

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ELEMENTOS TRAÇO EM PIRITA, POR LA-ICP-MS, NO
DEPÓSITO AURÍFERO FILONAR DO PARAÍBA E
DISSEMINADO DO PÉ QUENTE, PROVÍNCIA DE ALTA
FLORESTA (MT)**

ANDREY MEYER

Dissertação de mestrado apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em Recursos
Minerais e Hidrogeologia para obtenção do
título de Mestre em Ciências

Área de concentração: Recursos Minerais e
Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Rafael Rodrigues de
Assis

SÃO PAULO

2023

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Meyer, Andrey

Elementos traço em pirita, por LA-ICP-MS, no depósito aurífero filonar do Paraíba e disseminado do Pé Quente, Província de Alta Floresta (MT) / Andrey Meyer; orientador Rafael Rodrigues de Assis. -- São Paulo, 2023.

197 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2023.

1. Hidrotermalismo. 2. Depósito de ouro. 3. Cráton Amazônico. 4. Química mineral. I. Rodrigues de Assis, Rafael, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ELEMENTOS TRAÇO EM PIRITA, POR LA-ICP-MS, NO
DEPÓSITO AURÍFERO FILONAR DO PARAÍBA E
DISSEMINADO DO PÉ QUENTE, PROVÍNCIA DE ALTA
FLORESTA (MT)**

ANDREY MEYER

Orientador: Prof. Dr. Rafael de Assis Rodrigues

Dissertação de Mestrado

Nº 903

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Rafael de Assis Rodrigues

Dr. Francisco Javier Rios

Dra. Carolina Penteado Natividade Moreto

SÃO PAULO
2023

*Dedicado aos meus pais e a
minha querida vó e segunda mãe, M. W. C. M.
(in memoriam), que estará sempre em meu coração.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por me conceder toda força, proteção, sabedoria, paciência e resiliência necessárias para me fazer seguir em frente.

Aos meus pais, Paulo Roberto Meyer e Jussara Aparecida Pereira Meyer, por todo amor, carinho e apoio, por acreditarem em mim até quando eu mesmo não acreditava, por serem meus pilares e meus portos seguros, por todas as lições, bons exemplos e puxões de orelha. Tudo que sou hoje devo a vocês.

Ao meu orientador de longa data, Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis, pela orientação, atenção, amizade e parceria durante a confecção deste trabalho, pelos ensinamentos e discussões que sempre agregaram e ajudaram a me tornar um profissional melhor, pelas conversas e risadas, tudo isso ao longo desses mais de seis anos somados de orientação (quanto tempo!).

Agradeço também à Prof^a. Dr^a Adriana Alves e, principalmente, ao especialista em laboratório José Vinicius Martins pela indispensável ajuda na coleta e tratamento de dados de LA-ICP-MS; ao especialista em laboratório Marcos Mansueto pela ajuda com os dados de Microsonda Eletrônica; ao Prof. Dr. Renato de Moraes; ao Prof. Dr. Paulo César Boggiani e à Jordana do LabPetro; aos funcionários da Secretaria de Pós-Graduação, Katherine e Alexandre; ao geólogo Guilherme Passaneli e às empresas P.A. Gold Mineração e Metalurgia Ltda. e Nexa Resources pelo apoio na etapa de campo.

À CAPES pelo apoio financeiro, e à USP pela infraestrutura e apoio nas etapas laboratoriais, e também pelo apoio logístico e financeiro na etapa de campo.

Aos amigos e membros do GEOLIT, Prof. Vinicius Hector Abud Louro, Danilo, Suelen, Ivan, Pink e Pelanza; à dona Núbia, Alexandre e Letícia, que me ajudaram a sobreviver em São Paulo e me acolheram em suas casas com toda amizade, carinho e hospitalidade; à Thalita que, além da ótima amizade, também me ajudou com questões sobre a vida em São Paulo, na USP e no IGc; entre muitas outras pessoas que colaboraram de alguma forma para que esse trabalho fosse concluído, meus mais sinceros agradecimentos!

RESUMO

Análises de elementos traço em sulfetos têm mostrado resultados promissores nos últimos anos, uma vez que os aprimoramentos nas técnicas micro-analíticas (e.g. LA-ICP-MS) têm permitido a quantificação de elementos de modo cada vez mais preciso (e.g. ppm e ppb), o que culmina em importantes implicações genéticas e prospectivas na área de recursos minerais. Na Província de Alta Floresta (PAF) existe uma ampla quantidade de ocorrências auríferas hidrotermais sulfetadas, o que permite o emprego do LA-ICP-MS na quantificação de elementos traço na pirita. Na Província, a pirita corresponde ao principal sulfeto que hospeda o ouro e, portanto, passível de ser estudado pela técnica. A PAF está localizada no extremo norte do Estado de Mato Grosso, no segmento centro-sul do Cráton Amazônico. Seu setor leste-sudeste, que enquadra a área de estudo, é constituído por unidades graníticas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas. O seu potencial aurífero é atestado por centenas de ocorrências hidrotermais primárias paleoproterozoicas e *placers* fluviais cenozoicos, ambos de médio a alto teores, mas de pequeno porte. As ocorrências primárias podem ser individualizadas em quatro grupos: (1) ocorrências auríferas disseminadas e em veios em granitos de diversas idades; (2) sistemas auríferos filonares encaixados em falhas e/ou zonas de cisalhamento que truncam granitos e rochas do embasamento; (3) minério venular a disseminado de Au ± Cu ± Mo, hospedado em granitoides, pórfiros e vulcânicas; e (4) veios polimetálicos de Au + Zn + Pb ± Cu em vulcânicas, pórfiros e vulcanossedimentares. No geral, esses depósitos representam sistemas magmático-hidrotermais similares a sistemas do tipo Au pórfiro e epitermais do tipo *low* e *intermediate sulfidation*. Neste contexto, esse trabalho objetivou a quantificação de elementos traço em pirita dos depósitos do Pé Quente e Paraíba, importantes representantes de mineralização disseminada e filonar, respectivamente enquadrados nos grupos (1) e (2). A petrografia das zonas mineralizadas possibilitou a identificação de quatro distintas texturas de pirita para cada um dos depósitos, sendo: Py1, Py2, Py3 e Py4 para o depósito Pé Quente; e Py I, Py II, Py III e Py IV para o depósito Paraíba. Mapas composicionais por Microsonda Eletrônica revelam homogeneidade entre borda e centro nos cristais de pirita de ambos os depósitos. O conjunto de dados micro-analíticos do garimpo do Pé Quente revelam valores elevados de Co nas variações Py1 (197,52 ppm) e Py4 (72,46 ppm), e valores baixos de Co e Ti para Py2 (6,44 e 20,02 ppm) e Py3 (14,78 e 63,74 ppm), sendo elas variações texturais relacionadas à presença de Au visível. No depósito do Paraíba, os dados mostram baixas concentrações de Co e Ni na Py IV (4,79 e 227 ppm) e Py III (17,86 e 131,5 ppm), sendo que essa última contém Au visível; e valores mais elevados de Co, Ni, Cu, Pb, Ca e Zn na Py I e Py II. As elevadas concentrações de Co e Ni em ambos os casos pode estar atrelada à sua lixiviação por fluidos hidrotermais de diques e/ou rochas máficas circundantes na área dos depósitos, ou então, que tenha ocorrido, durante a instalação do sistema hidrotermal, um aporte de magma máfico o qual teria interagido com magmas cálcio-alcálicos responsáveis pela gênese dos respectivos depósitos. A paragênese do minério em conjunto às relações paragenéticas da alteração hidrotermal ainda sugerem que a precipitação do Au visível estaria relacionada com a diminuição da temperatura e do pH, e com o aumento nas condições de fO_2 .

Palavras-chave: Elementos traço em pirita; LA-ICP-MS; depósitos auríferos filonares; depósitos auríferos disseminados.

ABSTRACT

Trace elements analyzes in sulfides have achieved promising results over the last years, since the improvement on micro-analytical techniques (e.g. LA-ICP-MS), have allowed the quantification of elements more accurately (e.g. ppm and ppb), and consequently to ore-forming processes and prospective techniques on mineral resources. At Alta Floresta Province (AFP), there are several hydrothermal sulfite-rich gold occurrences that allow the use of LA-ICP-MS on quantifying the trace elements in pyrite. At Province, pyrite corresponds to the major mineral-bearing gold and, therefore, capable of being studied by the technique, pioneer in the region. The AFP is located in the extreme north of the State of Mato Grosso, in the southern portion of the Amazon Craton tectonic context. Its east-southeast sector, which frames the study area, is composed of Paleoproterozoic granitic, volcanic and volcanic-sedimentary units. Its gold potential is attested by hundreds of primary Paleoproterozoic hydrothermal deposits and Cenozoic fluvial placers, both with medium to high grades, but small in size. The hydrothermal gold occurrences can be clustered into four major groups: (1) shallow-emplaced granite-hosted disseminated, stockwork and vein-gold ores; (2) structurally-controlled veins as phyllonar ore in faults and shear zones that crosscut the basement and granites; (3) venular to disseminated Au ± Cu ± Mo ore, hosted in granitoids, porphyries and volcanic rocks; and (4) Au + Zn + Pb ± Cu polymetallic veins in volcanics, porphyries and volcanosedimentary rocks. In general, these deposits represent magmatic-hydrothermal systems similar to Au porphyry systems and low to intermediate sulfidation epithermals. In this context, this works aimed to quantify trace elements in pyrite from the Pé Quente and Paraíba deposits, important representatives from disseminated and structurally-controlled mineralization, respectively classified in groups (1) and (2). The petrography of the mineralized zones allowed the identification of four distinct pyrite textures for each deposit, being: Py1, Py2, Py3 and Py4 for Pé Quente garimpo; and Py I, Py II, Py III and Py IV for the Paraíba deposit. Compositional maps by Electron Microprobe reveal homogeneity between rim and core in the pyrite crystals from both cases. The set of micro-analytical data from Pé Quente reveals high Co content for Py1 (197,52 ppm) and Py4 (72,46 ppm), and low Co and Ti values for Py2 (6,44 and 20,02 ppm) and Py3 (14,78 and 63,74 ppm), these last two being the textural variations related to the presence of visible Au. For the Paraíba deposit, the micro-analytical data show low concentrations of Co and Ni in Py IV (4,79 and 227 ppm) and Py III (17,86 and 131,5 ppm), with Py III containing visible Au; and higher values of Co, Ni, Cu, Pb, Ca and Zn in Py I and Py II. The high Co and Ni concentrations in the deposits can be related to their leaching from mafic volcanic rocks surrounding the deposits, by hydrothermal fluid, or even an input of mafic magmas to the calc-alkaline chamber responsible for the installation of the hydrothermal plumbing of both cases. Ore paragenesis together with the hydrothermal alteration paragenetic relationships suggest that visible Au precipitation would be related to a decrease in temperature and pH, and an increase in fO_2 conditions.

Keywords: Pyrite trace elements; LA-ICP-MS; phyllonar gold deposits; disseminated gold deposits.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	17
1.1. Problemática e Justificativa	19
1.2. Objetivos.....	22
2. GEOLOGIA REGIONAL	25
2.1. Geologia do Setor Leste da PAF.....	28
2.1.1. Magmatismo de arco de margem continental	34
2.1.2. Magmatismo pós-orogênico.....	39
2.1.3. Magmatismo de <i>rift</i> intracontinental	40
2.1.4. Bacias e coberturas sedimentares.....	43
2.2. Geologia Local.....	44
2.2.1. Sistemas auríferos disseminados e venulares hospedados em granitos	46
2.2.2. Sistemas auríferos filonares	55
3. MATERIAIS E MÉTODOS	67
3.1. Seleção dos Objetos de Estudo	67
3.2. Revisão Bibliográfica.....	67
3.3. Etapa de Campo.....	67
3.4. Seleção e Preparação das Amostras.....	69
3.5. Petrografia	71
3.6. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	71
3.7. Microsonda Eletrônica	72
3.8. LA-ICP-MS	72
4. RESULTADOS	77
4.1. Garimpo do Pé Quente.....	77
4.1.1. Etapa de campo	77
4.1.2. Petrografia convencional e MEV	80
4.1.3. Petrografia da pirita.....	83
4.2. Depósito do Paraíba	93
4.2.1. Etapa de campo	93
4.2.2. Petrografia e MEV.....	96
4.2.3. Petrografia da pirita.....	101
5. CONCLUSÕES	109
6. ARTIGO: “LA-ICP-MS trace elements analyses of pyrite from Paraíba vein-type and Pé Quente disseminated gold deposits, Alta Floresta Province (MT, Brazil)”	111
6.1. Introduction.....	111
6.2. Materials and Analytical Methods.....	113

6.2.1. Sampling and petrography	113
6.2.2. EPMA analysis	113
6.2.3. LA-ICP-MS trace elements analysis	114
6.3. Geological Settings	115
3.1. Geology of the investigated gold deposits.....	124
6.4. Results	132
6.4.1. Pyrite types and textures	132
6.4.2. Sulfide mineral chemistry.....	142
6.5. Discussion.....	153
6.5.1. Methods limitations.....	153
6.5.2. Element distribution and substitutions in pyrite	153
6.5.3. Fluid evolution through chemical variation of the sulfides and pyrite genesis	154
6.5.4. Gold precipitation	156
6.5.5. Implications for ore-forming processes	158
6.6. Conclusion	161
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	163
APÊNDICE I	177
APÊNDICE II	181

Lista de Figuras

Figura 1 - Localização da ocorrência Pé Quente (Terra Nova do Norte) e do depósito do Paraíba (Peixoto de Azevedo).	22
Figura 2 - Inserção da PAF segundo as compartimentações geotectônicas do Cráton Amazônico propostas por (A) Tassinari & Macambira (1999) e (B) Santos <i>et al.</i> (2000, 2006). O polígono em amarelo corresponde à província geotectônica Juruena-Teles Pires, de acordo com o mapeamento de Souza <i>et al.</i> (2005), e na qual a PAF está enquadrada.	27
Figura 3 - Mapa regional da PAF com seus domínios geológico-tectônicos e ocorrências auríferas. Modificado de Alves <i>et al.</i> (2019).	30
Figura 4 - Mapa geológico do setor leste da PAF com a localização do garimpo do Pé Quente (1) e do depósito do Paraíba (2), hospedados em rochas das unidades Suíte Intrusiva Pé Quente e Complexo Cuiú-Cuiú, respectivamente. Modificado de Alves <i>et al.</i> (2019).	36
Figura 5 - Legenda do mapa geológico com ênfase nas idades das unidades litoestratigráficas.	37
Figura 6 - Legenda do mapa geológico com ênfase nos domínios geológico-tectônicos.	38
Figura 7 - (A) Mapa geológico da ocorrência aurífera Pé Quente (Extraído de Assis, 2011); e (B) Mapa geológico do Pé Quente, com alguns de seus corpos mineralizados e a inserção dos testemunhos descritos e amostrados neste trabalho (Modificado de Stabile, 2012).	50
Figura 8 - Evolução paragenética da alteração hidrotermal da ocorrência Pé Quente. Informações compiladas de Assis (2011) e Caires (2017).	52
Figura 9 - Mapa geológico do depósito Paraíba com localização dos testemunhos amostrados e utilizados neste trabalho (Modificado de Moreira, 2019).	60
Figura 10 - Quadro paragenético com evolução temporal das alterações hidrotermais e assembleias minerais para o sistema hidrotermal do depósito Paraíba (Modificado de Poggi, 2019).	63
Figura 11 - Coluna representativa do testemunho de sondagem FD-01 da ocorrência aurífera Pé Quente.	78
Figura 12 - Coluna representativa do testemunho de sondagem FD-11 do garimpo do Pé Quente... ..	80
Figura 13 - Evolução paragenética sugerida para o garimpo do Pé Quente, com ênfase nas quatro variações texturais individualizadas da pirita.	83
Figura 14 - Fotomicrografias em luz refletida da Pirita 1: A) Cristais com textura xenomórfica, pouco moderadamente fraturados, com ausência de inclusões, porém, com elevado número de cavidades preenchidas por quartzo e feldspato; B) Cristais com textura “esquelética”, formados entre cristais de quartzo e/ou plagioclásio. Mostram-se, ainda, moderadamente fraturados, sem inclusões e com grande número de cavidades.	84
Figura 15 - Cristais representativos da Pirita 2, em luz refletida: A) Aglutinado de cristais subidiomórficos, com poucas fraturas, cavidades e inclusões. B) Cristais xenomórficos, com volume moderado de fraturas e cavidades, além de conter ouro na forma de inclusões e no contato entre cristais de pirita. É a variedade textural com maior concentração de ouro visível ao microscópio petrográfico.	86

Figura 16 - Fotomicrografias em luz refletida dos modos de ocorrência do ouro na Pirita 2: A) Inclusão de ouro (ca. 40 μm) e de calcopirita em pirita xenomórfica; B) Inclusão de ouro, liga de Bi±Ag e calcopirita, com cerca de 40 μm , próxima à borda de pirita subdiomórfica; C) Inclusões irregulares de ouro, entre 10 e 60 μm , em pirita xenomórfica pouco fraturada; D) Inclusão sub-arredondada de ouro (ca. 20 μm) próxima a cavidade parcialmente preenchida por liga de Bi±Ag e ouro, além de inclusões estiradas de liga de Bi±Ag (40 μm) **87**

Figura 17 - Fotomicrografias em luz refletida referentes aos modos de ocorrência do ouro na Pirita 2: A) Ouro (ca. 70 μm) em fraturas da Pirita 2; B) Ouro no limite entre cristais de pirita, além de inclusão de calcopirita na pirita; C) Ouro em fratura da pirita, próximo à inclusões de calcopirita; D) Fraturas preenchidas por ouro (>100 μm), cavidades parcialmente preenchidas por ouro (10 e ca. 80 μm), e inclusões sub-arredondadas a angulares de ouro (<50 μm) na pirita **88**

Figura 18 - A) e B) Fratura em Pirita 2, preenchida por ouro, galena, bismuto e liga Bi+Ag. Análises EDS qualitativas mostraram concentrações anômalas de Sr na galena presente na fratura. C) Fratura em Pirita 2, preenchida por galena e prata nativa. Fotomicrografias: (A) luz refletida; (B e C) imagens de elétrons retroespalhados (MEV)..... **89**

Figura 19 - Cristais representativos de Pirita 3, em luz refletida. A) Cristal subdiomórfico de aproximadamente 1200 μm , moderadamente fraturado, com grande número de cavidades, porém, com ausência de inclusões de outras fases minerais; B) Aglutinado de cristais subdiomórficos, moderada a intensamente fraturados, com grande quantidade de cavidades e de inclusões de calcopirita. **89**

Figura 20 - Maior quantidade de calcopirita, referente à Pirita 3. A) Calcopirita (opaco) relacionada à alteração sericítica e em paragênese com sericita ± muscovita ± quartzo. As lamelas de muscovita chegam a aproximadamente 200 μm . B) Calcopirita xenomórfica com contatos muito irregulares. É notável a grande quantidade de lamelas de muscovita em meio à calcopirita, indicativo de sua cogeneticidade. Fotomicrografias: (A) Luz transmitida com polarizadores cruzados; (B) luz refletida. **90**

Figura 21 - Fotomicrografias em luz refletida dos modos de ocorrência de ouro na Pirita 3: A-B) Ouro nas bordas de cristais de pirita não fraturados em contato com a ganga silicática, e por vezes espacialmente associados à calcopirita; C) Cavidade de aproximadamente 125 μm em pirita parcialmente preenchida por ouro e calcopirita; D) Ouro com ca. 150 μm em fratura em cristal de pirita; E) Fratura em pirita preenchida por ouro, próximo a cavidade parcialmente preenchida por calcopirita; F) Cavidades parcialmente preenchidas por calcopirita, galena e ouro, além de inclusões arredondadas de calcopirita em pirita parcialmente fraturada. **91**

Figura 22 - Fotomicrografias em luz refletida da Pirita 4: A) Cristais subdiomórficos fraturados e com pequeno volume de cavidades e inclusões; B) Cristal idiomórfico isolado, não fraturado e sem inclusões, com quantidade moderada de cavidades. A Pirita 4 corresponde a variedade textural que concentra, em média, os maiores cristais de pirita. **92**

Figura 23 - Relações paragenéticas das variedades texturais da pirita no garimpo Pé Quente: A) Cristais de pirita 1 (opaco) com textura “esquelética” formada no entorno do quartzo; B) Pirita 2 (opaco) em veio de quartzo afetado por alteração sericítica, em paragênese com sericita ± muscovita ± quartzo; C) Cristal de pirita 3 (opaco) formado sobre cristal de quartzo, associado à intensa alteração

sericitica pervasiva; D) Cristais idiomórficos de pirita 4 (opaco) com “franjas” de carbonato, em paragênese com alteração sericitica e carbonática pervasivas. Fotomicrografias: (A-D): luz transmitida com polarizadores cruzados. 92

Figura 24 - Coluna representativa do furo de sondagem PXA-PAB-DH041 do depósito Paraíba 95

Figura 25 - Coluna representativa do furo de sondagem PXA-PAB-DH069 do depósito Paraíba 98

Figura 26 - Evolução paragenética simplificada do depósito Paraíba, com ênfase nas quatro variações texturais individualizadas da pirita. 101

Figura 27 - Fotomicrografias em luz refletida da Pirita I: A e B) Cristais com textura xenomórfica a subdiomórfica, moderadamente fraturados, com poucas cavidades e ausência de inclusões; C) Cristal de pirita com poucas cavidades parcialmente preenchidas, além de inclusões arredondadas de calcopirita. Cristal de magnetita muito fraturado, de ca. 1500 µm, próximo ao cristal de pirita; D) Cristal xenomórfico de pirita, moderadamente fraturado, com cavidades parcialmente preenchidas por calcopirita e inclusões arredondadas de calcopirita e galena, em contato com magnetita; E) Cristal xenomórfico de pirita com inclusões de magnetita, calcopirita e calcopirita + galena; F) Fraturas preenchidas por bismutinita em pirita subdiomórfica, com ausência de cavidades e inclusões. 104

Figura 28 - Fotomicrografias da Pirita II: A e B) Cristais representativos de pirita II, xenomórficos a subdiomórficos, com poucas a moderadas fraturas e cavidades, e raras inclusões; C) Cristal de pirita com grande quantidade de cavidades, parcialmente preenchidas por calcopirita e calcopirita + galena, além de grande número de inclusões de calcopirita e galena; D) Relação paragenética da Pirita II com quartzo + sericita + muscovita. Além do quartzo em contato com a pirita, existem pequenos cristais de quartzo recristalizado contidos na “massa” de alteração sericitica. Fotomicrografias: (A-C) luz refletida; (D) luz transmitida. 105

Figura 29 - Fotomicrografias em luz refletida da Pirita III: A e B) Aglomerados de cristais representativos de pirita III, xenomórficos e com contatos irregulares, com quantidade moderada de fraturas; C) Aglomerado de cristais xenomórficos a subdiomórficos de pirita com inclusão angular de ouro (ca. 30 µm) e fratura preenchida por calcopirita; D) Inclusões angulares de calcopirita e ouro em cristal subdiomórfico de pirita pouco fraturado. 107

Figura 30 - Fotomicrografias em luz refletida da Pirita IV: A) Pirita maciça moderadamente fraturada no centro de veio de quartzo e margeada por cristais xenomórficos finos de pirita mais próximos a borda do veio; B) Calcopirita intersticial e Pirita IV sub-idiomórfica a xenomórfica em paragênese; C) Pirita fraturada e com inclusões de calcopirita, imersa em calcopirita maciça xenomórfica. 108

Figure 31 - Geological map of the Alta Floresta Province (AFP) with the location of Pé Quente and Paraíba gold occurrences. Modified from Alves *et al.* (2019). 117

Figure 32 - A) Geological map of Pé Quente occurrence (From Assis, 2011). B) Detailed geological map of Pé Quente, showing several orebodies and cores sampled during this work (modified from Stabile, 2012). 127

Figure 33 - Geological map of Paraíba deposit, showing the localization of sampled cores used for this work (Modified from Moreira, 2019). 131

Figure 34 - A) Pyrite 1 representative crystals, growing between quartz and/or plagioclase crystals (graphic / skeleton texture). They are moderately fractured, without inclusions and with a large number

of cavities; B) Pyrite 2 representative crystals, as an agglutinated of subidiomorphic crystals, with few fractures, cavities and inclusions. It is the textural variety with the highest amount of Au visible; C) Pyrite 3 representative crystal, subidiomorphic, with approximately 1200 μm , moderately fractured, with a large number of cavities, but without inclusions; D) Pyrite 4 representative crystals, subidiomorphic, very fractured, but with few cavities and inclusions; E) Irregular inclusions of Au, between 10 and 60 μm , in a slightly fractured xenomorphic pyrite 2 crystal; F) Au filling up fractures ($> 100 \mu\text{m}$), partially filling up cavities (10 to ca. 80 μm) and also as sub-rounded to angular inclusions ($<50 \mu\text{m}$) in pyrite 2 crystal; G) Au accumulated on the edges of non-fractured pyrite 3 crystals, sometimes next to chalcopyrite, in contact with gangue minerals, or even dispersed in it; H) Cavities partially filled up by chalcopyrite, galena and gold, as well as rounded inclusions of chalcopyrite in moderately fractured pyrite 3 crystal. Photomicrographs in reflected light..... **134**

Figure 35 - Simplified paragenetic evolution of the Pé Quente garimpo, with emphasis on the four pyrite textural variations. **137**

Figure 36 - A) Pyrite I representative crystal, xenomorphic, moderately fractured, with cavities partially filled up by chalcopyrite and rounded inclusions of chalcopyrite and galena, also in contact with magnetite crystal; B) Pyrite II representative crystals, xenomorphic to subidiomorphic, with few to moderate fractures and cavities, and rare inclusions; C) Clusters of Pyrite III representative crystals, xenomorphic, with irregular contacts, moderate number of cavities and fractures; D) Pyrite IV representative crystals, encompassed by the chalcopyrite "mass" commonly observed in this textural variation. E) Cluster of xenomorphic to subidiomorphic crystals of pyrite III, with a gold angular inclusion (ca. 30 μm) and fracture filled up by chalcopyrite; F) Angular inclusions of chalcopyrite and gold in a subidiomorphic, low-fractured pyrite III crystal. Photomicrographs in reflected light **139**

Figure 37 - Simplified paragenetic evolution of the Paraíba deposit, with emphasis on the four pyrite textural variations. **142**

Figure 38 - EPMA images of trace element distribution, showing chemical differences between Py III, Py IV, Py 2 and Py 3. **143**

Figure 39 - EPMA and LA-ICP-MS elements boxplots for the pyrite textural variations (Py I, Py II, Py III, Py IV, Py 1, Py 2, Py 3, Py 4) of Paraíba and Pé Quente deposits **145**

Figure 40 - Binary plots to (a) Na_{23} vs. Ti_{47} ; (b) Na_{23} vs. Ti_{49} ; (c) Na_{23} vs. Co_{59} ; (d) Na_{23} vs. Zn_{64} ; (e) Fe_{57} vs. Co_{59} ; (f) Fe_{57} vs. Zn_{64} for different pyrite types. The element concentrations are as listed in Appendix 2..... **150**

Figure 41 - Binary plots to (a) Ti_{47} vs. Co_{59} ; (b) Ti_{49} vs. Zn_{64} ; (c) Ti_{49} vs. Co_{59} ; (d) Ti_{49} vs. Fe_{57} ; (e) Ti_{49} vs. Zn_{64} ; (f) Co_{59} vs. Zn_{64} for different pyrite types. The element concentrations are as listed in Appendix 2..... **151**

Figure 42 - Schematic evolution of the mineralizing fluid, trace elements variations and pyrite textural variations precipitation order. **157**

Figure 43 - $\text{Log}f_{\text{O}_2}$ vs pH diagram showing qualitative stability relationships in the Fe–Cu–O–S system and the suggested precipitation path of pyrite from Pé Quente (PQ) and Paraíba (Pr) occurrences. Diagram from Seward (1982) and Wang *et al.* (2021). **160**

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Geocronologia e litologia das principais unidades geológicas do segmento leste da Província de Alta Floresta.	31
Tabela 2 - Principais atributos geológicos dos alvos de estudo.....	68
Tabela 3 – Identificação das lâminas delgado-polidas confeccionadas a partir de amostras coletadas em campo, assim como os métodos pelos quais foram analisadas.....	70
Tabela 4 – Condições de operação da Microsonda Eletrônica nas análises em pirita.	73
Tabela 5 – Quantidade e região das análises em LA-ICP-MS nas lâminas delgado-polidas.....	75
Tabela 6 - Principais características texturais individualizadas para a pirita do garimpo Pé Quente. .	85
Tabela 7 - Principais características das variedades texturais individualizadas para a pirita do depósito Paraíba.	103
Table 8 - Geochronology and lithology of the main geological units of the eastern segment of Alta Floresta Province.	121
Table 9 - Main characteristics of pyrite textures for Pé Quente garimpo.....	136
Table 10 - Main characteristics of pyrite textures for Paraíba deposit.....	141
Table 11 - Summarized EPMA data from microanalyses of pyrite textural variations from Paraíba and Pé Quente deposits. Values in ppm.....	146
Table 12 - Pearson correlation coefficients of LA-ICP-MS analyzed elements. Green, yellow, orange and red colored numbers represent weak, moderate, strong and very strong correlations, respectively.	152

1. INTRODUÇÃO

A Província de Alta Floresta, também designada de Província Mineral de Alta Floresta (PMAF; Souza *et al.*, 2005), e de Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF; Paes de Barros, 2007; Assis *et al.*, 2014; 2017), insere-se no contexto tectônico da Província Juruena – Teles Pires (Silva & Abram, 2008; Alves *et al.*, 2019) e, portanto, na porção sul do Cráton Amazônico, extremo norte do Estado de Mato Grosso. Corresponde a um segmento crustal de aproximadamente 500 km de extensão na direção NW-SE (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008), limitado ao sul pelo Gráben dos Caiabis, e a norte, pelo Gráben do Cachimbo, responsável por separá-la da Província Mineral do Tapajós, no Pará. A Província é essencialmente constituída por unidades graníticas, vulcânicas e vulcanossedimentares geradas em ambiente de arcos continentais paleoproterozoicos (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis, 2015).

As primeiras ocorrências de ouro na região, entre os municípios de Peixoto de Azevedo e Matupá, remontam a 1978, em decorrência da construção da Rodovia Cuiabá – Santarém (BR-163). Essas ocorrências atraíram à atenção de grande número de garimpeiros, o que acarretou na descoberta de inúmeras ocorrências auríferas aluvionares (*placers* cenozoicos) (Moura, 1998). Com a suposta exaustão dessas reservas secundárias, iniciou-se a busca e exploração das fontes primárias, em sistemas filoneanos e/ou disseminadas no embasamento, em granitoides e vulcânicas. Embora iniciado sobre aluviões auríferos, o primeiro depósito primário da região, endereçado no município de Garantã do Norte, iniciou suas atividades em 1983, por meio de lavra garimpeira (Moura, 1998). Desde então, a garimpagem tem ganhado força na região, e focado suas atividades tanto no minério primário quanto nos *placers*.

O auge da atividade garimpeira na província ocorreu entre o período de 1980 e 1999, ocasião em que a PAF tornou-se uma das principais regiões auríferas do país, com uma produção acumulada de aproximadamente 160 toneladas de Au (Paes de Barros, 2007). Esses números correspondem apenas à produção de ouro

de origem primária, a qual atualmente totaliza mais de uma centena de ocorrências de pequeno porte (< 5 t Au), porém, de médio a alto teores (0,2 até 29 g/t Au; Rodrigues, 2012; Rodriguez & Soares, 2014; Jamasmie, 2018), concentrados ao longo do cinturão Peru-Trairão, de direção NW-SE (Paes de Barros, 2007; Miguel-Jr, 2011; Assis *et al.*, 2014; Santos & Yamamoto, 2019). Embora o ápice de produção de ouro na província tenha findado, o garimpo corresponde a uma das principais atividades econômicas da região de Peixoto de Azevedo, de modo que em 2008, foi fundada a Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto (COOGAVEPE), que por meio de seus cooperados, tem promovido à atividade garimpeira através de projetos socioambientais e sustentáveis. Em 2016, a cooperativa relatou uma produção de 5,4 t de ouro para a região, o que permitiu destacá-la como a sexta maior produtora do metal no país. Desde então, uma nova etapa na exploração e exploração tem ocorrido na província, em especial em seu setor leste, na região que abrange os municípios de Nova Santa Helena, Nova Guarita, Peixoto de Azevedo, Matupá, Garantã do Norte e Novo Mundo.

Nos últimos anos algumas empresas de mineração, tanto *Juniors* (e.g. VM, Iamgold, P.A.Gold Mineração, BEMISA - Brasil Exploração Mineral S.A, Aura Minerals) quanto *Majors Companies* (e.g. Vale, AngloGold Ashanti, Anglo American, Nexa) ,têm investido em projetos de exploração mineral na província, muitas vezes a partir da reavaliação de áreas de antigo potencial. Resultados positivos podem ser exemplificados pela BioGold, que abriu mina a céu aberto para exploração de Au laterítico (em perfil oxidado), além da empresa Anglo American, que, em 2017, divulgou parcialmente a descoberta de uma importante ocorrência de Cu + Mo ± Zn ± Au do tipo pórfiro. Esses resultados têm se concentrado na região da agrovila de União do Norte, no município de Peixoto de Azevedo (Abreu, 2017). Ademais, a empresa P.A. Gold Mineração tem investido nos últimos anos nas operações de retomada de lavra subterrânea do depósito do Paraíba, situação em estágio avançado no momento. Deste modo, essa nova etapa de exploração, guiada pela atual tendência para pórfiros e epitermais (Juliani *et al.*, 2021; Trevisan *et al.*, 2021),tem demonstrado o grande potencial mineral e, principalmente, aurífero que a província exhibe.

Neste cenário, tem sido possível identificar, com base na paragênese e estilo das mineralizações primárias, quatro grupos principais de sistemas auríferos na província (Xavier *et al.*, 2009; Assis *et al.*, 2014; Juliani *et al.*, 2021): (1) ouro disseminado e confinado a veios em granitoides (e.g. depósitos Luizão/Novo Mundo, Pé Quente, X1 e Serrinha de Matupá) com pirita e concentrações subordinadas de calcopirita; (2) ouro em veios alojados em falhas e zona de cisalhamento (e.g. Edu, Paraíba, Peteca, Serrinha de Garantã e Aguinaldo), com pirita, calcopirita variável, além de hematita restrita; (3) ouro venular e disseminado em granitos, pórfiros e vulcânicas (e.g. Ana e Jaca), com pirita, além de calcopirita e molibdenita subordinadas; e (4) veios auríferos polimetálicos com pirita, galena, esfalerita e menores proporções de calcopirita e digenita (e.g. Francisco, Bigode e Luís), em pórfiros, vulcânicas e vulcanossedimentares. No conjunto, os depósitos pertencentes aos grupos (1), (2) e (3) estão eminentemente hospedados em sistemas graníticos cálcio-alcálicos oxidados (granitoides tipo I), enquanto aqueles englobados no grupo (4) ocorrem alojados em subvulcânicas, vulcanossedimentares e granitos alcalinos epizonais muito evoluídos (granitoides tipo A₂). Em adição, os depósitos contidos nos grupos (1) e (2) têm sido interpretados como equivalentes aos sistemas do tipo ouro pórfiro (Moura *et al.*, 2006; Silva & Abram, 2008; Assis, 2011; Assis *et al.*, 2014; Assis, 2015; Assis *et al.*, 2017; Juliani *et al.*, 2021), enquanto aqueles pertencentes aos grupos (3) e (4) seriam similares a sistemas epitermais do tipo *low* e *intermediate sulfidation* (Assis, 2011; Trevisan, 2015; Juliani *et al.*, 2021; Trevisan *et al.*, 2021).

Neste escopo, esse trabalho visa obter as concentrações de elementos traço em pirita, principal mineral hospedeiro do Au na PAF, em duas ocorrências minerais pertencentes a grupos distintos (grupos 1 e 2), com o objetivo de comparar as variações elementares e estabelecer relações com as concentrações de Au, de modo à melhor compreender a evolução do processo hidrotermal atuante nos respectivos sistemas hidrotermais.

