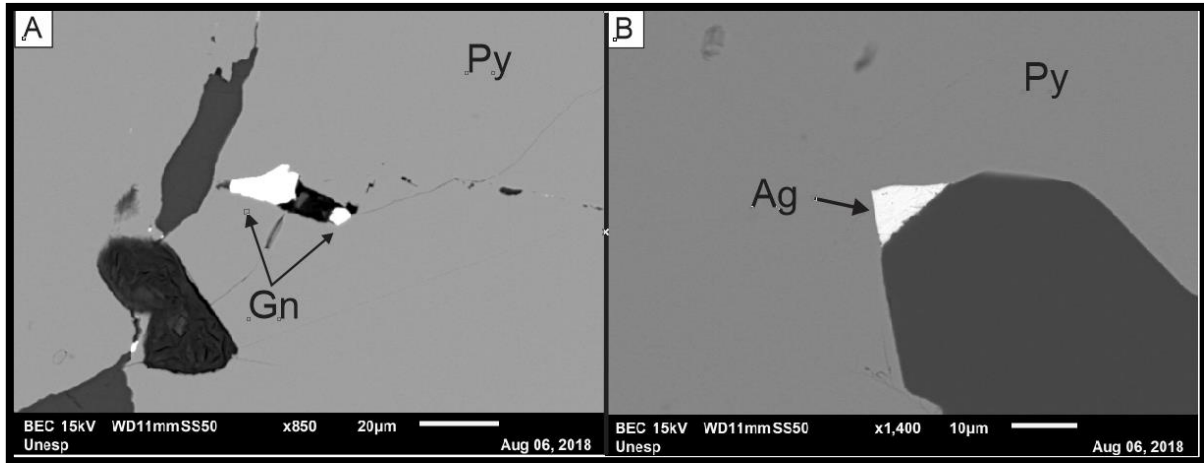


Figura 10: Fotomicrografias de elétrons retro-espalhados de inclusões de (A) galena e (B) prata, ambas reportadas à pirita fina. Legenda: Py- Pirita; Gn- Galena e Ag – Prata.

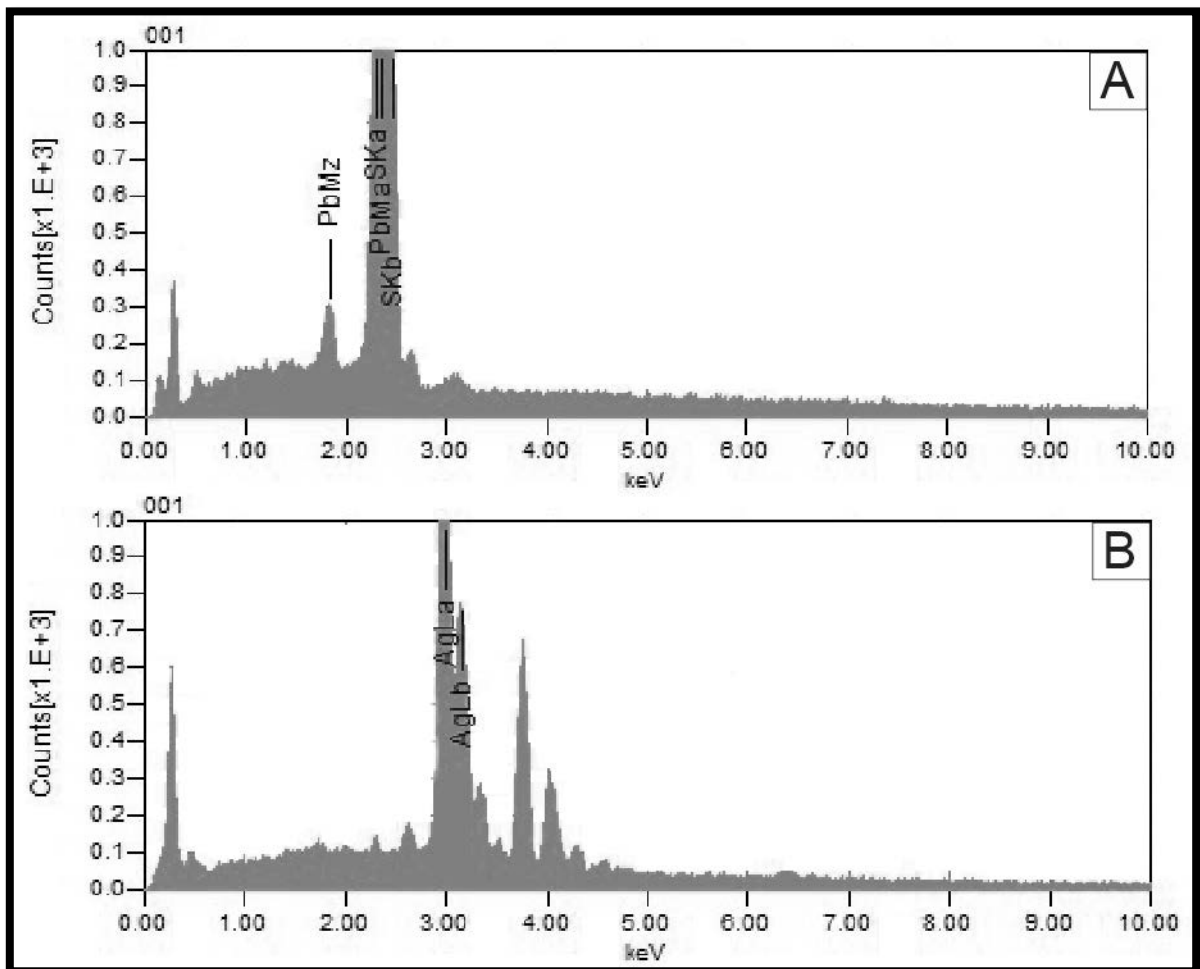


Figura 11: Espectros (EDS) de fases minerais diagnosticadas em amostras de pirita fina do depósito XI: (A) Galena e (B) Prata.

Nas amostras FX-1-D71-18- I, II e III a pirita se apresenta como cristais inequigranulares, anédricos a subédricos e raras vezes euédricos (Fig 12A), de granulação média, contatos lobulados e retilíneos em uma matriz composta por quartzo, muscovita e plagioclásio (Fig. 12B). Calcopirita, bornita e hematita ocorrem como inclusões na pirita. Os sulfetos de cobre podem exibem bordas alteradas para covelita (Fig 12 C e D).

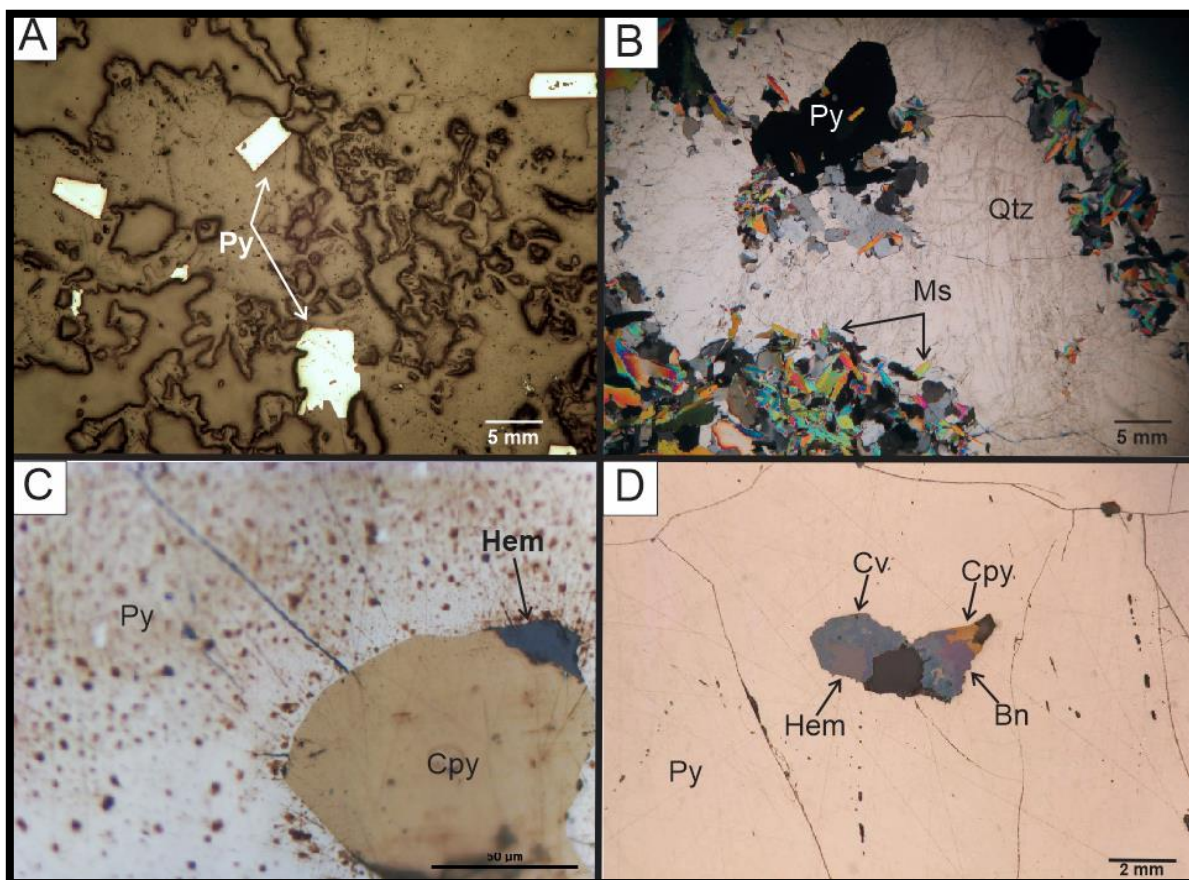


Figura 12: Características da pirita média do depósito XI: (A) Cristais de pirita subédricos e euédricos em luz refletida; (B) Pirita em matriz composta por quartzo e muscovita aos polarizadores cruzados; Fotomicrografias em luz refletida de (C) inclusões de calcopirita e hematita na pirita; e (D) calcopirita, bornita e hematita, com inclusões de covelita, todas inclusas na pirita. Legenda: Cpy –calcopirita; Py –pirita; Qtz –quartzo; Bn- Bornita, Cv- Covelita e Ms- Muscovita.

As análises por MEV revelaram inclusões de esfalerita (Fig. 10 A), galena (Fig. 10B), barita e titanita na pirita média. Entretanto, a exemplo da textura anterior, Au novamente não foi observado.