1.1. Problemática e Justificativa

Apesar dos principais atributos geológicos (e.g. rochas hospedeiras, alteração hidrotermal, paragênese do minério, regime de fluidos, idade das hospedeiras e do

minério, afinidades geoquímicas das hospedeiras) e dos possíveis modelos genéticos dos depósitos e ocorrências pertencentes aos grupos (1) e (2) estarem relativamente bem equacionados em comparação aos dos grupos (3) e (4), estudos de elementos traço em cristais de pirita provenientes de zonas de minério não foram desenvolvidos na província até o momento. Os únicos estudos nessa temática foram realizados por Meyer (2017) e Silva (2018), entretanto, em Microsonda Eletrônica (ME). Esses trabalhos determinaram as concentrações de alguns elementos traço em pirita e calcopirita da zona mineralizada das ocorrências filonares do Paraíba e Edu (Meyer, 2017) e da pirita proveniente da ocorrência disseminadas do X1 (Silva, 2018). Entretanto, análises de elementos traço em sulfetos por Microsonda Eletrônica, para a maioria dos elementos de interesse (e.g. Ag, Al, Au, Bi, Co, Cu, Ni, Pb, Ti, Zn, ETR, etc.) não são apropriadas, visto que suas concentrações geralmente estarem abaixo do limite de detecção do equipamento. Esse trabalho, portanto, buscou dar continuidade a esses estudos, porém, se utilizando do LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), visto atualmente corresponder ao método mais indicado para essa finalidade, por combinar baixos limites de detecção com alta precisão e acurácia.

Os avanços nas técnicas micro-analíticas, com recursos na determinação de concentrações de elementos na ordem de algumas dezenas de ppm ou ppb em minerais e inclusões fluidas, têm permitido o uso da assinatura de elementos traço em minerais de minério, ganga e inclusões fluidas no estudo da gênese de depósitos minerais, com implicações prospectivas positivas, especialmente em províncias minerais de comprovado potencial mineral. A assinatura de elementos traço em sulfetos, apesar de corresponder a estudos relativamente recentes, até mesmo em âmbito mundial, tem o potencial de individualizar corpos de minérios em um único depósito, como também revelar diferenças marcantes entre depósitos pertencentes a uma mesma província, além de permitir a discriminação entre áreas estéreis e mineralizadas, a partir das concentrações de um determinado metal e/ou de razões elementares. A utilização de LA-ICP-MS na análise de sulfetos e minerais de ganga tem demonstrado resultados promissores na discriminação de áreas mineralizadas e estéreis na escala de depósitos minerais (Yang *et al.*, 2006; Large *et al.*, 2007; Xavier *et al.*, 2009), assim como na compreensão de processos de precipitação do minério e das condições físico-químicas do fluido mineralizante, pois também

permitem a associação entre eventuais zonas de crescimento da pirita com posteriores eventos de precipitação de ouro (Large *et al.*, 2007; Large *et al.*, 2009; Cook *et al.*, 2009; Zhao *et al.*, 2011; Zhang *et al.*, 2013).

Análises de elementos traço em sulfetos, via LA-ICP-MS, vêm sendo realizadas em diferentes tipos de depósitos ao redor do mundo, mas sempre acompanhadas de detalhada análise textural prévia. Estudos em depósitos do tipo ouro orogênico (Zhao *et al.*, 2011; Augustin *et al.*, 2019; Stromberg *et al.*, 2019), *lode* (Deol *et al.*, 2012; Li *et al.*, 2019), skarns (Liu *et al.*, 2018), VHMS (Genna & Gaboury, 2015; Basori *et al.*, 2018; Dehnavi *et al.*, 2018), carlin aurífero (Large *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2014), epitermal (Winderbaum *et al.*, 2012; Kouhestani *et al.*, 2017), SEDEX (Mukherjee & Large, 2017) e *placer* (Koglin *et al.*, 2010), são exemplos bem sucedidos de aplicação da técnica em sistemas minerais. Entretanto, poucos trabalhos têm sido desenvolvidos em sistemas tipo pórfiro, em especial, os auríferos. Reich *et al.* (2013) realizaram estudos de elementos traço, por microsonda eletrônica, no pórfiro cuprífero de Dexing (China), enquanto Cioacă *et al.* (2014) utilizou o método nos depósitos Roșia Poieni, Bucium–Tarnița, Colnic, Rovina, Valea Morii e Bolcana (Romênia). Ademais, cristais de pirita provenientes dos pórfiros cupríferos argentinos de Altar (Maydagán *et al.*, 2013; Zwahlen *et al.*, 2014) e Agua Rica (Franchini *et al.*, 2015), também foram analisados, porém, por LA-ICP-MS.

Na PAF, a pirita corresponde ao principal mineral que hospeda o Au (Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016; Juliani *et al.*, 2021) e, portanto, intimamente atrelada às zonas mineralizadas de suas ocorrências e depósitos auríferos. Assim sendo, a quantificação de elementos traço nas zonas de crescimento da pirita pode auxiliar na compreensão tanto do enriquecimento em Au durante os estágios de precipitação de sulfetos, quanto de mudanças químicas durante o processo de interação fluido-rocha e, portanto, no entendimento da evolução do fluido mineralizante. Ademais, estudos nessa temática são pertinentes por permitirem a percepção de processos genéticos relacionados a depósitos minerais similares aos do tipo Au-pórfiro, porém, de idade paleoproterozoica, fato que contrasta a maioria dos depósitos desta categoria, por datarem do Cenozoico. Sendo assim, dois importantes depósitos auríferos, com distintos estilos de minério, foram selecionados

como estudos de caso (Fig. 1): o depósito disseminado do Pé Quente (grupo 1) e; o filonar do Paraíba (grupo 2). No conjunto, esses depósitos contam com um modelo descritivo bastante avançado (Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Stabile, 2012; Assis, 2015; Trevisan, 2015; Moreira, 2019; Poggi, 2019).

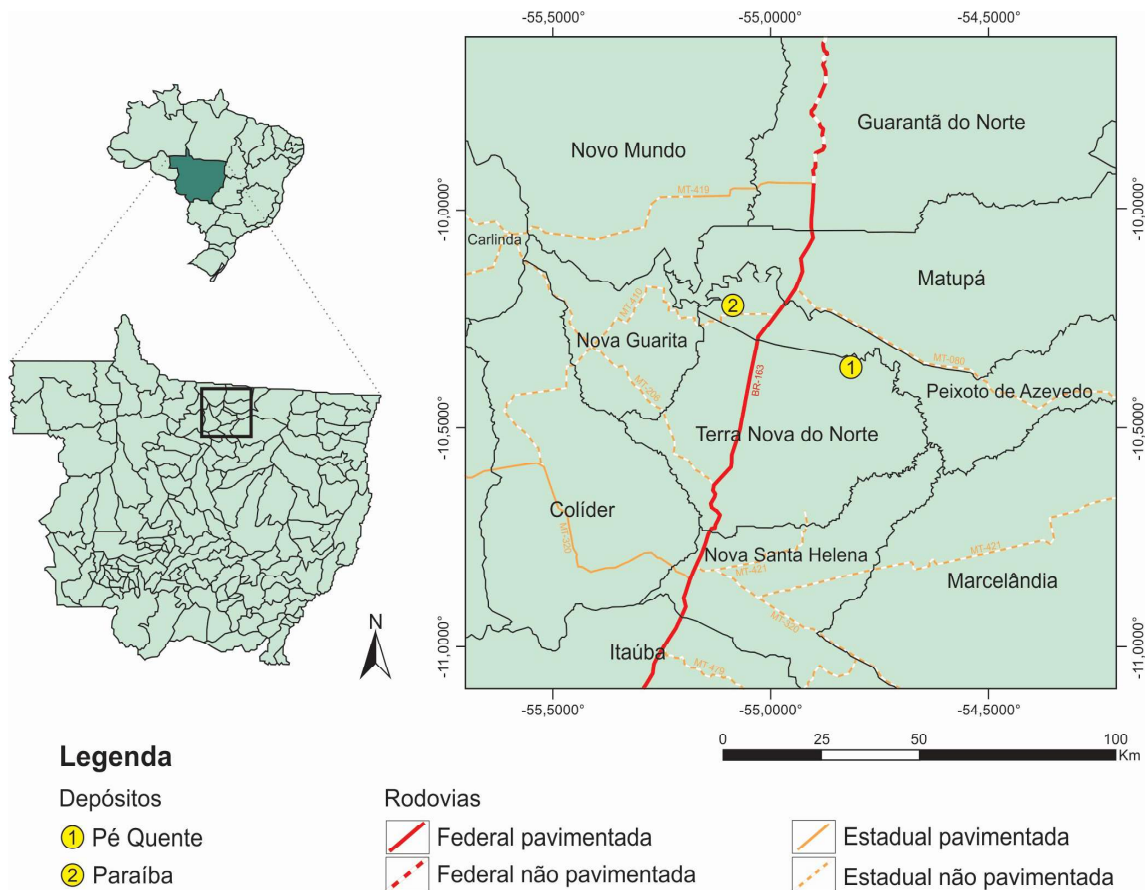


Figura 1 - Localização da ocorrência Pé Quente (Terra Nova do Norte) e do depósito do Paraíba (Peixoto de Azevedo), aqui selecionados como estudos de caso.

1.2. Objetivos

Esse trabalho terá por objetivo principal a quantificação de elementos traço (e.g. Ni, Co, Au, Ag, Al, Ti, Mg, Mn, Fe, Sn, W, ETR, etc.) em cristais de pirita provenientes das zonas mineralizadas do Pé Quente (disseminado; grupo 1) e Paraíba (filonar; grupo 2). Os resultados permitirão comparar as variações elementares na pirita para um mesmo depósito, assim como para aqueles de estilos distintos. Ademais, proporcionarão:

(1) complementar os modos de ocorrência do Au (visível e/ou invisível) na pirita;

(2) definir eventuais variações texturais e de zoneamento da pirita, os quais podem estar atrelados a diferentes estágios de precipitação de sulfetos;

(3) estabelecer relações entre a concentração de Au e as texturas e zoneamentos na pirita na evolução paragenética do minério; e

(4) compreender a mobilidade química dos elementos traços e dos metais no decorrer da evolução do processo hidrotermal vigente nos depósitos selecionados, com possíveis desdobramentos regionais.

No conjunto, esses pontos fornecerão subsídios não apenas para o entendimento dos processos de precipitação de minério em cada depósito (e suas respectivas tipologias), mas também, para a província. Em adição, esses estudos têm consideráveis implicações prospectivas para empresas que pretenderem avançar com estudos de exploração na região e, posteriormente, em seu beneficiamento, visto permitir a compreensão do comportamento do Au no decorrer de sua evolução paragenética.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A Província de Alta Floresta, a qual também tem sido referenciada como Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005), ou Província Aurífera de Alta Floresta (Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; 2015; Trevisan, 2015), e no contexto tectônico, como Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram, 2008), ou Província Mineral Juruena-Teles Pires (Alves *et al.*, 2019), está inserida no extremo norte do Estado de Mato Grosso, na porção sul do Cráton Amazônico (Almeida, 1978; Almeida *et al.*, 1981). O cráton tem sido considerado uma das maiores entidades cratônicas do planeta, por se estender por toda a porção norte da América do Sul, em uma área de aproximadamente 4,4 milhões de Km². Ademais, ocupa cerca de metade do território brasileiro (Hasui, 2012). Está limitado pelas faixas móveis neoproterozoicas de Tucavaca na Bolívia, Araguaia-Cuiabá no Brasil Central, e a oeste pelo Sistema Orogênico do Tocantins (Cordani *et al.*, 1988; Tassinari & Macambira, 1999).

A evolução tectônica mais aceita para o Cráton respalda-se em sua estruturação a partir de sucessivos arcos magmáticos paleo- e mesoproterozoicos com subordinados processos de retrabalhamento crustal. Esses arcos teriam gradativamente sido amalgamados ao seu núcleo arqueano (Cordani *et al.*, 1979; Tassinari, 1981; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2006; Cordani & Teixeira, 2007).

Sendo assim, desde 1970, diversos modelos têm sido propostos em relação à sua compartimentação e evolução. Suszczyński (1970) reconheceu, a partir de restrita base geológica e estrutural, a existência de faixas de direção NW-SE, de distintas constituição e evolução. Posteriormente, Amaral (1974), reconheceu que o cráton corresponderia a uma vasta área de rochas arqueanas e paleoproterozoicas, cujas idades K-Ar e Rb-Sr indicariam três eventos de reativação de plataforma, iniciado após o Ciclo Transamazônico e encerrado no Neoproterozoico. Cordani *et al.* (1979) separaram o cráton em quatro principais províncias geocronológicas: (1) Amazônia Central, de idade arqueana (2,5 Ga), e margeada por faixas móveis de direção NW-SE; (2) Maroni-Itacaiúnas (2,1 a 1,8 Ga) a nordeste; e (3) Rio Negro-Juruena (2,1 a 1,45 Ga) a sudeste; além do (4) cinturão mesoproterozoico Rondoniano (1,4 a 1,2 Ga), no extremo sudoeste do cráton.

Atualmente, os modelos mais recentes, respaldados em dados isotópicos mais robustos, estão ilustrados na Figura 2. O primeiro, proposto por Tassinari & Macambira (1999), evoluído da proposta de Cordani *et al.* (1979), subdivide o cráton em seis províncias geocronológicas de direção geral NW-SE: Amazônia Central (> 2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (1,5-1,3 Ga); e Sunsás (1,25-1,0 Ga) (Fig. 2A). Entretanto, Santos *et al.* (2000; 2006), individualizam o cráton em sete províncias tectônicas-estruturais de direções NW-SE e NE-SW: Carajás-Imataca (3,0-2,5 Ga); Amazônia Central (Arqueano), Transamazonas (2,26-2,01 Ga); Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga); Rio Negro (1,82-1,62 Ga); Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga); e Sunsás (1,45-1,10 Ga) (Fig. 2B).

Independentemente do modelo adotado, acredita-se que o proto-cráton Amazônico, de idade arqueana, tenha se originado a partir de microcontinentes amalgamados por diversas orogêneses paleoproterozoicas, entre 2,2 e 1,95 Ga, enquanto que, a partir de 2,0 Ga, teriam ocorrido a formação e acreção de sucessivos arcos magmáticos continentais à sudoeste do proto-cráton, de forma que cada um dos arcos seria correspondente a uma das atuais províncias (Tassinari & Macambira, 1999; Geraldès *et al.*, 2001; Scandolara, 2006; Scandolara *et al.*, 2013). Em adicional, dados isotópicos suportam a teoria tectônica de acreções crustais intra-oceânicas do tipo *soft collision* contínuas do Arqueano ao Mesoproterozoico, em conjunto a processos juvenis responsáveis pelo retrabalhamento de material crustal formado nas fases acrecionárias anteriores (Cordani *et al.*, 1979; Tassinari, 1981; Cordani & Brito Neves, 1982; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari & Macambira, 2004; Cordani & Teixeira, 2007).

No modelo de Tassinari & Macambira (1999), a PAF estaria contida no extremo nordeste da província Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), junto ao limite com a província geocronológica de Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), enquanto na concepção de Santos *et al.* (2000, 2006), a Província estaria inserida entre as províncias geotectônicas-estruturais Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga) (Fig. 2). Esse trabalho, portanto, adotará a proposta de Santos *et al.* (2000), a qual se baseia em dados geocronológicos mais robusto, além

da mais recente proposta de hierarquização estratigráfica e evolução tectônica, sugerida por Alves *et al.* (2019).

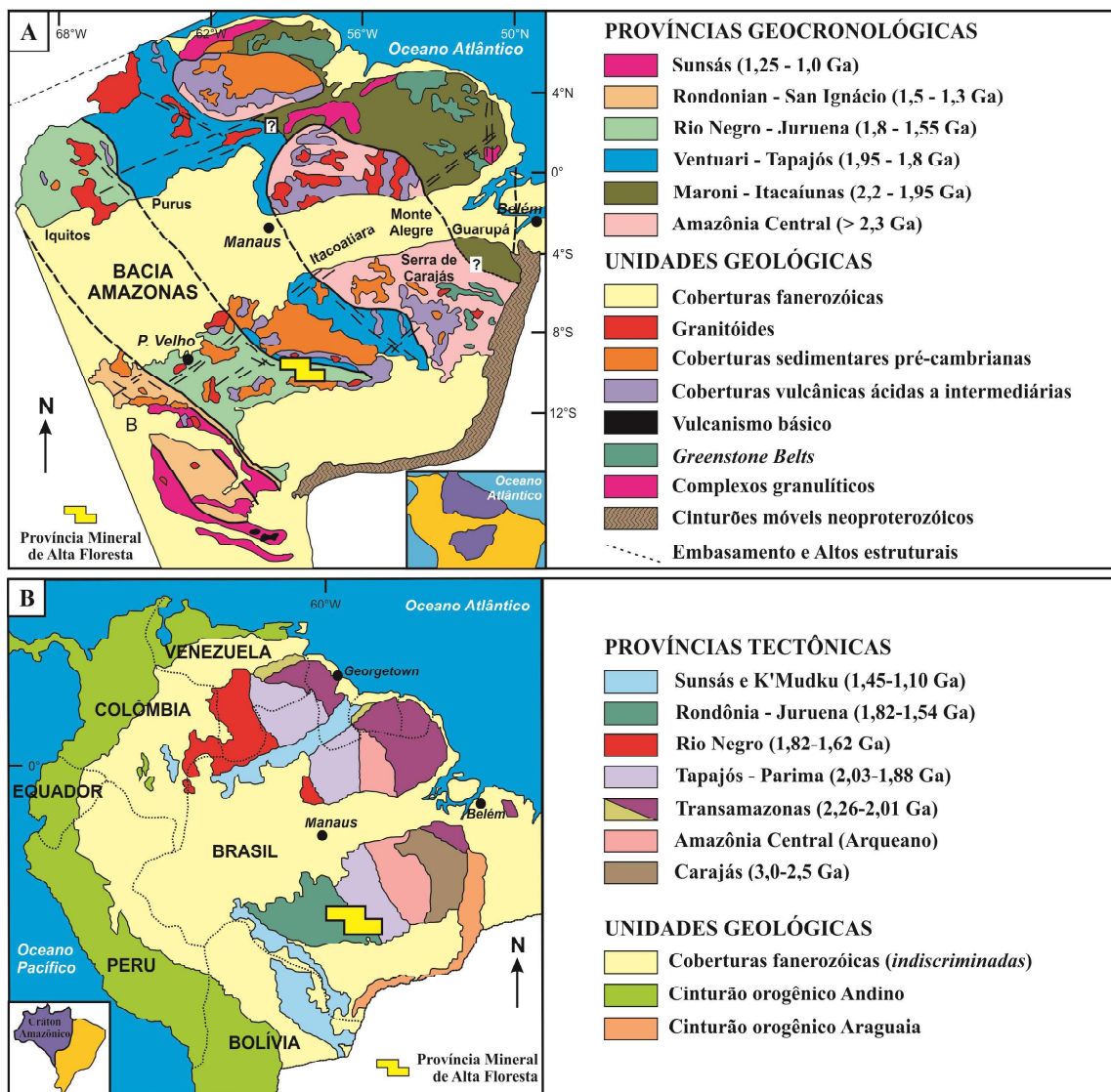


Figura 2 - Inserção da PAF segundo as compartimentações geotectônicas do Cráton Amazônico propostas por **(A)** Tassinari & Macambira (1999) e **(B)** Santos *et al.* (2000, 2006). O polígono em amarelo corresponde à província geotectônica Juruena-Teles Pires, de acordo com o mapeamento de Souza *et al.* (2005), e na qual a PAF está enquadrada.

O ambiente geotectônico relacionado com a acreção de arcos magmáticos, principalmente na porção sudeste do Cráton Amazônico, inclui bacias de *back-arc* e reciclagem crustal (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2003, 2008; Ruiz, 2005; Cordani *et al.*, 2009, 2010; Teixeira *et al.*, 2010; Bettencourt *et al.*, 2010; Scandolara *et al.*, 2014). Adicionalmente, Scandolara *et al.* (2011) e Scandolara *et al.* (2013), respaldados por dados geofísicos, geoquímicos, petrológicos,

geocronológicos e de mapeamento geológico, propõem que esses eventos de acreção e crescimento crustal teriam resultado em um único sistema orogênico, com a geração de dois arcos continentais sucessivos, denominados de arcos Juruena (1,81-1,74 Ga) e Jamari (1,76-1,74 Ga). O Arco Magmático Juruena representaria um ambiente de arco magmático, com expressivo plutonismo intermediário a ácido, cálcio-alcálico de médio a alto potássio, gerado a partir da subducção de crosta oceânica sob a crosta resultante da Província Tapajós-Parima (Santos *et al.*, 2000; Souza *et al.*, 2005; Scandolara *et al.*, 2013; Duarte, 2015; Assis, 2015; Scandolara *et al.*, 2017). O Arco Jamari, de forma similar, representaria um ambiente de arco magmático continental, com magmatismo intermediário a ácido, metaluminoso a ligeiramente peraluminoso, cálcio-alcálico de médio a alto potássio, gerado a partir de processos de subducção com contribuição variável da crosta paleoproterozoica da Província Tapajós-Parima (Scandolara *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 2000, 2004; Scandolara, 2006; Scandolara, *et al.*, 2013; Scandolara *et al.*, 2017).

Segundo Scandolara *et al.* (2017), a porção sudeste do cráton, além de ser constituída por terrenos derivados de eventos orogênicos entre 1,81 e 0,95 Ga, contou com a participação de magmatismo anorogênico regionalmente difundido, gerado em estágio pós-orogênico. O vulcanismo intra-placa, félsico de tipo A, é controlado por processos extensionais e compreende a fusão parcial de fontes crustais arqueanas (Fernandes & Juliani, 2019). Dados petrotectônicos de Scandolara *et al.* (2017) não suportam a afirmação de Teixeira *et al.* (1989) de que a Província Rondoniana-San Ignácio, responsável em parte pelo retrabalhamento orogênico do Arco Magmático Juruena, teria se formado pela amalgamação de arcos magmáticos intra-oceânicos. Ademais, os dados sugerem que o evento Rondoniano-San Ignácio (1,5-1,3 Ga) gerou uma impressão orogênica intra-cratônica, através de reativação tectônica, deformação e superimposição térmica no recém cratonizado orógeno acrescionário Juruena (Canwood *et al.*, 2009; Scandolara *et al.*, 2017).

2.1. Geologia do Setor Leste da PAF

Visto a maior parte dos trabalhos metalogenéticos e ocorrências auríferas estar endereçada no setor leste-sudeste da PAF (Tab. 1; Fig. 3), ênfase será conferida a esse segmento. Esse quadrante é essencialmente composto por

unidades graníticas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas, de assinatura cálcio-alcálica oxidada, de médio a alto potássio, meta- a peraluminosa, além de magmatismo granítico alcalino de alto potássio em menor volume. Essas unidades exibem idades de cristalização de 2,04 a 1,74 Ga, idades modelo T_{DM} que variam de 2,78 a 1,94 Ga, além de valores $\epsilon_{Nd(t)}$ compreendidos entre -7,62 e 3,0 (Moura, 1998; Santos *et al.*, 2000; Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016). Esses dados são coerentes aos domínios acrescionários propostos ao cráton, pois indicam magmatismo juvenil paleoproterozoico a ligeiramente arqueano, com atuação de retrabalhamento crustal (Cordani *et al.*, 1979; Tassinari, 1981; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000, 2006; Cordani & Teixeira, 2007).

O segmento leste da PAF (Fig. 4; 5; 6) é organizado, de acordo com Alves *et al.* (2019), em quatro domínios principais: (1) Magmatismo de Arco em Margem Continental (ca. 2,04-1,95 Ga); (2) Magmatismo Pós-Orogênico (ca. 1,9-1,8 Ga); (3) Magmatismo de *Rift* Intracontinental (ca. 1,82-1,74 Ga); e (4) Bacias e coberturas sedimentares (ca. 138 Ga). As unidades pertencentes aos grupos (1) e (2) constituem o Domínio Peixoto de Azevedo, na Província Tapajós-Parima, enquanto que as pertencentes ao grupo (3) estão inseridas na Província Rondônia-Juruena. De forma paralela, Assis (2015) apresenta uma proposta de organização tectônica-estratigráfica não regional, mais focada no setor leste-sudoeste da Província. Ambas as propostas podem ser observadas, de modo comparativo, na Tabela 1.

O Domínio Peixoto de Azevedo corresponde ao domínio mais ao sul da Província Tapajós-Parima, segundo Santos (2003) e Santos *et al.* (2004). O Domínio é constituído por rochas pertencentes ao Arco Magmático Cuiú-Cuiú e rochas geradas em ambiente pós-orogênico a anorogênico.

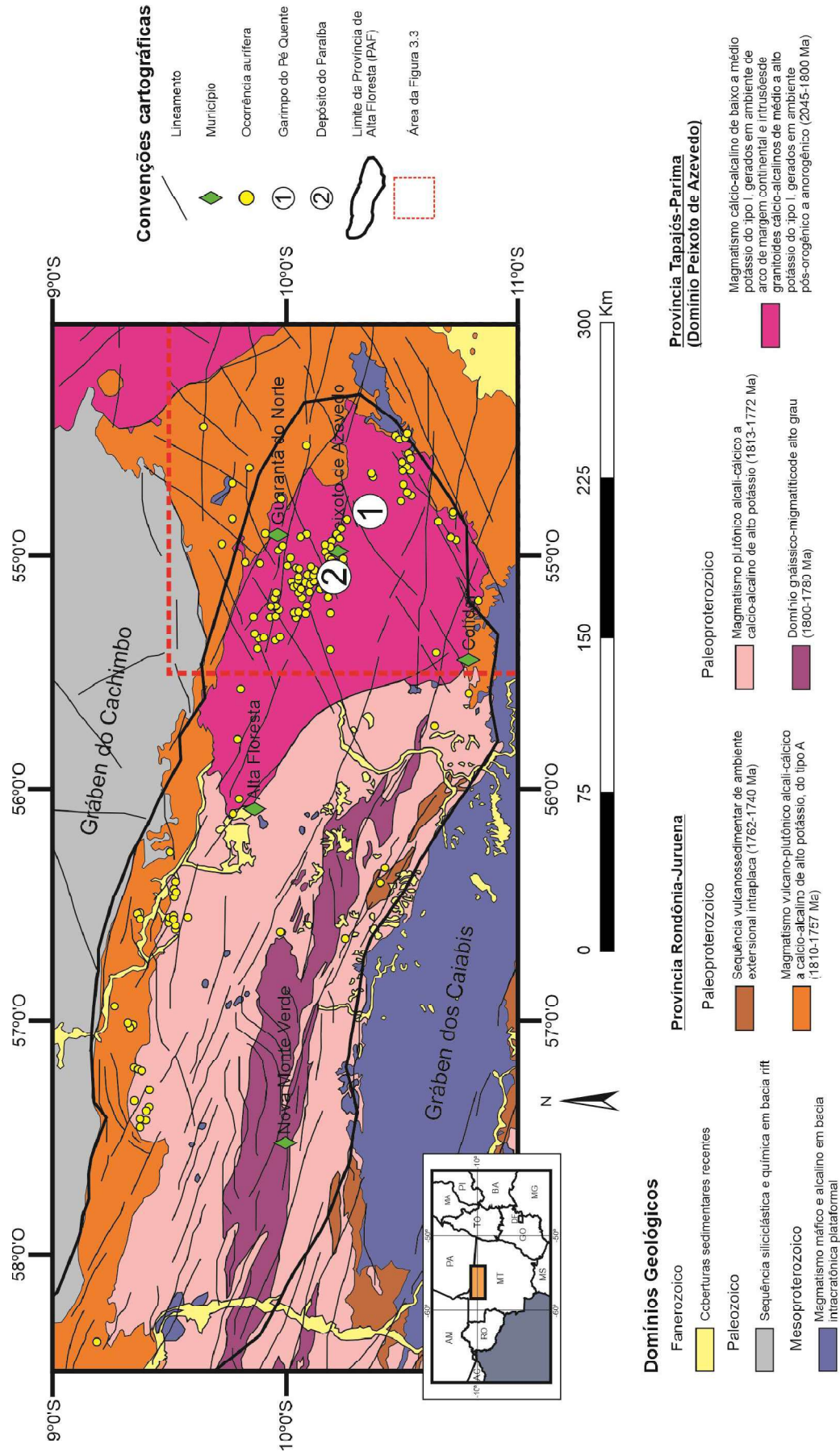


Figura 3 - Mapa regional da PAF com seus domínios geológico-tectônicos e ocorrências auríferas. Modificado de Alves et al. (2019).

Tabela 1 - Geocronologia e litologia das principais unidades geológicas do segmento leste da Província de Alta Floresta.

Domínios Geológicos		Unidades Geológicas e Litologias	Idades (Ma)	Referências
Proposta de Assis (2015)	Proposta de Alves <i>et al.</i> (2019)			
Sequências Sedimentares clásticas	Bacias e coberturas sedimentares	Coberturas recentes e Depósitos aluvionares Cascalho, areia, silte e argila	Quaternário	Souza <i>et al.</i> (2005); Alves <i>et al.</i> (2019)
		Diabásio Cachimbo Diabásio porfirítico e gabro	Idade desconhecida (provavelmente mesozoica)	Alves <i>et al.</i> (2019)
		Grupo Alto Tapajós Quartzo arenito, arenito microconglomerático, siltito e argilito	Paleozoico	Reis (2006); Almeida & Costa (2014); Alves <i>et al.</i> (2019)
		Formação Dardanelos Conglomerado, quartzito, ardósia, arenito, siltito, argilito e material vulcânico de natureza epiclástica	1.987 ±4 a 1.377 ±13 (Pb-Pb)	Almeida & Nogueira Filho (1959); Saes & Leite (2003)
Unidades plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares pós-orogênicas a anorogênicas	Magmatismo de Rift Intracontinental	Suíte Intrusiva Guadalupe Gabro, microgabro, monzodiorito, diorito, piroxenito, diabásio e diorito porfirítico	Idade desconhecida (correlacionado com Suíte Paranaíta)	Oliveira & Albuquerque (2003); Souza <i>et al.</i> (2005)
		Suíte Intrusiva Teles Pires Álcali-feldspato granito, sienogranito, monzogranito, sienito e monzonito	1.793 ±7 a 1.757 ±16 (U-Pb)	Silva <i>et al.</i> (1974); Silva <i>et al.</i> (1980); Santos <i>et al.</i> (2000); Pinho <i>et al.</i> (2003); Souza <i>et al.</i> (2005); Silva & Abram (2008); Barros <i>et al.</i> (2015); Alves <i>et al.</i> (2019)
		Grupo Colíder Riolito, riolacito, traquito, andesito, basalto, tufo, ignimbrito, arenito lítico, grauvaca, pelito e conglomerado	1.810 ±9 a 1.757 ±8 (U-Pb)	Oliveira & Leonardos (1940); Silva <i>et al.</i> (1980); JICA/MMAJ (2000); Pimentel (2001); Pinho <i>et al.</i> (2003); Souza <i>et al.</i> (2005);

				Silva & Abram (2008); Alves <i>et al.</i> (2010); Bini <i>et al.</i> (2015); Santos <i>et al.</i> (2018); Alves <i>et al.</i> (2019)
		<p>Supersuíte Juruena (Suítes Paranaíta, São Pedro e Nova Canaã)</p> <p>Monzonito, monzodiorito, sienogranito, monzogranito, granodiorito, micromonzogranito e granófiro</p>	1.816 ±57 a 1.743 ±4 (U-Pb)	Silva <i>et al.</i> (1974); Santos (2000); Lacerda Filho <i>et al.</i> (2001); Pimentel (2001); Oliveira & Albuquerque (2003); Souza <i>et al.</i> (2005); Silva & Abram (2008); Alves <i>et al.</i> (2019)
Unidades plutônicas e vulcânicas (tipo-I) e vulcanossedimentares	Magmatismo Pós-Orogênico	<p>Granito Peixoto</p> <p>Biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita tonalito</p>	1.792 ±2 (Pb-Pb) e 1.869 ±10 a 1.761 ±12 (U-Pb)	Paes de Barros (2007); Silva (2014)
		<p>Suíte Intrusiva Flor da Serra</p> <p>Gabro e diabásio</p>	Idade desconhecida (correlacionado com suítes Guarantã do Norte e Matupá)	Abreu Filho <i>et al.</i> (1992); Paes de Barros (1994); Moreton & Martins (2005); Paes de Barros (2007); Miguel-Jr (2011); Assis (2015); Alves <i>et al.</i> (2019)
		<p>Suíte Intrusiva Matupá</p> <p>Sienogranito, monzogranito, granodiorito, monzonito e monzodiorito</p>	1.872 ±12 (Pb-Pb) e 1.888 ±9 a 1.853 ±23 (U-Pb)	Paes de Barros (1994); Moura (1998); Moreton & Martins (2005); Silva & Abram (2008); Miguel-Jr (2011); Silva <i>et al.</i> (2014); Assis (2015); Lima Jr. (2017); Alves <i>et al.</i> (2019)

Embasamento granítico deformado e metamorfisado	Magmatismo de Arco de Margem Continental	Suíte Guarantã do Norte Monzogranito, granodiorito e tonalito	1.904 ±4,6 a 1.894 ±6 (U-Pb)	JICA/MMAJ (2001); Assis (2015); Alves <i>et al.</i> (2019)
		Granito Flor da Mata Álcali-feldspato granito, sienogranito, monzogranito e monzogranito	Idade desconhecida (correlacionado com Granito Novo Mundo)	Ramos (2011)
		Suíte Intrusiva Nhandu (Granitos Novo Mundo, Nhandu e Aragão) Monzogranito, sienogranito, quartzo sienito, granófiro, diorito, quartzo monzodiorito	1.970 ±3 a 1.964 ±1 (Pb- Pb) e 1.963 ±7 a 1.879 ±5,5 (U- Pb)	Souza <i>et al.</i> (1979); Moreton & Martins (2005); Souza <i>et al.</i> (2005); Paes de Barros (2007); Silva & Abram (2008); Vitório (2010); Miguel Jr. (2011); Barros <i>et al.</i> (2015); Rocha (2016)
		Suíte Intrusiva Pé Quente Sienogranito, monzogranito, granodiorito, tonalito, monzonito e monzodiorito	1.994 ±5 a 1.977 ±3 (U-Pb)	Assis (2011); Miguel-Jr, (2011); Assis <i>et al.</i> (2014); Assis (2015); Trevisan (2015); Dezula (2016); Alves <i>et al.</i> (2019); Rios (2019)
		Formação Jarinã Riolito, dacito, andesito e ignimbrito	1.987 ±14 (U- Pb)	Alves <i>et al.</i> (2010); Alves <i>et al.</i> (2019)
		Complexo Cuiú-Cuiú Anfibolito, gnaiss, migmatito, monzogranito, granodiorito e tonalito	2.045 ±11 a 1.977 ±8,1 (U- Pb)	Pessoa <i>et al.</i> (1977); Almeida <i>et al.</i> (1997, 1998); Souza <i>et al.</i> (2005); Paes de Barros (2007); Assis (2015); Silva (2017); Alves <i>et al.</i> (2019)

2.1.1. Magmatismo de arco de margem continental

Esse grupo é representado pelo Arco Magmático Cuiú-Cuiú, gerado entre 2,04 e 1,95 Ga e constituído pelo Complexo Cuiú-Cuiú (2,04-1,98 Ga), Formação Jarinã (ca. 1,99 Ga), Suíte Pé Quente (ca. 1,99-1,98 Ga), Suíte Intrusiva Nhandu (1,97-1,93 Ga) e Granito Flor da Mata (idade indefinida), derivadas de magmatismo pré- a sin- e sin- a tardi-orogênico.

O Complexo Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.*, 1977; Almeida *et al.*, 1997, 1998) é composto por rochas metamórficas e granitoides foliados com idades que variam de 2,04 a 1,98 Ga (Assis, 2015; Alves *et al.*, 2019), com ϵ_{Nd} de -3,36 a -1,9 e idades modelo T_{DM} que variam de 2,32 a 2,49 Ga (Silva, 2017; Alves *et al.*, 2019). Anfibolito, gnaiss granítico a tonalítico e migmatito correspondem aos principais representantes metamórficos, com idades de cristalização entre 1.992 \pm 7 Ma (Souza *et al.*, 2005; U-Pb em zircão por SHRIMP em ortognaiss granítico) e 1.984 \pm 7 Ma (Paes de Barros, 2007; U-Pb convencional em zircão em ortognaiss tonalítico). Os granitoides foliados exibem composição tonalítica a monzogranítica (Paes de Barros, 2007; Alves *et al.*, 2019), com idades de cristalização entre 2.045 \pm 11 (Alves *et al.*, 2019; U-Pb convencional em zircão em metatonalito foliado) e 1.977 \pm 8,1 Ma (Assis, 2015; U-Pb em zircão por SHRIMP em biotita tonalito foliado). Alves *et al.* (2019) interpretam a mesma como correspondente ao embasamento do Domínio Peixoto de Azevedo, produto do plutonismo pré- a sin-orogênico do Arco Magmático Cuiú-Cuiú.

A Formação Jarinã (Alves *et al.*, 2010) é composta por rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas de composição ácida a intermediária, que compreendem riolito, dacito, andesito e ignimbrito, com idade de cristalização de 1.987 \pm 14 Ma (Alves *et al.*, 2010; U-Pb TIMS em zircão em dacito porfirítico), ϵ_{Nd} de -5,4 a -4,59 e idades modelo T_{DM} que variam de 2,55 a 2,57 Ga. A unidade recobre as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e é interpretada como a porção vulcânica do Arco Magmático Cuiú-Cuiú (Alves *et al.*, 2019).

A Suíte Intrusiva Pé Quente (Assis, 2011; Miguel Jr., 2011; Alves *et al.*, 2019), intrusiva no Complexo Cuiú-Cuiú e, subordinadamente, na Formação Jarinã, inicialmente definida e subdividida por Assis (2011), em Suíte Pé Quente, de idade 1.979 \pm 31 Ma (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS; Miguel-Jr, 2011), e Suíte Monzonítica (idade desconhecida). Alves *et al.* (2019) reorganiza a unidade de modo

a agrupar as rochas de composição sienogranítica a monzogranítica na unidade Monzogranito Pezão, com idades entre 1.987 ± 4 Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP em metamonzogranitos e metagranodioritos; Trevisan, 2015) e 1.994 ± 5 Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP em metamonzogranitos; Dezula, 2016). Ademais, os autores agrupam os granitoides de composição granodiorítica, tonalítica e monzonítica-monzodiorítica na Suíte Pé Quente Indivisa, com idades entre 1.977 ± 3 Ma (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS em metatonalito; Rios, 2019) e 1.978 ± 3 Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP em biotita tonalito; Assis, 2015), concordantes com a idade obtida por Miguel Jr. (2011). Em adicional, esses dados também se mostram similares aos valores de ϵ_{Nd} entre -3,36 e -0,96 e idades modelo T_{DM} que variam de 2,3 a 2,51 Ga (Assis, 2015). A Suíte Intrusiva Pé Quente corresponde a uma unidade de importância regional, visto hospedar diversas ocorrências auríferas agrupadas no depósito Pé Quente (Assis, 2011), além das ocorrências Serrinha de Guarantã e Pezão.

A terminologia de Suíte Intrusiva Nhandu foi definida por Barros *et al.* (2015). A partir da semelhança dos dados petrográficos e geocronológicos, os autores reúnem as unidades Granito Nhandu (Souza *et al.*, 1979), Granito Novo Mundo (Paes de Barros, 2007) e Granito Aragão (Vitório, 2010), com idades de cristalização entre $1.879 \pm 5,5$ Ma e 1.970 ± 3 Ma, ϵ_{Nd} entre -7,62 e -0,95 e idades modelo T_{DM} que variam de 2,27 a 2,76 Ga (Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Miguel Jr., 2011; Barros *et al.*, 2015). Essa unidade é composta essencialmente por monzogranito e sienogranito cálcio-alcálico, com enclaves de diorito a quartzo monzodiorito, além de granitos sub-vulcânicos subordinados, quartzo sienito finos e granófiros (Souza *et al.*, 1979; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Vitório, 2010). É intrusiva no Complexo Cuiú-Cuiú e, de forma mais restrita, na Suíte Pé Quente (Alves *et al.*, 2019). Silva & Abram (2008) obtiveram idades de 1.889 ± 17 Ma e $1.879 \pm 5,5$ Ma (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS), enquanto Paes de Barros (2007) obteve idades de 1.964 ± 1 Ma e 1.970 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão em sienogranito e monzogranito). Miguel Jr. (2011), por sua vez, utilizando-se do método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, determinou a idade de 1.931 ± 12 Ma para a unidade e, por fim, Barros *et al.* (2015), obteve idades de 1.953 ± 9 Ma e 1.963 ± 7 Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP) para o monzogranito.

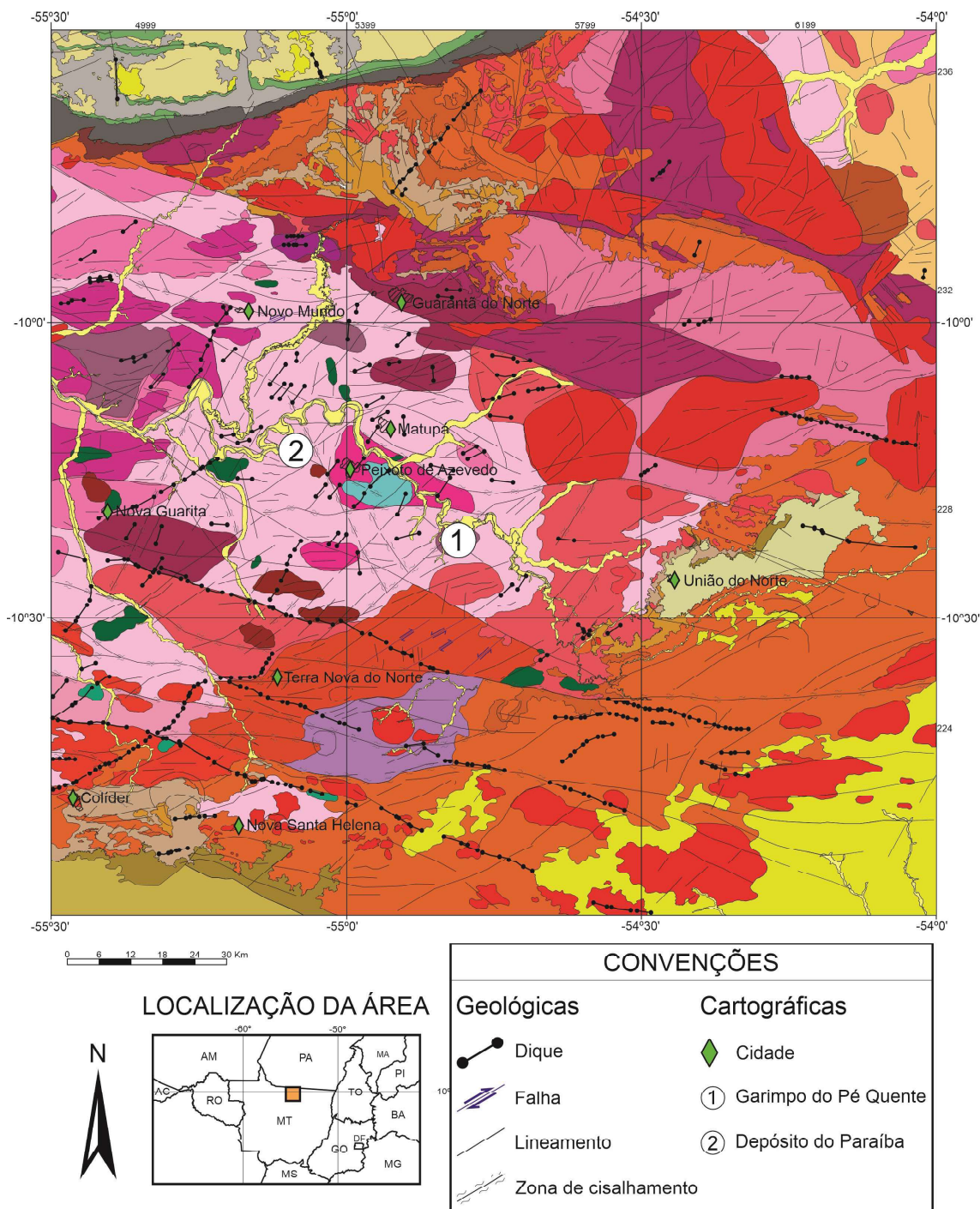


Figura 4 - Mapa geológico do setor leste da PAF com a localização do garimpo do Pé Quente (1) e do depósito do Paraíba (2), hospedados em rochas das unidades Suíte Intrusiva Pé Quente e Complexo Cuiú-Cuiú, respectivamente. Modificado de Alves *et al.* (2019).

EÓN	ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	
FANEROZOICO	CENOZOICO	QUATERNÁRIO	1,75	Depósitos aluvionares	
		NEÓGENO	23,5	Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas	
	MESOZOICO		65	Diabásio Cachimbo	
		PERMIANO	250		
	PALEOZOICO	CARBONIFERO	295		
			355		
		DEVONIANO	410	Grupo Alto Tapajós Formação Rio das Pombas Formação Três Quedas Formação Araúna Formação Serra Estreita	
		SILURIANO	435		
	PROTEROZOICO	MESOPROTEROZOICO	ESTENIANO	541	
				1000	
		ECTASIANO	1200	Grupo Caiabis Formação Dardanelos (1.987-1.377 Ma) Litofácies 3 Litofácies 2 Litofácies 1	
PALEOPROTEROZOICO		ESTATERIANO	1400		
			1600	Suíte Intrusiva Guadalupe Suíte Intrusiva Teles Pires (1.793-1.757 Ma) Indivisa Granito Terra Nova do Norte (1.782-1.757 Ma) Granito Rio Horizonte Fácies Granítica Subvulcânica Fácies Granítica a Alcali-Feldspato Granítica Quartzo monzonito Nova Esperança (1.806-1.765 Ma) Fácies Quartzo Monzonítica a Quartzo Sienítica subvulcânica Fácies Quartzo Monzonítica a Quartzo Sienítica Supersuíte Juruena (1.816-1.755 Ma) Suíte São Pedro (1.786-1.755 Ma) Suíte Nova Canaã (1.794 Ma) Suíte Paranaíta (1.816-1.793 Ma) Grupo Colider (1.810-1.757 Ma) Formação Braço Norte Formação Bom Jaguar Formação Braço Sul Litofácies Piroclástica de Queda Litofácies Piroclástica de Fluxo	
			1800		
		OROSIRIANO	2050	Granito Peixoto (1.869-1.761 Ma) Suíte Intrusiva Flor da Serra Suíte Intrusiva Matupá (1.888-1.853 Ma) Indivisa Granito Serrinha de Matupá Granito Vila Rochedo Granito Fazenda Figueira Branca Granito Fazenda Chapadão Suíte Guarantã do Norte (1.904 Ma) Granito Flor da Mata Suíte Intrusiva Nhandu (1.970-1.953 Ma) Suíte Pé Quente (1.994-1.977 Ma) Indivisa Monzogranito Pezão Formação Jariná (1.987 Ma) Complexo Cuiú-Cuiú (2.045-1.977 Ma)	

Figura 5 - Legenda do mapa geológico com ênfase nas idades das unidades litoestratigráficas.

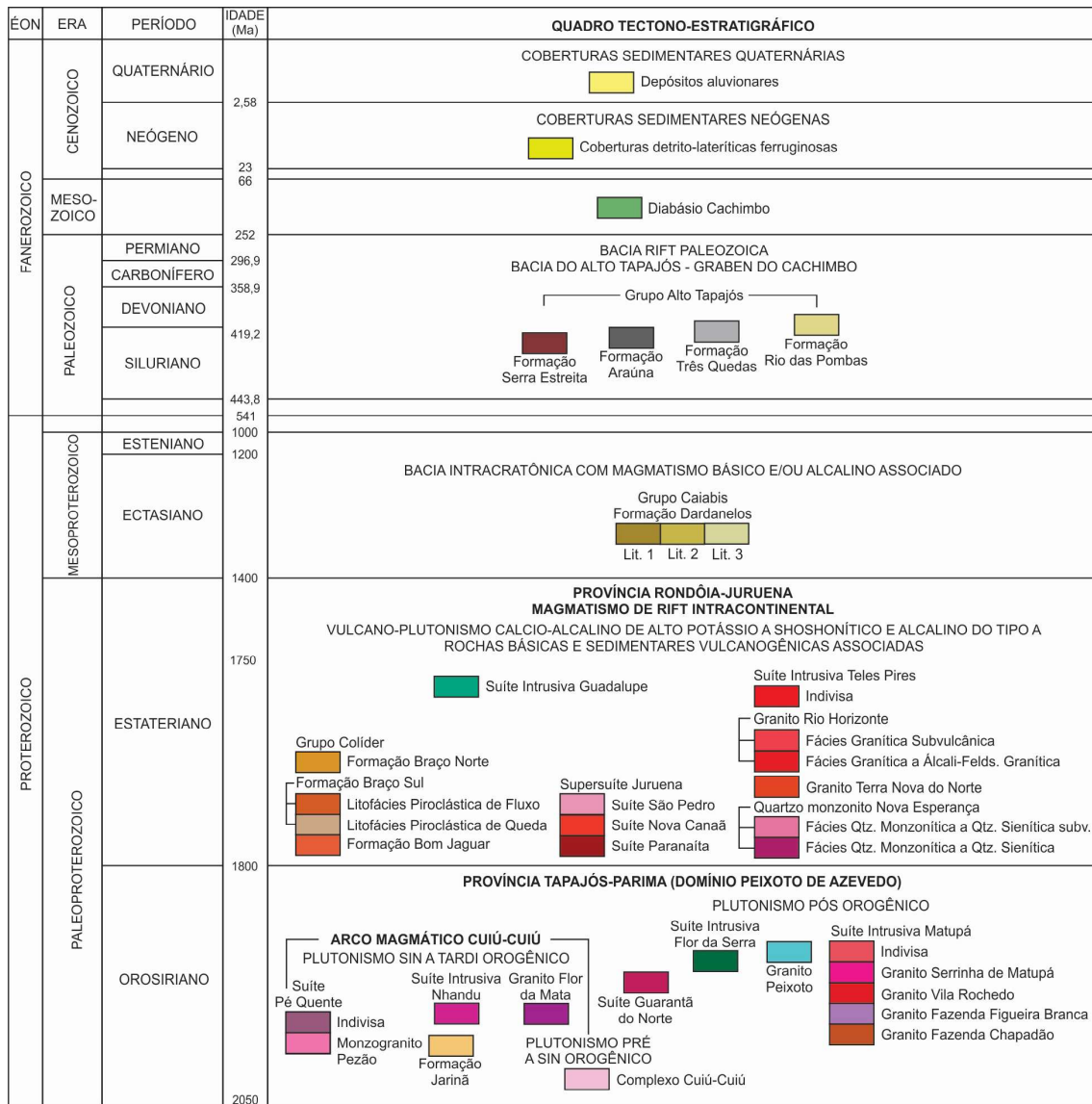


Figura 6 - Legenda do mapa geológico com ênfase nos domínios geológico-tectônicos.

O Granito Flor da Mata (Ramos, 2011) representa um plúton isolado a nordeste do município de Novo Mundo, também intrudido no Complexo Cuiú-Cuiú. Exibe composição de álcali-feldspato granito a granodiorito, levemente evoluído, com leve anisotropia dos cristais de quartzo (Ramos, 2011). Apesar da ausência de dados geocronológicos, Ramos (2011) sugere que a unidade seja relacionável ao Granito Novo Mundo (Paes de Barros, 2007), com base em semelhanças petrográficas e geoquímicas observadas. Do magmatismo intrusivo no Complexo Cuiú-Cuiú, corresponde à única unidade que não hospeda ocorrências auríferas. Essa unidade em conjunto com a Formação Jarinã, Suíte Intrusiva Pé Quente e

Suíte Intrusiva Nhandu, são interpretadas como produto de magmatismo sin- a tardi-orogênico do Arco Magmático Cuiú-Cuiú (Alves *et al.*, 2019).

De forma geral, as unidades do grupo (1) exibem afinidade geoquímica com as séries cálcio-alcálicas oxidadas de baixo a médio potássio, com termos meta- a peraluminosos e magnesianos, típico de ambientes de arco de margem continental e semelhante aos granitos orogênicos tipo-I (Alves *et al.*, 2019).

2.1.2. Magmatismo pós-orogênico

Corresponde aos granitoides gerados entre 1,9 e 1,8 Ga, intrusivos nas unidades do Arco Magmático Cuiú-Cuiú. O magmatismo pós-orogênico é representado pelas suítes Guarantã do Norte (1,9-1,89 Ga), Matupá (1,89-1,85 Ga), Flor da Serra (idade indefinida) e Granito Peixoto (1,79-1,86 Ga).

Inicialmente definido inicialmente como Granito Guarantã (Assis, 2015), Alves *et al.* (2019) ampliam sua abrangência para Suíte Guarantã do Norte, considerando granitoides de composição monzogranítica a tonalítica, com predominância de biotita monzogranito e presença subordinada de granodiorito. JICA/MMAJ (2001) obteve idade de 1.894 ± 6 Ma por U-Pb TIMS em granodiorito, enquanto Assis (2015) obteve idade U-Pb em zircão por SHRIMP de $1.901 \pm 6,8$ Ma em tonalito e $1.904 \pm 4,6$ Ma em granodiorito, além de ϵ_{Nd} entre -5,13 e -3,39, e idades modelo T_{DM} de 2,46 a 2,5 Ga. A unidade exibe grande importância regional por também hospedar, a exemplo da Suíte Intrusiva Pé Quente, ocorrências auríferas pertencentes ao Pé Quente, objeto de estudo deste trabalho, além do alvo X1 (Rodrigues, 2012; Assis, 2015).

A Suíte Intrusiva Matupá (Paes de Barros, 1994; Moura, 1998; Moreton & Martins, 2005) foi descrita inicialmente como corpos de monzogranito, granodiorito, monzonito e monzodiorito, com idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 1.872 ± 12 Ma, obtida por Moura (1998). Atualmente a suíte é considerada de composição sienogranítica e monzogranítica, com presença subordinada de granodiorito e monzonito (Moreton & Martins, 2005; Alves *et al.*, 2019). Assis (2015) obteve idade de cristalização em biotita granodiorito de 1.863 ± 4 Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP), enquanto Silva *et al.* (2014) obtiveram idade 1.869 ± 10 Ma em monzogranito e Lima Jr. (2017), a idade 1.888 ± 9 em sienogranito. Miguel-Jr (2011) obteve idade 1.853 ± 23 Ma em granodiorito (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS).

Também foram obtidos valores de ε_{Nd} entre -4,9 e -0,91 e idades modelo T_{DM} entre 2,15 a 2,47 Ga (Moura, 1998; Silva & Abram, 2008; Assis, 2015). A unidade forma de batólitos e *stocks*, intrusivos no Complexo Cuiú-Cuiú, nos granitoides das suítes Pé Quente e Nhandu, nas vulcânicas da Formação Jarinã e em granitoides da Suíte Guarantã do Norte, podendo ainda ser intrudido por corpos da Suíte Intrusiva Teles Pires (Alves *et al.*, 2019).

A Suíte Intrusiva Flor da Serra (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994; Moreton & Martins, 2005), foi inicialmente definida como corpos máficos na região do vilarejo homônimo. Posteriormente, suas ocorrências foram restringidas a corpos gabróicos e diques de diabásio com espessuras entre 4 e 30 metros, isentas de metamorfismo, e intrusivos no Complexo Cuiú-Cuiú e nas suítes Pé Quente e Nhandu (Paes de Barros, 2007; Miguel-Jr, 2011; Assis, 2015; Alves *et al.*, 2019). Apesar de sua idade desconhecida, são observadas relações de intrusão e feições de mistura de magma com as suítes Guarantã do Norte e Matupá, sugestivo de sua contemporaneidade (Alves *et al.*, 2019).

Por fim, o Granito Peixoto (Paes de Barros, 2007), constituído por biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito, aflora nos arredores do município Peixoto de Azevedo (MT). Paes de Barros (2007) obteve idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 1.792 ± 2 Ma em amostra de monzogranito, enquanto que Silva (2014) obteve idades U-Pb em zircão por SHRIMP de 1.761 ± 12 Ma e 1.869 ± 10 Ma em granodiorito e monzogranito, respectivamente.

Quanto às suas assinaturas geoquímicas, as unidades do grupo (2) apresentam características de granitos tipo-I de ambiente de arco magmático ou pós-colisional, com tendência toleítica a cálcio-alcálica de médio a alto potássio (Moreton & Martins, 2005; Assis, 2015; Alves *et al.*, 2019).

2.1.3. Magmatismo de *rift* intracontinental

O estágio de *rift* continental, proposto por Alves *et al.* (2019) é representado por vulcânicas e plutônicas, juntamente com rochas básicas e sedimentares vulcanogênicas estateriana, conjuntamente englobadas na Supersuíte Juruena (ca. 1,82-1,76 Ga), Grupo Colíder (ca. 1,81-1,76 Ga), Suíte Intrusiva Teles Pires (ca. 1,79-1,76 Ga) e Suíte Intrusiva Guadalupe (idade indefinida). Essas unidades são

interpretadas como produto de magmatismo em ambiente extensional intra-placa. Neste contexto o Grupo Colíder e a Suíte Intrusiva Teles Pires representariam um par vulcano-plutônico gerado no intervalo de 1,81 a 1,76 Ga (Silva *et al.*, 1980).

A Supersuíte Juruena (Alves *et al.*, 2019), que engloba as suítes Paranaíta (Oliveira & Albuquerque, 2003), São Pedro (Silva *et al.*, 1974; Souza *et al.*, 2005) e Nova Canaã (Silva *et al.*, 1974; Souza *et al.*, 2005), representa um expressivo magmatismo granítico, com vulcânicas ácidas associadas. Os termos plutônicos possuem composição monzonítica a monzodiorítica e sienogranítica a granodiorítica, enquanto as subvulcânicas são representadas por micromonzogranito e granófiro (Silva *et al.*, 1974; Oliveira & Albuquerque, 2003; Souza *et al.*, 2005). Essas rochas são majoritariamente intrusivas no Complexo Cuiú-Cuiú, além de outras unidades da Província Tapajós-Parima (Oliveira & Albuquerque, 2003; Alves *et al.*, 2019). Dados geocronológicos sugerem idades 1.793 ± 6 Ma a 1.816 ± 57 Ma (Santos, 2000), 1.743 ± 4 Ma (Lacerda Filho *et al.*, 2001), 1.784 ± 17 Ma (Souza *et al.*, 2005) e 1798 ± 14 Ma (Silva & Abram, 2008), além de ϵ_{Nd} entre -1,25 e +0,65 e idades modelo T_{DM} entre 2,06 a 2,22 Ga (Pimentel, 2001; Silva & Abram, 2008).

O Grupo Colíder (Oliveira & Leonardos, 1940; Silva *et al.*, 1980; Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019) é constituído por subvulcânicas, vulcânicas, piroclásticas e epiclásticas de composições intermediárias a ácidas. Alves *et al.* (2019) subdividem o Grupo Colíder em três formações principais: (i) Formação Bom Jaguar, constituída por riolito, riodacito, traquito, basalto e andesito; (ii) Formação Braço Sul, composto por piroclásticas de queda e de fluxo, a exemplo de tufo e ignimbrito; e (iii) Formação Braço Norte, representada por sedimentares vulcanogênicas, tais como arenito lítico, grauvaca, conglomerados e pelitos. Essas rochas exibem contato tectônico e/ou recobrem os granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú, suítes Pé Quente, Nhandu, Matupá e Guarantã do Norte, além de estarem recobertas tanto pelas sedimentares proterozoicas da Formação Dardanelos, quanto pelas sedimentares paleozoicas da Bacia do Alto Tapajós (Alves *et al.*, 2019). Foram obtidas idades de cristalização pelo método de U-Pb TIMS em zircão de 1.786 ± 17 Ma (JICA/MMAJ, 2000), 1.781 ± 8 Ma (Pimentel, 2001) e 1.770 ± 6 Ma a 1.778 ± 6 Ma (Pinho *et al.*, 2003), ao passo de que, utilizando-se do método U-Pb por LA-ICP-MS, Silva & Abram (2008) e Santos *et al.* (2018) obtiveram idades $1.785 \pm 6,3$ Ma e 1.810 ± 9 Ma, respectivamente. Bini *et al.* (2015) obtiveram, com o uso de SHRIMP em amostra de

ignimbrito, a idade mais recente para a unidade, de 1.757 ± 8 Ma. Adicionalmente, foram obtidos valores ϵ_{Nd} entre -3,06 e +1,5 e idades modelo T_{DM} entre 2,02 e 2,78 Ga (Pimentel, 2001; Pinho *et al.*, 2003; Alves *et al.*, 2010).

A Suíte Intrusiva Teles Pires (Silva *et al.*, 1974; Silva *et al.*, 1980; Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019) é constituída por granitoides e subvulcânicas de composição sienítica a monzonítica e álcali-feldspato granítica a monzogranítica, além de microgranito, granófiro e quartzo feldspato pórfiro subordinados. A suíte é subdividida por Alves *et al.* (2019) nas unidades Quartzo Monzonito Nova Esperança, Granito Rio Horizonte e Indivisa. Seus corpos estão dispostos na forma de batólitos e *stocks* intrusivos em todas as unidades supracitadas e isentas de metamorfismo (Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019). Os dados geocronológicos obtidos pelo método U-Pb TIMS em zircão indicaram idades 1.757 ± 16 Ma (Santos *et al.*, 2000) e 1.759 a 1767 Ma (Pinho *et al.*, 2003), o método U-Pb por LA-ICP-MS em zircão por sua vez apresentou idades 1.782 ± 17 Ma (Silva & Abram, 2008) e 1.791 ± 3 Ma (Alves *et al.*, 2019) e, por fim, o método U-Pb em zircão por SHRIMP indica idades entre 1.763 ± 5 e 1.793 ± 7 Ma (Barros *et al.*, 2015) e entre 1.771 ± 4 e 1.765 ± 9 Ma (Alves *et al.*, 2019). Valores ϵ_{Nd} estão compreendidos entre -3,4 e +3,0, com idades modelo T_{DM} de 1,94 a 2,28 Ga (Santos *et al.*, 2000; Pinho *et al.*, 2003).

A Suíte Intrusiva Guadalupe (Oliveira & Albuquerque, 2003; Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019) representa um grupo de rochas intrusivas básicas que inclui gabro, microgabro, monzodiorito, diorito, piroxenito, diabásio e diorito porfirítico. Os diques de diabásio são comumente intrusivos na Suíte Intrusiva Teles Pires, Grupo Colíder e Supersuíte Juruena, além de rochas da Suíte Intrusiva Nhandu (Oliveira & Albuquerque, 2003; Souza *et al.*, 2005). Embora sua idade seja desconhecida, Souza *et al.* (2005) sugerem idades próximas a ca. 1,8 Ga, visto estarem intimamente associadas aos granitóides da Suíte Paranaíta.

As rochas plutônicas e vulcânicas do grupo (3), de forma unificada, exibem assinatura geoquímica cálcio-alcalina de alto potássio a shoshonítica e alcalina a álcali-cálcica do tipo-A oxidada, com representantes meta- a peraluminosos, semelhantes a granitoides de ambiência extensional intra-placa (Silva *et al.*, 1980; Oliveira & Albuquerque, 2003; Silva & Abram, 2008; Alves *et al.*, 2019).

2.1.4. Bacias e coberturas sedimentares

De forma a recobrir as unidades supracitadas, estão as sedimentares clásticas, representadas pelo Grupo Caiabis (1.987-1.377 Ma), Grupo Alto Tapajós (Paleozoico) e coberturas recentes que englobam os depósitos aluvionares (Quaternário). Essas unidades são ainda truncadas por diques do Diabásio Cachimbo, de idade desconhecida (Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019).

Pertencente ao Grupo Caiabis, que compõe a bacia intracratônica homônima, está a Formação Dardanelos (Almeida & Nogueira Filho, 1959), composta por conglomerados, quartzitos e ardósias, com frequentes níveis de arenitos, arenitos arcossianos, siltitos, argilitos e sedimentares epiclásticas (Almeida & Nogueira Filho, 1959; Moreton & Martins, 2005). Por exibirem estratificações plano-paralelas, cruzadas acanaladas e *hummocky*, têm sido interpretadas como um sistema de leques aluviais de rios entrelaçados, com intercalações de dunas eólicas, sahbkas litorâneas, e tempestitos (Almeida & Nogueira Filho, 1959; Saes & Leite, 2003; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Estudos de proveniência de zircão detrítico (método Pb-Pb) de conglomerados basais, realizados Saes & Leite (2003), indicam idades entre 1.987 ± 4 Ma e 1.377 ± 13 Ma, essa última considerada a idade máxima para o início da sedimentação desta unidade.

A Bacia do Alto Tapajós (Santiago *et al.*, 1980), também denominada de Gráben do Cachimbo (Silva *et al.*, 1980), é considerada uma bacia *rift* interior (Teixeira, 2001) e exibe idade paleozoica (Santiago *et al.*, 1980). O Grupo Alto Tapajós (Reis, 2006; Almeida & Costa, 2014; Alves *et al.*, 2019) está individualizado em: Formação Serra Estreita, constituída por quartzo arenito e arenito microconglomerático; Formação Araúna, representada por argilito e siltito; além da Formação Três Quedas, composta por ritmito com alternância entre siltito, arenito fino e argilito; e finalmente Formação Rio das Pombas, que sobrepõe as três formações anteriores e é predominantemente constituída por quartzo arenito (Reis, 2006; Almeida & Costa, 2014; Alves *et al.*, 2019).

Intrusivo no Grupo Alto Tapajós, está o *sill* Diabásio Cachimbo (Alves *et al.*, 2019), representado por extensos corpos na forma de soleiras e diques de diabásio porfirítico e gabro de granulação fina, aflorantes na borda sudeste da Bacia do Alto Tapajós. Embora sua idade seja desconhecida, Alves *et al.* (2019) propõe

magmatismo posterior ao Paleozoico, visto sua posterioridade em relação ao Grupo Alto Tapajós e, portanto, possível idade mesozoica.

As coberturas recentes no segmento leste da PAF são representadas, segundo Alves *et al.* (2019), por grandes platôs lateríticos, compostos por aglomerado areno-argiloso e cascalho laterizado do Neógeno, com idade inferior a 23 Ma. Também estão presentes depósitos aluvionares (Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019) ao longo dos rios Nhandu, Braço Norte e Iri, formados por sedimentos aluvionares inconsolidados, constituídos por areia quartzosa e, subordinadamente, seixos, cascalhos e material silto-argiloso, considerados sedimentos recentes do Quaternário.

2.2. Geologia Local

Na PAF é possível individualizar duas tipologias principais de ocorrências e depósitos auríferos: (a) as hidrotermais; e (b) as sedimentares aluvionares.

As mineralizações auríferas sedimentares correspondem a concentrações secundárias derivadas de processos aluvionares cenozoicos e, portanto, enquadradas como do tipo *placer* aurífero. Embora não existam trabalhos focados nos atributos geológicos destas ocorrências, Souza *et al.* (2005) sinalizam que elas estão hospedadas em níveis conglomeráticos de diversos aluviões recentes e sub-recentes da província, em especial, do rio Peixoto. Essas ocorrências teriam ocasionado, entre as décadas de 1970 e 1980, uma desenfreada corrida garimpeira exploratória à região. As mesmas correspondem às primeiras descobertas na província, na região de Peixoto de Azevedo – Matupá, por volta de 1978, no decorrer da construção da Rodovia Cuiabá – Santarém (BR-163) (Moura, 1998), que além de terem atraído à atenção de garimpeiros, também impulsionaram a pesquisa e exploração na região. Com a momentânea queda na produção advinda dessas fontes secundárias, deu-se início à busca e exploração de ocorrências primárias, vinculadas a processos hidrotermais. Em 1983, iniciou-se a exploração do primeiro garimpo em fonte primária, na cidade de Matupá (Moura, 1998).

Os depósitos hidrotermais por sua vez, têm sido majoritariamente classificados em (i) magmático-hidrotermais, com modelos que convergem para os sistemas Au-pórfiro (Moura *et al.*, 2006; Assis *et al.*, 2014; Assis *et al.*, 2017; Juliani *et al.*, 2021; Trevisan *et al.*, 2021), epitermal *low a intermediate sulfidation* (Assis,

2011; Trevisan, 2015; Bettencourt *et al.*, 2016; Juliani *et al.*, 2021) e IRGS (*intrusion-related gold systems*) (Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007); e (ii) metamórfico-hidrotermais, vinculados a sistemas do tipo Au orogénico (Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008; Mesquita *et al.*, 2015; Teixeira, 2015; Mesquita *et al.*, 2022). Independente da proposta genética, essas ocorrências são majoritariamente disseminadas em granitoides, confinadas a veios, vênulas e sistemas em *stockwork* em granitos, vulcânicas e vulcanossedimentares, ou ainda, como sistemas filonares em unidades do embasamento e, portanto, com forte controle estrutural condicionado a falhas e zonas de cisalhamento (Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016; Juliani *et al.*, 2021; Mesquita *et al.*, 2022).

Atualmente, a PAF contabiliza centenas de mineralizações auríferas primárias de pequeno porte (< 5 t Au), porém, de médio a alto teores, predominantemente concentradas ao longo do cinturão NW-SE do Peru-Trairão (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007). A exemplo dos *placers*, contínua descoberta por novas ocorrências primárias tem ocorrido na Província, sobretudo, por ação da atividade garimpeira, e mais recentemente, por meio de investimentos oriundos de projetos de exploração mineral por parte de *Majors e Juniors companies*.

Com base no estilo e paragênese mineral, as ocorrências auríferas da província tem sido organizadas em (Xavier *et al.*, 2009; Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016; Juliani *et al.*, 2021): (1) minério disseminado e confinado em veios em granitos cálcio-alcálicos (e.g. Luizão/Novo Mundo, Pé Quente, X1 e Serrinha), dominados por pirita; (2) minério filonar encaixado em falhas e zonas de cisalhamento que truncam o embasamento granítico (e.g. Edu, Paraíba, Peteca e Aguinaldo), com concentrações variáveis de pirita e calcopirita; (3) minério disseminado e venular, em granitoides, pórfiros e vulcânicas cálcio-alcálicos (e.g. Ana e Jaca), com pirita abundante, além de calcopirita e molibdenita restritas; e (4) veios polimetálicos (e.g. Francisco, Bigode e Luís) em pórfiros, granitos e vulcanossedimentares, com pirita, esfalerita, galena, além de calcopirita e digenita subordinadas. Ademais, as ocorrências pertencentes à tipologia (4) estão majoritariamente hospedadas em granitos alcálicos epizonais mais evoluídos (granitoides tipo A₂), e de modo mais restrito, em granitos cálcio-alcálicos altamente fracionados (Silva & Abram, 2008; Assis *et al.*, 2014; Juliani *et al.*, 2021).

Embora algumas incertezas existam quanto aos seus respectivos modelos genéticos, as ocorrências incluídas no grupo (1) têm sido classificadas como similares a (i) sistemas auríferos relacionados a intrusões félsicas (*intrusion-related gold systems* – IRGS; Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007), e mais frequentemente, ao (ii) modelo do tipo Au pórfiro (Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016; Assis *et al.*, 2017; Juliani *et al.*, 2021; Trevisan *et al.*, 2021). Em contrapartida, aquelas vinculadas ao grupo (2) têm sido descritos como sistemas similares aos do tipo Au pórfiro deformados (Assis *et al.*, 2014; Trevisan, 2015), ou epitermais deformados (Bortolozzo, 2021), embora alguns trabalhos as tenham correlacionado aos sistemas do ouro orogênico/mesotermal (Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008; Mesquita *et al.*, 2015; Teixeira, 2015; Mesquita *et al.*, 2022). Por fim, as ocorrências englobadas nos grupos (3) e (4) seriam equivalentes a sistemas epitermais do tipo *low* e *intermediate sulfidation* (Assis, 2011; Trevisan, 2015; Bettencourt *et al.*, 2016; Juliani *et al.*, 2021).