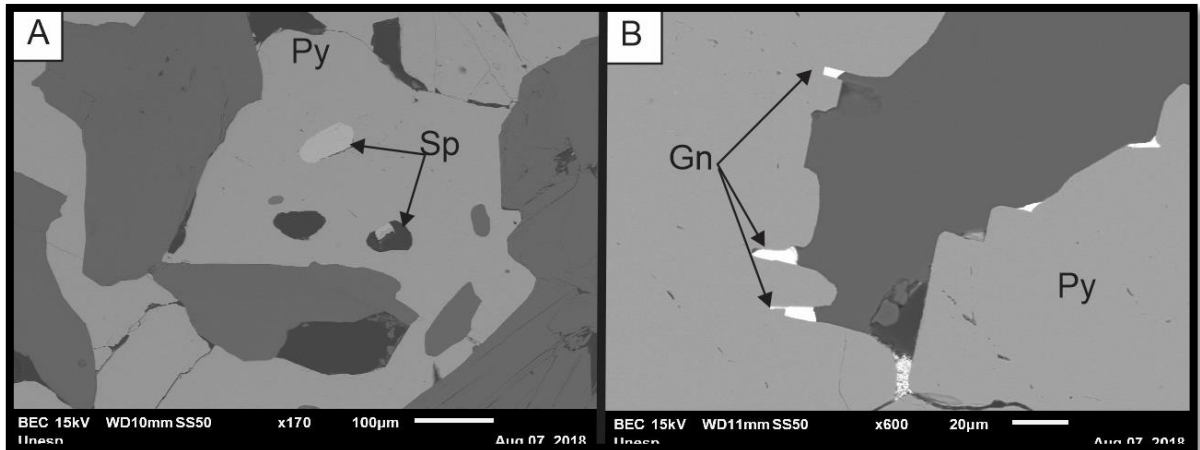


Figura 13: Fotomicrografias de elétrons retro-espalhados de inclusões de (A) esfalerita e; (B) galena, ambas na pirita média do depósito X1. Legenda: Py- Pirita; Gn- Galena e Sp – Esfalerita.

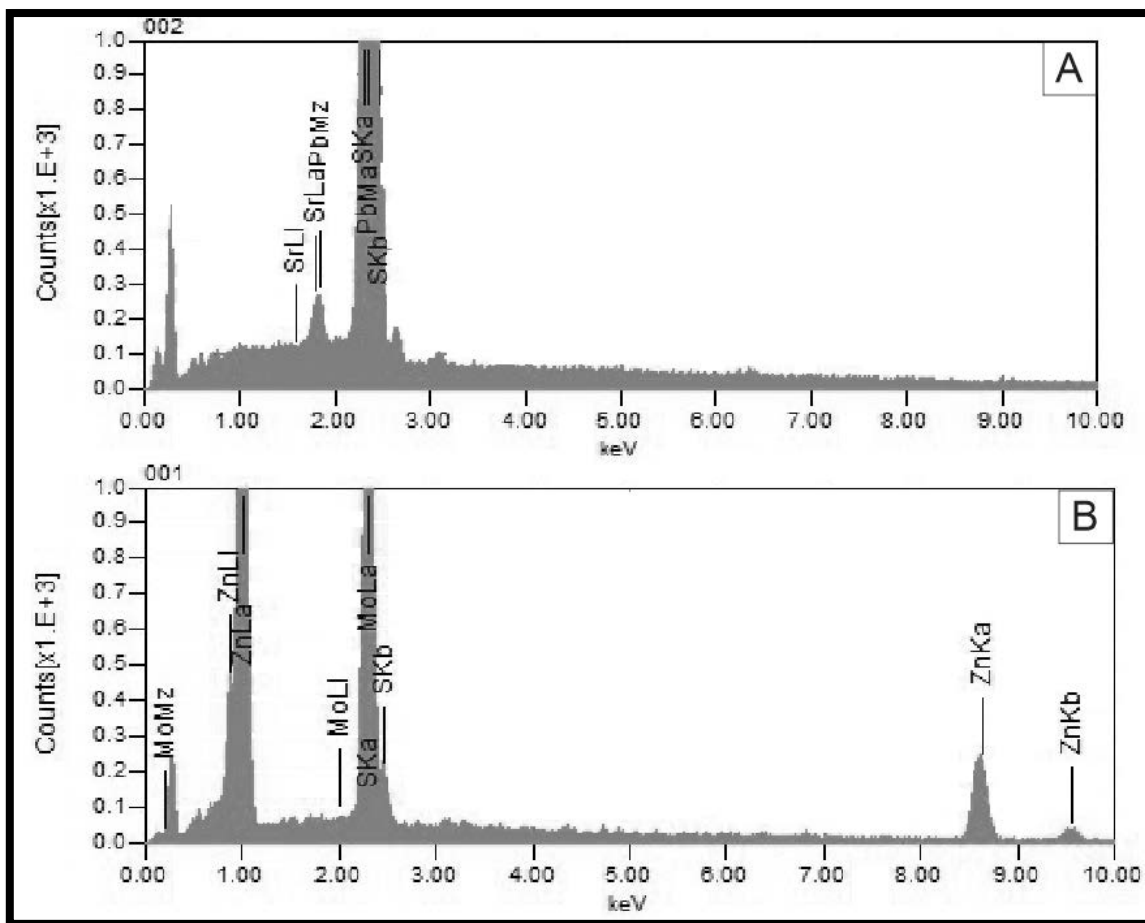


Figura 14: Espectros (EDS) de fases minerais diagnosticadas em amostras de pirita de granulação média: (A) Galena (B) Esfalerita.

Por fim, a pirita de textura grossa (lâminas A16A e A16B), ocorre como cristais inequigranulares, anaédricos e grossos, com contatos lobulados e retilíneos em uma matriz composta por quartzo, muscovita e plagioclásio. A pirita apresenta grande frequência de fraturas, as quais ocasionalmente estão preenchidas por hematita e covelita (Fig. 15 A e B). Molibdenita também pode estar associada a essa variedade textural de pirita.

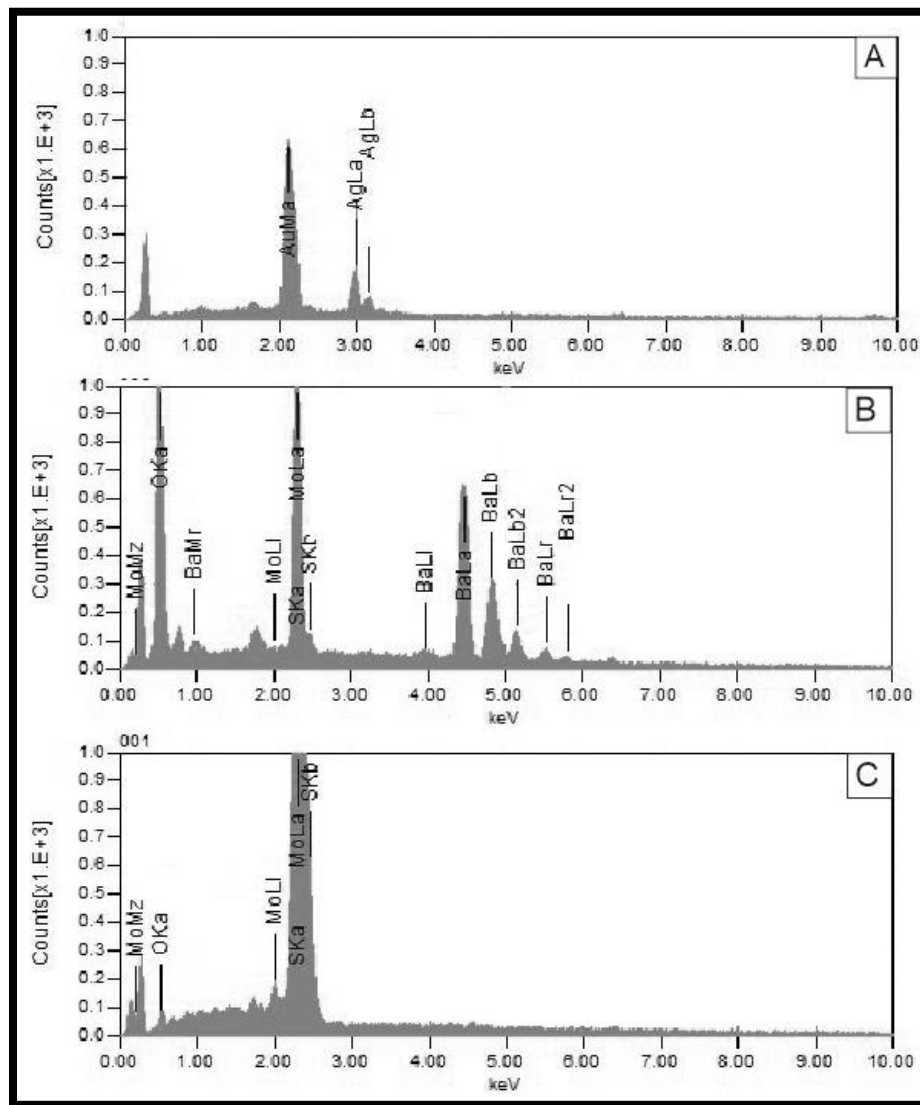


Figura 15: Espectros (EDS) de fases minerais inclusas na pirita de granulação grossa: (A) Ouro e Prata; (B) Barita e (C) Molibdenita.

Com o auxílio do MEV foi possível a identificação de fases ricas em Bi, Mo, Ag (Fig 15E); barita (Fig 15D), galena, monazita e zircão. Essa variedade textural foi a única em que

foi possível observar inclusões de Au na pirita (Fig 15F), em associação paragenética com hematita.