A ocorrência do Pé Quente corresponde a zonas mineralizadas disseminadas em granitóides de ca. 1,97 e 1,90 Ga (Assis, 2011; 2015), enquanto o depósito Paraíba corresponde a um sistema filonar N-S encaixado em rochas do embasamento truncadas por granitoides diversos (Trevisan, 2015; Moreira, 2019; Poggi, 2019). Esses depósitos, tidos como estudos de caso neste trabalho, estão respectivamente enquadrados nos grupos (1) e (2), os quais estão detalhados a seguir.

2.2.1. Sistemas auríferos disseminados e venulares hospedados em granitos

Na porção leste da PAF, as ocorrências Luizão (anteriormente conhecida por Novo Mundo; Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007), Pé Quente (Assis, 2011; Stabile, 2012; Caires, 2017), X1 (Rodrigues, 2012), Papagaio (Galé, 2018), Pombo (Frankel *et al.*, 2007; Biondi, 2009) e Serrinha (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006) correspondem aos principais representantes de zonas auríferas disseminadas e confinadas a veios em granitos. Eles ocorrem hospedados em sistemas graníticos cálcio-alcálinos oxidados (granitoides tipo I) de médio a alto K, magnesianos a ligeiramente ferrosos, com composições que variam de tonalito-granodiorito a sienomonzogranito, cujas idades U-Pb em zircão indicam cristalização de 1,97 (granito

Novo Mundo) a 1,86 Ga (Suíte Matupá) (Assis *et al.*, 2014; Bittencourt *et al.*, 2016). Ademais, essas hospedeiras exibem valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ majoritariamente entre -7,62 e -0,98, com idades T_{DM} Sm-Nd de 2,76 a 2,15 Ga, indicativos de magmas extraídos de fonte arqueana a paleoproterozoica, e essencialmente mantélicos, entretanto, com pequena contribuição crustal (Moura, 1998; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Assis, 2015).

No conjunto, essa tipologia exhibe um amplo e diversificado espectro de alterações hidrotermais, em estilo essencialmente pervasivo, embora alterações confinadas a veios, vênulas, *stockworks* e brechas também estejam presentes. As alterações sódica, potássica com K-feldspato, filica, sericitica, propilitica, silicificação e injeções de sílica, correspondem às mais comuns, embora, carbonatação e alteração potássica com biotita possam ser observadas em poucos casos e de forma menos desenvolvida (Moura, 1998; Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Rodrigues, 2012; Serrato, 2014; Galé, 2018).

O minério disseminado exhibe frequente vínculo paragenética com o halo de alteração com muscovita-sericita, enquanto o minério venular ou em bolsões, esteja temporalmente associado aos *fronts* de injeção de sílica e, portanto, com precipitação de quartzo (Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016). De modo menos frequente (e.g. Pé Quente), o minério também pode estar temporalmente relacionado à alteração sódica com albita (Assis, 2011). A paragênese do minério é dominada por pirita, com ocorrência subordinada de calcopirita e hematita (Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Rodrigues, 2012; Stabile, 2012; Assis *et al.*, 2014).

Inclusões fluidas provenientes das zonas mineralizadas a ouro indicam a coexistência de ao menos três tipos de fluidos: (i) fluidos aquosos bifásicos de baixa a moderada salinidade (0,5 a 15% eq. NaCl) e baixa temperatura (95 a 180°C); (ii) fluidos aquosos trifásicos salinos (33,6 a 37% eq. NaCl) de moderada temperatura (200 a 280°C), com fase sólida representada por cristais de halita; e (iii) fluidos aquo-carbônicos de baixa a moderada salinidade (6,11 a 8,9% eq. NaCl), porém, de moderadas a altas temperaturas (251,6 a 334,6°C) (Assis, 2006; Rodrigues, 2012; Trevisan, 2012; Assis *et al.*, 2014).

No mais, estudos de química mineral indicam homogeneidade composicional da clorita e mica branca (muscovita e sericita). A clorita exhibe composição da

brunsvigita, enquanto a mica branca apresenta composição entre os membros muscovíticos e fengíticos (Caires, 2017; Seebregts, 2017; Calaboni, 2018, Perez, 2018; Silva, 2019). Dados geotermométricos da clorita, obtidos por diferentes equações termodinâmicas, apontam que sua formação teria ocorrido em temperaturas entre 238 e 357°C (Caires, 2017; Seebregts, 2017; Calaboni, 2018; Perez, 2018; Silva, 2019). A geobarometria da muscovita, por sua vez, sugere sua geração entre 0,49 e 3,7 kbar, equivalente, portanto, a profundidades de 1,78 a 13,7 km (Seebregts, 2017; Calaboni, 2018; Perez, 2018; Silva, 2019).

Estudos preliminares de elementos traço, realizados em microsonda eletrônica, revelam que os cristais de pirita da zona mineralizada do depósito X1 apresentam uniformidade composicional entre núcleo e borda. Neles, são observadas concentrações de Au entre 200 e 2000 ppm, além de elevadas concentrações de Pb (2500 a 4000 ppm) e Co (6000 e 8000 ppm) (Silva, 2018a).

A assinatura isotópica baseada em isótopos de oxigênio, deutério e enxofre para as diferentes ocorrências disseminadas indicam fluidos e enxofre eminentemente magmáticos (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006; Assis, 2015; Galé, 2018). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ para quartzo, muscovita, sericita, K-feldspato, albita e clorita hidrotermais, variam de +3,7 a +13,5‰, enquanto a $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ estende-se de -0,49 a +9,3‰ (Moura *et al.*, 2006; Assis, 2015; Galé, 2018). A assinatura isotópica de δD para muscovita, sericita e clorita hidrotermais, estão compreendidos entre -69 e -34‰, com $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ de -22,6 a -5,1‰, enquanto as razões isotópicas $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ se distribuem entre -5,7 e 3,5‰ e $\delta^{34}\text{S}_{\text{molibdenita}}$ variando de -3,7 a 2,1‰ (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006; Assis, 2015; Galé, 2018). Segundo Moura *et al.* (2006), no intervalo entre 330 e 420°C, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ variam entre 1,7 e 8,2‰, enquanto os de $\delta\text{D}_{\text{fluido}}$ variam entre -37 e -15‰. Em adição, Assis (2015), ao utilizar a equação de Eslinger *et al.* (1979), obteve temperaturas entre 158 e 481,4 °C para o par $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{muscovita}}$, enquanto que ao utilizar da equação de Zheng (1993), as temperaturas variaram entre 235,4 e 670,5 °C para o mesmo par. Também utilizando a equação de Eslinger *et al.* (1979), Galé (2018) calculou a temperatura média de 349°C para o par $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{sericita}}$.

Em adição, Assis *et al.* (2017) reporta idades Re-Os em sulfeto para as ocorrências do Luizão, Pé Quente e X1. Segundo os autores, o Alvo X1 exhibe idade Re-Os de 1.786 ± 5 (em molibdenita), enquanto as ocorrências Luizão e Pé Quente

exibem idade Re-Os (em pirita) de 1.787 ± 5.5 Ma e 1.787 ± 6.2 Ma, respectivamente. Dada a homogeneidade isotópica obtida entre as ocorrências datadas, os autores indicam a idade isocrômica de 1.782 ± 11 Ma, interpretada como o evento aurífero da província e, portanto, responsável pela formação de suas ocorrências e depósitos disseminados.

Baseado em seus respectivos modelos descritivos, as ocorrências disseminadas e confinadas a veios em granitos têm sido tentativamente correlacionados aos sistemas do tipo ouro pórfiro (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006; Assis, 2011; Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016), embora Paes de Barros (2007) tenha correlacionado a ocorrência Luizão ao modelo *intrusion-related gold system* (IRGS).

2.2.1.1. Contexto Geológico do Pé Quente

A ocorrência aurífera Pé Quente (Fig. 7), está localizada nas proximidades da Nona Agrovila, a cerca de 35 km a sudeste do município de Peixoto de Azevedo (MT) (Fig. 1). Corresponde a uma ampla área intensamente garimpada, constituída por diversos cavas de minério, dentre as quais se destacam os corpos de minério da Nilva, Rubens, Gabriel, Goiano e João Oficial (Assis *et al.*, 2014; Caires, 2017). Coletivamente, essas zonas mineralizadas estão hospedadas em sistemas graníticos cálcio-alcálicos oxidados do tipo I, de médio a alto K, meta- a peraluminosos e magnesianos, gerados a partir de magmas típicos de arcos magmáticos (Assis, 2011; 2015). Suas zonas mineralizadas hospedam-se em duas unidades principais: (i) Suíte Intrusiva Pé Quente, de 1,97 Ga; e (ii) granito Garantã, de 1,9 Ga (Assis, 2011; Miguel-Jr, 2011), inserido na Suíte Garantã do Norte, de 1,9-1,89 Ga (Alves *et al.*, 2019). Essas unidades são truncadas por diversos diques de vulcânicas máficas, variavelmente afetadas por processos hidrotermais, que exibem composição de gabro e basalto (Assis, 2011; Medeiros, 2016).

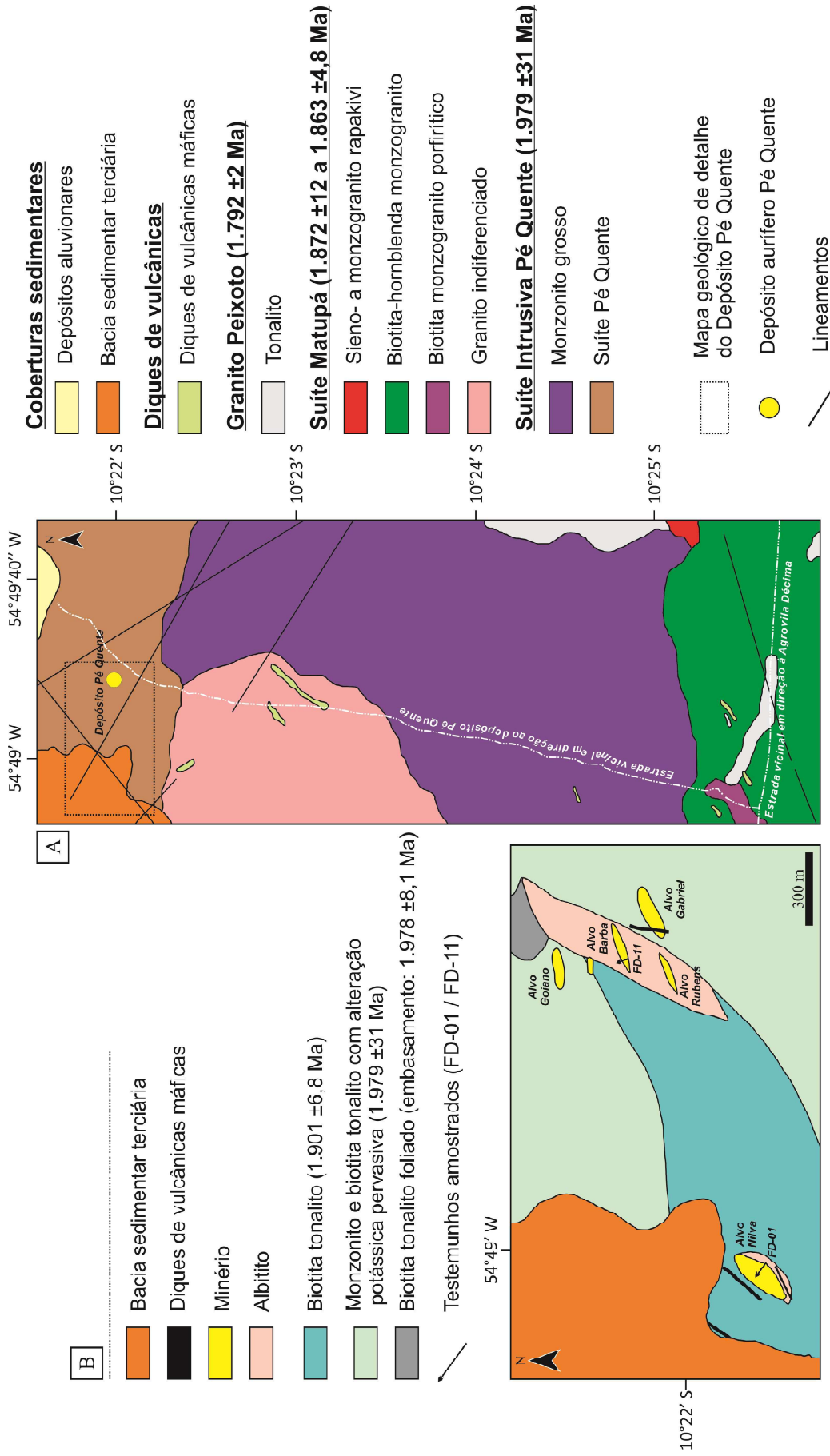


Figura 7 - (A) Mapa geológico da ocorrência aurífera Pé Quente (Extraído de Assis, 2011); e **(B)** Mapa geológico do Pé Quente, com alguns de seus corpos mineralizados e a inserção dos testemunhos descritos e amostrados neste trabalho (Modificado de Stabile, 2012).

A Suíte Intrusiva Pé Quente é constituída por leucomonzonito médio, quartzodiorito e quartzo-monzodiorito médio (corpo mineralizado Gabriel), albitito fino (corpos de minério Nilva e Rubens), monzogranito médio e isotrópico com intensa alteração potássica pervasiva com K-feldspato (corpo mineralizado do João Oficial), além de diques aplíticos de granulação fina e composição sienítica a quartzosienítica, intrusivos nas fácies anteriores (Assis, 2011; Stabile, 2012; Assis *et al.*, 2014; Assumpção, 2015; Caires, 2017). Miguel-Jr (2011) reporta idade de cristalização de 1.979 ± 29 Ma (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS) para o leucomonzonito, enquanto Assis (2015) obteve idade de $1.901 \pm 6,8$ Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP) para o biotita tonalito.

No Pé Quente, a alteração hidrotermal é intensa e diversificada em estilos e paragêneses, com a seguinte evolução paragenética (Assis, 2011; Stabile, 2012; Caires, 2017): (1) alteração sódica pervasiva, com albita; (2) alteração potássica pervasiva e com K-feldspato, que se desenvolve nas proximidades dos corpos mineralizados; (3) alteração sericítica pervasiva proximal às zonas mineralizadas; (4) carbonatação intersticial, pouco expressiva, e com calcita fina a grossa; (5) amplo halo de alteração com muscovita radial grossa + quartzo + clorita + sulfetos em estilo pervasivo; (6) alteração com granada (variedade espessartita-alandina) \pm pirita, que ocorre de forma restrita sobre a alteração potássica; (7) injeção de sílica, por vezes com padrão tipo *stockwork*, localmente acompanhada de brechas hidráulicas com sulfetos disseminados, drusas e veios de quartzo com sulfetos em suas bordas; (8) vênulas de clorita + carbonato \pm pirita; (9) cloritização pervasiva com clorita magnesiânica; (10) silicificação em estilo pervasivo; (11) alteração sódica fissural representada por veios tardios de quartzo + albita \pm pirita \pm ouro; e (12) alteração propilítica regional, de estilo pervasivo a fissural, portadora da assembléia de epidoto + clorita + clinozoisita + carbonato + prehnita, com clorita magnesiânica próxima aos corpos mineralizados e clorita rica em ferro nas porções distais (Assis, 2011; Stabile, 2012; Caires, 2017). Compreende-se, portanto, que no Pé Quente os padrões da alteração hidrotermal foram relativamente extensos e zonados. A figura 8 compila as informações de Assis (2011) e Caires (2017) referentes à evolução da sequência paragenética das alterações hidrotermais no depósito.

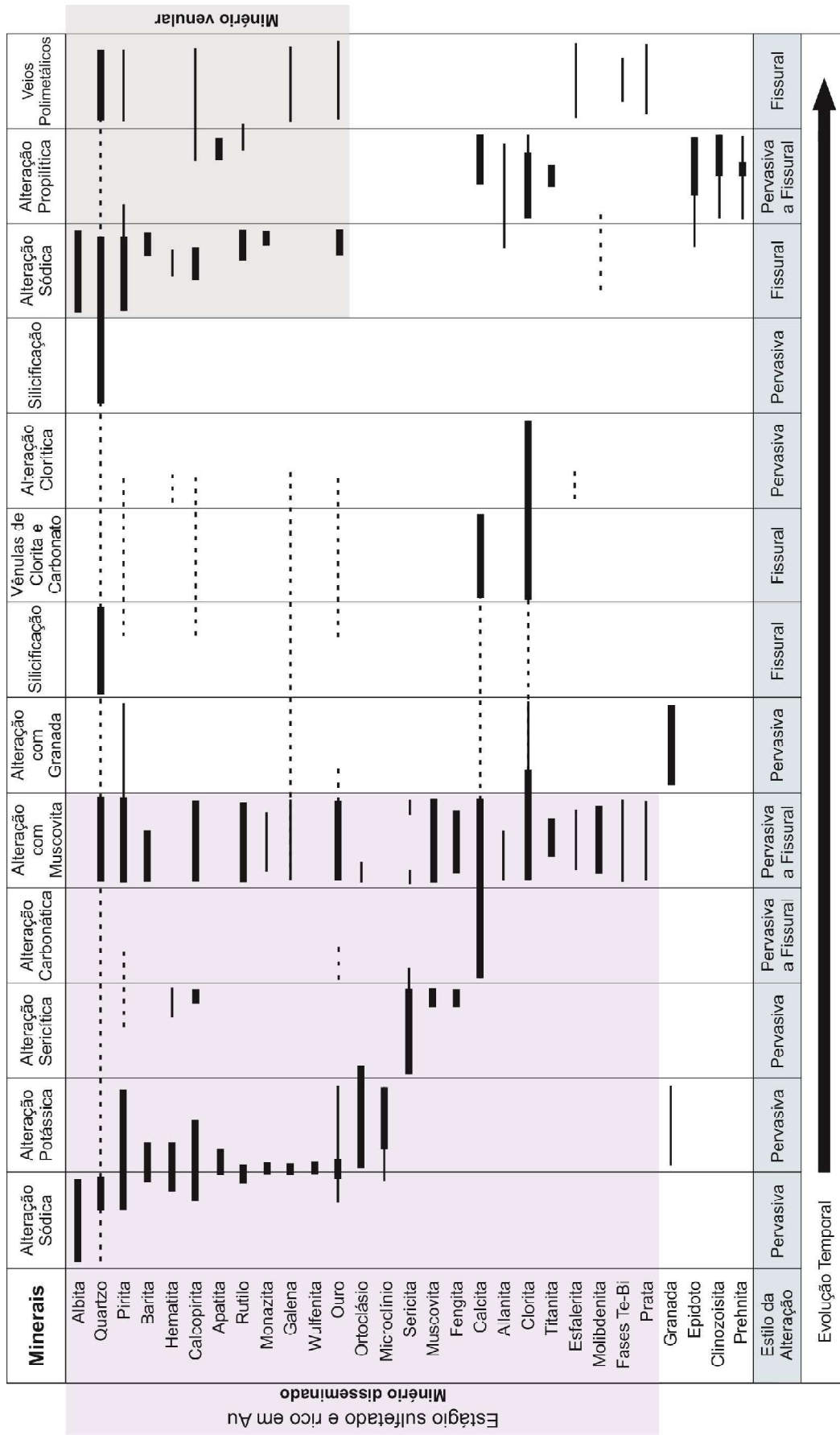


Figura 8 - Evolução paragenética da alteração hidrotermal da ocorrência Pé Quente. Informações compiladas de Assis (2011) e Caires (2017).

As zonas mineralizadas do Pé Quente são dominadas por pirita tanto disseminada quanto contida a veios, vênulas, e bolsões de quartzo, frequentemente capeados por muscovita. O minério ocorre, sobretudo, disseminado na alteração pervasiva com muscovita + quartzo + sulfetos, embora estágios mineralizados em menor intensidade também estejam temporalmente relacionados à alteração sódica com albita, potássica com K-feldspato e raramente, às vênulas tardias de quartzo + albita com sulfetos (Assis, 2011; Caires, 2017). A paragênese do minério disseminado é representada por pirita + barita + ouro ± calcopirita ± hematita ± apatita ± rutilo, além de galena, wulfenita, monazita, esfalerita, allanita e fases ricas em Ag, Bi-Te subordinadas (Assis, 2011). As fases menos comuns ocorrem tanto como pequenas inclusões quanto como preenchimento de microfraturas intracristalinas e/ou nas bordas da pirita (Assis, 2011; Stabile, 2012; Assis, 2015; Caires, 2017). As zonas sulfetadas, confinadas a veios, vênulas e bolsões, exibem paragênese com pirita ± barita ± calcopirita ± ouro ± rutilo ± monazita ± molibdenita ± galena ± apatita ± allanita ± hematita (Assis, 2011). O ouro ocorre na forma de inclusões de 3,5 a 185 µm na pirita disseminada ou em preenchimento de suas microfraturas. Mais raramente, o ouro também pode estar associado à calcopirita, nestes casos, com concentrações em Ag que variam de 14,2 a 46,3%. No minério venular, o ouro ocorre de forma similar, embora apresente maiores concentrações de Ag entre 14 e 60% (Assis, 2011; Stabile, 2012; Assis *et al.*, 2014; Assis, 2015; Assis *et al.*, 2017; Caires, 2017). Adicionalmente, Caires (2017) reporta um estágio tardio de veios polimetálicos (Fig. 8) com quartzo + esfalerita + calcopirita + galena ± pirita ± ouro, que sobrepõe todas as alterações e zonas sulfetadas anteriores. Esse estágio, entretanto, ocorre de modo restrito, apenas no alvo Goiano.

Análises de inclusões fluidas nas zonas de alteração sódica pervasiva com pirita disseminada portadora de ouro indicam fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade (2,9 a 8,3% eq. NaCl) e moderada a alta temperaturas (218°C a 335°C) em coexistência com fluidos eminentemente aquosos bifásicos de baixas a ligeiramente moderadas salinidades (0,53 a 12,95% eq. NaCl) e baixas temperaturas (125°C a 268°C), com restrita presença de CO₂ dissolvido à fase aquosa (Assis, 2015).

No Pé Quente, a clorita exibe composição da brunsvigita, com menor tendência a ripidolita, diabanita e penninita, enquanto a mica branca apresenta

composição intermediária entre a muscovita e fengita (Caires, 2017; Calaboni, 2018). Em adicional, estimativas geotermométricas apontam que a clorita teria se formado em temperaturas entre 255,5 e 314°C (Caires, 2017; Calaboni, 2018), enquanto que a geobarometria da muscovita relevou que sua pressão de formação teria oscilado entre 0,86 e 3,03 kbar (moda em 1,05 kbar), referente, portanto, à profundidades de 3,4 a 12 km (Calaboni, 2018).

Estudos isotópicos indicam valores de $\delta^{18}\text{O}$ em quartzo, muscovita, sericita, K-feldspato e albita entre +6,9 e +13,5‰, enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ variam de -0,49‰ a +4,01‰ (Assis, 2015). De acordo com as equações de fracionamento isotópico (Eslinger *et al.*, 1979; Zheng, 1993) do par mineral $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{muscovita}}$, suas temperaturas de equilíbrio estão compreendidas entre 209,8°C e 311,6° (Assis, 2015). Ademais, o mesmo autor obteve assinaturas isotópicas de δD (muscovita e sericita hidrotermais) entre -65 e -49‰ e de $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ de -4,8 a +1,8‰.

Em adicional, Assis *et al.* (2017) reporta idades Re-Os em pirita de 1.792 ±9 Ma e 1.784 ±11 Ma, com respectiva idade modelo em 1.787 ±5,5 Ma. A homogeneidade isotópica registrada para o depósito, de acordo com os autores, indica que teria ocorrido um único evento mineralizante, de idade estateriana na Província, ao menos ao que tange as ocorrências disseminadas em sistemas graníticos. Esses resultados divergem consideravelmente das idades de cristalização U-Pb reportadas para as hospedeiras graníticas, porém, são similares às idades Re-Os registradas no Luizão e Alvo X1.

O modelo descrito do depósito Pé Quente é inconclusivo em alguns aspectos, de modo a não permitir relacioná-lo diretamente a um modelo genético específico. O padrão de alteração hidrotermal que inclui alteração sódica, potássica com K-feldspato, com muscovita e silicificação é compatível aos depósitos do tipo IRGS (*intrusion-related gold systems*), assim como a ocorrência de zonas mineralizadas pobres em sulfetos, com baixas concentrações de metais base e ausência de magnetita na paragênese do minério (Thompson *et al.*, 1999; Lang & Baker, 2001; Hart, 2007). Entretanto, características como; (i) amplos e zonados halos hidrotermais; (ii) ouro incluso em paragênese sulfetada disseminada e venular, geneticamente vinculada às alterações sódica, mas principalmente com muscovita + quartzo + sulfeto, que naturalmente se desenvolvem sob elevadas temperaturas; (iii) íntima participação de fluidos oxidantes ao estágio mineralizante, em virtude da

paragênese pirita + hematita + barita; assim como (iv) magmatismo gerado em arcos magmáticos, são atributos normalmente vinculados aos depósitos de Cu-Au pórfiros convencionais (Seedorff *et al.*, 2005; Sillitoe, 2010). Nesse sentido, o Pé Quente tem sido mais bem interpretado como similar aos depósitos do tipo Au-pórfiro (Assis, 2011; Assis *et al.*, 2014; Caires, 2017; Bettencourt *et al.*, 2016). Contudo, as idades Re-Os vinculam a metalogênese aurífera da Província e, portanto, do Pé Quente, a eventos de magmatismo desencadeados em estágio pós-orogênico, o que culminaria no desenvolvimento de um sistema pórfiro não convencional, em crosta continental mais espessa e, portanto, mais tardia em relação ao desenvolvimento do arco (Assis, 2015; Assis *et al.*, 2017; Rios, 2019).

2.2.2. Sistemas auríferos filonares

Os sistemas filonares da porção leste da PAF correspondem a ocorrências e depósitos de estilo filonar, essencialmente representados pelas ocorrências Edu (Bizotto, 2004; Silva, 2017), Peteca (Teixeira, 2015; Pimenta, 2018), Basílio (Bressan, 2017), Alvo PAZ (Martins, 2018) e Aguinaldo (Cenatti, 2019), com destaque para o depósito Paraíba (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Assis, 2006; Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015; Bartolomeu, 2016; Poggi, 2019), principal representante da categoria. Entretanto, a atividade garimpeira tem se desenvolvido em diversas outras ocorrências filonares, até então, não estudadas. Exibem forte controle estrutural condicionado por falhas ou zonas de cisalhamento que truncam o embasamento granítico (2,0 a 1,97 Ga) e algumas unidades graníticas cálcio-alcalinas oxidadas (granitos tipo I) de ca. 1,97-1,96 Ga (Assis *et al.*, 2014; Juliani *et al.*, 2021).

Inicialmente, Araujo *et al.* (1975) e Souza *et al.* (1979) identificam três sistemas estruturais na região: (i) um mais antigo, de direção geral NW-SE; (ii) um intermediário, de direção NE-SW; (iii) e um mais recente, de direção E-W, representado por zonas de cisalhamento de natureza dúctil-rúptil com predominância de movimentação transcorrente. Paes de Barros (2007) reporta um lineamento transcorrente e natureza dúctil a rúptil, de direção geral NW-SE, com aproximadamente 30 km de largura e 140 km de extensão, denominado lineamento

Peru-Trairão, no qual estão encaixados a maioria dos depósitos e ocorrências auríferas da Província. Miguel-Jr. (2011) organiza as zonas de cisalhamento da província em quatro sistemas transcorrentes dextrais, dúctil a rúptil e de alto ângulo: sistemas (1) Novo Mundo, com direções WNW-ESSE e N-S; (2) Flor da Serra, de direção geral N70-80W; (3) Peixoto, com três estruturas principais de direções N-S, N25E e N60W, todas com mergulhos verticais a subverticais; e (4) União do Norte, com direção preferencial NE e W-E. O depósito do Paraíba está incluso no sistema Peixoto, em zona de cisalhamento de direção N-S. Na região de Peixoto de Azevedo, entretanto, Quispe (2016) individualiza quatro zonas de cisalhamento de primeira ordem, todas de natureza dúctil e direção geral NW-SE. Todos esses sistemas estruturais hospedam mineralizações e ocorrências de ouro, e o autor as nomeia em zonas de cisalhamento Joaquim, Paraíba, Peteca e Serrinha.

Os depósitos e garimpos incluídos nessa tipologia estão hospedados em ortognaisses de composição granítica a tonalítica, gabros, anfibolitos, monzogranito, tonalito e granodiorito, os quais exibem gradiente de deformação milonítica e/ou derivado do metamorfismo regional. As hospedeiras apresentam idades de cristalização entre 2,02 e 1,96 Ga, idades $T_{DM(Sm-Nd)}$ de 2,49 a 2,31 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -0,8 e -3,49, indicativos de magmas mantélicos com contaminação crustal, e extraídos de fontes paleoproterozoicas (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Bizotto, 2004; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Teixeira, 2015; Trevisan, 2015; Silva, 2017; Moreira, 2019).

Os sistemas auríferos pertencentes a esse grupo exibem ampla e diversificada alteração hidrotermal, desde o estilo pervasivo em sua maioria, até o estilo fissural, menos frequente. Embora os principais depósitos não partilhem de uma mesma distribuição espacial e evolução paragenética dos halos hidrotermais, nota-se que as alterações sódica, propilítica, potássica, injeção de sílica, carbonática, sericítica e clorítica são as mais frequentes (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994; Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Teixeira, 2015; Trevisan, 2015; Bartolomeu, 2016; Meyer, 2017; Poggi, 2019). De forma compartilhada, observa-se a seguinte relação temporal entre as principais alterações hidrotermais: alteração sódica inicial, seguida de alterações potássica, propilítica, sericítica, clorítica, silicificação e alteração carbonática. Ademais, vênulas

tardias de composições variadas são comumente observadas em toda evolução paragenética desses sistemas filonares (Trevisan, 2015; Bressan, 2017; Silva, 2017; Martins, 2018; Pimenta, 2018; Cenatti, 2019). Essas alterações tendem a se apresentar de forma zonada, em função da estrutura filonar principal dos depósitos, com silicificação e alterações carbonática, sericítica e clorítica dominando as zonas internas e proximais ao minério (Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007; Teixeira, 2015; Trevisan, 2015; Bressan, 2017; Silva, 2017; Pimenta, 2018; Cenatti, 2019).

As zonas mineralizadas e sulfetadas estão majoritariamente confinadas a veios de quartzo maciços ou bandados, embora também possam estar contidas em veios e vênulas tardias, disseminadas nas encaixantes milonitizadas ou em intrusões indeformadas, nestes casos, sempre com baixos teores. É notória a íntima relação espacial e temporal do minério com veios de quartzo \pm carbonato, os quais podem, inclusive, exibir estreitos halos de alteração sericítica, clorítica, silicificação e carbonatação, nos quais sulfetos com ouro podem estar disseminados. Neste contexto, a paragénesese do minério filonar é dominada por pirita, com concentrações variadas de calcopirita, hematita e magnetita, além de molibdenita, esfalerita, galena e bismutinita, frequentemente relatados como fases subordinadas (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994; Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Teixeira, 2015; Trevisan, 2015; Bartolomeu, 2016; Bressan, 2017; Meyer, 2017; Silva, 2017; Martins, 2018; Cenatti, 2019; Poggi, 2019). O ouro ocorre essencialmente incluso em cristais de pirita e calcopirita, e raramente preenche fraturas intra- e extra-cristalinas da pirita, em seus contatos, ou ainda, disperso na ganga silicática ou incluso em cristais de magnetita (Paes de Barros, 1994; Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Teixeira, 2015; Trevisan, 2015; Bressan, 2017; Meyer, 2017; Silva, 2017; Cenatti, 2019).

Dados de inclusões fluidas provenientes de cristais de quartzo associados ao minério do depósito Paraíba, e ocorrências do Peteca e Edu revelam a presença de fluidos aquo-carbônicos primários, bifásicos e trifásicos, de baixas a altas temperaturas ($T_{ht} = 126,2$ a $409,5^{\circ}\text{C}$) e salinidades (1,6 a 25% eq. NaCl), coexistentes com fluidos aquosos monofásicos, bifásicos e trifásicos de menor temperatura ($T_{ht} = 70$ a $362,1^{\circ}\text{C}$), embora salinidades mais amplas e elevadas (1,1 a 43,54% eq. NaCl), e inclusões carbônicas monofásicas e bifásicas, de baixa temperatura de homogeneização do CO_2 ($T_{h\text{CO}_2} = 9$ a $31,1^{\circ}\text{C}$) estejam presentes

(Bizotto, 2004; Assis, 2006; Silva & Abram, 2008; Rambo, 2014; Trevisan, 2015; Silva, 2017).

A composição da mica branca (e.g. muscovita e sericita) e clorita é homogênea entre as ocorrências desta classe. A exemplo dos depósitos disseminados, a clorita exibe composição da brunsvigita, com temperaturas de formação centradas entre 200 e 396°C (Trevisan, 2015; Silva, 2017; Martins, 2018; Pimenta, 2018; Silva, 2018b; Siqueira, 2018; Poggi, 2019). A mica branca (muscovita e sericita), por sua vez, apresenta composição preferencialmente fengítica, com leve tendência ao membro muscovítico. Sua composição revela elevada discrepância em seus intervalos de pressão de formação, entre 0,12 e 9,5 kbar, indicativos de profundidades entre 0,4 a 28,5 Km (Trevisan, 2015; Martins, 2018; Silva, 2018b; Siqueira, 2018; Poggi, 2019).

Estudos de elementos traço em sulfetos das zonas mineralizadas dos depósitos Paraíba e Edu, efetuados em microsonda eletrônica (Meyer, 2017), revelam que o Au exibe forte relação com a estrutura cristalina da pirita, com valores até 1.740 ppm. O autor ainda destaca que em cristais de calcopirita, o Au exibe correlações negativas com Pb e Zn, porém, positivas com Co e Fe. Entretanto, observa-se que na pirita, o Au exibe correlações negativas com Co, Cu e Ni, contudo, positivas apenas com Pb. Além disso, não foram observadas variações composicionais entre borda e centro nos sulfetos (Meyer, 2017).

Idades Pb-Pb em zircão e pirita coletados em veios sulfetados do depósito do Paraíba indicam idades da mineralização em 1.979 ± 3 Ma (Paes de Barros, 2007) e 1.814 ± 22 Ma (Santos *et al.*, 2018), respectivamente. Esses dados sugerem que o evento aurífero relacionado aos sistemas filonares da PAF pode ser mais antigo àquele registrado para os sistemas disseminados pelas idades Re-Os em sulfetos (em 1,78 Ga). Entretanto, cautela deve ser admitida em relação às idades Pb-Pb para minério. Idades obtidas a partir de cristais de zircão venular podem remeter a cristais herdados das hospedeiras dos depósitos, cujas idades são semelhantes (2,01 a 1,99 Ga; Trevisan, 2015; Moreira, 2019). No mais, se considerados os respectivos erros analíticos, nota-se certa proximidade entre a idade isocrônica Re-Os (1.782 ± 11 Ma; Assis *et al.*, 2017) obtida para os sistemas disseminados com a idade Pb-Pb em pirita (1.814 ± 22 Ma; Santos *et al.*, 2018) do depósito Paraíba. No entanto, idades Pb-Pb exibem menor precisão quando comparadas àquelas obtidas

pela sistemática Re-Os, visto que os resultados obtidos podem estar atrelados a fases minerais inclusas nos minerais datados, ou então, a uma mistura isotópica entre ambos (Chiaradia *et al.*, 2013).

Embora não haja total consenso quanto ao modelo genético desses sistemas, tem-se admitido que eles seriam equivalentes, em sua maioria, a sistemas do tipo ouro orogênico (Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Santos *et al.*, 2001; Bizotto, 2004; Moreton & Martins, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Teixeira, 2015), ouro pórfiro (Bartolomeu, 2016; Bressan, 2017; Cenatti, 2019; Mesquita *et al.*, 2022) e *intrusion-related gold system* (Santos *et al.*, 2001; Paes de Barros, 2007), e sistemas epitermais deformados (Bortolozzo, 2021; Juliani *et al.*, 2021).