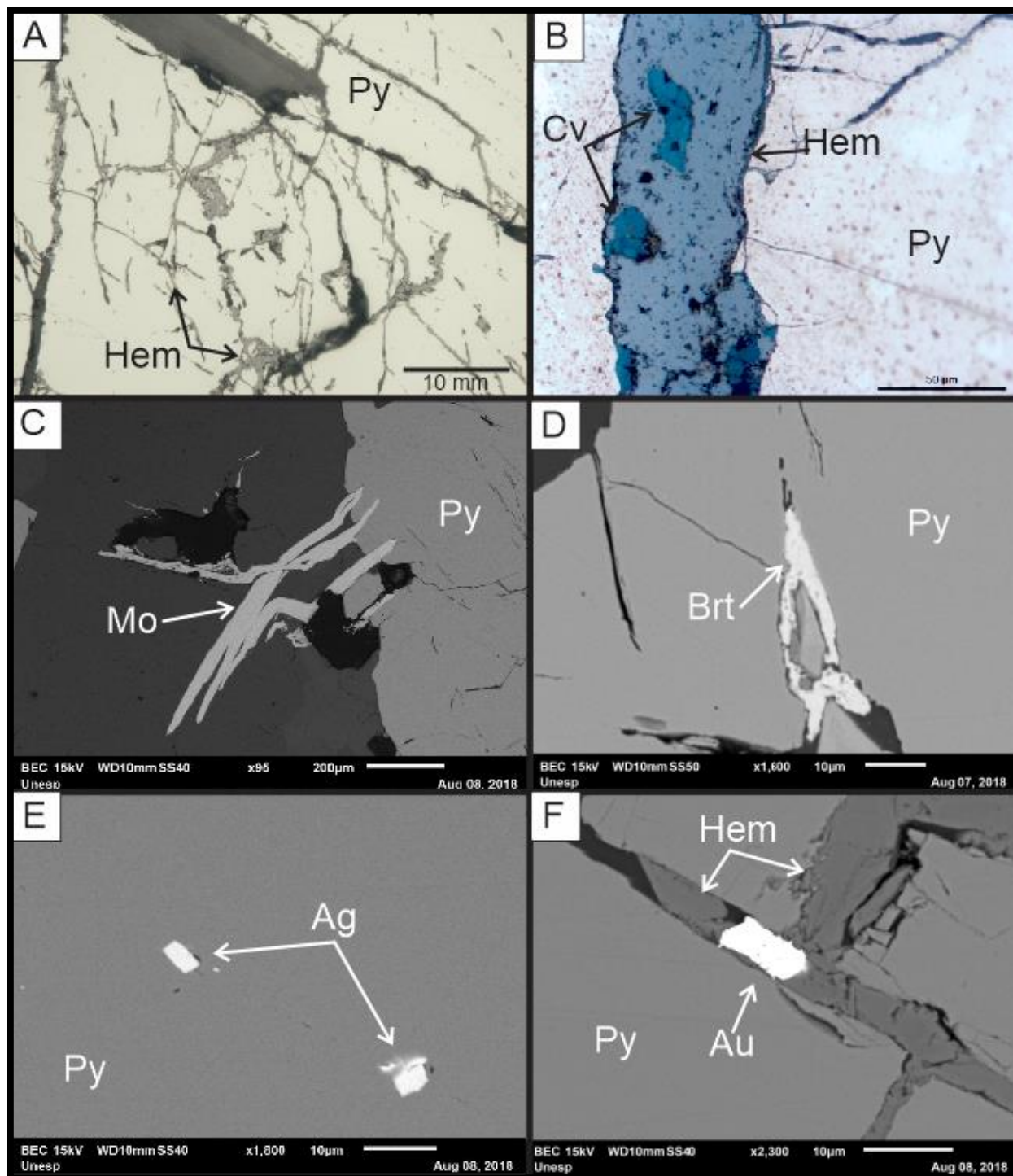


Figura 16: Fases minerais incluídas na pirita de granulação grossa: (A) Padrão fraturada da pirita de granulação grossa, muitas com fraturas preenchidas por hematita; (B) Hematita com inclusões de covelita; (C) Molibdenita e associação paragenética com pirita; (D) Barita incluída na pirita (E) Prata incluída na pirita (F) Ouro em fratura preenchida por hematita. Legenda: Py –pirita; Brt- Barita, Cv- Covelita; Ag- Prata; Au- Ouro e Hem- Hematita.

## 6.2 QUANTIFICAÇÃO DE ELEMENTOS TRAÇO POR MICROSSONDA ELETRÔNICA

Foram realizadas 160 análises de elementos traço em cristais de pirita do depósito X1 com auxílio da microsonda eletrônica. Desse total, 80 pontos foram obtidos na textura mais grossa, 40 na intermediária e outros 40 efetuados na fina. A tabela com os limites de detecção encontra-se no item 4 deste trabalho (Tabela 1). Os elementos quantificados foram: Ag, Al, As, Au, Au , Cr, Co, Cu, Fe, Ni ,Pb, S, Sb,Sr Ti e Zn.

Os valores de enxofre (Fig. 17) obtidos em todas as texturas são muito similares, e variam de 45 % a 55%, de modo que na textura grossa obtidos resultados os valores mais elevados, próximos de 55%.

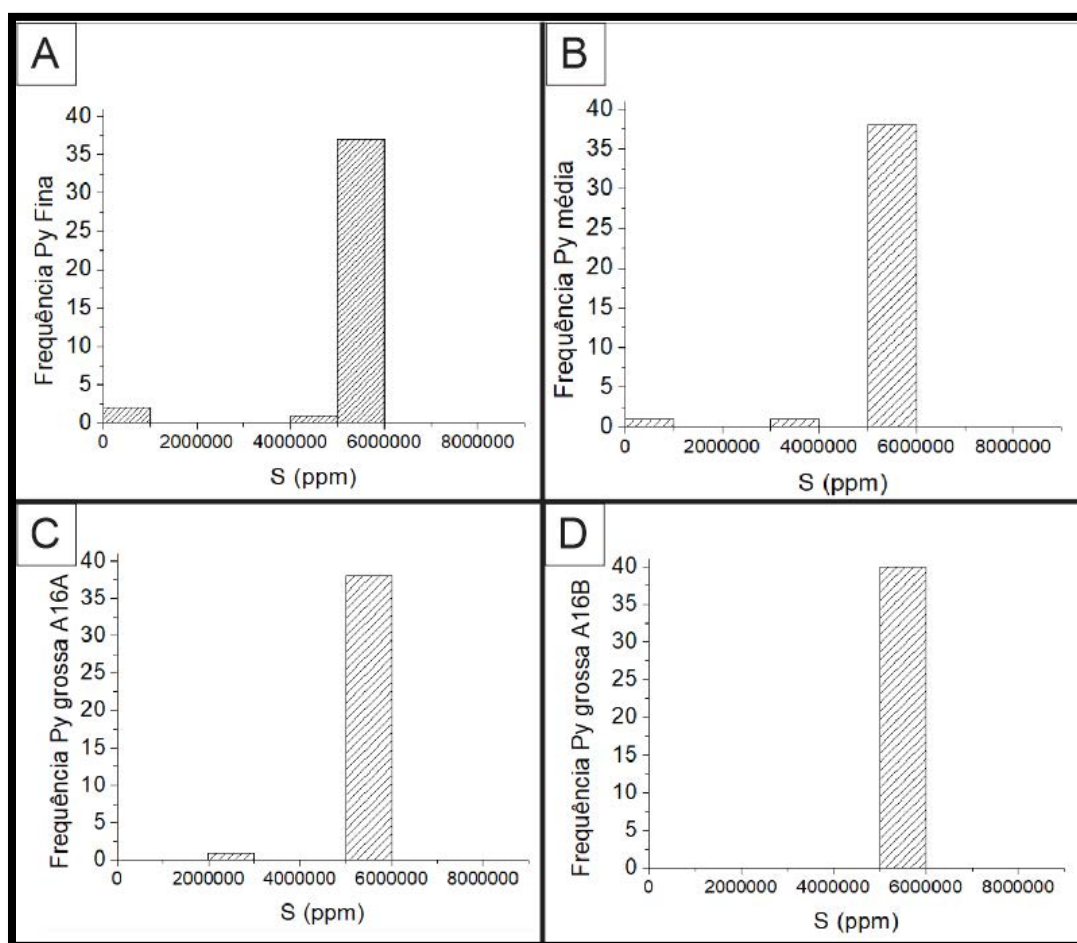


Figura 17: Histogramas de distribuição das concentrações de enxofre nas diferentes texturas encontradas (A) Pirita fina; (B) Pirita média; (C) Pirita grossa A16A e (D) Pirita grossa A16B.

A mesma situação ocorre para o ferro (Fig. 18): em todas as texturas os valores oscilam de 35% a 48%, estando os valores mais elevados associados à textura mais grossa.



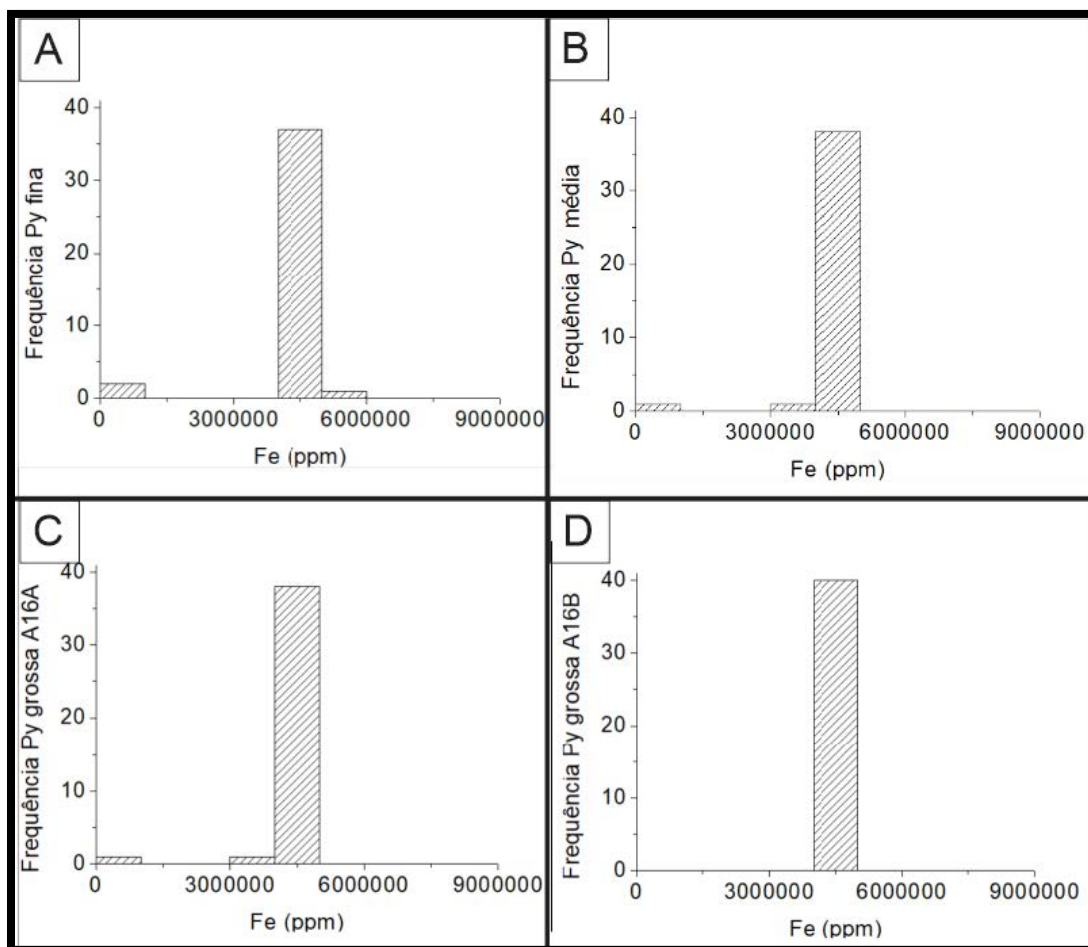


Figura 18: Histogramas de distribuição das concentrações de ferro nas diferentes texturas encontradas (A) Pirita fina; (B) Pirita média; (C) Pirita grossa A16A e (D) Pirita grossa A16B.

A maioria dos cristais analisados apresenta valores de Cu (Fig. 19) acima do limite de detecção (DL=80ppm), com exceção da pirita grossa da lâmina A16B. A pirita de textura fina apresentou as maiores concentrações com valores 100 a 5043 ppm de Cu (moda  $\leq$  1000 ppm), enquanto a pirita média exibe concentrações de 11590 a 4690 ppm (4000-5000 ppm). A pirita grossa, por sua vez, exibe teores de Cu entre 90 e 2090 ppm (moda  $\leq$  1000).

O Pb ocorre com ampla distribuição de teores em todas as texturas (Fig. 20). As maiores concentrações estão relacionadas à pirita de textura fina com valores de 5510 a 1430 ppm (moda: 2500 a 3000 ppm), seguida da pirita grossa com valores similares (de 5100 a 1100 ppm; moda: 3500-4000 ppm). Os cristais de pirita de textura intermediária, no entanto,

exibem as menores concentrações, com valores entre 500 a 3700 ppm (moda 2500-3000 ppm).

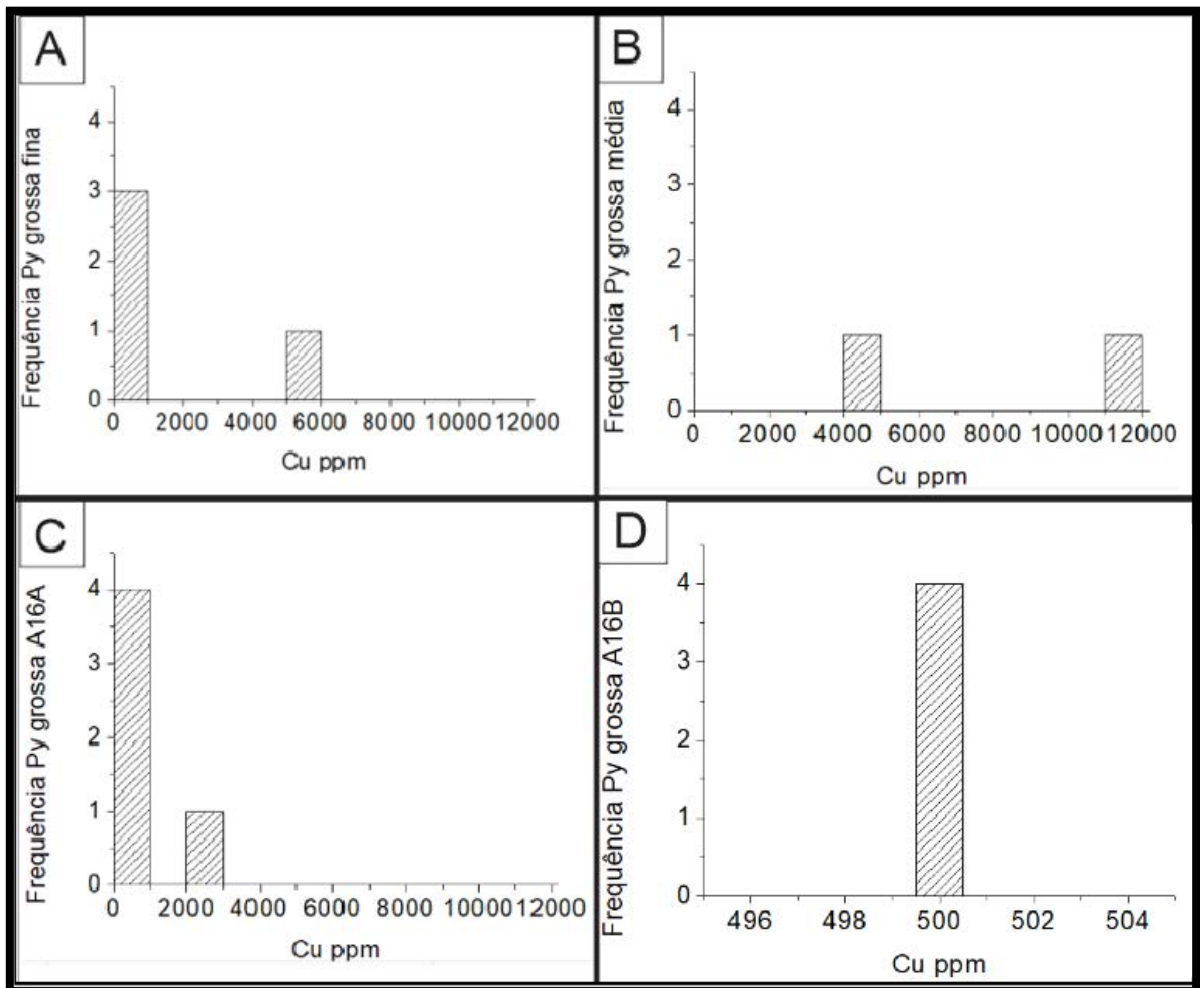


Figura 19: Histogramas de distribuição das concentrações de cobre nas diferentes texturas encontradas (A) Pirita fina; (B) Pirita média; (C) Pirita grossa A16A e (D) Pirita grossa A16B.

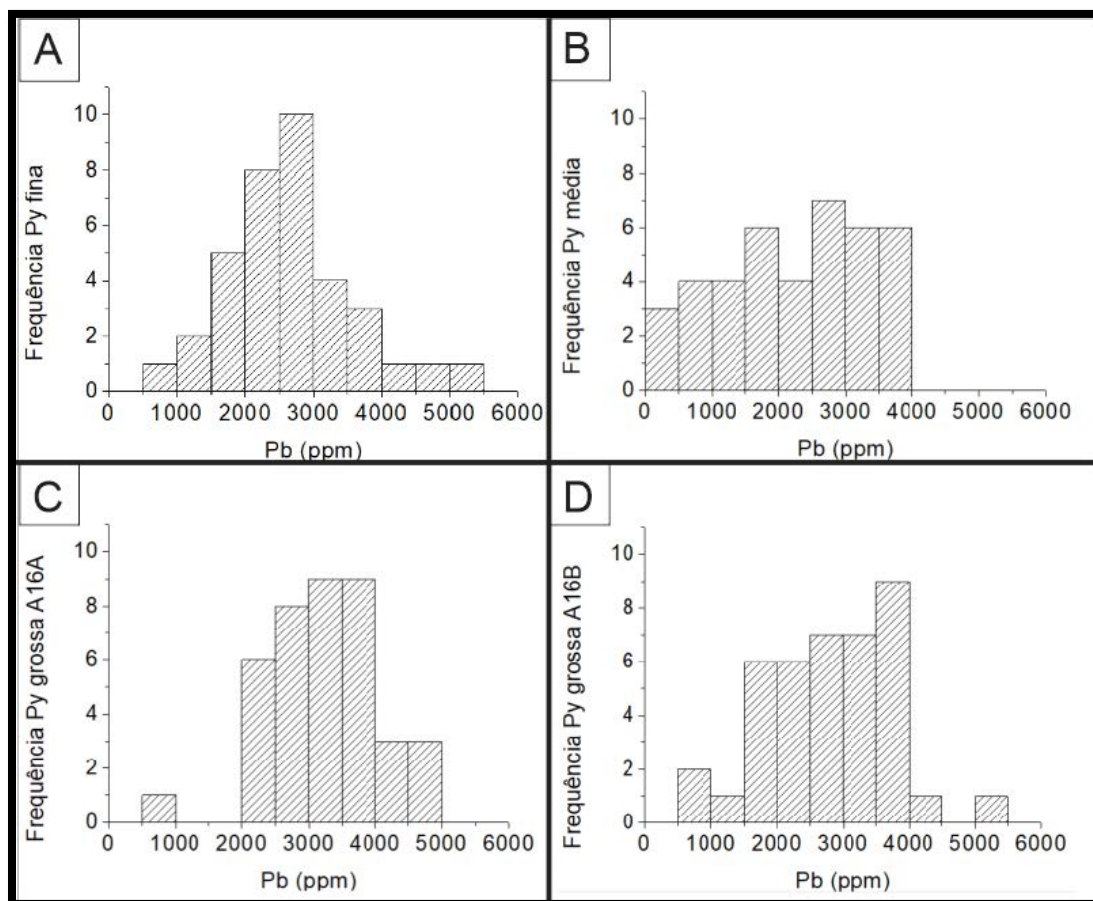


Figura 20: Histogramas de distribuição das concentrações de chumbo nas diferentes texturas encontradas (A) Pirita fina; (B) Pirita média; (C) Pirita grossa A16A e (D) Pirita grossa A16B.

Em todas as texturas foram encontrados valores de Ni acima do limite de detecção (DL=65ppm). Reportados à textura grossa estão os maiores valores > 800 ppm, (moda = 100-300 ppm), seguida pela pirita de textura fina, com teores com ampla distribuição, entre 100 e 700 ppm (moda = 300-400 ppm). A pirita de granulação intermediária, entretanto, exhibe as menores concentrações de Ni, entre 120 a 500 ppm (moda  $\leq$ 200 ppm) (Fig. 21).

O Zn exhibe os maiores valores associados à pirita de textura fina > 650 ppm, além de ampla distribuição da pirita fina, de 10 a 600 ppm, com moda entre 100 e 200 ppm. Nos cristais grossos, os valores não ultrapassam 500 ppm (Fig. 22).