2.2.2.1. Contexto Geológico do Depósito do Paraíba

O depósito Paraíba (Fig. 9), localizado no município de Peixoto de Azevedo (Fig. 1), exhibe minério em estilo filonar, com brechas hidrotermais ricas em Cu + Mo ± Au subordinadas, além de inúmeras venulações ricas em pirita, porém, estéreis (Poggi, 2019). O depósito, também conhecido como Filão do Paraíba, é o depósito mais conhecido da região. Foi descoberto na década de 1970, por atividade garimpeira, com operações inicialmente em lavra a céu aberto, com cava de profundidade máxima de 30 m (Siqueira, 1997), que posteriormente evoluiu para operações em *shaft*, com cerca de 100 m de profundidade (Silva & Abram, 2008). Passado um longo período de inatividade quanto as atividades de exploração, as campanhas de exploração mineral no depósito e o elevado preço do minério viabilizaram a retomada das atividades de extração. Atualmente, a reabertura da lavra está em processo de reativação, com retomada das operações de extração em lavra subterrânea. A empresa P.A. Gold Mineração e Metalurgia é a que detém os direitos outorgados do depósito, via autorizações junto à Agência Nacional de Mineração (ANM), sob o processo n° 866.672/2005.

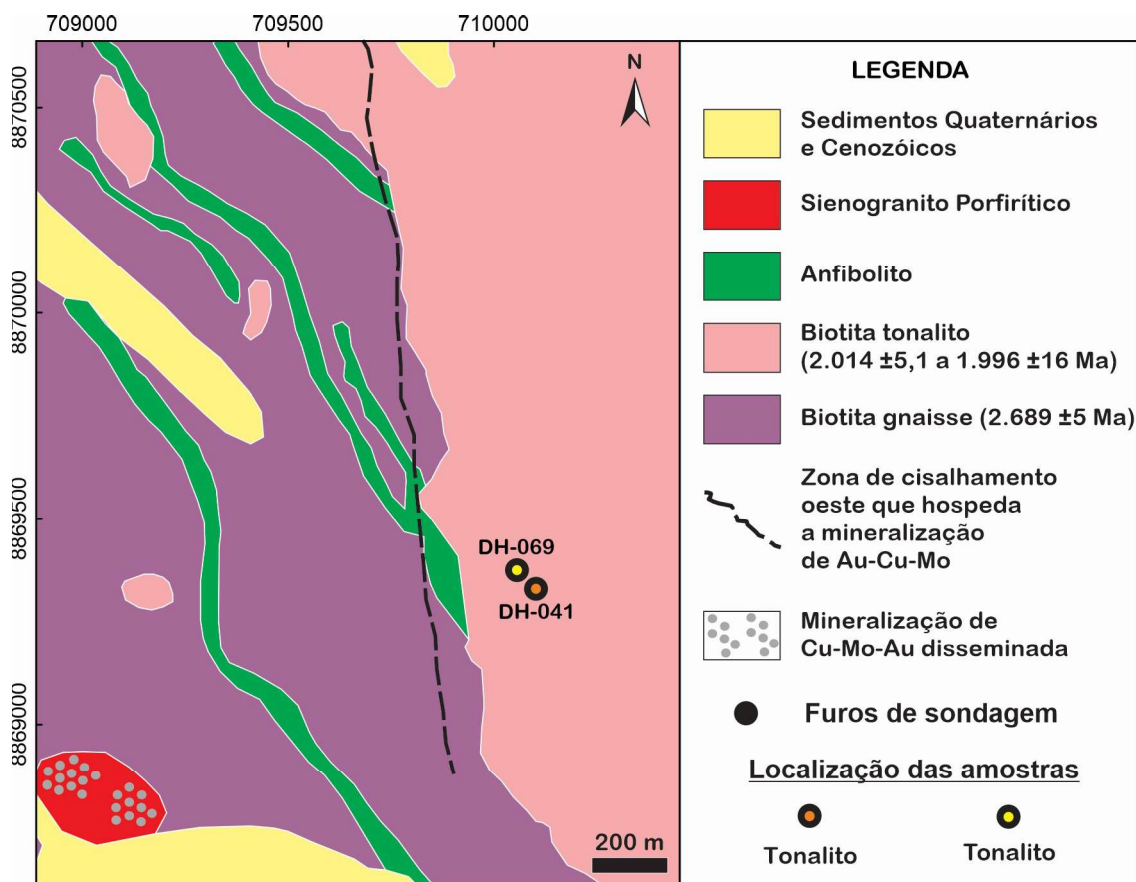


Figura 9 - Mapa geológico do depósito Paraíba com localização dos testemunhos amostrados e utilizados neste trabalho (Modificado de Moreira, 2019).

O depósito corresponde a um sistema filonar constituído por três veios bandados de quartzo com carbonato e sulfetos, com espessuras de até 1,5 m, morfologia lenticular e ramificada (Abreu Filho *et al.*, 1992; Silva & Abram, 2008). Esse sistema se estende por cerca de 1,5 km ao longo de zona de cisalhamento dúctil do tipo transcorrente dextral, de direção N05W/65-70NE, que afeta rochas do embasamento e sistemas graníticos cálcio-alcalinos oxidados do tipo I de 2,04 a 1,85 Ga, nos quais se desenvolveu expressiva zona milonítica (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008).

Os primeiros trabalhos realizados no depósito descrevem que suas zonas mineralizadas estavam hospedadas no embasamento granítico-gnáissico-anfibolítico, com veios auríferos encaixados em estruturas miloníticas derivadas da zona de cisalhamento, e com zoneamento hidrotermal constituído por clorita-sericita-xisto e sericita-quartzo-xisto (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994).

Posteriormente, Siqueira (1997) descreve que o depósito está essencialmente hospedado em tonalito-granodiorito com gradiente de deformação milonítica em direção à zona de cisalhamento. Em adicional, anfibolito magnético como lentes ou enclaves no tonalito-granodiorito cisalhado, além de diques de composição granítica nas proximidades dos veios mineralizados também estejam presentes. De acordo com o autor, o principal veio sulfetado está restrito às zonas milonitizadas e/ou em suas proximidades com o tonalito-granodiorito. Segundo Souza *et al.* (2005), Moreton & Martins (2005) e Silva & Abram (2008), tanto o anfibolito foliado (Suíte Intrusiva Flor da Serra), quanto o embasamento granítico-gnáissico (Complexo Cuiú-Cuiú) e monzogranito da Suíte Intrusiva Matupá hospedam a mineralização no Paraíba. Entretanto, Trevisan (2015) sugere que os veios do depósito estariam encaixados em biotita gnaisse (2,68 Ga), biotita tonalito (2,01-1,99 Ga) e diques máficos (idade desconhecida). Em adicional, Bartolomeu (2016) e Poggi (2019) descrevem a presença de quartzo-feldspato pórfiro, filonitos (gnaisse e tonalito intensamente cisalhados e hidrotermalizados), gabro, sienogranito porfirítico e diques de sienogranito ricos em quartzo. A exemplo dos trabalhos anteriores, esses autores reforçam o fato dos veios mineralizados estarem balizados e contidos nas zonas milonitizadas. Nesse contexto, o biotita tonalito é intrusivo no biotita gnaisse (Complexo Cuiú-Cuiú) e corresponde a principal unidade que hospeda o minério do Paraíba (Trevisan, 2015; Bartolomeu, 2016; Poggi, 2019). Ademais, diques de vulcânicas máficas intrusivos em todas as unidades, embora hidrotermalizados, não estão mineralizados. Adicionalmente, Bartolomeu (2016) e Poggi (2019) reportam mineralização disseminada no quartzo-feldspato pórfiro, entretanto, menos expressiva em comparação ao minério filonar. Moreira (2019) relata idades Pb-Pb em zircão (SHRIMP) de 2.689 ± 5 Ma (núcleo) e 1.992 ± 4 Ma (borda), respectivamente interpretadas como idades de cristalização do biotita gnaisse e de seu metamorfismo. As idades de cristalização do biotita tonalito, contudo, variam de 2.014 ± 5.1 Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP; Trevisan, 2015) a 1.996 ± 16 Ma (Pb-Pb em zircão por LA-ICP-MS; Moreira, 2019).

A alteração hidrotermal no depósito está presente em paragêneses e estilos variados, na forma de halos que variam de 1 a 30 metros de extensão (Moreton & Martins, 2005). Observa-se certo zoneamento espacial da alteração em relação ao filão mineralizado, o qual não necessariamente reflete em seu sequenciamento

temporal. Desde modo, as porções proximais são representadas por: (a) intensa injeção de sílica e sulfetos em estilo filonar, correspondente ao minério principal, representada por veios bandados de quartzo ± carbonatos com sulfetos que podem chegar até 30% em volume; esse sistema está envelopado por (b) forte carbonatação pervasiva, que embora de ocorrência restrita e com disseminações de sulfetos portadores de ouro, pode se sobrepor ao estágio anterior; (c) sericitização com muscovita pervasiva e sobreposta pela alteração potássica com K-feldspato; (d) alteração clorítica pervasiva em menor escala, raramente com clorita radial; (e) alteração potássica com biotita pervasiva, que se sobrepõe as alterações sericítica e potássica com microclínio; (f) alteração propilítica pervasiva mais restrita. O padrão distal da alteração é representado por: (g) alteração potássica com microclínio pervasivo; (h) alteração propilítica pervasiva de menor intensidade; (i) silicificação pervasiva e fissural, com geração localizada de brechas; e (j) carbonatação pervasiva. Ademais, todo esse complexo sistema hidrotermal é truncado por vênulas tardias de composições variadas, preenchidas por carbonato, quartzo, epidoto, sericita e clorita (Paes de Barros, 1994; Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015; Meyer, 2017; Poggi, 2019). A figura 10 exemplifica a evolução paragenética da alteração hidrotermal do depósito Paraíba (modificado de Poggi, 2019).

O minério filonar está confinado a veios bandados a maciços de quartzo com carbonato, de direção N05W/75SE e concordantes a zona de cisalhamento dúctil do tipo transcorrente dextral e antitética, com expressiva foliação milonítica (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994). Paes de Barros (1994) e Silva & Abram (2008) relatam que o bandamento nos veios poderia estar relacionado a múltiplas fases de abertura, com preenchimento por sulfetos e quartzo. O filão é ocasionalmente truncado por diques de microgranito, diabásio e pegmatítico com pirita, biotita, carbonato, molibdenita e bornita (Paes de Barros, 1994). Pirita e calcopirita também podem estar disseminadas nas encaixantes ou confinadas às vênulas tardias, em associação com carbonato e/ou biotita (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994; Silva & Abram, 2008). Os respectivos veios mineralizados estão usualmente capeados por alteração sericítica com muscovita, clorítica e carbonática intensas (Paes de Barros, 1994; Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015; Meyer, 2017). As diversas formas de ocorrência de pirita e calcopirita foram interpretadas, por Paes de Barros (1994), como evidências de diversas fases de precipitação de sulfetos,

indicativo de prolongado período de atuação e circulação de fluidos, interpretação suportada, inclusive, pelo desenvolvimento de expressivos halos hidrotermais.

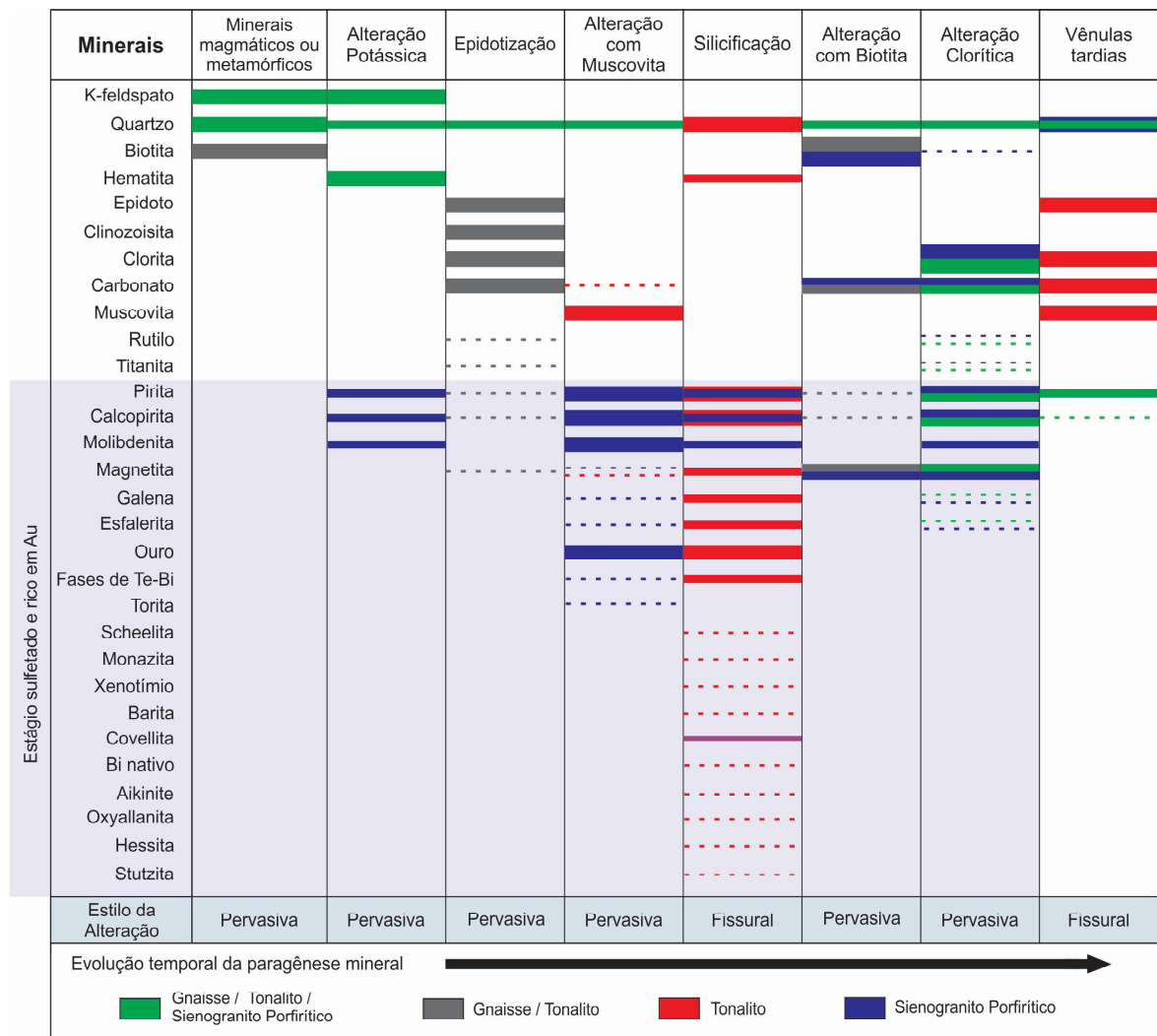


Figura 10 - Quadro paragenético com evolução temporal das alterações hidrotermais e assembleias minerais para o sistema hidrotermal do depósito Paraíba (Modificado de Poggi, 2019).

O minério é predominantemente representado por pirita e calcopirita, além de molibdenita, esfalerita e galena em concentrações inferiores a 1% (Trevisan, 2015), enquanto pirrotita, bornita, magnetita, hematita, scheelita, bismutinita, bismuto nativo, fases ricas em Te-Bi, monazita, xenotima, thorita e barita formam pequenas inclusões na pirita (Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015). Covellita, tetradrita e calcocita ocorrem como produto de oxidação da calcopirita (Trevisan, 2015). Relatórios da P.A. Gold Mineração (dados não publicados), relatam teores de ouro entre 0,2g/t e 29g/t, com reservas estimadas em 350.000 ton @ 15,35 g/t Au.

Os cristais de pirita costumam ser idiomórficos a xenomórficos, por vezes envolvidos por calcopirita ou com fraturas por ela preenchidas. O ouro ocorre como inclusões subarredondadas na pirita, e de modo restrito, na calcopirita, mas em ambas, com dimensões de 70 a 120 μm (Paes de Barros, 1994; Trevisan, 2015; Meyer, 2017). Também pode preencher fraturas intra- e extra-cristalinas da pirita (Meyer, 2017), com concentrações em Ag que variam de 5 a 24% (Trevisan, 2015).

Embora de menor importância e volume, Bartolomeu (2016) e Poggi (2019) descrevem estágio de mineralização de Cu-Mo-(Au), rico em pirita disseminada no quartzo-feldspato pórfiro, posterior, ao estágio filonar hospedado no biotita tonalito. Esse estágio relaciona-se às alterações sericitica, propilitica e com epidoto, possivelmente vinculadas à cristalização do pórfiro, de composição sienogranítica. O minério ocorre disseminado na alteração com epidoto, na qual se observa as maiores concentrações de calcopirita e molibdenita, além de também estar confinado a veios e vênulas de quartzo + fengita + calcita + pirita + calcopirita \pm molibdenita, com espessuras de 2 a 20 cm (Poggi, 2019).

Estudos de inclusões fluidas em veios mineralizados de quartzo com pirita e calcopirita, realizados por Assis (2006) e Silva & Abram (2008), indicam que o fluido mineralizante tenha passado por processos de imiscibilidade, com predominância de fluidos aquo-carbônicos (magmáticos) de baixas a altas temperaturas ($T_{ht} = 159,3$ a 350°C) e salinidades (1,6 a 25% eq. NaCl), que teriam interagido tanto com fluidos aquosos bifásicos ligeiramente mais frios ($T_{ht} = 78,7$ a 340°C), mas de salinidade similar (2,07% a 13,07% eq. NaCl), quanto com fluidos aquosos trifásicos de moderada a alta temperatura ($T_{ht} = <200$ a $362,1^\circ\text{C}$) e alta salinidade (13 a 43,54% eq. NaCl). Ademais, as baixas temperaturas registradas pelas inclusões fluidas ($T < 150^\circ\text{C}$) sugerem influência de água meteórica. Ademais, Trevisan (2015) reconhece quatro tipos de inclusões fluidas, também relacionados à mineralização de Au \pm Cu do depósito, com predominância de fluidos aquo-carbônicos trifásicos, além de fluidos aquosos trifásicos, bifásicos e monofásicos. Esses resultados são sugestivos de que a mineralização no Paraíba teria ocorrido a partir de um sistema em imiscibilidade, possivelmente decorrente de processos de decompressão hidrotermal, desencadeados pelo desenvolvimento da zona de cisalhamento, em que fluidos magmáticos (ou metamórficos?) de mais alta temperatura e mais ricos em CO_2 teriam interagido com fluidos aquosos mais diluídos e frios. Nesse cenário, a

perda de voláteis da fase fluida para a gasosa teria resultado no aumento da f_{O_2} e pH, que somado à queda de temperatura derivada da interação de fluidos, teria ocasionado o rebaixamento da solubilidade do ouro e, portanto, culminado em sua precipitação (Assis, 2006; Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015). Além do processo de mistura de fluidos, Silva & Abram (2008) também assumem a possibilidade da sobreposição de processos metamórfico-hidrotermais durante a formação do depósito. Em adição, Assis (2006) estima que as condições de temperatura e pressão durante o aprisionamento das inclusões aquo-carbônicas tenha ocorrido entre 236 e 368°C, e 1,0 a 3,6 kbar, respectivamente. Esses dados são indicativos de que o sistema hidrotermal responsável pela geração do depósito Paraíba tenha se desenvolvido em profundidades de 3,0 a 10,8 km.

No depósito, a clorita exibe composição da brunsvigita, com leve tendência à ripidolita e diabanita, com temperaturas de formação entre 314 e 396°C (Trevisan, 2015; Poggi, 2019). Trevisan (2015) e Poggi (2019) obtiveram composição essencialmente fengítica, com menor tendência para o membro muscovítico para a mica branca dos halos de alteração sericítica e muscovítica. Com base no geobatrômetro da fengita, os autores estimaram pressões de 6,5 a 9,5 kbar para a formação da mica branca, sugestivas de profundidades que variam de 19,6 a 28,5 km. Além de corresponderem a estimativas dissonantes àquelas obtidas pelas isócoras das inclusões fluidas, esses valores são muito elevados, até mesmo se considerado o sistema metamórfico-hidrotermal. Em adicional, Poggi (2019) relata que a biotita hidrotermal do Paraíba exibe composição da flogopita.

Estudos preliminares de elementos traço em sulfetos das zonas mineralizadas do Paraíba, efetuados em microsonda eletrônica, revelam concentrações consideráveis de Co na pirita (590 a 880 ppm) e calcopirita (360 a 460 ppm), além de altas concentrações de Ni na pirita (≤ 780 ppm). As concentrações de Au, quando acima do limite de detecção, são heterogêneas nos cristais de pirita, pois variam de ≤ 80 a 1.740 ppm, com moda entre 100 e 150 ppm (Meyer, 2017). A calcopirita, entretanto, retém as maiores concentrações de Ag (≤ 30 a 150 ppm) e Zn (≤ 110 a 460 ppm). Nos cristais de calcopirita, o Au apresenta correlações negativas com Pb e Zn, porém, positivas com Co e Fe, enquanto na pirita, exibe correlação positiva com Pb, mas negativa com Ni (Meyer, 2017).

Datações Pb-Pb efetuadas em cristais de zircão e pirita provenientes de veio de quartzo sulfetado, forneceram idades de 1.979 ± 3 Ma (Paes de Barros, 2007) e de 1.814 ± 22 Ma (Santos *et al.*, 2018), respectivamente. Paes de Barros (2007) interpreta a idade em zircão como máxima da mineralização, pois poderia corresponder a cristais herdados de rochas do embasamento. Santos *et al.* (2018), por sua vez, ressalta a semelhança com a idade dos granitoides pertencentes à Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ± 7 Ma; Moura, 1998), o que poderia sugerir relação temporal e genética entre o evento magmático responsável pela geração das rochas da unidade com a precipitação do minério no Paraíba.

Embora uma grande quantidade de pesquisas tenham sido efetuadas, não tem ocorrido consenso quanto ao modelo genético do Paraíba, visto o depósito apresentar características similares aos modelos do tipo ouro pórfiro (Assis *et al.*, 2014; Bartolomeu, 2016; Juliani *et al.*, 2021), porém, deformados; ao *intrusion-related gold system* (Paes de Barros, 2007), ouro orogênico (Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008), ou ainda, um sistema hidrotermal, cujo minério aurífero filonar teria gênese vinculada a um sistema metamórfico-hidrotermal, enquanto a mineralização de Cu e Mo disseminada no quartzo-fedspato pórfiro e, portanto, mais jovem, teria origem magmática-hidrotermal (Poggi, 2019; Mesquita *et al.*, 2021). Trevisan (2015), entretanto, não enquadra o depósito em um modelo específico, sugerindo que corresponda a um sistema aurífero hospedado em veios de quartzo.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento do trabalho ocorreu em oito etapas principais, essencialmente desenvolvidas nos laboratórios locados nas dependências do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP, São Paulo).

3.1. Seleção dos Objetos de Estudo

Por corresponder a um trabalho comparativo, os alvos de estudo selecionados: (1) exibem estilos de mineralização contrastantes: a ocorrência aurífera Pé Quente é pertencente à categoria de minério disseminado e confinado a veios em granitos (grupo 1), enquanto no depósito do Paraíba o minério é filonar e encaixado em fraturas e zonas de cisalhamento (grupo 2); e (2) correspondem a importantes representantes de seus grupos e, portanto, contam com modelos descritivos e genéticos amplamente discutidos. A Tabela 2 reúne alguns dos principais atributos geológicos do Pé Quente e Paraíba, alvos de estudo deste trabalho.

3.2. Revisão Bibliográfica

A etapa de revisão bibliográfica enfatizou: (a) o contexto geológico-metalogenético regional e local da PMAF; (b) a sistemas magmático-hidrotermais auríferos (e.g. ouro pórfiro, IRGS, epitermal); (c) mecanismos de transporte e precipitação do Au em fluidos hidrotermais; e (d) a sistemática LA-ICP-MS aplicada à quantificação de elementos traço em fases minerais, com enfoque àqueles relacionados à pirita em estudos de metalogênese.

3.3. Etapa de Campo

A etapa de campo foi realizada entre os dias 06 e 13 de Junho de 2019, durante os quais foram visitados os galpões de testemunhos do Pé Quente, atualmente em posse da empresa NEXA Resources, e do depósito Paraíba, pertencente à empresa P.A. Gold Mineração e Metalurgia, ambos localizados no município de Peixoto de Azevedo (MT). Essa etapa teve por objetivos: (a) descrição

Tabela 2 - Principais atributos geológicos dos alvos de estudo.

Depósito aurífero	Au ± Cu disseminado	Au ± Cu filonar
	Pé Quente ⁽¹⁾	Paraíba ⁽²⁾
Localização (Município e Coordenadas)	TERRA NOVA DO NORTE Lat. N: -10.3638° Long. E: -54.8130°	Peixoto de Azevedo Lat. N: -10.2211° Long. E: -55.0844°
Rocha Hospedeira	Diorito, monzodiorito, monzonito, albitito, monzogranito (Suíte Pé Quente) e biotita tonalito (Granito Garantã).	Anfibolito, gnaiss, biotita tonalito e quartzo-feldspato pórfiro.
Alteração hidrotermal	Alteração sódica, potássica, sericítica, carbonatação, alteração com muscovita + quartzo + pirita, silicificação, cloritização e alteração propilítica tardia.	Forte silicificação, carbonatação, alteração sericítica, clorítica, potássica e propilítica.
Paragênese Mineral ⁽³⁾	Py ± cpy ± Au ± brt ± hem ± ap ± rtl	Py ± cpy ± Au ± mo ± sph ± gn em veios de quartzo ± carbonato.
Inclusões Fluidas	Fluidos aquo-carbônicos (2,9 a 8,3% eq. NaCl e 218°C a 335°C) e aquosos bifásicos (0,53 a 12,95% eq. NaCl e 125°C a 268°C).	Fluidos aquo-carbônicos (1,6 a 14,54% eq. NaCl e 159,3 a 315,8°C), aquosos bifásicos (2,07% a 13,07% eq. NaCl e 78,7 a 313°C) e aquosos trifásicos (37,15 a 43,54% eq. NaCl e 286,5 a 362,1°C).
Química Mineral	Clorita	Brunsvigita; temperatura de formação entre 255,5 e 314°C.
	Mica Branca	Entre muscovita e fengita; pressão média de formação entre 0,86 e 3,03 kbar.
Idade do Depósito	Re-Os em pirita: 1.787 ±5,5 Ma	Pb-Pb em zircão: 1.979 ±3 Ma Pb-Pb em pirita: 1.814 ±22 Ma

Referências:

⁽¹⁾ Assis (2011); Stabile (2012); Assis *et al.* (2014), Assis (2015); Assumpção (2015); Bettencourt *et al.* (2016); Assis *et al.* (2017); Caires (2017); Calaboni (2018);

⁽²⁾ Paes de Barros (1994); Assis (2006); Paes de Barros (2007); Silva & Abram (2008); Trevisan (2015); Bartolomeu (2016); Santos *et al.* (2018) e Poggi (2019).

⁽³⁾ **Abreviações minerais:**

Ap: apatita; Au: ouro; Brt: barita; Cpy: calcopirita; Gn: galena; Hem: hematita; Mo: molibdenita; Py: pirita; Rtl: rutilo; Sph: esfalerita.

sistemática de testemunhos de sondagem representativos das zonas mineralizadas dos depósitos; com (b) posterior amostragem dos principais setores mineralizados, contextualizados em seus respectivos halos hidrotermais. Atenção especial foi dada aos setores sulfetados, tendo em vista os objetivos deste trabalho. Foram, portanto,

descritos dois testemunhos de sondagem de cada depósito: furos FD-01 e FD-11 (Pé Quente) e furos PXA-PAB-DH-041 e PXA-PAB-DH-069 (depósito Paraíba). As descrições e registros fotográficos realizados na etapa de campo foram utilizados para auxiliar a etapa de petrografia e também para a confecção de colunas esquemáticas apresentadas no capítulo de resultados (Fig. 11, 12, 24 e 25).

3.4. Seleção e Preparação das Amostras

As amostras são essencialmente provenientes de testemunhos de sondagem, com poucas derivadas de afloramentos ou cavas garimpeiras a céu aberto. O conjunto total conta com 113 amostras, das quais 102 delas foram coletadas durante a etapa de campo realizada para esse projeto e 11 coletadas em trabalhos anteriores e, portanto, fornecidas pelo orientador desse trabalho. Entre as amostras coletadas no campo, 58 pertencem ao depósito do Paraíba, enquanto 44 pertencem à ocorrência do Pé Quente. Todas as 11 amostras de mão herdadas de trabalhos anteriores para complementar o conjunto de amostras, assim como as respectivas sessões delgada-polidas, pertencem ao depósito Pé Quente.

Deste conjunto, foram selecionadas 21 amostras para a confecção de lâminas delgado-polidas, representativas das principais zonas mineralizadas do Pé Quente e Paraíba, distribuídas da seguinte forma: Pé Quente (09 lâminas) e depósito Paraíba (12 lâminas); que somadas com as 11 sessões de trabalhos anteriores, totalizou um conjunto de 32 sessões delgada-polidas. Essa etapa de seleção se respaldou tanto no estilo da mineralização quanto na presença e intensidade da zona sulfetada em função dos distintos estágios das alterações hidrotermais. A Tabela 3 relaciona as lâminas polido-delgadas confeccionadas a partir de amostras coletadas em campo com os métodos analíticos aos quais foram submetidas.

A primeira gama de lâminas foi confeccionada na Sessão de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc, USP, São Paulo), com espessura de 30 μ m. Esse conjunto permitiu a descrição e identificação das relações petrográficas da pirita com os demais sulfetos, bem como sua contextualização na evolução paragenética da alteração hidrotermal.

Um segundo conjunto de lâminas delgado-polidas foi confeccionado pelo Geolab – Soluções em Geologia (Recife, Pernambuco), com espessura de ~100 μ m,

destinadas às análises petrográficas em luz refletida e posteriormente às análises via Microscopia Eletrônica de Varredura, Microsonda Eletrônica e LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). As lâminas tradicionais, por serem mais finas, não são indicadas em análises ao LA-ICP-MS, visto o tempo e intensidade da ablação pelo laser consumir todo o material e, portanto, atingir o substrato vítreo da amostra.

Tabela 3 – Identificação das lâminas delgado-polidas confeccionadas a partir de amostras coletadas em campo, assim como os métodos pelos quais foram analisadas

Lâmina delgado-polida		Método analítico			
Pé Quente	Paraíba	Petrografia convencional	MEV	Microsonda Eletrônica	LA-ICP-MS
FD01 – 44,30	-	✓			
FD01 – 46,30	-	✓			
FD01 – 46,80	-	✓	✓	✓	✓
FD01 – 153,25	-	✓	✓		
FD01 – 172,25	-	✓	✓	✓	✓
FD01 – 184,00	-	✓	✓	✓	✓
FD01 – 210,35	-	✓			
FD01 – 214,20	-	✓	✓	✓	✓
FD01 – 232,50	-	✓			
-	PAB-DH041-11	✓			
-	PAB-DH041-12	✓			
-	PAB-DH041-22	✓			
-	PAB-DH041-24	✓			
-	PAB-DH041-27	✓			
-	PAB-DH041-28	✓	✓	✓	✓
-	PAB-DH69-04	✓			
-	PAB-DH69-12	✓			
-	PAB-DH69-14	✓			
-	PAB-DH69-17	✓	✓	✓	✓
-	PAB-DH69-20	✓	✓	✓	✓
-	PAB-DH69-29	✓	✓	✓	✓

3.5. Petrografia

Os estudos petrográficos ocorreram em luz transmitida e refletida, por meio da utilização de microscópio petrográfico óptico. Essa etapa focou: (a) na determinação do estilo e paragênese mineral do minério, assim como dos padrões da alteração hidrotermal a ele associados; (b) na individualização das variedades texturais da pirita e sua associação à eventuais eventos de precipitação (distintos eventos temporais?); e (c) complementação quanto aos modos de ocorrência do Au na paragênese sulfetada, ou na ganga silicática (Au livre).

Esta etapa foi realizada no Laboratório de Petrografia Sedimentar (LabPetro), locado no Instituto de Geociências (IGc, USP, São Paulo), utilizando-se de microscópio Leica DM750P com luz refletida e transmitida. O LabPetro disponibiliza microscópios e lupas aos quais estão acoplados sistemas de captação de imagens (câmeras Leica MC170HD), que permitem a captura de fotomicrografias e fotografia de testemunhos em alta resolução. Nesta etapa também foram selecionados cristais representativos de pirita de cada variedade textural identificada, visando sua análise nas etapas analíticas seguintes.

3.6. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Essa etapa buscou o refinamento da descrição petrográfica ao microscópio, por meio: (a) da determinação das fases menores não reconhecidas durante a petrografia tradicional; (b) da identificação de possíveis zoneamentos nos cristais de pirita; (c) da observação dos modos de ocorrência e composição de fases minerais menores (e.g. telluretos e/ou fases ricas em Te-Bi); e (d) da identificação da composição e complementação dos modos de ocorrência do Au. O equipamento utilizado foi um JEOL JSM-6010LA Analytical Scanning Electron Microscope, instalado no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Petrologia e Metalogenia, no Instituto de Geociências e Ciências Exatas, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (IGCE, UNESP, Rio Claro). A análise usou feixe de varredura com *spot size* (SS) 50nm e tensão de aceleração de 15 kV.

3.7. Microsonda Eletrônica

A microsonda eletrônica, a exemplo do LA-ICP-MS, é capaz de realizar análises químicas quantitativas *in situ* em minerais. Entretanto, devido a seus limites de detecção serem mais elevados, esse método foi utilizado na obtenção das concentrações de Fe e S na pirita, para posterior correção e conversão dos resultados obtidos pelo LA-ICP-MS. Ademais, também se obteve a concentração de Si, Zn, Ca, Pb, Cu, Ni e Al na pirita. Mapas multi-elementares foram confeccionados em cristais representativos de quatro das texturas de pirita individualizadas. Foram, portanto, obtidos mapas composicionais na pirita para Au, Zn, Pb, Ni e Cu.

Essa etapa foi realizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica, pertencente ao Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica-USP (NAP Geoanalítica), do Instituto de Geociências (IGc, USP), e supervisionada pelo técnico Marcos Mansueto (Químico). O laboratório está equipado com uma microsonda eletrônica modelo JEOL JXA-FE-8530, com canhão eletrônico suportado por *Field Emission* (FE), provida de cinco espectrômetros WDS, um espectrômetro EDS e um detector para imageamento CL.

Para as análises semi-quantitativas, utilizou-se os espectrômetros WDS com tensão de 20 kV, corrente de 20 nA e diâmetro do feixe de 5 μm . Outras condições analíticas referentes às análises de Fe, S e demais elementos estão sumarizadas na Tabela 4.

3.8. LA-ICP-MS

A técnica de ablação a laser associada a um espectrômetro de massas com plasma indutivamente acoplado (LA-ICP-MS; *laser ablation inductive coupled plasma mass spectrometer*) é capaz de realizar análises químicas quantitativas *in situ* de minerais, com acurácia e precisão. Atualmente, é a técnica analítica mais indicada para quantificar a concentração de elementos maiores e traço em sulfetos, principalmente por seu baixo limite de detecção, que se aproxima de 10 ppb, e sua taxa de erro próxima a $< 15\%$ para a maioria dos elementos (Danyushevsky *et al.*, 2011). A partir de um feixe de laser de alta potência e focalizado sobre a amostra, é possível converter um volume finito da amostra sólida em vapor, o qual é transportado para um sistema de medição. Sua grande vantagem em relação às técnicas de dissolução convencionais é justamente o fato de não haver necessidade

Tabela 4 – Condições de operação da Microsonda Eletrônica nas análises em pirita.

Elemento	Linha	Padrão	Cristal / Canal	Pico (s)	BG (s)	DL (ppm)
Si	Ka	Diopsídio	TAP (1)	50	25	35
Fe	Ka	FeS ₂	LIFL (2)	10	5	170
Zn	Ka	ZnS	LIFL (2)	50	25	70
S	Ka	FeS ₂	PETJ (3)	10	5	190
Ca	Ka	Wollastonita	PETJ (3)	30	15	60
Pb	Ma	Standard 0114	PETJ (3)	60	30	280
Cu	Ka	Standard 0112	LIFL (4)	30	15	85
Ni	Ka	(Fe,Ni)S ₁	LIFL (4)	40	20	70
Al	Ka	Coríndon	TAPH (5)	60	30	35

Pico: tempo de leitura na posição de pico;

BG: tempo de leitura na posição do background superior e inferior;

DL: Limite de detecção.

da dissolução de parte da amostra em soluções ácidas, uma vez que este processo aumenta a exposição a produtos químicos contaminantes, causa a perda de componentes por parte da amostra, além de exibir menor precisão, visto não respeitar as singularidades das amostras (e.g. zoneamento, variações texturais).

Para essa etapa, portanto, foram confeccionadas sessões de aproximadamente 100 µm. Montou-se uma rotina de análises que permitiu a quantificação de uma vasta gama de elementos traço (e.g. Na, Mg, Al, Si, S, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Se, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, S, Sb, Te, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, W, Re, Pt, Au, Pb, Tl, Pb, Bi, Th, U), e em alguns casos, seus isótopos.

Essa fase foi desenvolvida sob a orientação do técnico José Vinicius Martins (Químico) e da Prof^a. Dr^a. Adriana Alves, responsável pelo Laboratório de Química – ICP, também pertencente ao Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica-USP (NAP Geoanalítica), do Instituto de Geociências (IGc, USP), na Universidade de São Paulo (USP, São Paulo). As análises foram efetuadas com um espectrômetro de massas com fonte de ionização por plasma do tipo quadrupolo, modelo ThermoScientific'siCAP Q ICP-MSe um amostrador por Laser Ablation, modelo CETAC LSX-213 G2+.

As condições de operação foram: frequência de 15 Hz à potência de 65% e fluência de 7,14 J/cm², diâmetro do feixe de 40µm, fluxo de He (0,55 L/min) para transporte dos gases e que se misturou com Ar (0,65 L/min) antes de cada análise. O tempo de análise foi de aproximadamente 80 segundos por ponto analisado, sendo 30 segundos de leituras de branco instrumental e 50 segundos de leitura na amostra, com tempo de permanência do espectrômetro em cada massa analisada de 20 ms. O Fe foi utilizado como padrão interno para monitorar a deriva instrumental, sendo determinado na etapa de Microsonda Eletrônica, e o padrão BCR-2G (basalto) foi usado para o cálculo das concentrações elementares na pirita e, portanto, analisado cinco vezes por amostra. STDGL2b2 e NIST SRM 610 foram usados como controle de qualidade, sendo analisados uma vez por amostra. Também foram inseridas leituras ocasionais de brancos no decorrer das análises. Os resultados foram tratados no software GLITTER (Version 4.4.4; GEMOC Laser ICP-MS Total Trace Element Reduction), que é propriedade da Access Macquarie Limited, e é comercializado e vendido em colaboração com a empresa New Wave Research. No total foram realizadas 116 análises, sendo 56 no depósito do Paraíba e 60 na ocorrência aurífera do Pé Quente. A Tabela 5 traz mais detalhes sobre os locais onde foram feitas análises nas amostras.

Tabela 5 – Quantidade e região das análises em LA-ICP-MS nas lâminas delgado-polidas

Amostra		Análises				
		Centro	Borda	Perfil	Total	
FD01 – 46,80	Py 1	4	4	4	12	Pé Quente
FD01 – 172,25	Py 2	5	5	7	17	
FD01 – 184,00	Py 3	4	4	7	15	
FD01 – 214,20	Py 4	5	6	5	16	
					60	
PAB-DH69-17	Py I	4	4	6	14	Paraíba
PAB-DH69-20	Py II	3	3	6	12	
PAB-DH041-28	Py III	4	4	6	14	
PAB-DH69-29	Py IV	4	6	6	16	
					56	

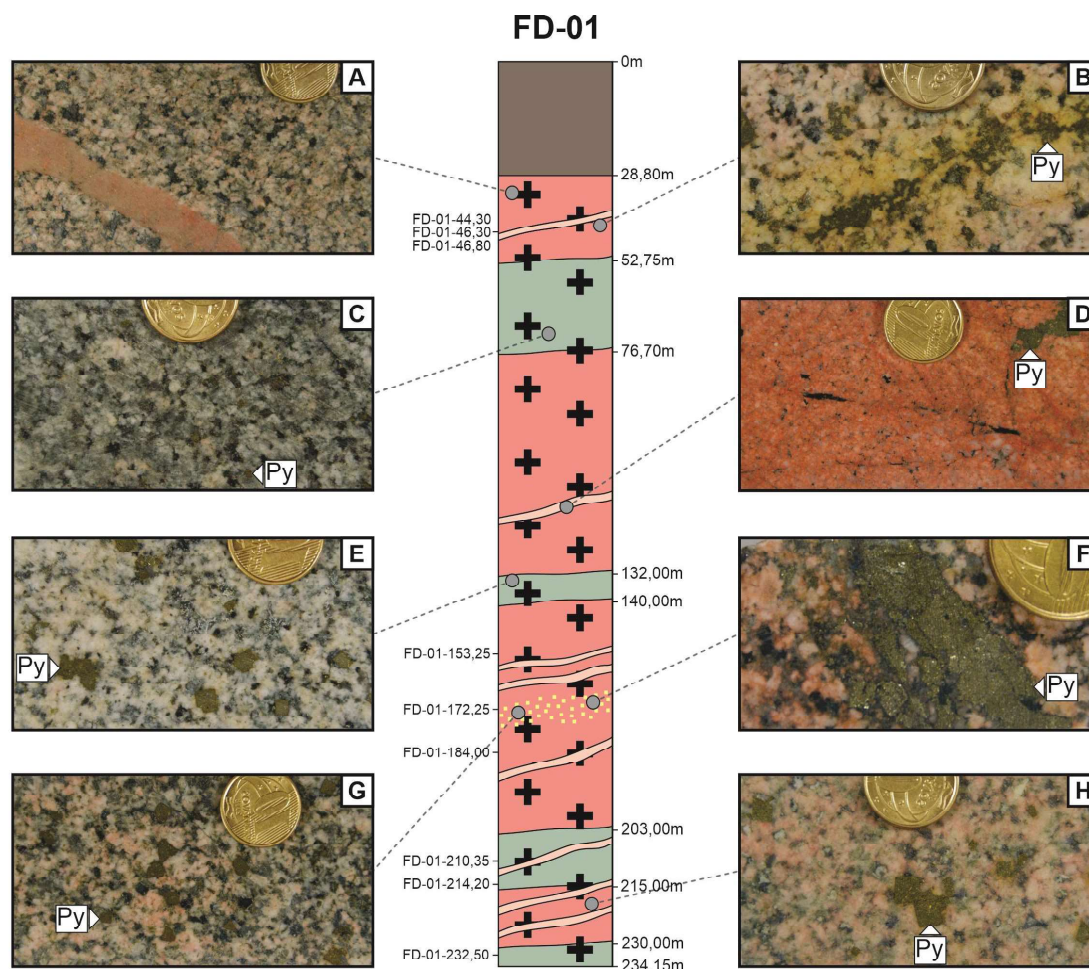
4. RESULTADOS

4.1. Garimpo do Pé Quente

4.1.1. Etapa de campo

Durante a etapa de campo foram descritos dois testemunhos de sondagem pertencentes ao Pé Quente, no galpão de testemunhos da empresa NEXA, localizado no município de Peixoto de Azevedo (MT): furos FD-01 (234,15 m) e FD-11 (94,6 m).

Os 28,8 m iniciais do furo FD-01 são constituídos por solo e saprólito. A partir de então, o testemunho é constituído, em sua maioria, pelo biotita tonalito potassificado e biotita tonalito cloritizado e sericitizado, em diferentes intensidades ao longo de toda a extensão do furo. Ademais, diques de quartzo-feldspato-pórfiro, com espessura entre <5 cm até >5 m, são pontuais ao longo do testemunho. Nos diques mais profundos (a partir dos 200 m) não foi observada a ocorrência de cristais de pirita. Veios e vênulas estéreis de quartzo, carbonato e clorita são comuns no tonalito, enquanto que no quartzo-feldspato-pórfiro são raras as vênulas de quartzo, carbonato e epidoto. Os sulfetos estão presentes exclusivamente como cristais de pirita, de forma venular e disseminada. Os veios de quartzo + pirita (máximo 3 cm) e os veios/vênulas de carbonato + pirita (<1 cm), mais restritos, estão presentes tanto no tonalito quanto no quartzo-feldspato-pórfiro. Em adicional, os veios de quartzo + pirita podem apresentar sutis halos de alteração potássica, que raramente ultrapassam 1 cm de extensão. As ocorrências de pirita disseminada, principal estilo do minério no Pé Quente, são frequentes por toda a extensão do furo de sondagem, na forma de cristais individuais e/ou aglomerados que variam em tamanho de <0,5 até 1,5 cm, que embora presentes em todos os litotipos, são menos frequentes no quartzo-feldspato-pórfiro. No tonalito potassificado, entre 172,95 e 178,1 metros, ocorre uma zona intensamente sulfetada, com pirita disseminada e confinada a veios maciços de quartzo + pirita. A Figura 11 corresponde ao esquema ilustrativo do testemunho de sondagem FD-01.



Legenda

- | | |
|--|---|
|  Dique de Quartzo-Feldspato-Pórfiro |  Tonalito cloritizado e sericitizado |
|  Intensa ocorrência de pirita disseminada |  Tonalito potassificado |

Figura 11 - Coluna representativa do testemunho de sondagem FD-01 da ocorrência aurífera Pé Quente: **A)** Tonalito com alteração pervasiva de K-feldspato (potassificado), e levemente sericitizado, correspondente ao litotipo mais frequente no testemunho de sondagem. Em profundidades mais rasas, são comuns diques centimétricos de quartzo-feldspato-pórfiro; **B)** Tonalito potassificado com pirita disseminada na forma de aglomerados de cristais finos. Vênulas de carbonato, clorita e quartzo, por vezes com halos de alteração potássica com K-feldspato, distribuídas por toda a extensão do testemunho de sondagem, estão presentes, além de veios de quartzo + pirita; **C)** Tonalito cloritizado com pirita fina disseminada. Diques centimétricos de quartzo-feldspato-pórfiro, além de vênulas de carbonato e veios de quartzo + pirita, também estão presentes; **D)** Quartzo-feldspato-pórfiro na forma de dique de 4 metros de espessura, com pirita venular. Essas injeções estão presentes em toda a extensão do furo, por vezes truncadas por veios de quartzo e/ou carbonato + pirita, além rara pirita disseminada na matriz potassificada; **E)** Tonalito com alteração clorítica fraca, com alteração carbonática pervasiva e pirita disseminada na forma de cristais isolados (≤ 1 centímetro de diâmetro) e/ou aglomerados; **F)** Tonalito potassificado e levemente cloritizado em zona de alta sulfetação com veios de quartzo + pirita maciça **(G)** Tonalito potassificado e levemente cloritizado em zona de alta sulfetação com pirita disseminada na forma de cristais isolados (cerca de 1 centímetro de diâmetro); **H)** Tonalito potassificado e levemente sericitizado com pirita disseminada na forma de cristais isolados e/ou aglomerados. Mesmo na maiores profundidades, ainda existem ocorrências de intrusões de quartzo-feldspato-pórfiro, vênulas de carbonato e veios de quartzo + pirita. Abreviações: Py: pirita.

O testemunho de sondagem FD-11 tem extensão até os 94,60 metros, sendo os 14,4 metros iniciais constituídos por solo e saprólito de granito. O intervalo entre 42,90 e 46,70 metros não foi descrito, devido à ausência da caixa (14) com o respectivo material. De forma similar ao testemunho FD-01, as principais litologias observadas são tonalito potassificado e tonalito sericitizado, com a distinção de que este último exhibe porções com alterações sódica, clorítica e silicificação mais acentuadas. Em adicional, no testemunho de sondagem FD-11 não foram observados diques de quartzo-feldspato-pórfiro, comumente descritos no caso anterior. Em porções mais rasas, o tonalito potassificado possui coloração mais clara e com maior quantidade de bolsões de sílica. Veios e vênulas estéreis de quartzo, sericita, clorita e carbonato foram observadas mais frequentemente no tonalito potassificado, por vezes com estreitos halos de alteração sericítica (<1 cm). Novamente, os sulfetos são representados apenas por pirita, na forma disseminada e, raramente, venular. A pirita venular, contida em veios de quartzo + pirita (cerca de 1 cm) e vênulas de carbonato + pirita (< 0,2 cm), foi observada a partir de 60,5 metros de profundidade, apenas em tonalito potassificado. A pirita quando disseminada é mais comum e com cristais finos (<0,5 cm), isolados ou na forma de aglutinados, que se tornam mais frequentes a partir de 40 metros de profundidade, em tonalito sericitizado e silicificado, e também no tonalito potassificado a maiores profundidades (a partir de 60,50 metros). A Figura 12 mostra a coluna representativa do testemunho de sondagem FD-11 e suas litologias.

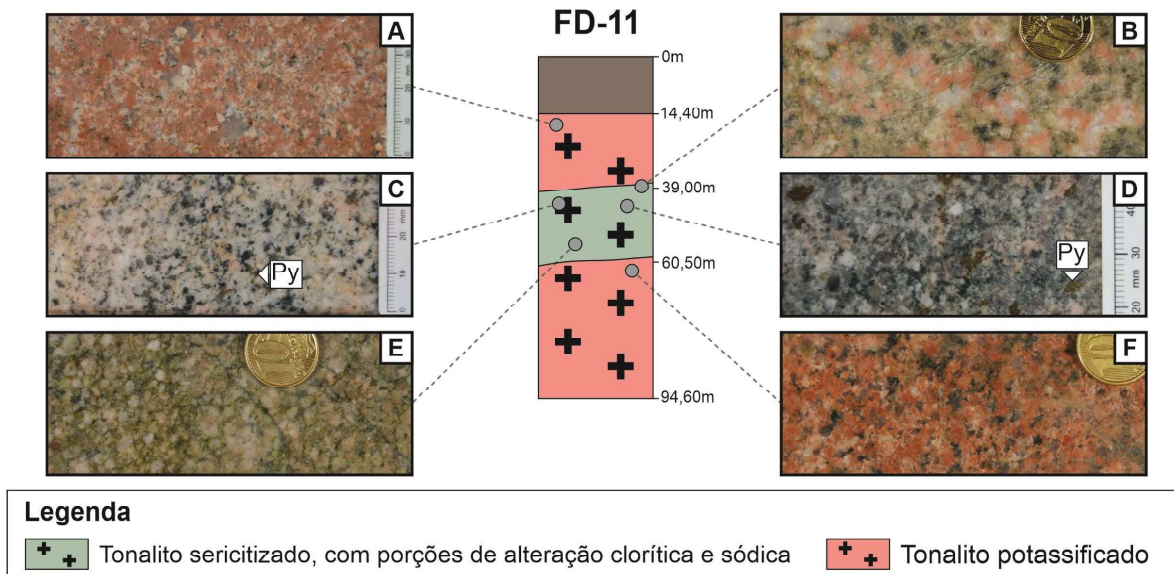


Figura 12 - Coluna representativa do testemunho de sondagem FD-11 do garimpo do Pé Quente: **A)** Tonalito potassificado e silicificado, representado pela coloração avermelhada e com bolsões de quartzo policristalino, indicativo de saturação de fluidos. Vênulas de sericita e clorita são comuns, assim como veios de quartzo + pirita e pirita disseminada, em menores proporções; **B)** Alteração sericítica sobreposta à alteração potássica em tonalito, novamente com presença de bolsões de quartzo; **C)** Porção com maior atuação de alteração sódica em meio ao tonalito sericitizado, com presença subordinada de pirita muito fina; **D)** Tonalito com alteração clorítica mais intensa sobreposta à alteração sericítica, além da maior concentração de pirita fina disseminada; **E)** Tonalito sericitizado com pirita disseminada restrita. De **(A)** para **(E)** é possível observar a passagem gradual do tonalito potassificado com K-Feldspato para o tonalito essencialmente sericitizado, com sericita. Na zona sericitizada existem pontuações localizadas com alterações sódica com albita **(C)** e clorítica **(D)** mais intensas, de forma que o maior volume de pirita disseminada está relacionado à porção cloritizada; **F)** Tonalito intensamente potassificado com K-Feldspato e veios de quartzo + pirita, carbonato + pirita e pirita disseminada, além de vênulas de clorita, por vezes com halos de alteração sericítica, porções de alterações sericítica e clorítica pervasivas locais, e grande diminuição nas ocorrências de bolsões de quartzo. Abreviações: Py: pirita.

4.1.2. Petrografia convencional e MEV

Na etapa pós-campo foram analisadas, via microscópio óptico petrográfico, 16 lâminas delgada-polidas representativas da alteração hidrotermal e dos setores sulfetados do garimpo Pé Quente. Parte do conjunto total de lâminas teve, ainda, sua petrografia refinada, via microscópio eletrônico de varredura.

De forma geral, as amostras são essencialmente constituídas por plagioclásio (45-55%), quartzo (25-35%), feldspato potássico (5-15%), sericita (2-10%), muscovita (10-20%), carbonato (2-10%), pirita (10-20%), além de magnetita, galena, calcopirita, apatita, rutilo, clorita, epídoto, titanita e monazita como fases hidrotermais em menor volume. A mineralogia acima descrita remete a um biotita tonalito hidrotermalizado, similar as classificações discutidas em trabalhos anteriores (Assis,

2011; Stabile, 2012). A rocha hospedeira original foi submetida a diversos estágios da alteração hidrotermal, a exemplo da alteração sódica com albita, alterações potássica com K-Feldspato, silicificação e sericitização, além de alterações carbonática e clorítica tardias. Essa sequência observada no referido trabalho é, em grande parte, concordante com as alterações anteriormente observadas e descritas por outros autores (Fig 8; Assis, 2011; Stabile, 2012). Quando presente, a sulfetação não se mostra intensa, com exceção nos veios de quartzo + pirita maciça, pouco frequentes. A mineralização de estilo disseminado, principal e mais frequente no garimpo, é constituída essencialmente por cristais de pirita, e usualmente não ultrapassa 10% do volume da hospedeira.

A evolução temporal observada dos estágios hidrotermais corresponde à: alteração sódica pervasiva com albita; alteração potássica pervasiva com K-feldspato; injeção de sílica; alteração sericítica pervasiva com sericita ± muscovita; seguido de fracas alterações clorítica e carbonática pervasivas tardias. Esse padrão destoa ligeiramente do observado por autores como Assis (2011) e Stabile (2012), para os quais a silicificação seria posterior a sericitização. A Figura 13 apresenta a grade paragenética simplificada dos halos hidrotermais.

A alteração sódica foi observada apenas através de albita hidrotermal, com texturas de “tabuleiro de xadrez”. Além de não ser frequente, é obliterada pelas alterações posteriores, melhor desenvolvidas. É interpretada como o estágio inicial da atuação hidrotermal no garimpo Pé Quente.

A alteração potássica obliterou essencialmente o interior do plagioclásio e quartzo. Varia de leve a fortemente desenvolvida, com a substituição completa do plagioclásio e, portanto, geração de pseudomorfos de albita. Em diversas ocasiões, os cristais de K-Feldspato são substituídos por sericita-muscovita, indicativo da posterioridade da alteração sericítica.

A injeção de sílica é representada por veios e vênulas de quartzo, por vezes sulfetados, ou ainda com diminutas quantidades de sericita, muscovita, clorita e/ou carbonato. Quando em estilo pervasivo, mais restrito, é representada por quartzo recristalizado de menores dimensões (<10µm), com extinção ondulante e comum textura em subgrãos. Quando presente, a silicificação pervasiva está relacionada com sulfetos e sericita-muscovita, indicativo de alteração filica.

A alteração sericítica pervasiva, representada por sericita ± muscovita, é ampla e abrangente, ocorre de modo moderado a bem desenvolvida na maioria dos casos observados. Os cristais de sericita ± muscovita alteram as bordas e o interior do plagioclásio, K-Feldspato e quartzo, este de forma menos intensa e frequente. Pode chegar a substituir completamente o feldspato de modo a gerar pseudomorfos. A dimensão da muscovita é variada, de modo a alcançar os 300 µm em setores de mais intensa alteração, quando ocorre em textura radial. Há ocasiões em que a alteração se aproveita do espaço gerado durante a colocação de veios e vênulas de quartzo e quartzo + pirita, de modo a se acumular nas bordas dos veios e vênulas, se remetendo a uma falsa alteração fissural. Raros veios de quartzo contêm quantidades expressivas de sericita-muscovita.

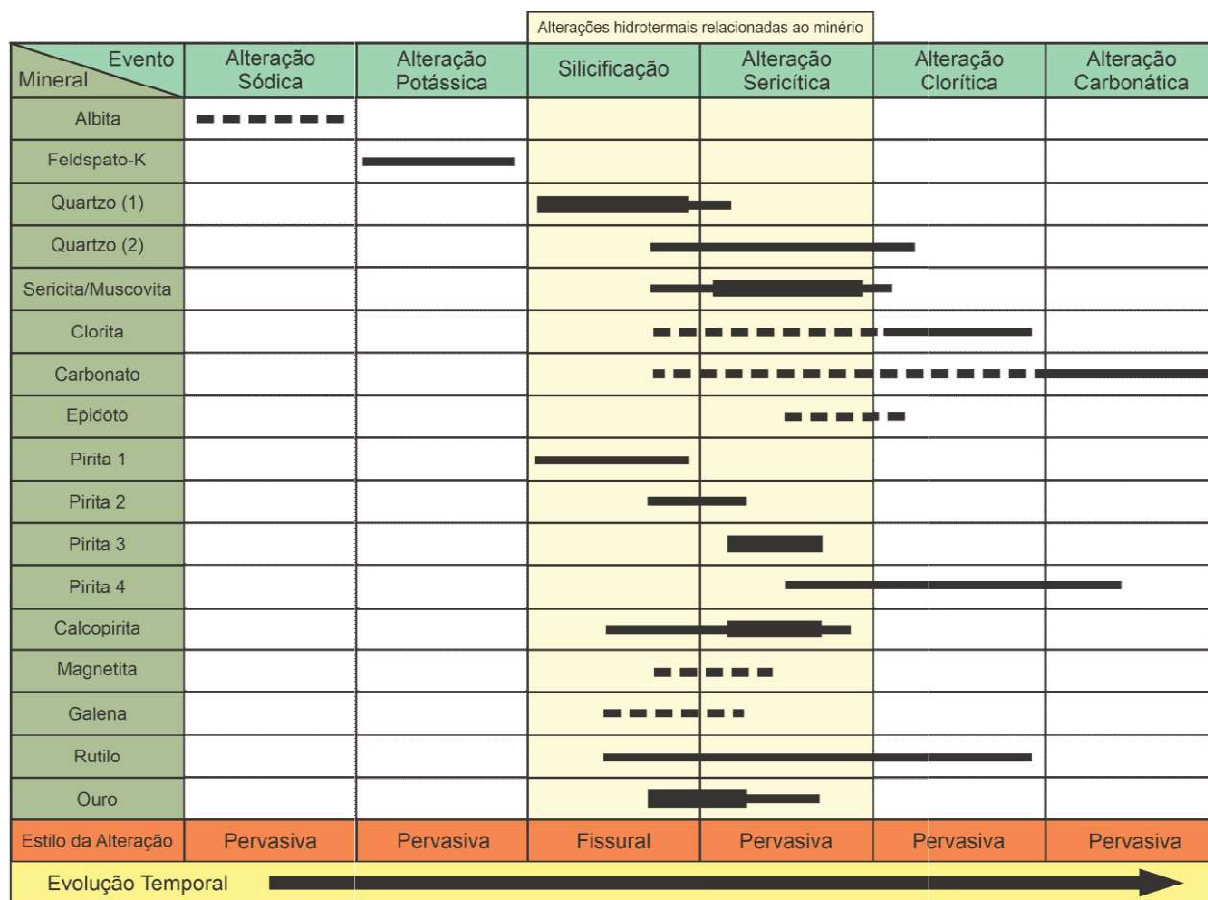
A alteração clorítica é pervasiva e pouco desenvolvida, e atua, sobretudo, no plagioclásio, quartzo, sericita e muscovita. É ocasionalmente observada ao redor de cristais de pirita, envelopando os mesmos, ou ainda formando “franjas” de clorita. Nestas situações, entende-se que seria posterior a precipitação de pirita, aproveitando-se do espaço aberto durante a formação da mesma.

De forma similar, a alteração carbonática é pervasiva, ou fissural de modo a evoluir para o estilo pervasivo. Atua sobre cristais de quartzo, além de sobrepor alteração sericítica. Há ocasiões, a exemplo da clorita, que forma “franjas” ao redor da pirita, casos que também são interpretados como fases de alteração posterior à precipitação do sulfeto.

Os sulfetos são essencialmente representados por pirita, e exibem temporalidade com os veios de quartzo (injeção de sílica), de forma a serem mais frequentes nos veios e vênulas de quartzo + pirita (estilo fissural), assim como com alteração sericítica, em paragênese com sericita e muscovita (estilo disseminado).

O ouro foi observado em cristais de pirita, nas variedades venular e disseminada, no intervalo que coincide com a zona de intensa sulfetação (intensa ocorrência de pirita disseminada; Fig. 11). Esse intervalo é representado essencialmente por tonalito potassificado, com porções fortemente sericitizadas ($\leq 35\%$), às quais a pirita está espacialmente relacionada. Neste contexto, o ouro ocorre: 1) em preenchimento de fraturas na pirita, comumente em contato com calcopirita, hematita e/ou galena; 2) como inclusões arredondadas a estiradas, de $< 10 \mu\text{m}$ até ca. $50 \mu\text{m}$, em pirita; 3) nas bordas da pirita, em contato com a ganga

silicática; e 4) parcialmente em cavidades na pirita, por vezes em contato com a calcopirita.



(1) Variação fissural, restrita aos veios

(2) Variação pervasiva menos comum, recristalizada

Figura 13 - Evolução paragenética sugerida para o garimpo do Pé Quente, com ênfase nas quatro variações texturais individualizadas da pirita.

4.1.3. Petrografia da pirita

A pirita corresponde ao principal mineral hospedeiro do ouro no garimpo do Pé Quente. Quando venular, a pirita está contida em veios e vênulas de quartzo, e subordinadamente acompanhada de sericita-muscovita (Fig. 23). Seus cristais são inequigranulares, e variam de <25 a >4000 µm, são xenomórficos a subidiomórficos, frequentemente fraturados, com cavidades e inclusões. Foram diagnosticadas duas texturas de pirita venular, nas quais apenas uma hospeda ouro. A variedade disseminada forma cristais isolados e/ou aglutinados, em paragênese com sericita ± muscovita e, de modo restrito, com quartzo e carbonato (Fig. 23). Os cristais são inequigranulares, de <50 até >4000 µm, xenomórficos a idiomórficos, que a exemplo do caso anterior, também pode apresentar fraturas, cavidades e inclusões. Foram

identificadas duas texturas de pirita disseminada, das quais uma hospeda ouro. A petrografia revelou diferenças texturais entre os cristais de pirita, que foram agrupadas em quatro variedades: pirita 1; pirita 2 (venulares); pirita 3 e; pirita 4 (disseminadas). As principais características de cada variedade textural estão resumidas na Tabela 6.

A pirita 1 (Fig. 14) é venular, contida em veios e vênulas de quartzo no tonalito potassificado. Sua textura é xenomórfica, na forma de textura “esqueletal”, com contatos irregulares ou arredondados com quartzo ou plagioclásio. Suas dimensões variam de ca. 1000 a 2000 μm nos cristais inteiros, embora também exista uma quantidade considerável de “fragmentos” com dimensões inferiores a 50 μm . Os cristais de pirita variam de não fraturados até intensamente fraturados, raramente preenchidas por rutilo e/ou galena. Essa variedade exhibe textura porosa, em especial, pelas cavidades formadas pela textura “esqueletal” (até 400 μm), embora cavidades menores (ca. 40 μm) existam em segmentos onde a respectiva textura não é observada. Inclusões são raras, arredondadas e representadas por galena, calcopirita, apatita e monazita com dimensões inferiores a 20 μm , além de inclusões aciculares, de até 150 μm , de rutilo. Não foi observado ouro nessa variação textural.

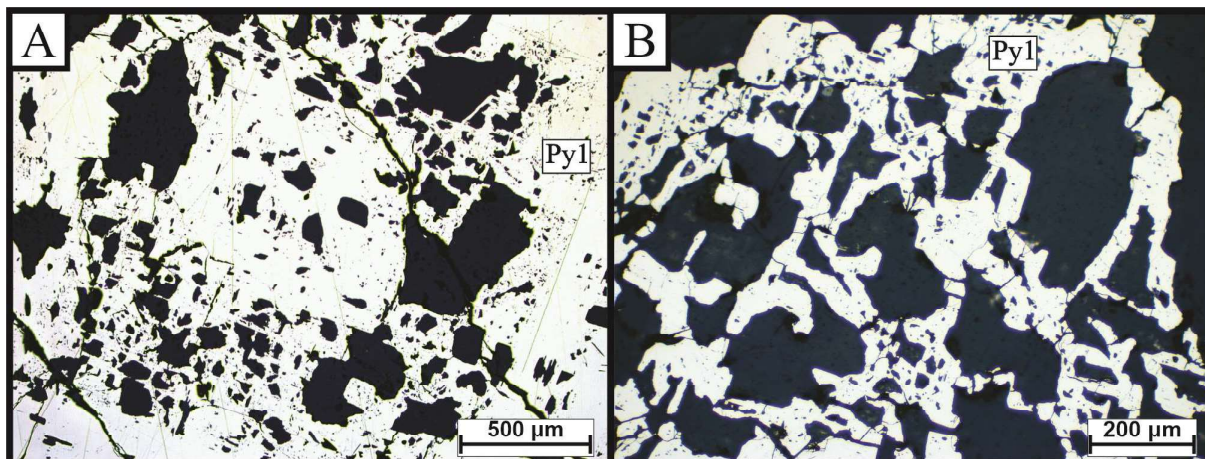


Figura 14 - Fotomicrografias em luz refletida da Pirita 1: **A)** Cristais com textura xenomórfica, pouco a moderadamente fraturados, com ausência de inclusões, porém, com elevado número de cavidades preenchidas por quartzo e feldspato; **B)** Cristais com textura “esqueletal”, formados entre cristais de quartzo e/ou plagioclásio. Mostram-se, ainda, moderadamente fraturados, sem inclusões e com grande número de cavidades. Abreviações: Py: pirita.

Tabela 6 - Principais características texturais individualizadas para a pirita do garimpo Pé Quente.

Variedade textural	Modo de Ocorrência	Ocorrência de ouro	Rocha Hospedeira	Associação paragenética	Alteração hidrotermal	Profundidade aproximada (Furo FD-01)	Textura e dimensão aproximada	Fraturas	Cavidades	Inclusões
Pirita 1	Venular	Ausência	Tonalito potassificado	Quartzo	Silicificação fissural (veio de quartzo)	45 m	Xenomórfica, entre 1000 e 2000 µm, com cristais fragmentados <50 µm	Pouco a muito fraturada; preenchida por rt e gn	Muitas, de <40 a 400 µm, raramente preenchidas parcialmente por rt e gn	Raras, arredondadas e <20 µm, de ccp, gn, ap, mnz; aciculares com ~150 µm, de rt
Pirita 2	Venular	Presente na forma de inclusões, preenchendo fraturas e cavidades	Tonalito potassificado e sericificado	Sericita ± Muscovita ± Quartzo	Sericificação pervasiva sob veio/vênula de quartzo	155 a 175 m	Xenomórfica a subidiomórfica; entre 25 e >4000 µm	Pouco a muito fraturada; preenchida por ccp, rt, Bi e Au	Poucas a muitas, de até 250 µm, preenchidas parcialmente por ccp, rt, gn e Au	Arredondadas a estiradas, de até 50µm, de ccp, rt, gn, Bi e Au
Pirita 3	Disseminado	Presente como inclusões, preenchendo fraturas e cavidades e nas bordas da pirita, em contato com a ganga silicática	Tonalito potassificado e sericificado	Sericita ± Muscovita ± Quartzo	Sericificação pervasiva intensa e silicificação pervasiva	185 m	Subidiomórfica; entre <50 e >3000 µm	Muito fraturada; preenchida por ccp e Au (raro)	Muitas, de <10 a 250 µm, preenchidas parcialmente por ccp, rt, gn e Au	Arredondadas, angulares a estiradas, de <10 até 50µm, de ccp, rt, ap, Bi e Au
Pirita 4	Disseminado	Ausência	Tonalito levemente sericificado	Sericita ± Muscovita ± Carbonato	Sericificação pervasiva e fraca carbonatação pervasiva	210 a 230 m	Idiomórfica a xenomórfica; entre 250 e >4000 µm	Pouco a muito fraturada; não preenchidas	Poucas a moderadas, de <25 a 400 µm, raramente preenchidas por ccp e Bi	Muito raras, arredondadas a aciculares, <20 µm de ccp, gn, ap e Bi, e 70 a 150 µm de rt

A pirita 2 (Fig. 15), também venular, é coincidente com as porções com intensa ocorrência de pirita disseminada (Fig. 11). A exemplo da variação anterior, a pirita 2 está contida em veios e vênulas de quartzo, porém em tonalito potassificado e sericitizado. Apresenta relação com intensa alteração sericítica pervasiva atuante sob tais veios e vênulas, em paragênese, portanto, com sericita \pm muscovita \pm quartzo. Exibe textura xenomórfica a subdiomórfica, com contatos irregulares, serrilhados a arredondados e, raramente, retilíneos. Os cristais dessa variedade apresentam dimensão entre 25 até $>4000 \mu\text{m}$, na forma de cristais fragmentados, em média entre 200 e $500 \mu\text{m}$. A quantidade de fraturas e cavidades é muito variada, e raramente preenchidas por calcopirita, ligas de bismuto, galena e/ou ouro (Fig. 18). As inclusões mostram-se arredondadas a estiradas, com até $50 \mu\text{m}$, de calcopirita, rutilo, galena, fases de $\text{Bi}\pm\text{Ag}$ e ouro. É a variedade textural com maior abundância de ouro visível, sendo este restrito aos cristais de pirita (Fig. 16 e 17). O ouro (proporção $\text{Au}:\text{Ag}$ variando de 4:1 a 1:1) preenche fraturas e cavidades (50 a $200 \mu\text{m}$) na pirita, junto à calcopirita, galena e rutilo, além de ocorrer como inclusões arredondadas a levemente estiradas de <10 a ca. $50 \mu\text{m}$, muitas vezes nas proximidades de outras inclusões de calcopirita e rutilo.

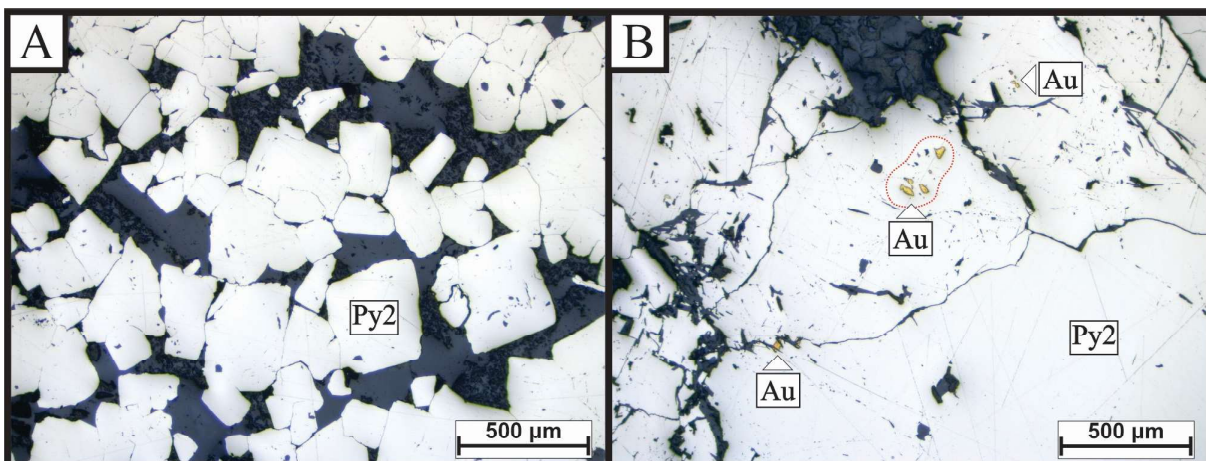


Figura 15 - Cristais representativos da Pirita 2, em luz refletida: **A)** Aglutinado de cristais subdiomórficos, com poucas fraturas, cavidades e inclusões. **B)** Cristais xenomórficos, com volume moderado de fraturas e cavidades, além de conter ouro na forma de inclusões e no contato entre cristais de pirita. É a variedade textural com maior concentração de ouro visível ao microscópio petrográfico. Abreviações: Au: ouro; Py: pirita.