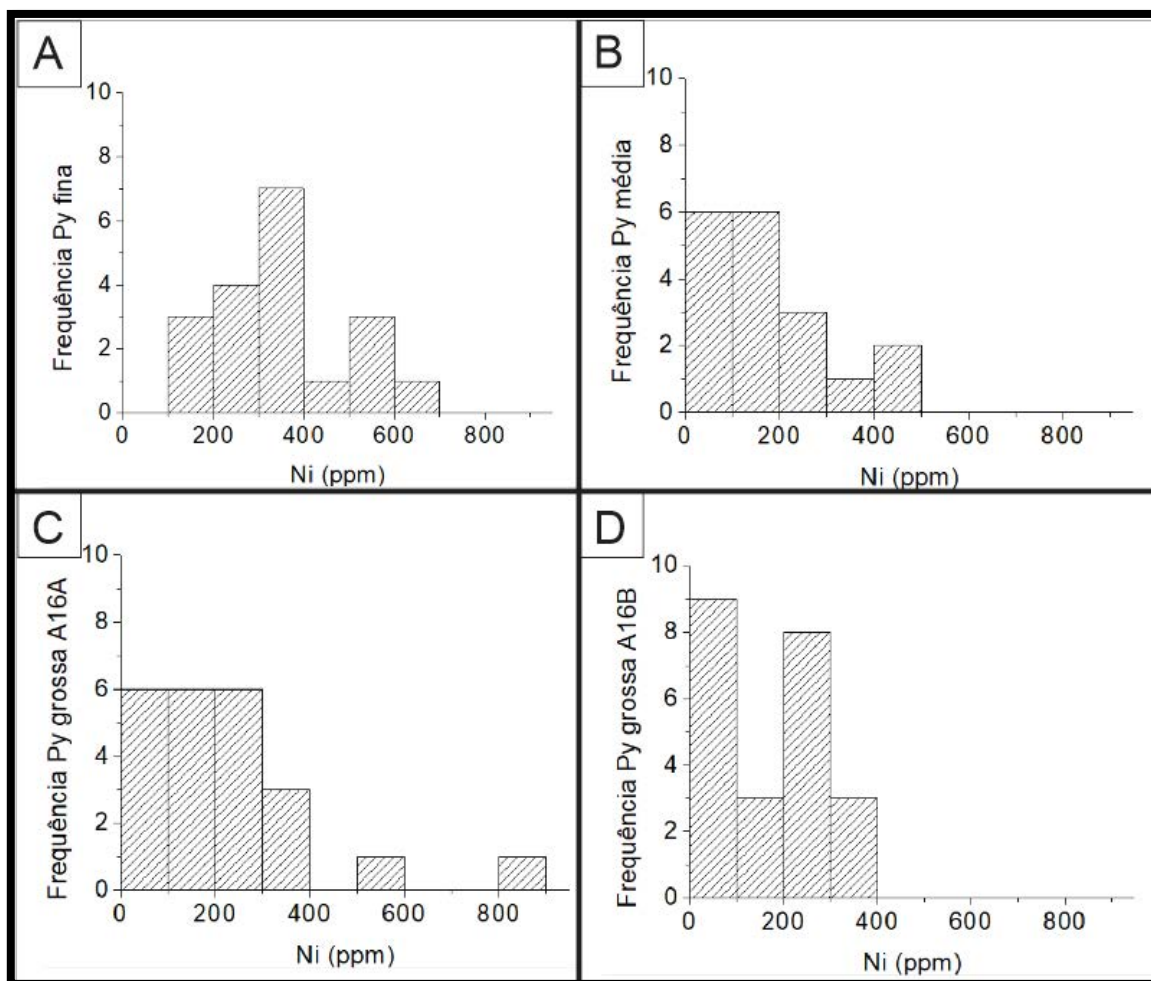


Figura 21: Histogramas de distribuição das concentrações de níquel nas diferentes texturas encontradas (A) Pirita fina; (B) Pirita média; (C) Pirita grossa A16A e (D) Pirita grossa A16B.

O Co corresponde a um dos elementos que apresenta altos valores associados à textura de maior granulação, com valores superiores a 17000 ppm. As texturas intermediária e fina exibem valores, que variam de 9270 a 5960 ppm e de 10080 a 5850 ppm, respectivamente. A três texturas apresentam moda muito semelhante, entre 6000 e 8000 ppm (Fig. 23).

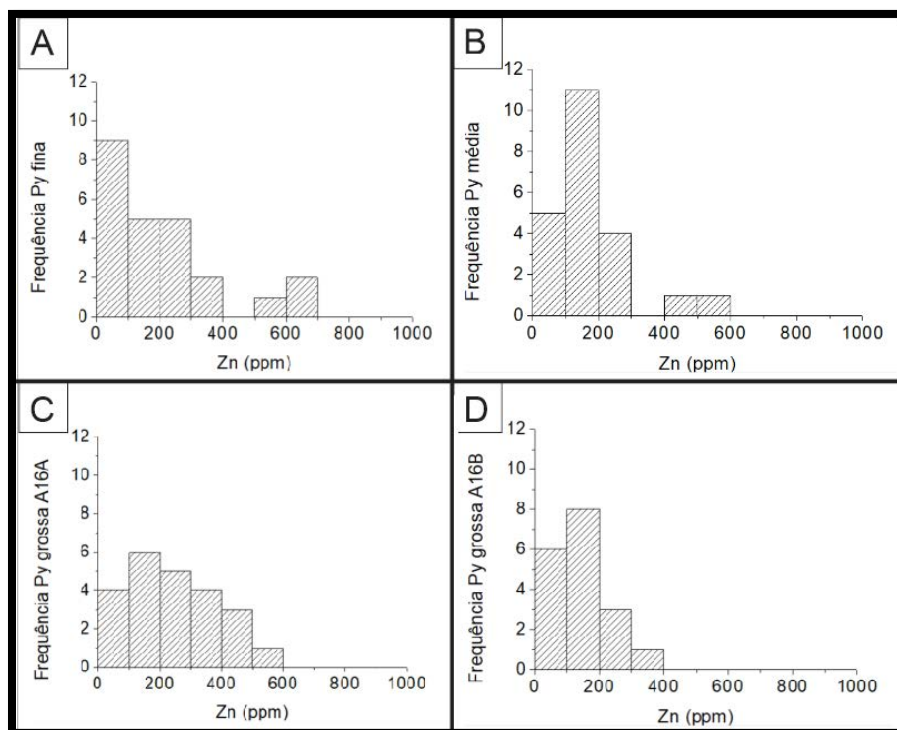


Figura 22: Histogramas de distribuição das concentrações de zinco nas diferentes texturas encontradas (A) Pirita fina; (B) Pirita média; (C) Pirita grossa A16A e (D) Pirita grossa A16B.

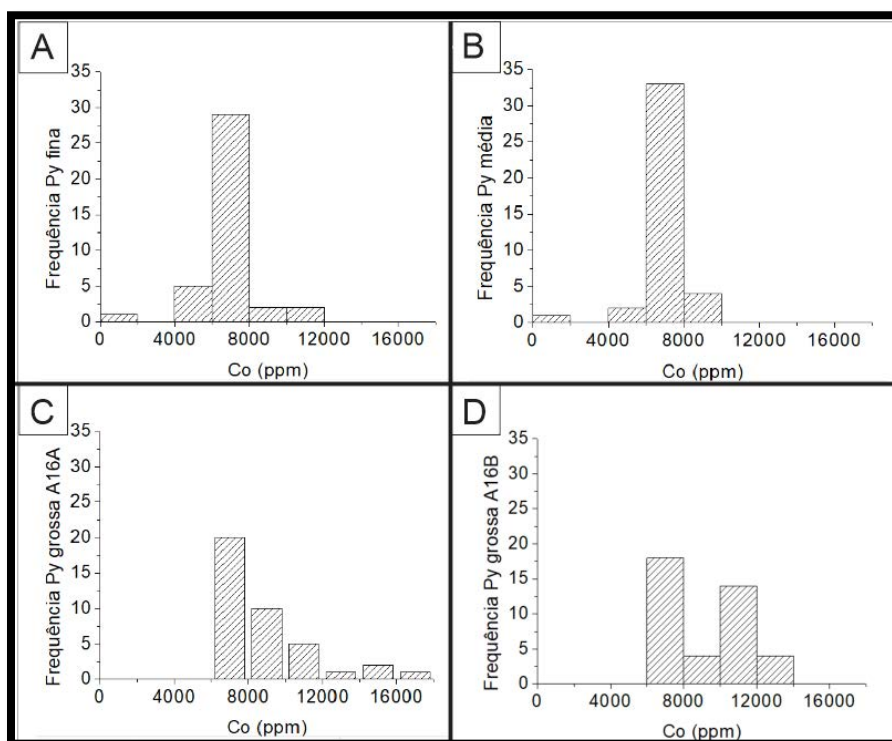


Figura 23: Histogramas de distribuição das concentrações de cobalto nas diferentes texturas encontradas (A) Pirita fina; (B) Pirita média; (C) Pirita grossa A16A e (D) Pirita grossa A16B.

As maiores quantidades de Sr estão concentradas na pirita de textura grossa com valores de > 650 ppm (Fig. 24), seguida da pirita fina e média com concentrações > 400 ppm.

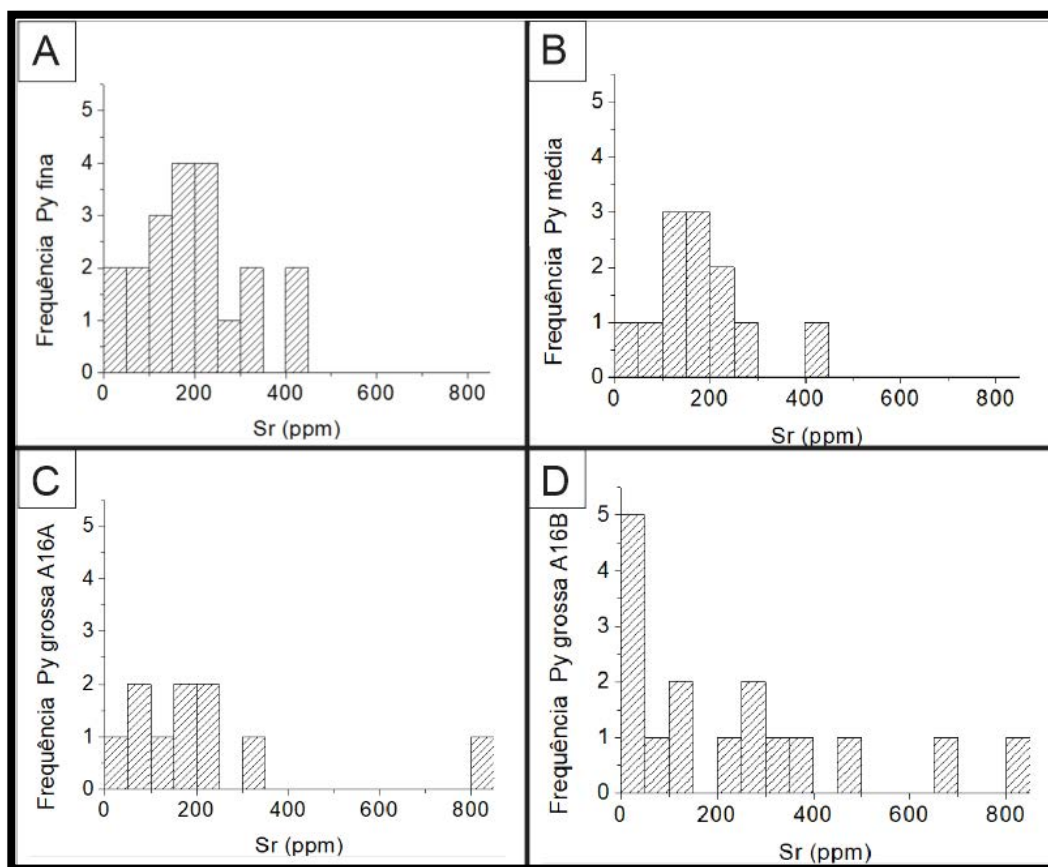


Figura 24: Histogramas de distribuição das concentrações de estrôncio nas diferentes texturas encontradas (A) Pirita fina; (B) Pirita média; (C) Pirita grossa A16A e (D) Pirita grossa A16B.