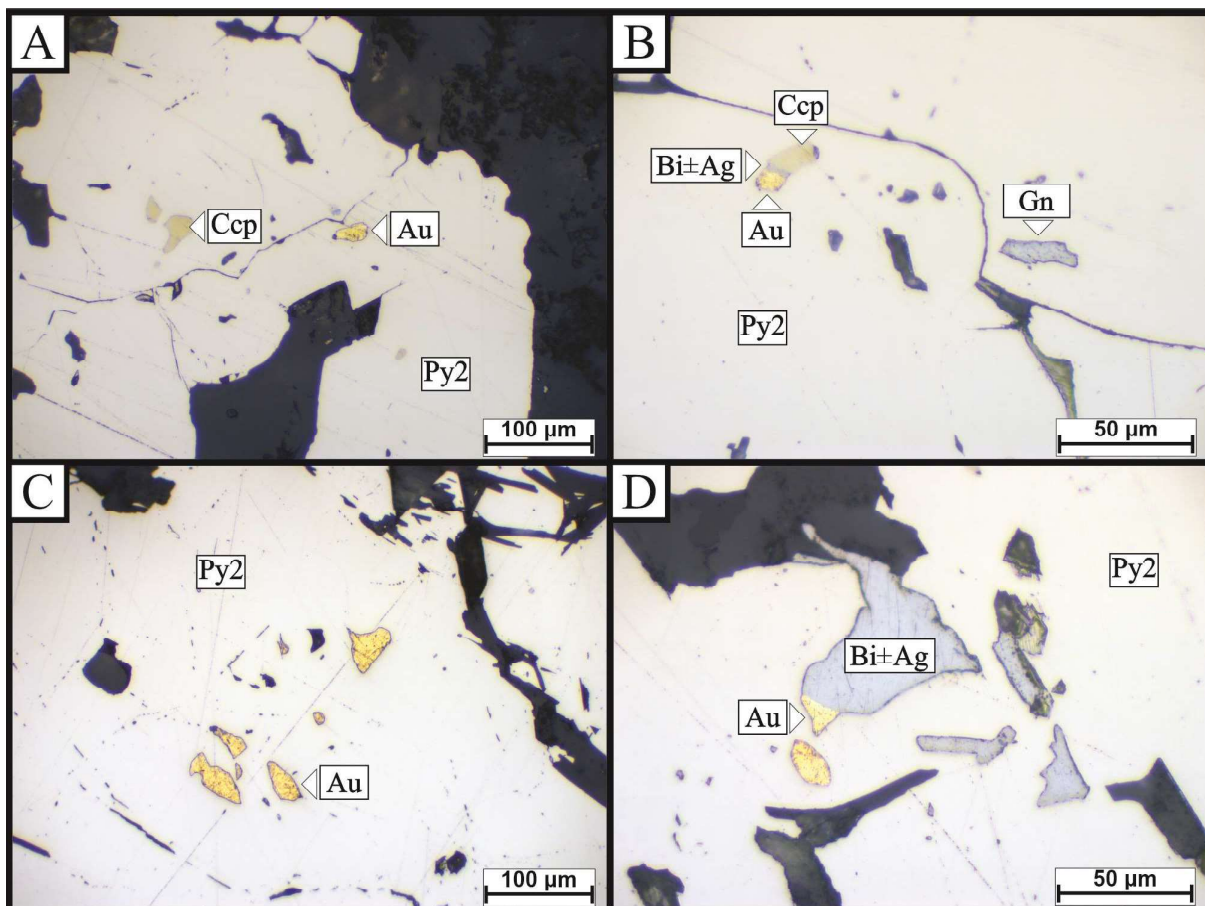


Figura 16 - Fotomicrografias em luz refletida dos modos de ocorrência do ouro na Pirita 2: **A)** Inclusão de ouro (ca. 40 µm) e de calcopirita em pirita xenomórfica; **B)** Inclusão de ouro, liga de Bi±Ag e calcopirita, com cerca de 40 µm, próxima à borda de pirita subidiomórfica; **C)** Inclusões irregulares de ouro, entre 10 e 60 µm, em pirita xenomórfica pouco fraturada; **D)** Inclusão sub-arredondada de ouro (ca. 20 µm) próxima a cavidade parcialmente preenchida por liga de Bi±Ag e ouro, além de inclusões estiradas de liga de Bi±Ag (40 µm). Abreviações: Ag: prata; Au: ouro; Bi: bismuto; Ccp: calcopirita; Gn: galena; Py: pirita.

Em estilo disseminado, a pirita 3 (Fig.19) é coincidente com a porção localizada baixo da zona com presença marcante de sulfetos disseminados (Fig. 11). Forma cristais isolados ou aglutinados no tonalito potassificado e sericitizado. Possui relação com intensa alteração sericítica pervasiva e silicificação pervasiva mais fraca, em paragênese, portanto, com sericita ± muscovita ± quartzo. Apresenta textura subidiomórfica, com contatos bem definidos à irregulares, serrilhados ou arredondados. Exibe dimensões de <50 até >3000 µm. Os cristais exibem elevado grau de fraturamento, com fraturas frequentemente preenchidas por calcopirita e, raramente, ouro. As cavidades são numerosas, de <10 a 250 µm, por vezes parcialmente preenchidas por calcopirita, rutilo, galena e ouro. Tais fases, juntamente à apatita e fases de Bi±Ag, também formam inclusões arredondadas,

estiradas ou angulares, de <10 até 50 μm . Em oposição às texturas anteriores, calcopirita corresponde a uma fase comumente em paragênese com a pirita 3 (Fig. 20). A calcopirita é disforme e possui contato muito irregular, com dimensões de aproximadamente 200 μm . O ouro (proporção Au:Ag variando de 5:1 a 2:1; Fig. 21) raramente preenche fraturas nos cristais de pirita, juntamente com calcopirita, além de preencher cavidades na mesma, juntamente com calcopirita e rutilo. Quando incluso na pirita, ocorre como inclusões arredondadas com ca. 50 μm . Ademais, ouro também ocorre nas bordas de cristais de pirita, em contato com a ganga, ou mesmo disperso nela. Não foi observado ouro em cristais isolados de calcopirita.

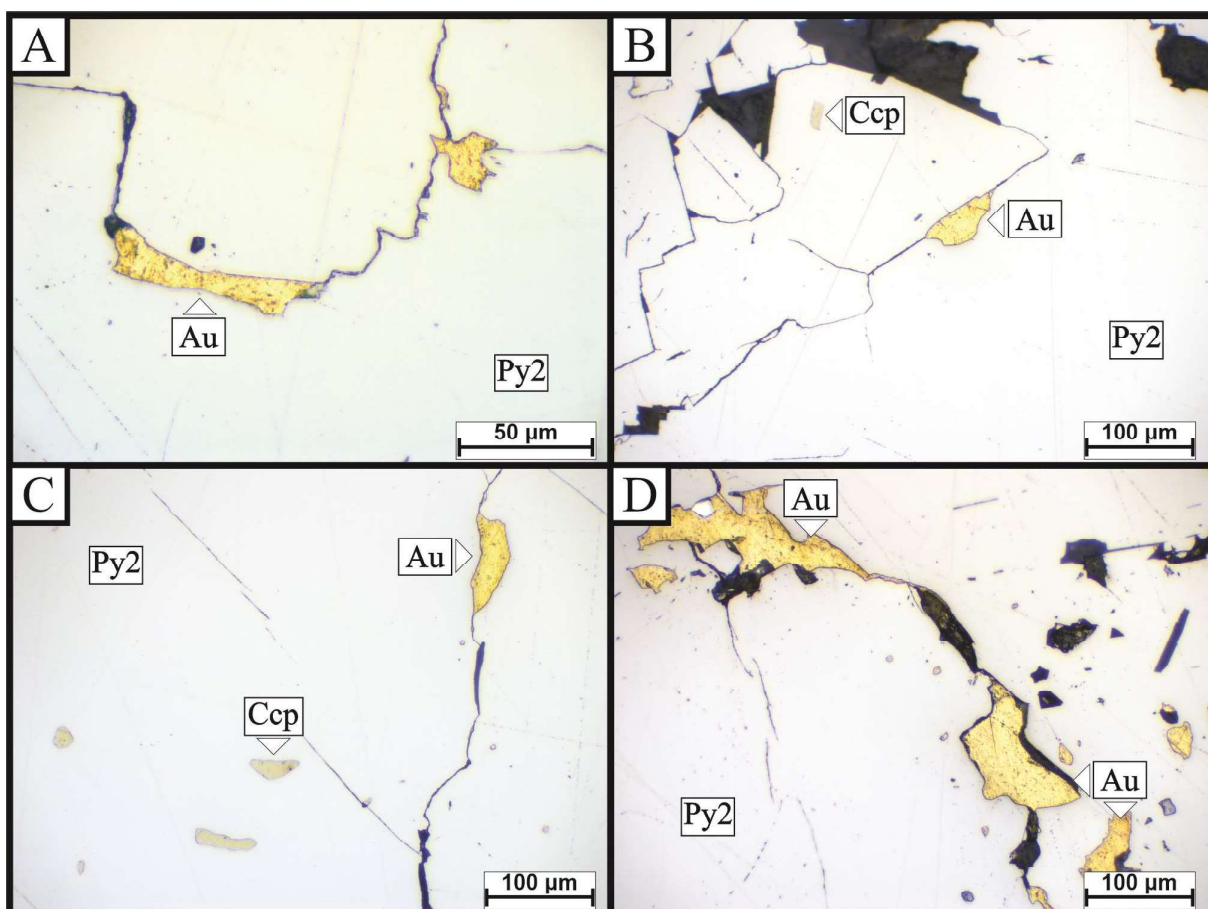


Figura 17 - Fotomicrografias em luz refletida referentes aos modos de ocorrência do ouro na Pirita 2: **A)** Ouro (ca. 70 μm) em fraturas da Pirita 2; **B)** Ouro no limite entre cristais de pirita, além de inclusão de calcopirita na pirita; **C)** Ouro em fratura da pirita, próximo à inclusões de calcopirita; **D)** Fraturas preenchidas por ouro (>100 μm), cavidades parcialmente preenchidas por ouro (10 e ca. 80 μm), e inclusões sub-arredondadas a angulares de ouro (<50 μm) na pirita. Abreviações: Au: ouro; Ccp: calcopirita; Py: pirita.

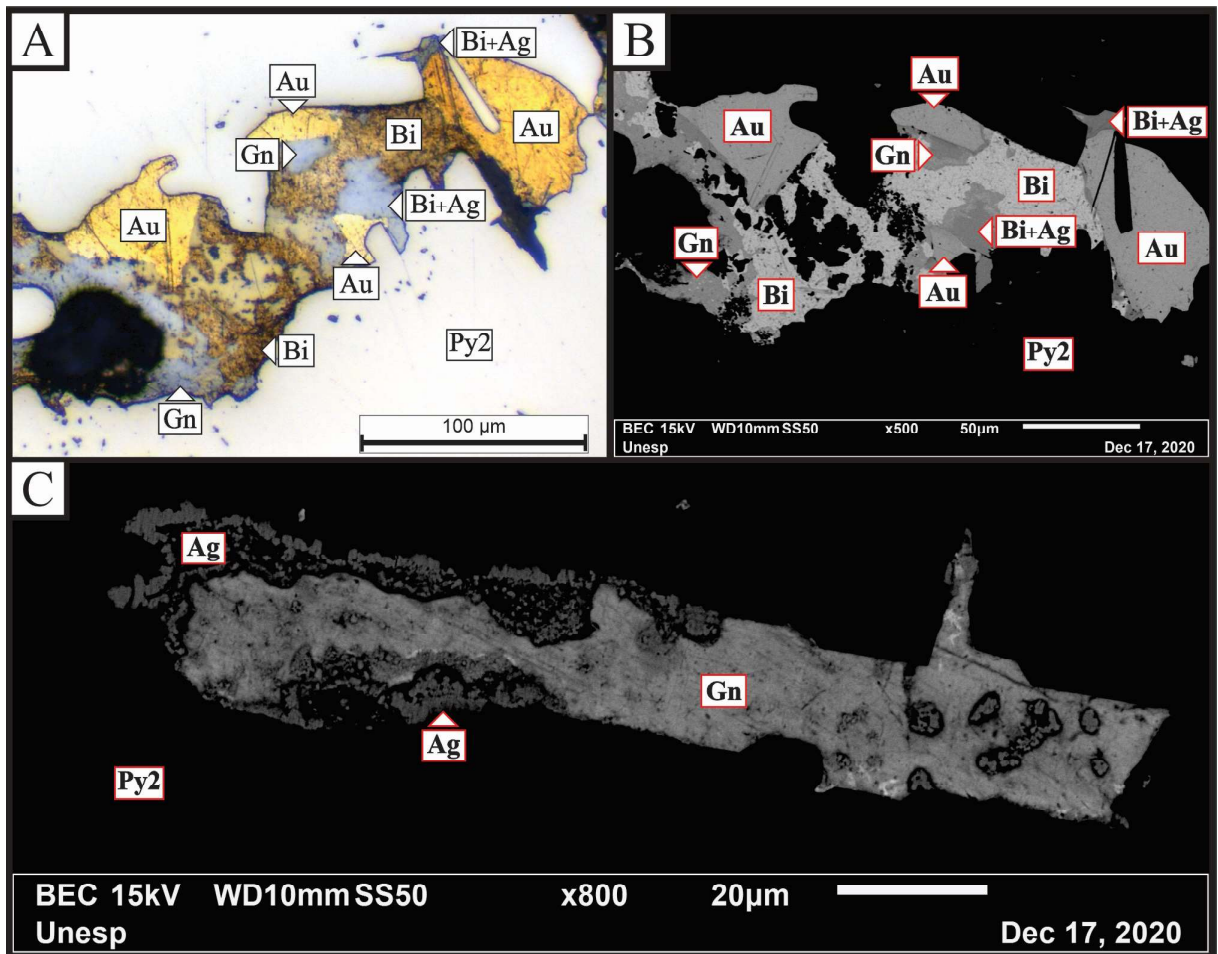


Figura 18 - A) e B) Fratura em Pirita 2, preenchida por ouro, galena, bismuto e liga Bi+Ag. Análises EDS qualitativas mostraram concentrações anômalas de Sr na galena presente na fratura. **C)** Fratura em Pirita 2, preenchida por galena e prata nativa. Fotomicrografias: (A) luz refletida; (B e C) imagens de elétrons retroespalhados (MEV). Abreviações: Ag: prata; Au: ouro; Bi: bismuto; Gn: galena; Py: pirita.

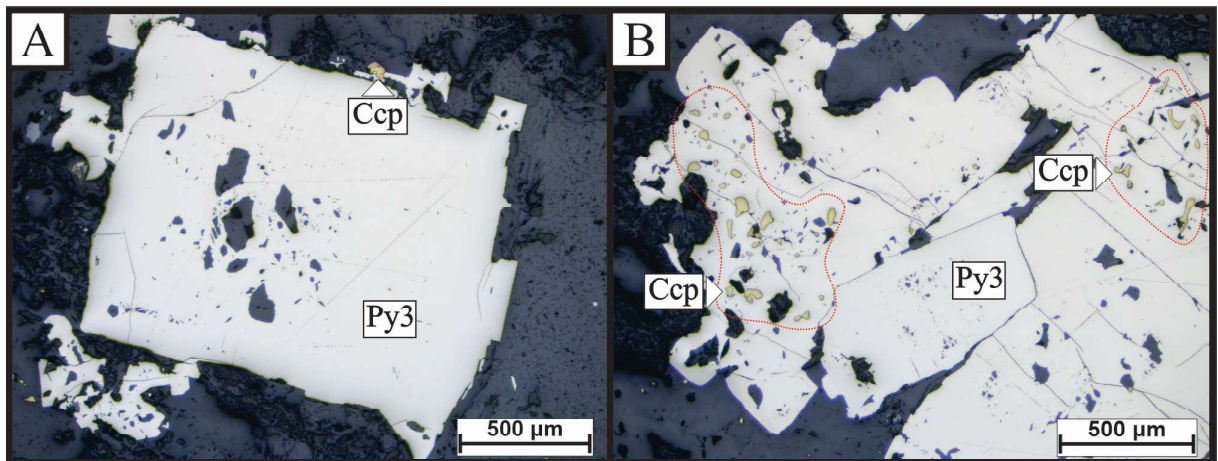


Figura 19 - Cristais representativos de Pirita 3, em luz refletida. **A)** Cristal subdiomórfico de aproximadamente 1200 µm, moderadamente fraturado, com grande número de cavidades, porém, com ausência de inclusões de outras fases minerais; **B)** Aglutinado de cristais subdiomórficos, moderada a intensamente fraturados, com grande quantidade de cavidades e de inclusões de calcopirita. Abreviações: Ccp: calcopirita; Py: pirita.

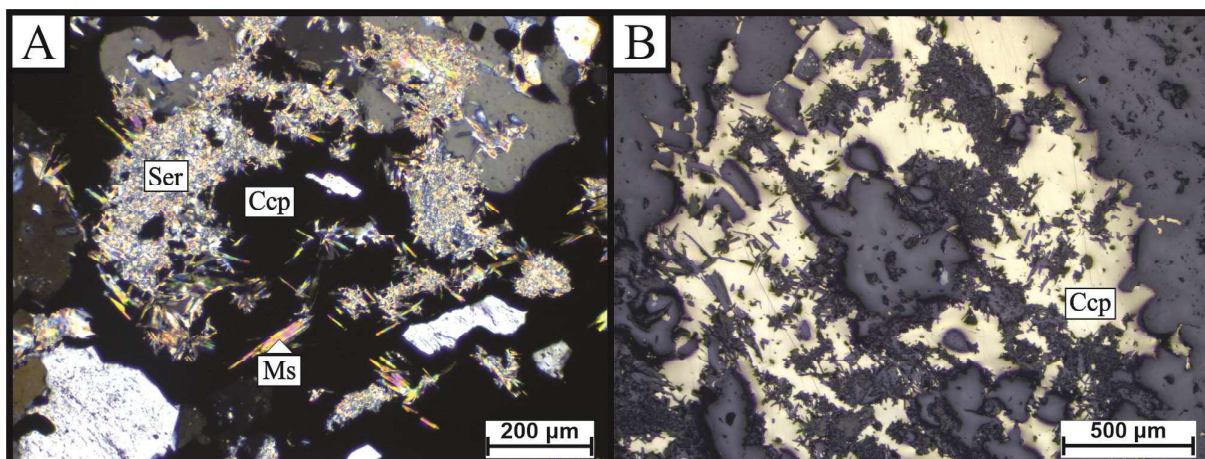


Figura 20 - Maior quantidade de calcopirita, referente à Pirita 3. **A)** Calcopirita (opaco) relacionada à alteração sericítica e em paragênese com sericita \pm muscovita \pm quartzo. As lamelas de muscovita chegam a aproximadamente 200 μm . **B)** Calcopirita xenomórfica com contatos muito irregulares. É notável a grande quantidade de lamelas de muscovita em meio à calcopirita, indicativo de sua cogeneticidade. Fotomicrografias: (A) Luz transmitida com polarizadores cruzados; (B) luz refletida. Abreviações: Ccp: calcopirita; Ms: muscovita; Ser: sericita.

Por fim, a pirita 4 (Fig. 22) também exibe estilo disseminado, e ocorre como cristais isolados ou aglutinados, porém, dispersos no tonalito levemente sericitizado. Essa variedade está relacionada à alteração sericítica pervasiva menos intensa, assim como com a alteração carbonática pervasiva tardia, em paragênese com sericita + muscovita \pm carbonato. Sua textura varia de xenomórfica a idiomórfica, com contatos bem definidos a irregulares. Entretanto, seus cristais são menos fragmentados em comparação às demais texturas e, dessa forma, suas dimensões variam de 250 a $>4000 \mu\text{m}$. Os cristais se mostram pouco a muito fraturados, contudo, com fraturas não preenchidas por outras fases minerais. As cavidades são poucas, entre 25 e 400 μm , e raramente preenchidas por calcopirita. Inclusões também são escassas, e quando presentes, arredondadas a aciculares, e representadas por calcopirita, galena, apatita, $\text{Bi} \pm \text{Ag}$ e monazita com cerca de 20 μm , e por rutilo com 70 a 150 μm , com raras ocorrências de acículas $>700 \mu\text{m}$. Calcopirita é praticamente ausente. Acículas de rutilo são comuns nas proximidades dos cristais de pirita, assim como na ganga mineral. Ouro não foi observado nessa variedade textural.

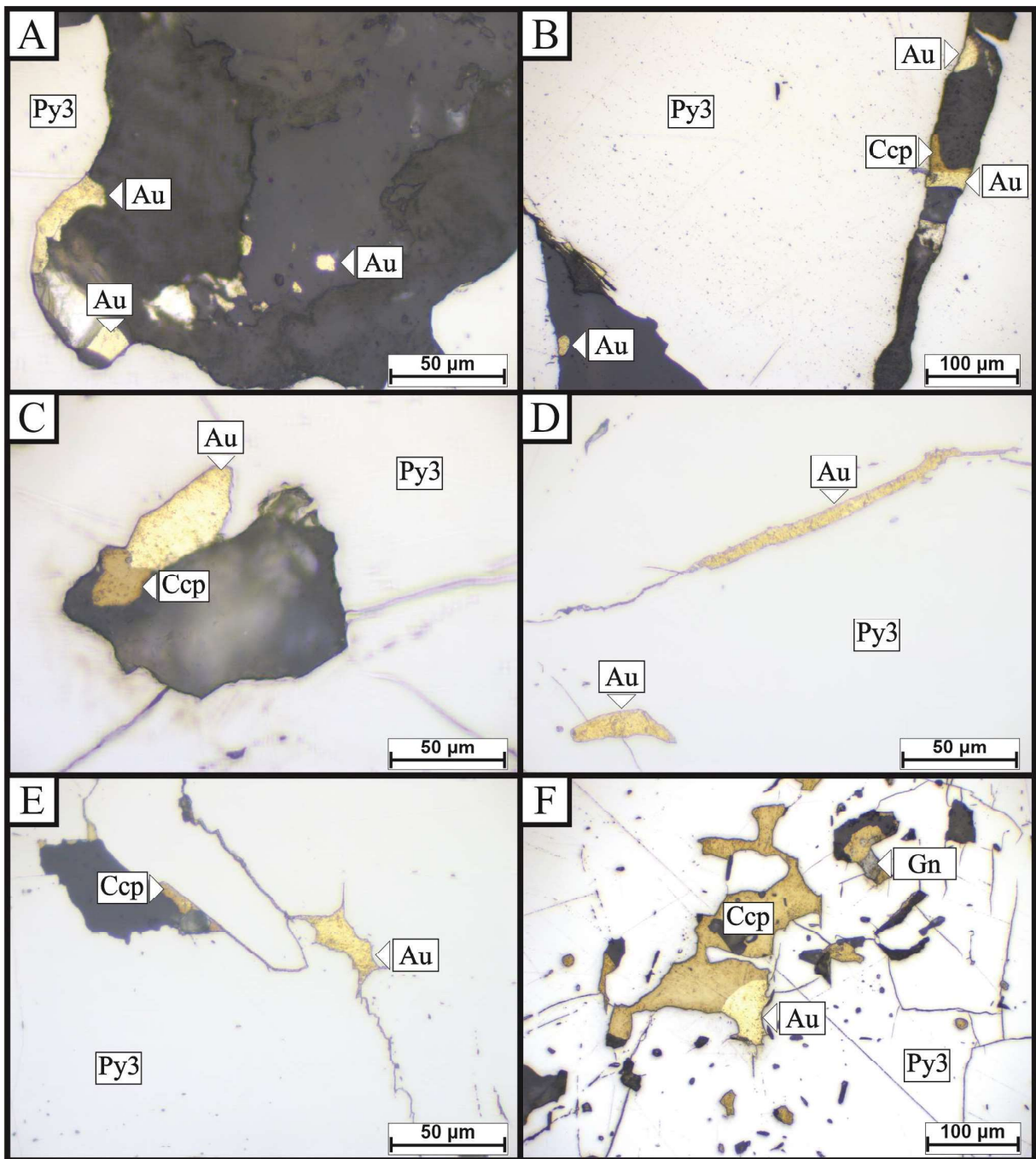


Figura 21 - Fotomicrografias em luz refletida dos modos de ocorrência de ouro na Pirita 3: **A-B)** Ouro nas bordas de cristais de pirita não fraturados em contato com a ganga silicática, e por vezes espacialmente associados à calcopirita; **C)** Cavidade de aproximadamente 125 μm em pirita parcialmente preenchida por ouro e calcopirita; **D)** Ouro com ca. 150 μm em fratura em cristal de pirita; **E)** Fratura em pirita preenchida por ouro, próximo a cavidade parcialmente preenchida por calcopirita; **F)** Cavidades parcialmente preenchidas por calcopirita, galena e ouro, além de inclusões arredondadas de calcopirita em pirita parcialmente fraturada. Abreviações: Au: ouro; Ccp: calcopirita; Gn: galena; Py: pirita.

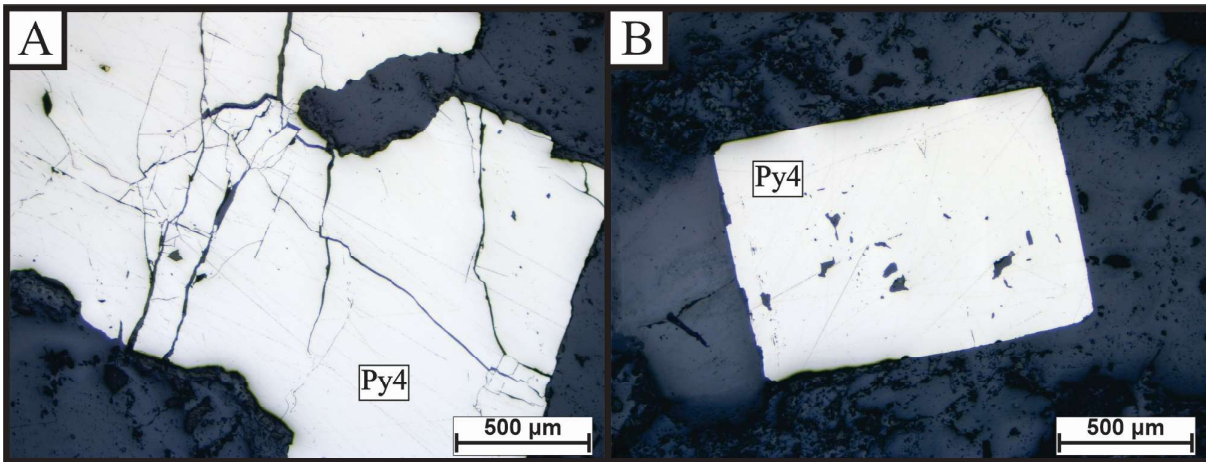


Figura 22 - Fotomicrografias em luz refletida da Pirita 4: **A)** Cristais subidiomórficos fraturados e com pequeno volume de cavidades e inclusões; **B)** Cristal idiomórfico isolado, não fraturado e sem inclusões, com quantidade moderada de cavidades. A Pirita 4 corresponde a variedade textural que concentra, em média, os maiores cristais de pirita. Abreviações: Py: pirita.

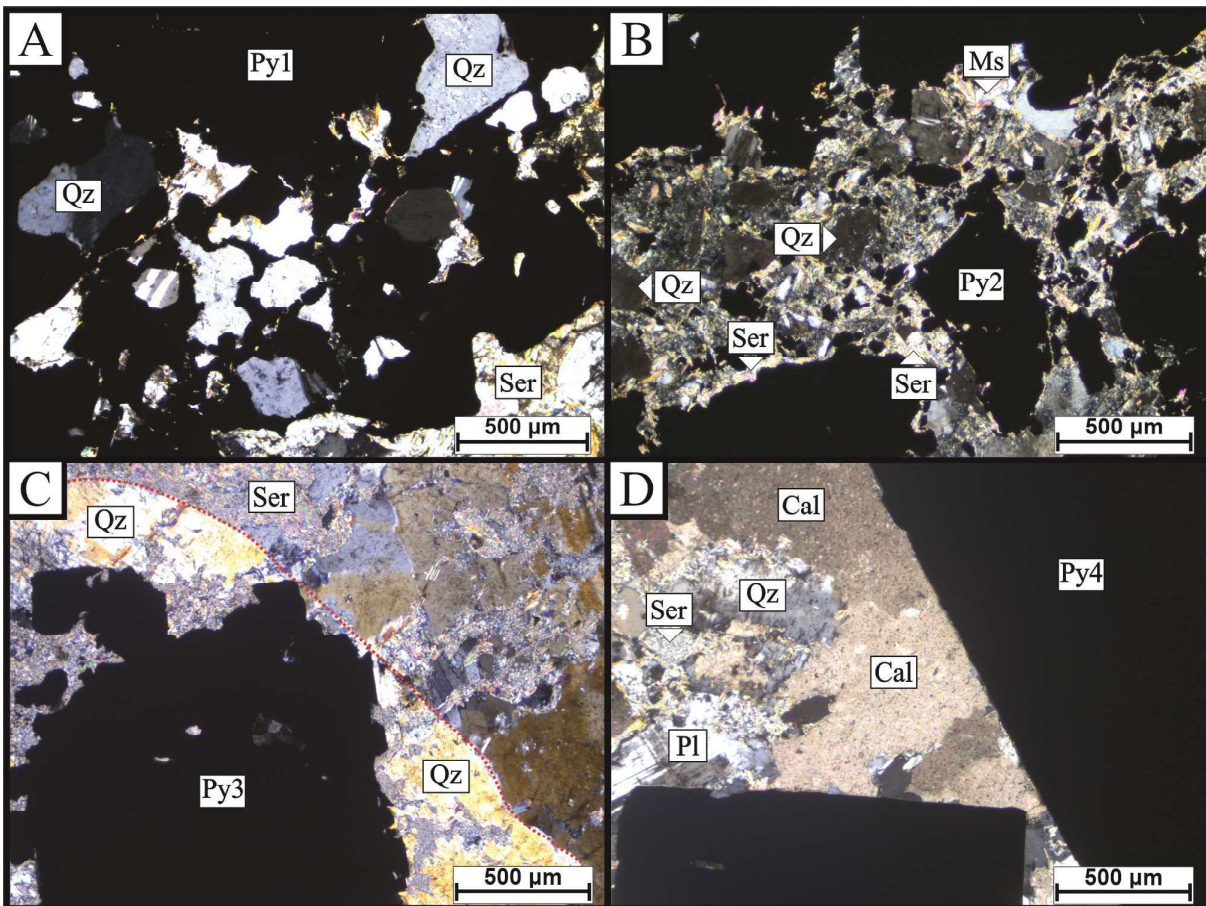


Figura 23 - Relações paragenéticas das variedades texturais da pirita no garimpo Pé Quente: **A)** Cristais de pirita 1 (opaco) com textura “esquelética” formada no entorno do quartzo; **B)** Pirita 2 (opaco) em veio de quartzo afetado por alteração sericítica, em paragênese com sericita \pm muscovita \pm quartzo; **C)** Cristal de pirita 3 (opaco) formado sobre cristal de quartzo, associado à intensa alteração sericítica pervasiva; **D)** Cristais idiomórficos de pirita 4 (opaco) com “franjas” de carbonato, em paragênese com alteração sericítica e carbonática pervasivas. Fotomicrografias: (A-D): luz transmitida com polarizadores cruzados. Abreviações: Cal: calcita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qz: quartzo; Ser: sericita.

4.2. Depósito do Paraíba

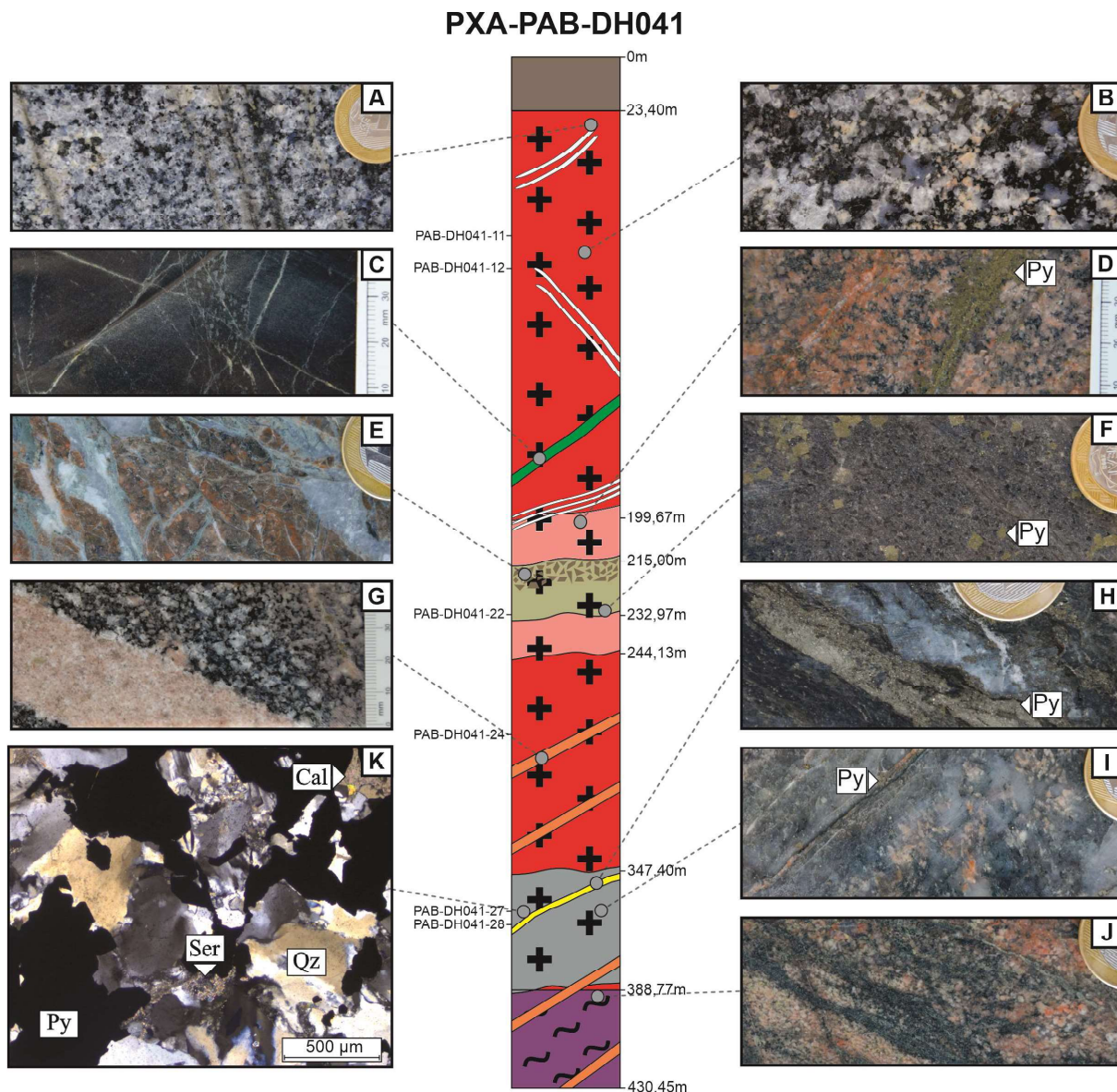
4.2.1. Etapa de campo

Durante a realização da etapa de campo foram descritos dois testemunhos de sondagem pertencentes ao depósito Paraíba, no galpão da empresa P.A.Gold, localizado no município de Peixoto de Azevedo (MT).