O Cr apresentou poucos resultados acima do limite de detecção (DL=35ppm; cerca de 30% dos casos). Os valores mais elevados, > 200 ppm, ocorrem na pirita de textura grossa enquanto a pirita fina valores entre 20 e 150 ppm, e a pirita média, de 20 a 70 ppm (Fig 25).

As análises de Ag (DL=30 ppm) foram similares às obtidas para o Cr, com poucas amostras acima do limite de detecção. Os maiores valores ocorrem associados a pirita de textura fina e média > 400ppm, enquanto a textura grossa exibe teores entre 40 e 290 ppm (Fig. 26).

O ouro (Au) encontra-se em ampla distribuição em todas as texturas de pirita individualizadas (Fig. 18 D). A pirita fina exibe as maiores concentrações, com valores que



variam de 1800 a 2000 ppm (moda: 600-800 ppm), em comparação as texturas média e grossa, que apresentam valores de 200 a 1600 ppm (moda =600-800ppm ) e de 200 a 1800 ppm (moda = 600-1000), respectivamente (Fig 27).

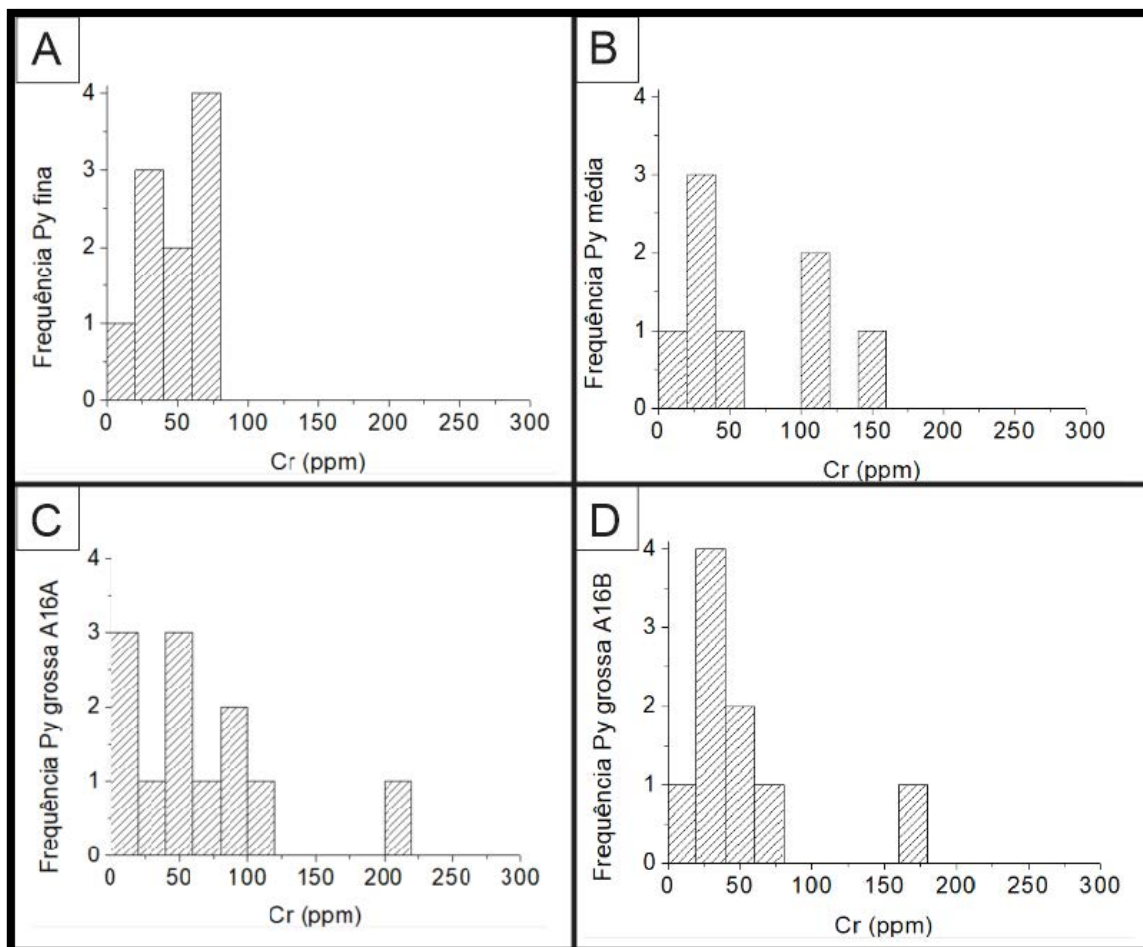


Figura 25: Histogramas de distribuição das concentrações de cromo nas diferentes texturas encontradas (A) Pirita fina; (B) Pirita média; (C) Pirita grossa A16A e (D) Pirita grossa A16B.

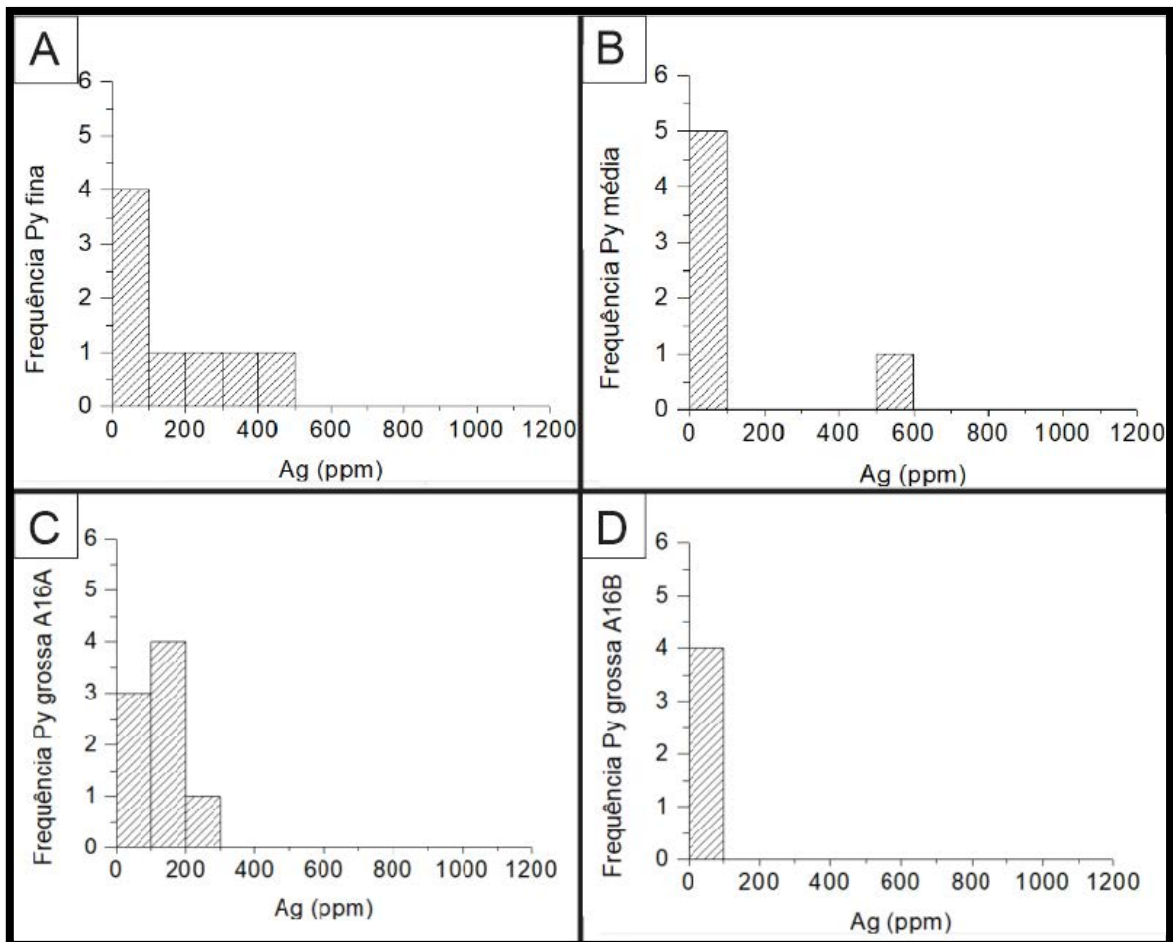


Figura 26: Histogramas de distribuição das concentrações de prata nas diferentes texturas encontradas (A) Pirita fina; (B) Pirita média; (C) Pirita grossa A16A e (D) Pirita grossa A16B.



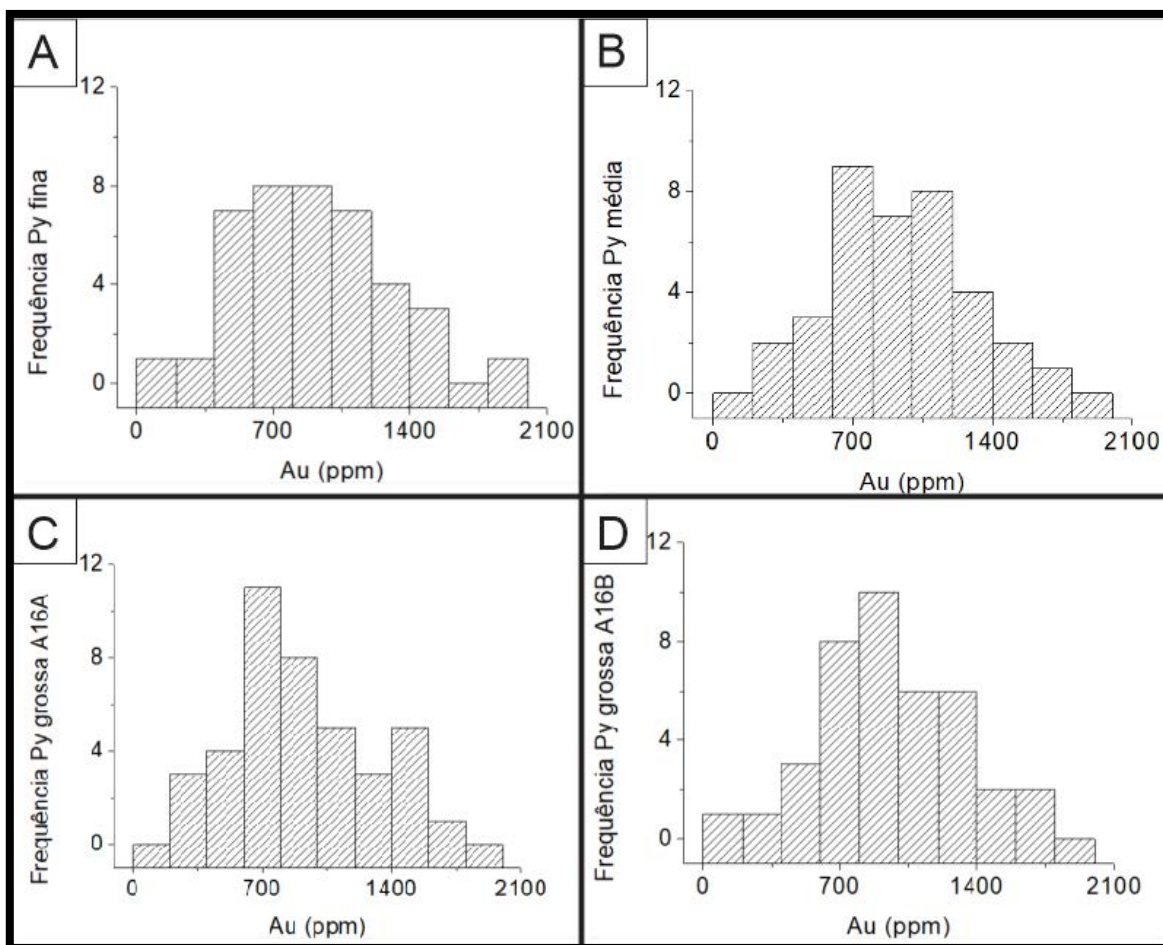


Figura 27: Histogramas de distribuição das concentrações de ouro nas diferentes texturas encontradas (A) Pirita fina; (B) Pirita média; (C) Pirita grossa A16A e (D) Pirita grossa A16B.

As análises para Ti, Al, Sb e Sn apresentaram insuficiente número de dados acima do limite de detecção (DL=30; 15; 95; respectivamente), de modo que a confecção de histogramas não foi possível. Usualmente esses valores estiverem compreendidos entre 10 e 90 ppm (Ti), 76 e 152 ppm (Al), 30 e 80 ppm (Sb) e de 30 a 90 ppm (Sn).

## 7. DISCUSSÕES

### 7.1 MODO DE OCORRÊNCIA DO AU E ELEMENTOS TRAÇO

A partir dos dados de elementos traço obtidos foi possível gerar gráficos de correlação entre o Au e alguns elementos. Apesar de o ouro ser visível somente na textura mais grossa, os resultados revelam que como elemento traço, ocorre em ampla distribuição por todas as texturas, e com maior concentração na pirita fina.

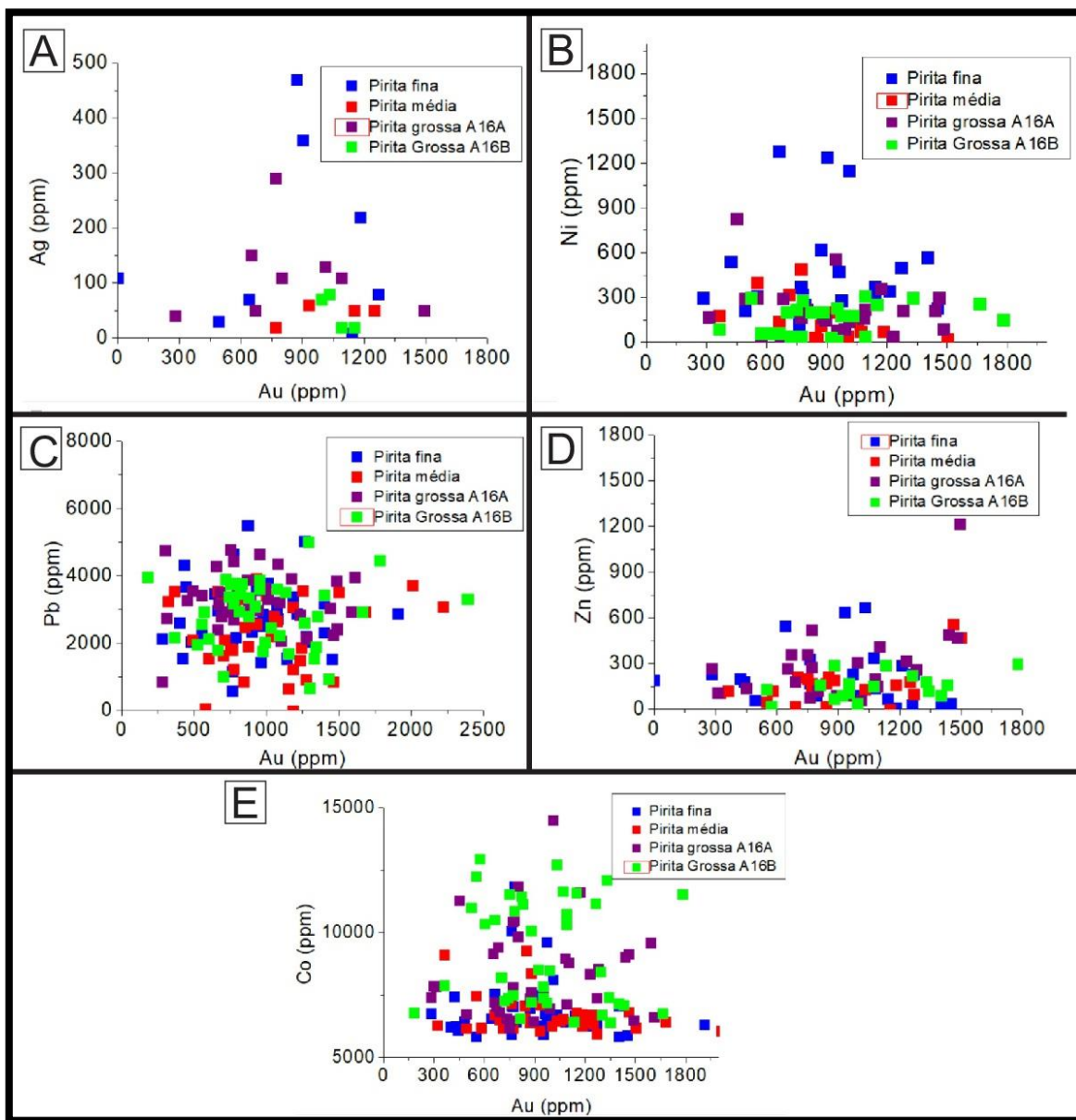


Figura 28: Gráficos de correlação entre ouro (Au) e demais elementos traço do depósito XI nas 3 texturas encontradas. (A) entre prata (B) níquel (C) chumbo (D), zinco (E) cobalto.

Foram geradas análises de correlação entre ouro (Au) entre prata (Ag), níquel (Ni), chumbo (Pb), zinco (Zn) e cobalto (Co). Como é possível observar na Figura 19, nota-se que os teores de Au não estão correlacionados a nenhum outro elemento. Os coeficientes de correção para cada um desses casos (Figura 20) exibe a inexistência de correção, com valores de  $r^2$  (coeficiente de Pearson) que variam de -0,09 a 0,2. Nota-se que na maioria dos casos, o coeficiente  $r^2$  esteve compreendida entre -0,1 e +0,1, considerada como ausência de correção.

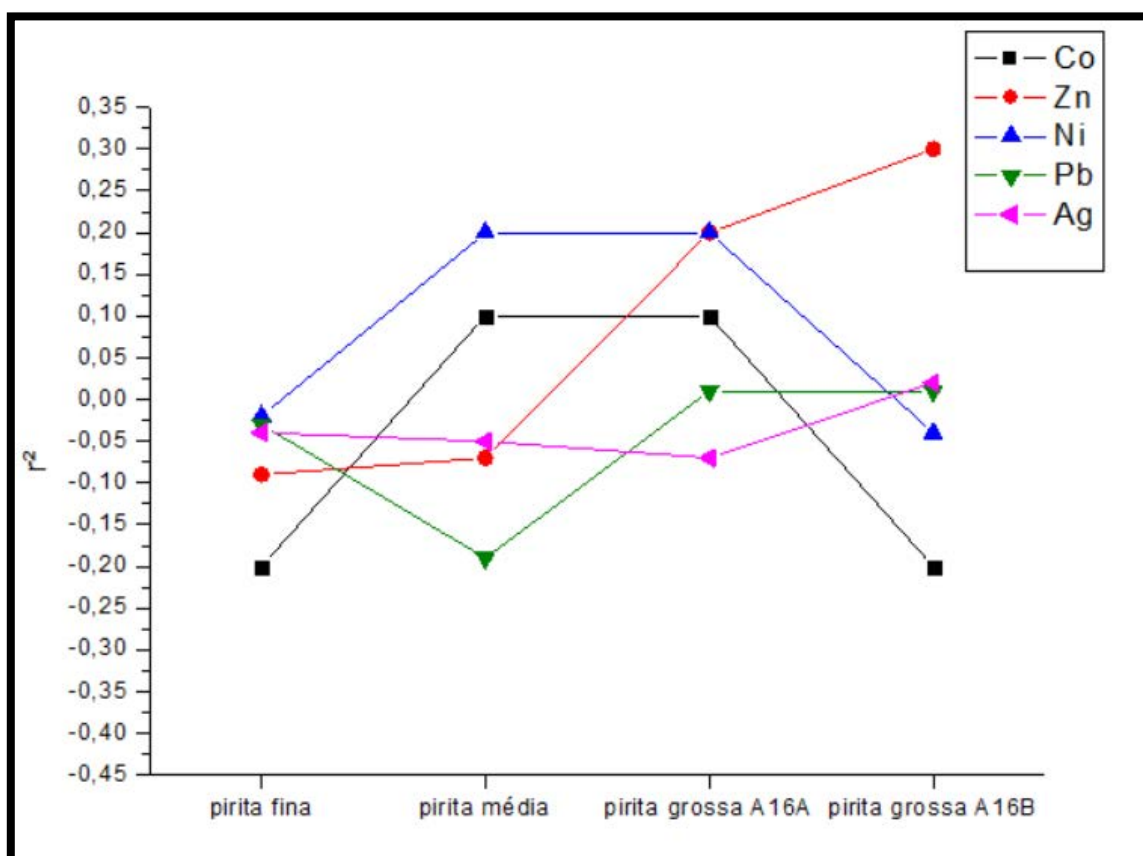


Figura 29: Coeficientes de Pearson ( $r^2$ ) para os elementos cobalto, zinco, níquel, chumbo e prata encontrados para as diferentes texturas de pirita do depósito X1.

Os histogramas construídos mostram elevados valores elementares para a grande maioria dos elementos em todas as texturas de pirita, assim como valores significativos de Ni. O fato de Co e Ni estarem incorporados na estrutura cristalina da pirita em elevadas concentrações podem indicar importante contribuição de magmas máficos ao evento magmático-hidrotermal félsico responsável pela gênese do depósito X1, ou então, a interação

fluido mineralizante com rochas máficas. Todo caso, o magmatismo máfico na província está melhor representado pela ocorrência de diques de vulcânicas máficas intrusivos na grande maioria dos depósitos disseminados da PAAF. Rodrigues (2011), por sua vez, descreve que tanto o biotita granodiorito quanto o quartzo-feldspato pórfiro, hospedeiros do depósito X1 são truncados por diques de vulcânicas máficas. Esses diques, inclusive, mostram evidências de terem sido afetados por intensa alteração hidrotermal pervasiva.

O zinco ocorre em maior concentração nas texturas finas e médias, e somente nessas fases foi possível observar ao MEV inclusões de esfalerita (Fig. 13A). O Cu de mesma forma, ocorre em maior concentração apenas nessas fases, resultado visto a elevada quantidade de inclusões de sulfetos de Cu (e.g. calcopirita, bornita, covelita) na pirita. Resultado similar é tido para o Pb, visto que inclusões de galena terem sido observadas em todas as texturas de pirita.

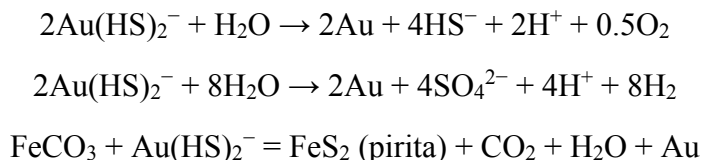
Os dados aqui obtidos revelam que o ouro está associado a todas as texturas, embora esteja mais concentrado na fase mais fina. O ouro quando ocorre em inclusões menores que 1000 Å é denominado de “ouro invisível” (*invisible gold*) e, portanto, não detectado ao MEV tampouco pela microscopia óptica convencional (COOK & CHRYSSOULIS, 1990), tal como ocorre nas amostras aqui analisadas. Somente na lâmina da textura mais grossa (lâmina A16A) foi possível observar o ouro incluso na pirita (Fig 16F).

Para tal situação o ouro pode então se apresentar como solução sólida na pirita ou como inclusões submicroscópicas que ocupam as vacâncias derivadas da deformação da estrutura cristalina da pirita por conta da substituição do ferro (SIMON, 1999). Palenik (2004), discute dois possíveis processos que permitem a precipitação do Au como “ouro invisível”: (1) O Au excede seu limite de solubilidade na pirita e, portanto, precipitado como nanopartículas de ouro nativo em seu retículo cristalino; e (2) ocorre exolução do ouro nativo a partir da arsenopirita metaestável causada por um evento posterior a história do depósito. Como arsenopirita corresponde a uma fase não relacionada ao depósito X1, além de que as concentrações do metal, em sua maioria, não excederem o limite de detecção, assume-se que o mais provável é que o ouro tenha se precipitado preferencialmente como nanopartículas, que acompanhou a fina granulação da pirita. A precipitação do ouro também depende de vários outros fatores que serão discutidos a seguir.

## 7.2 PRECIPITAÇÃO DO AU E IMPLICAÇÕES PROSPECTIVAS E GENÉTICAS

A precipitação de ouro por fluidos hidrotermais depende de vários fatores, tais como temperatura, pressão, pH e  $f_{O_2}$ .

Em sistemas magmático-hidrotermais, a exemplo do depósito X1, o ouro é transportado principalmente por complexos cloretados (e.g. como  $AuCl_2^-$ ) por fluidos salinos e temperaturas superiores a 400 °C (Gammons e Williams-Jones, 1997). O rebaixamento da temperatura corresponderia a um importante mecanismo que causaria a precipitação do metal visto a desestabilização do complexo cloretado. Em temperaturas mais baixas e pH ácido,  $Au(HS)_2^-$  é o complexo ligante dominante, e a solubilidade máxima ocorre próxima do ponto de equilíbrio  $H_2S-HS^-SO_4^{2-}$ . Com o declínio da fugacidade de oxigênio, o complexo de Au-S se decompõe, levando à precipitação de ouro (COOKE & SIMMONS, 2000; ROBB, 2005 *apud* ZHU & TAN, 2011):



A solubilidade do ouro mudará com a fugacidade de oxigênio e a fugacidade de hidrogênio para uma dada condição P-T e fugacidade de enxofre (CANDELA E PICCOLI, 2005 *apud* ZHU & TAN, 2011).

A deposição do ouro em depósitos hidrotermais pode então estar relacionada a interação fluido-rocha onde há complexos portadores de Au, ebulição (*boiling*) e mistura de fluidos. Segundo Rodrigues (2012) a mineralização aurífera no depósito X1 pode estar atrelada a estágios de degaseificação da câmara magmática com imiscibilidade de fluidos, possível interação com fluidos externos, que teria causado diminuição da temperatura e aumento da  $f_{O_2}$  (hematita estável), com consequente precipitação do ouro.

O surpreendente resultado de ampla distribuição do ouro de forma “invisível” (nanopartículas) pode trazer novas expectativas de prospecção para o depósito X1,

atualmente não explotado. O fato de maiores quantidades de ouro estarem atreladas à pirita de textura mais fina e não na parte maciça, contribui para novos estudos de quantificação da reserva total do depósito, pois através de técnicas metalúrgicas esse minério, até então “ignorado”, pode ser recuperado e, portanto, contribuir com das reservas do depósito.

## 8. CONCLUSÕES

O estudo de elementos traço em pirita do depósito disseminado do X1, juntamente com a petrografia e MEV possibilitou as seguintes conclusões:

(1) A pirita do depósito X1 pode ser individualizada em três texturas diferentes: fina, média e grossa.

(2) Apesar de inclusões de Au terem sido observada apenas na textura mais grossa, os maiores teores de ouro obtidos por microsonda eletrônica estiverem relacionados à variedade textural mais fina, na qual acredita-se que o ouro ocorra como inclusões nanopartículas (“ouro invisível”) na estrutura da pirita.

(3) Variações composicionais (de borda e núcleo), assim como zoneamento mineral não foram observados nos cristais de pirita.

(4) Os dados obtidos não permitiram a correção das concentrações de Au com a dos diversos metais analisados.

(5) O fato do Co e Ni apresentarem elevadas concentrações na pirita, pode estar atrelada tanto a interações do fluido mineralizante com rochas máficas, como indicar contribuições de pequenos volumes de magmas máficos durante o desenvolvimento do sistema magmático-hidrotermal do depósito X1. Todo caso, diques de vulcânicas máficas são comuns nos depósitos da PAAF, inclusive no depósito X1 e, corroboram, portanto, a essas suposições.

(6) Uma quantidade considerável de análises apresentou valores abaixo dos limites de detecção. Esse fato que pode ser justificado pela ausência do elemento, ou sua baixa concentração, abaixo, inclusive da capacidade de leitura pela microsonda eletrônica. Portanto, a não existência do elemento não significa sua inexistência como elementos traço. Portanto, análises por LA-ICP-MS podem fornecer resultados mais precisos e robustos.

(7) A falta de padrões internos para elementos como Bi, Te e Mo limitou, em parte, as análises, visto corresponderem a elementos frequentemente diagnosticadas ao MEV.

---

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSIS, R. R., XAVIER, R. P., & CREASER, R. A. Linking the Timing of Disseminated Granite-Hosted Gold-Rich Deposits to Paleoproterozoic Felsic Magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: Insights from Pyrite and Molybdenite Re-Os Geochronology. **Economic Geology**, v.112 n. 8,p. 1937-1957, 2017
- 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. 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. p. 305-340. 2014.
- 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.
- BETTENCOURT, J. S., Juliani, C., Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., Bastos Neto, C. C., Klein, E. L., Assis, R. R., Leite Jr., W. B., Moreto, C. P. N., Fernandes, C. M. D., Pereira, V. P. (2016). Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: Na overview of the presente level of understanding and exploration significance. **Journal of South American Earth Sciences**, 68, 22-49.
- COOK, Nigel J. et al. Advances and Opportunities in Ore Mineralogy. **Minerals**, v. 7, n. 12, p. 233, 2017.
- COOK, Nigel J.; CHRYSOULIS, Stephen L. Concentrations of invisible gold in the common sulfides. **The Canadian Mineralogist**, v. 28, n. 1, p. 1-16, 1990.
- CRAIG, J. R.; VOKES, F. M.; SOLBERG, T. N. Pyrite: physical and chemical textures. **Mineralium Deposita**, v. 34, n. 1, p. 82-101, 1998.
- DARDENE, M.A.; SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil**. Brasília, Ed. Universidade de Brasília. 392p, 2001.
- DEZULA, Samantha Evelyn Max et al. Granito Aragão—Suíte intrusiva Nhandú—um granito oxidado, tipo A2, de 1967 a 1964 Ma na Província Aurífera Alta Floresta—Cráton Amazônico. **Geologia USP. Série Científica**, v. 18, n. 1, p. 3-20, 2018.
- IANHEZ, A. C. 2008. Relatório de Sondagem Alvo X1. Mineração Monte Alegre, Projeto Guarantã. Relatório Interno, 39p
- JICA/MMAJ. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. **Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT**, Japan, March, 137p. 2000.
- MIGUEL JR., E. **Controle estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: província aurífera de Alta Floresta**,



- Mato Grosso**. 80f. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.
- MORETON, L.C.; MARTINS, E.G. **Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000**. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p. 2005.
- MOURA, M.A. **O maciço granítico Matupá e o depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia**. 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.
- PAES DE BARROS, A.J. **Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)**. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Tese de Doutorado, 154p, 2007.
- PALENIK, Christopher S. et al. “Invisible” gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit. **American Mineralogist**, v. 89, n. 10, p. 1359-1366, 2004.
- PIMENTEL, M.M. **Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta**. Brasília, UnB, Relatório Interno. 2001.
- PINHO, M.A.S.B.; CHEMALE-JR, F.; VAN SCHUMUS, 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, n1, p. 1-25, 2003.
- PORTAL BRASIL. (23 de 12 de 2017). Governo do Brasil. Fonte: Governo do Brasil: <http://www.brasil.gov.br/economia-e-emprego/2017/07/setor-de-mineracao-atinge-superavit-de-us-11-5-bilhoes>
- RAMOS, G.S. **Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)**. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 82p. 2011.
- REICH, Martin; LARGE, Ross; DEDITIUS, Artur P. New advances in trace element geochemistry of ore minerals and accessory phases. **Ore Geology Reviews**, n. 81, p. 1215-1217, 2017.
- RODRIGUES, R.M. **Caracterização geológica e metalogenética do depósito X1: Província Aurífera de Alta Floresta, região de Matupá (MT)**. Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2012.
- 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. **Revista Geologia USP - Série Científica**, São Paulo, n. 3, p. 113-127, 2003.
- 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.; 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.
- SIMON, Grigore et al. Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite. **American mineralogist**, v. 84, n. 7-8, p. 1071-1079, 1999.
- 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.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p.174-182. 1999.
- 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**. 129f. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.
- ZHU, Yongfeng; AN, Fang; TAN, Juanjuan. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: a review. **Geoscience Frontiers**, v. 2, n. 3, p. 367-374, 2011.