O furo de sondagem PXA-PAB-DH-041 está localizado nas coordenadas X: 710086,896 e Y: 8869372,36 (UTM; Datum: SAD 69; Zona 21; Hemisfério Sul), com cota em 280,5 metros. Possui extensão total de 430,45 m de profundidade, sendo os primeiros 23,40 metros representados por solo e saprólito. O principal litotipo descrito corresponde ao tonalito, normalmente inalterado, porém com porções potassificadas, cloritizadas, silicificadas e/ou sericitizadas. Ademais, gnaiss se torna a rocha dominante a partir de 388,77 metros, além de haver um dique máfico, com aproximadamente 1 metro de espessura, em tonalito levemente hidrotermalizado (175 metros de profundidade). O dique é afetado por vênulas tardias de epídoto e, principalmente, carbonato.

Diques de microgranito (3-70 cm de espessura) começam a ocorrer a partir dos 295 m, em tonalito, tonalito silicificado e gnaiss. Raras vênulas de clorita com halos de alteração sericítica truncam o tonalito em profundidades mais rasas. Vênulas estéreis de epídoto, por vezes com discretos halos de alteração clorítica, sericítica ou potássica, são frequentes por toda a extensão do testemunho de sondagem, principalmente no tonalito e no dique máfico, menos comuns no gnaiss, e ausentes no microgranito. As vênulas de carbonato e de epídoto são comuns no tonalito, dique máfico e, de forma restrita, no gnaiss, porém sem halos de alteração. Veios centimétricos (<1 até 80 cm) de quartzo, quartzo + pirita e quartzo + pirita + carbonato, ocasionalmente com halos de alteração sericítica, clorítica ou de silicificação, são mais comuns no tonalito, tonalito potassificado e tonalito cloritizado, e menos frequentes no tonalito silicificado e no gnaiss. Vênulas paralelizadas de epídoto e carbonato, e veios de quartzo, sulfetados ou estéreis, ocorrem até ca. 190 m em tonalito fracamente alterado. Pirita disseminada ocorre de modo pontual ao longo do furo de sondagem, nos halos de alteração potássica com K-Feldspato e clorítica. Pirita disseminada é mais frequente e abundante nos halos de alteração fílica (quartzo + sericita + muscovita). Esse intervalo coincide com a zona de brecha, tida como setor mineralizado secundário. Essa zona ocorre entre 215 e 222 metros

de profundidade, no halo clorítico com veios de quartzo + pirita e alteração sericítica fissural na forma de *stockwork*, juntamente com quartzo, carbonato e epidoto. Por fim, a principal zona mineralizada ocorre aos 352 metros, contida em veios de quartzo + pirita ± carbonato, com halo de alteração sericítica. A Figura 24 apresenta a coluna representativa do testemunho de sondagem PXA-PAB-DH-041 e suas litologias.



Legenda	
	Vênulas paralelizadas (epidoto e carbonato)
	Minério principal
	Dique máfico
	Dique de microgranito
	Zona de brecha
	Tonalito silicificado e sericitizado
	Tonalito cloritzado
	Tonalito potassificado
	Tonalito
	Gnaiss

Figura 24 - Coluna representativa do furo de sondagem PXA-PAB-DH041 do depósito Paraíba (localização: X: 710086,896; Y: 8869372,36). **A)** Tonalito inalterado com vênulas paralelizadas de epidoto que exibem estreitos halos de alteração clorítica. Vênulas paralelizadas ocorrem por toda a extensão do testemunho de sondagem, inclusive no gnaiss, e podem ser constituídas por clorita, carbonato e carbonato + epidoto, além de apresentarem halos de alteração sericitica e/ou potássica; **B)** Tonalito com incipiente alteração potássica com K-Feldspato. É frequentemente truncado por vênulas de diversas composições e veios de quartzo + pirita; **C)** Dique máfico com ca. 2 metros de espessura, afetado por diversas vênulas de carbonato e epidoto em padrão stockwork; **D)** Tonalito potassificado, truncado por vênula de carbonato com halo de alteração com K-Feldspato e veio de quartzo + pirita maciça fina; **E)** Zona de brecha em tonalito potassificado, em zona de intensa injeção de sílica. A zona de brecha também é composta por tonalito epidotizado e cloritizado em menores proporções, além de conter vários veios de quartzo + pirita; **F)** Tonalito intensamente cloritizado com pirita disseminada e raros bolsões de quartzo. As porções cloritizadas são raras e pontuais, e não ultrapassam os 2 metros de espessura, além de estarem intercaladas com zonas de alteração potássica e de brechas. Os veios de quartzo aqui presentes raramente contam com a presença de pirita; **G)** Microgranito em tonalito inalterado, com ca. 0,3-1 m, também presentes no gnaiss; **H)** Minério principal, em veios de quartzo + pirita maciça que truncam tonalito silicificado e sericitizado e, mais raramente, diques máficos; **I)** Tonalito intensamente silicificado e sericitizado, cortado por vênulas de carbonato e epidoto, além de veios de quartzo + pirita que retém a mineralização principal; **J)** Gnaiss com alteração potássica com K-Feldspato e ocasionalmente truncado por veios de quartzo + pirita, embora, vênulas, por vezes paralelizadas, de carbonato e epidoto, além de intrusões de microgranito estejam presentes; **K)** Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores cruzados, da zona mineralizada e silicificada do depósito, com presença marcante de pirita venular em paragênese com quartzo, com porções subordinadas de sericita e carbonato de alterações posteriores. Abreviações: Cal: calcita; Py: pirita; Qz: quartzo; Ser: sericita.

O testemunho de sondagem PXA-PAB-DH-069, localizado nas coordenadas X: 710057,931 e Y: 8869372,953 (UTM; Datum: SAD 69; Zona 21; Hemisfério Sul; cota: 282 metros), tem profundidade de ca. 414,18 metros, com seus 25,96 metros iniciais compostos por solo e saprólito. A exemplo do testemunho anterior (PXA-PAB-DH-041), sua principal litologia corresponde ao tonalito inalterado a pouco alterado, com intervalos potassificados, silicificados e sericitizados mais restritos. A partir de 347,63 metros o gnaiss passa a corresponder o litotipo principal. Diques máficos com diâmetros variados (ca. 0,75 a 11 metros) intrudem tanto o tonalito quanto o gnaiss, e são comumente truncados por vênulas de carbonato. Neste testemunho, entretanto, não são observadas intrusões de microgranito, comuns no anterior. Vênulas estéreis de carbonato são comuns em tonalito, tonalito potassificado e em diques máficos, sendo menos frequentes em tonalito silicificado e sericitizado e em gnaiss. As vênulas de epidoto exibem o mesmo padrão das de composição carbonática, com a diferença de que não ocorrerem nos diques máficos. Na porção com tonalito potassificado as vênulas de epidoto e carbonato podem formar *stockworks*. Independente da composição, as vênulas estéreis não mostram halos de alteração, além de ocorrer de modo paralelizado frequentemente até ca. 160 m de profundidade. Existe uma zona de brecha em meio ao tonalito

potassificado (ca. 190-210 metros), com menor quantidade de sulfetos. Os sulfetos presentes no furo de sondagem são exclusivamente venulares. Veios centimétricos de quartzo + pirita, quartzo + pirita + carbonato e carbonato + pirita são mais frequentes em tonalito inalterado a pouco alterado, por vezes com halos de alteração potássica, clorítica ou sericítica. Em tonalito potassificado foram descritos veios de quartzo + pirita com raras ocorrências de calcopirita. Em tonalito silicificado os sulfetos são quase ausentes enquanto que no gnaisse os veios de quartzo + pirita são ligeiramente menos frequentes. A zona mineralizada principal está inserida em gnaisse, na profundidade de 366 metros, com veios (<2 cm) de quartzo + pirita ou pirita maciça. A Figura 25 mostra a coluna representativa do testemunho de sondagem PXA-PAB-DH-069 e suas litologias.

4.2.2. Petrografia e MEV

Foram confeccionadas doze lâminas delgado-polidas provenientes dos testemunhos de sondagem do depósito Paraíba, descritos no decorrer da etapa de campo. As amostras analisadas, por serem retiradas de diferentes zonas sulfetadas, possuem quantidades consideráveis de sulfetos e mineralogias semelhantes entre si, constituídas essencialmente por plagioclásio (5-25%), quartzo (5-70%), feldspato potássico (5-15%), sericita (5-50%), muscovita (<1-40%), clorita (<1-40%), carbonato (<1-10%) e pirita (10-55%), com quantidades subordinadas de biotita, epidoto, calcopirita, apatita, hematita, galena, bismutinita, magnetita e fases de $\text{Bi}\pm\text{Te}$. As elevadas quantidades de quartzo e/ou pirita em algumas lâminas são interpretadas como pertencentes a veios de quartzo mineralizados. A rocha hospedeira corresponde a um tonalito com variados estágios e intensidades de alteração hidrotermal, o que se assemelha as classificações de tonalito-granodiorito realizadas por Siqueira (1997), e biotita-tonalito, por Trevisan (2015). Das alterações hidrotermais destacam-se: alteração potássica, silicificação, sericitização e alteração fílica, seguidas de cloritização, carbonatação e epidotização, geralmente tardias. Embora as alterações sejam similares entre os trabalhos já efetuados no depósito, seu sequenciamento temporal difere razoavelmente (Fig. 10; Trevisan, 2015; Poggi, 2019).

A sulfetação nas amostras do depósito é representada por pirita e calcopirita, sendo esta última menos frequente, presente principalmente de forma venular,

contida em veios de quartzo + pirita e quartzo + pirita + carbonato. A mineralização de estilo disseminado é mais subordinada e, por vezes, considerada como parte da alteração filica, conjuntamente com quartzo e sericita/muscovita.

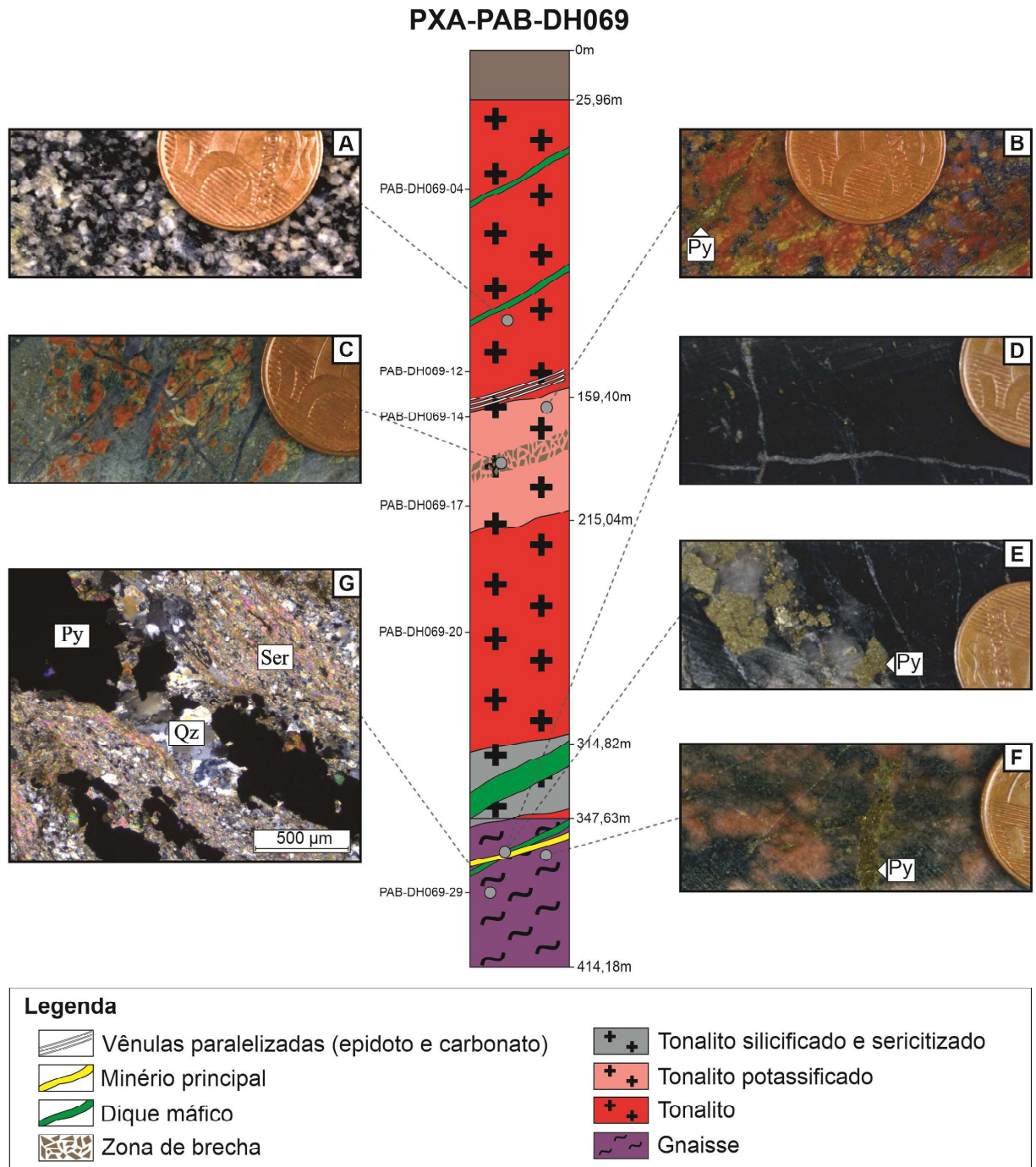


Figura 25 - Coluna representativa do furo de sondagem PXA-PAB-DH069 do depósito Paraíba (localização: X: 710057,931; Y: 8869372,953). **A)** Tonalito inalterado corresponde ao principal litotipo no respectivo testemunho de sondagem. É comumente truncado por vênulas, por vezes paralelizadas, de epidoto e carbonato, além de veios de quartzo + pirita com halos de alteração sericítica e/ou potássica; **B)** Tonalito intensamente potassificado, com porções locais de epidotização fissural e bolsões de quartzo. Na zona com alteração potássica mais intensa há o aumento na ocorrência de vênulas paralelizadas de epidoto e carbonato; **C)** Zona de brecha com tonalito potassificado em zona de intensa injeção de sílica. Porções epidotizadas também são comuns e ocorre a diminuição na presença de pirita; **D)** Dique máfico, cortado por vênulas de carbonato tardias em padrão stockwork. Os diques máficos aparecem truncando o tonalito e o gnaiss por toda a extensão do testemunho de sondagem, variando em espessura entre 75 centímetros até >10 metros; **E)** Minério principal, com veio de quartzo + pirita em rocha máfica, cortada também por vênulas de carbonato. A zona mineralizada principal neste furo de sondagem está contida no gnaiss e em um dique máfico; **F)** Gnaiss com veio de quartzo + pirita maciça. O gnaiss, de forma geral, apresenta menor quantidade de vênulas de carbonato e epidoto, assim como veios de quartzo + pirita. Porém, é truncado por dique máfico e pela zona de mineralização principal, onde estão concentradas as maiores quantidades de sulfetos; **G)** Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores cruzados, da porção abaixo da zona mineralizada, em gnaiss, com presença de pirita venular em paragênese com quartzo, contida na foliação do gnaiss, além de grande quantidade de sericita proveniente de alteração posterior. Abreviações: Py: pirita; Qz: quartzo; Ser: sericita.

A etapa petrográfica aqui efetuada sugere a seguinte evolução paragenética do sistema hidrotermal do depósito: alteração potássica pervasiva; silicificação pervasiva restrita e pouco expressiva; injeção de sílica comumente acompanhada pela precipitação de sulfetos; alteração sericítica pervasiva, comumente bem desenvolvida; alteração clorítica restrita, pervasiva a fissural, essa última como halos que margeiam veios de quartzo (injeção de sílica); fraca alteração carbonática pervasiva; seguida por vênulas tardias de carbonato e epidoto. A alteração fílica foi observada em uma única amostra, sobrepondo alteração potássica e sendo sobreposta por carbonato e clorita. Esse padrão é similar a evolução paragenética sugerido por Poggi (2019), ainda que a ordem das alterações destoe significativamente. A maior diferença observada, entretanto, foi a quantidade e intensidade da alteração sericítica, presente em praticamente todas as amostras analisadas neste trabalho e relacionada com quase todas as variações texturais de pirita, porém, muito restrita e pouco desenvolvida de acordo com Trevisan (2015) e Poggi (2019). Assim como para o garimpo Pé Quente, é exibida a grade paragenética na Figura 26, relacionando as variações texturais de pirita do depósito Paraíba.

A alteração potássica é pouco expressiva, possivelmente por ter sido obliterada pelas alterações posteriores. Ainda assim, é observada como produto de alteração interna do plagioclásio e, menos frequentemente, quartzo, lhe conferindo

aspecto “sujo”, além de poucos cristais de K-Feldspato hidrotermal, muito alterados pela sericitização, ou truncados por veios de quartzo.

A silicificação pervasiva é muito discreta e raramente observada. É representada por quartzo hidrotermal muito fino (<10 µm). É acompanhada por alteração sericítica intensa, que a oblitera quase que totalmente. A silicificação fissural é representada por veios de quartzo, quartzo + pirita e quartzo + pirita + carbonato. Os veios cortam as rochas hospedeiras não alteradas ou potassificadas. As alterações posteriores são mais intensas nas bordas dos veios de quartzo, embora também atuem, mesmo que parcialmente, o interior dos mesmos.

A alteração sericítica pervasiva é, de forma geral, bem desenvolvida e representada por quantidades significativas de sericita e muscovita. Ocorre nas bordas e interior do plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, com posterior sobreposição da sericita e muscovita por carbonato e clorita. Mesmo de forma pervasiva, parece ser mais intensa nas bordas dos veios de quartzo, aproveitando-se do espaço aberto, sugerindo posterioridade em relação à injeção de sílica. Os cristais de muscovita chegam a 800 µm em locais onde a alteração está melhor bem desenvolvida. Em raras ocasiões foi observada em estilo fissural, porém, de modo a evoluir para estilo pervasivo.

A alteração clorítica é, geralmente, pouco desenvolvida nas amostras. É observada em maiores quantidades em poucas ocasiões, apenas ao redor de veios de quartzo + pirita, como um provável halo de alteração. Altera as bordas do plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. É normalmente acompanhada por epidoto e carbonato, este último de modo a se sobrepor a clorita.

A carbonatação pervasiva é fraca, porém se sobrepõe a todas as outras alterações anteriores, de modo a obliterar o plagioclásio, feldspato-K, quartzo, sericita, muscovita e clorita. É relativamente comum próxima aos veios de quartzo, sulfetados ou não, possivelmente por se aproveitar o espaço formado durante a colocação dos veios. Ocorre, também margeando a pirita, como “franjas”, sugerindo sua posterioridade.

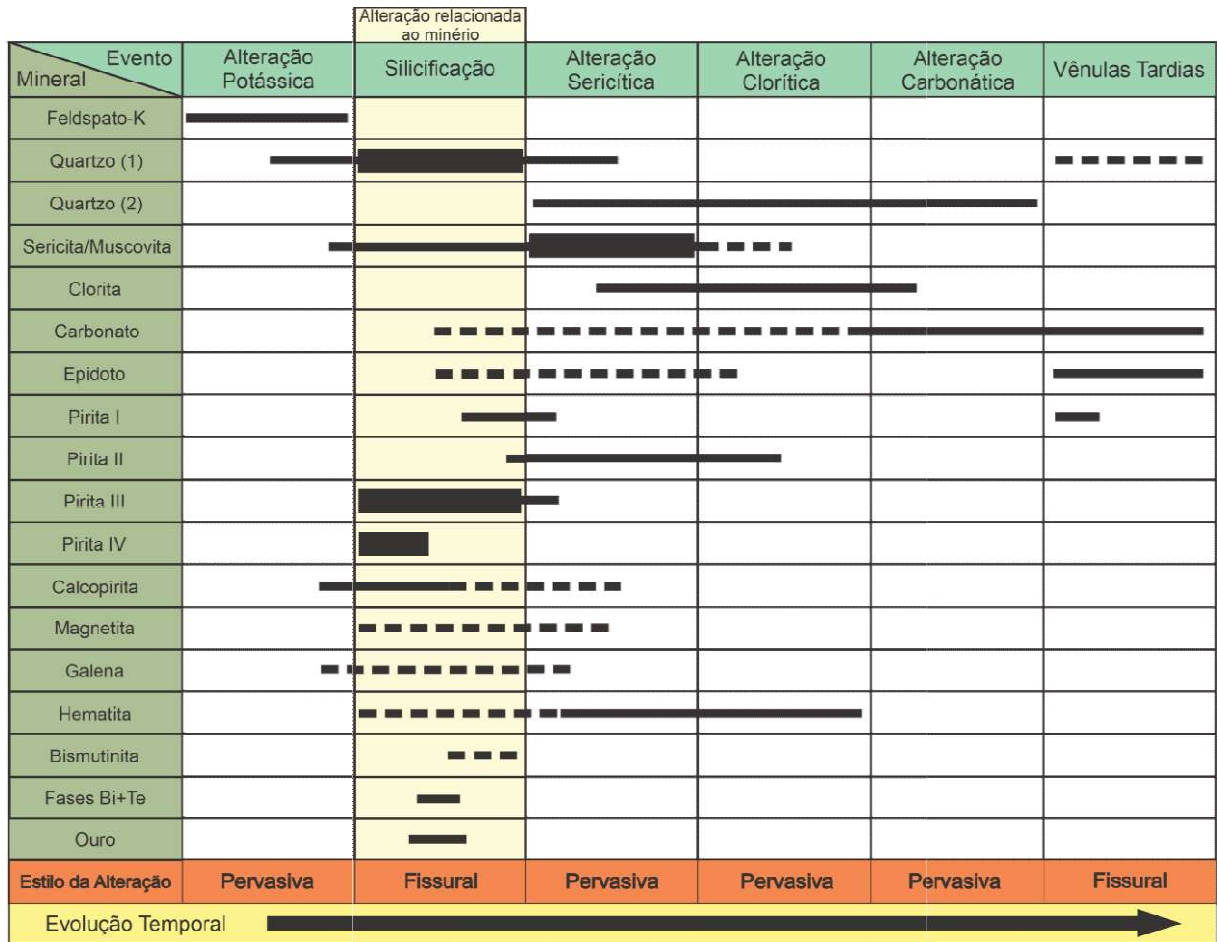
Por fim, vênulas tardias de carbonato e epidoto ocorrem sem direção preferencial, paralelizadas, ou ainda em *stockworks*. Essas vênulas representam os últimos estágios de alteração hidrotermal observados, truncando todos os anteriores.

Raras vênulas de epidoto das porções mais profundas contêm cristais muito finos (<10 µm) de pirita.

As raras ocorrências de pirita disseminada têm, em alguns casos, relação com quartzo, sericita e muscovita. Essa paragênese de minerais sugere a atuação de alteração filica, razoavelmente desenvolvida, porém, pontual. Nesses casos, pouco observados, essa alteração parece sobrepor o quartzo e o feldspato-K, sendo posteriormente alterados por fraca carbonatação e cloritização.

A evolução paragenética aqui estabelecida sugere: alteração potássica; seguida de injeção fissural de sílica, com a geração de veios de quartzo, por vezes sulfetados, relacionados com o estágio mineralizado. A silicificação pervasiva seria mais restrita e menos desenvolvida, comumente obliterada por alteração sericítica subsequente. Após a silicificação, há uma intensa alteração sericítica pervasiva, que oblitera as alterações anteriores. Em seguida, as alterações clorítica e carbonática pervasivas sobrepõe a alteração sericítica e todo o conjunto é, finalmente, truncado por vênulas tardias de carbonato e epidoto. A alteração filica é rara e pontual, de modo a se posicionar temporalmente entre a alteração potássica e a cloritização.

A pirita é o principal sulfeto presente nas rochas do depósito e a calcopirita aparece de forma mais subordinada. Ambos os sulfetos têm estreita relação com veios de quartzo (estilo venular). Os veios de quartzo + pirita ± calcopirita também podem conter carbonato, clorita, sericita e muscovita em menores quantidades. Também são observados em paragênese com sericita e muscovita, dispersos em meio à alteração sericítica, e mais raramente relacionados com cloritização (estilo disseminado). O ouro foi observado em pirita venular relacionada à apenas veios de composição essencialmente quartzosa, coincidindo com a principal zona mineralizada, contida em tonalito silicificado (Fig. 24). O ouro foi observado apenas em cristais de pirita, na forma de inclusões estiradas a angulares, com aproximadamente 30 µm.



(1) Variação fissural, restrita aos veios

(2) Variação pervasiva menos comum, recristalizada

Figura 26 - Evolução paragenética simplificada do depósito Paraíba, com ênfase nas quatro variações texturais individualizadas da pirita.

4.2.3. Petrografia da pirita

A pirita corresponde ao principal mineral de minério das ocorrências e depósitos auríferos da porção leste da PAF, sendo o sulfeto mais abundante no depósito Paraíba, principalmente em estilo venular. Quando contida em veios e vênulas, a pirita tem relação com silicificação e, portanto, em paragênese com quartzo. Seus cristais têm morfologia muito distinta, com textura xenomórfica a subdiomórfica, inequigranulares (100 a >9000 µm), com poucas a muitas fraturas, cavidades e inclusões, podendo conter ouro. Quando disseminada, ocorre como cristais isolados e/ou aglutinados, relacionados à alteração sericítica pervasiva intensa e em paragênese com sericita, muscovita e quartzo, sendo que este último pode indicar, também, relação com alteração filica restrita. Os cristais da variedade disseminada são xenomórficos a subdiomórficos, inequigranulares (<20 até >3000 µm), com quantidades moderadas de fraturas, cavidades e inclusões, porém,

ausência de Au. Foram individualizadas quatro variedades texturais para a pirita presente no depósito, sendo elas: pirita I; pirita II; pirita III e; pirita IV. Suas principais características constam na Tabela 7.

A pirita I (Fig. 27), de estilo venular, foi observada em amostras de diversas profundidades, em veios e vênulas de quartzo com quantidades diminutas de carbonato, sericita, muscovita, clorita e epídoto, em tonalito não alterado a levemente potassificado. Tem relação essencialmente com silicificação fissural e, de forma subordinada, com sericitização pervasiva e epidotização fissural tardia. Seus cristais são xenomórficos a subdiomórficos com contatos muito irregulares, serrilhados e arredondados, raramente bem definidos. Têm dimensões muito variadas, de >9000 μm em amostras provenientes de veios de pirita maciça, com mínimo de 200 μm , além de ser comum a presença de cristais fragmentados, com <10 μm , normalmente nas bordas dos veios. Seus cristais podem ser pouco a muito fraturados, com fraturas ocasionalmente preenchidas por calcopirita, hematita, galena e bismutinita. A quantidade de cavidades é pequena, as quais variam de <50 a 500 μm e raramente preenchidas por calcopirita. A frequência de inclusões varia de poucas a muitas, de diferentes formas, arredondadas, angulares ou estiradas. As inclusões de calcopirita, galena e bismutinita variam de <20 a 70 μm , enquanto as de hematita chegam a 200 μm , e as de magnetita a 400 μm . Em adicional, as inclusões de calcopirita parecem se concentrar nos cristais localizados no interior dos veios, enquanto as inclusões de hematita se concentram em cristais mais próximos às bordas dos veios. Foram observados raros cristais de magnetita (<1500 μm) em contato com pirita I, além de porções com grandes volumes de calcopirita, usualmente nos interstícios do quartzo. Ouro não foi observado nessa variação textural.

Tabela 7 - Principais características das variedades texturais individualizadas para a pirita do depósito Paraíba.

Variedade textural	Estilo do Minério	Ocorrência de Au	Rocha Hospedeira	Associação paragenética	Alteração Hidrotermal	Profundidade aproximada	Textura e dimensão aproximada	Fraturas	Cavidades	Inclusões
<i>Pirita I</i>	Venular	Ausência	Tonalito fresco a levemente potassificado	Quartzo ± Carbonato ± Sericita ± Muscovita ± Clorita ± Epidoto	Silicificação fissural; Sericitação pervasiva fraca; Epidotização tardia	70 m; 150 a 200 m; 270 m	Xenomórfica a subidiomórfica; <200 a >9000 µm; com cristais fragmentados de <10 µm	Pouco a muito fraturada; preenchida por ccp, hem, gn e bmt	Poucas, de <50 a 500 µm, não preenchidas ou preenchidas por ccp	Poucas a muitas, arredondadas, angulares e estiradas, <20 a 70 µm, de ccp, gn e bmt; de hem chegando a 200 µm, e mag a 400 µm
<i>Pirita II</i>	Disseminado	Ausência	Tonalito sericitizado, cloritizado e/ou silicificado	Sericita ± Muscovita + Quartzo	Sericitação e alteração fílica pervasivas	70 m; 250 m; 360 m	Xenomórfica a subidiomórfica; <20 a >3000 µm	Pouco a moderadamente fraturada; não preenchida a preenchida por ccp (raro)	Moderadas, de <50 a 300 µm, preenchidas por ccp e hem	Poucas a muitas, arredondadas, de <10 até 150 µm, de ccp, mag, gn, hem, bmt e ligas Bi+Te
<i>Pirita III</i>	Venular	Presente na forma de inclusões	Tonalito silicificado e sericitizado	Quartzo	Silicificação fissural	360 m	Xenomórfica; de 100 a 1500 µm	Moderadamente a muito fraturada; preenchida por ccp	Moderadas a muitas, de 50 a 300 µm, preenchidas por ccp	Moderadas a muitas, arredondadas, estiradas ou angulares, com <100 µm, de ccp, gn e ligas Bi+Te; raras de Au, angulares e com <30 µm
<i>Pirita IV</i>	Venular	Ausência	Tonalito potassificado e Gnaissé	Quartzo ± Sericita ± Muscovita	Silicificação fissural	210 m e 375 m	Xenomórfica a subidiomórfica; 100 a 2000 µm; com fragmentos de <10 µm	Pouco a muito fraturada; preenchida por ccp, gn e bmt	Poucas a muitas, de <200 µm, não preenchidas	Poucas a moderadas, angulares, com <200 µm, de ccp, hem, gn e ligas Bi+Te

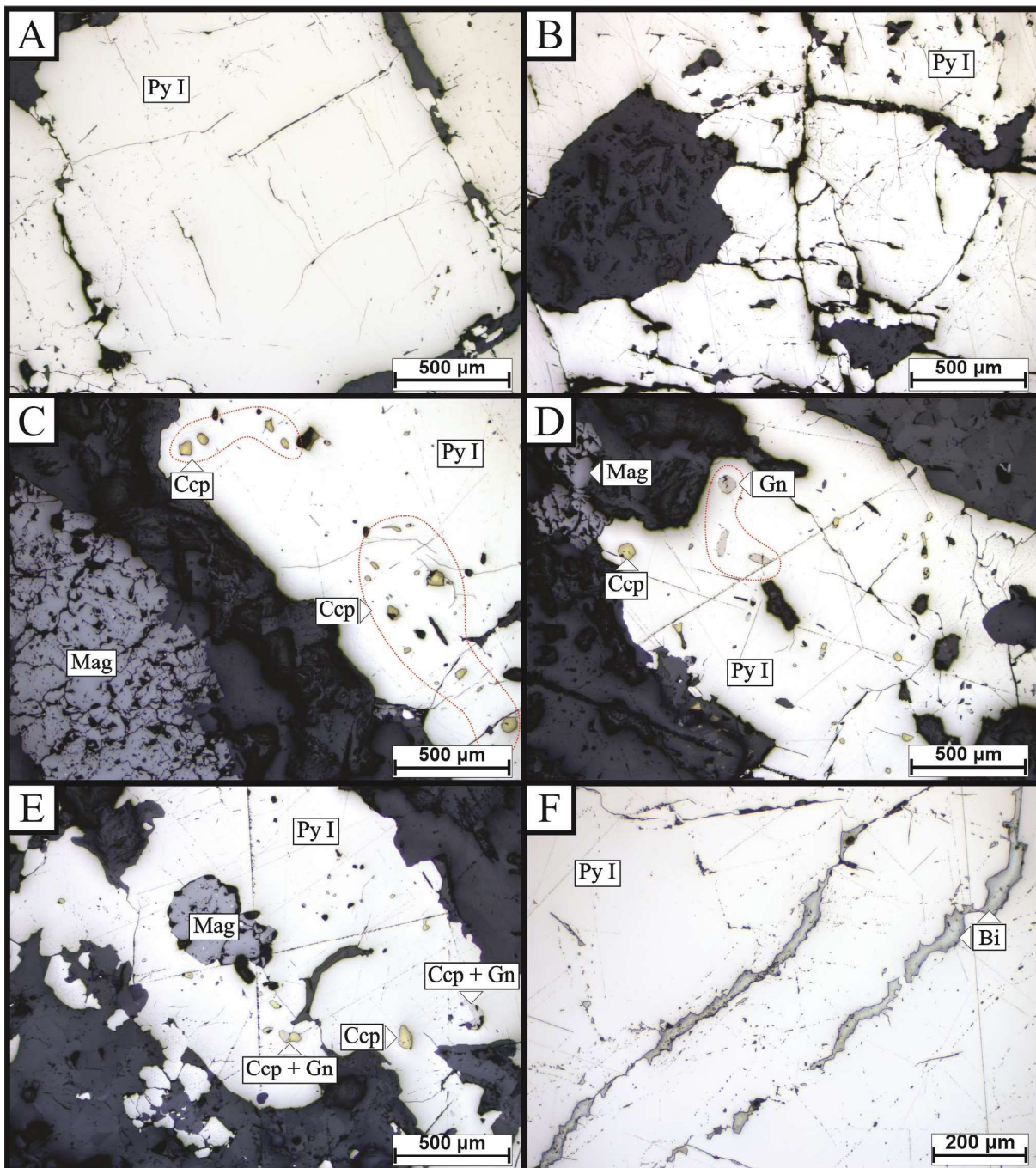


Figura 27 - Fotomicrografias em luz refletida da Pirita I: **A e B)** Cristais com textura xenomórfica a subidiomórfica, moderadamente fraturados, com poucas cavidades e ausência de inclusões; **C)** Cristal de pirita com poucas cavidades parcialmente preenchidas, além de inclusões arredondadas de calcopirita. Cristal de magnetita muito fraturado, de ca. 1500 μm, próximo ao cristal de pirita; **D)** Cristal xenomórfico de pirita, moderadamente fraturado, com cavidades parcialmente preenchidas por calcopirita e inclusões arredondadas de calcopirita e galena, em contato com magnetita; **E)** Cristal xenomórfico de pirita com inclusões de magnetita, calcopirita e calcopirita + galena; **F)** Fraturas preenchidas por bismutinita em pirita subidiomórfica, com ausência de cavidades e inclusões. Abreviações: Bi: bismutinita; Ccp: calcopirita; Gn: galena; Mag: magnetita; Py: pirita.

A pirita II (Fig. 28) é a única variedade de estilo disseminado individualizada para o depósito. Também está presente em diferentes profundidades, porém, ocorre

de forma disseminada como cristais isolados ou aglutinados em tonalito sericitizado, cloritizado e silicificado. Tem relação com alterações sericitica e filica pervasivas e com silicificação pervasiva de modo mais restrito, estando em paragênese com sericita + muscovita + quartzo. Os cristais são, em sua maioria, inteiros e têm textura xenomórfica a subdiomórfica, com contatos irregulares e arredondados, raros contatos bem definidos, e dimensões que variam de ca. <20 a >3000 μm . São pouco a moderadamente fraturados, com fraturas raramente preenchidas por calcopirita. Exibem cavidades de <50 a 300 μm , preenchidas por calcopirita e galena, e poucas a muitas inclusões, geralmente arredondadas, de <10 a 150 μm , de calcopirita, magnetita, galena, hematita, bismutinina e ligas de Bi+Te. Cristais de hematita são observados próximos ou em contato com cristais de pirita II. Novamente, ouro não foi identificado nessa variação textural.

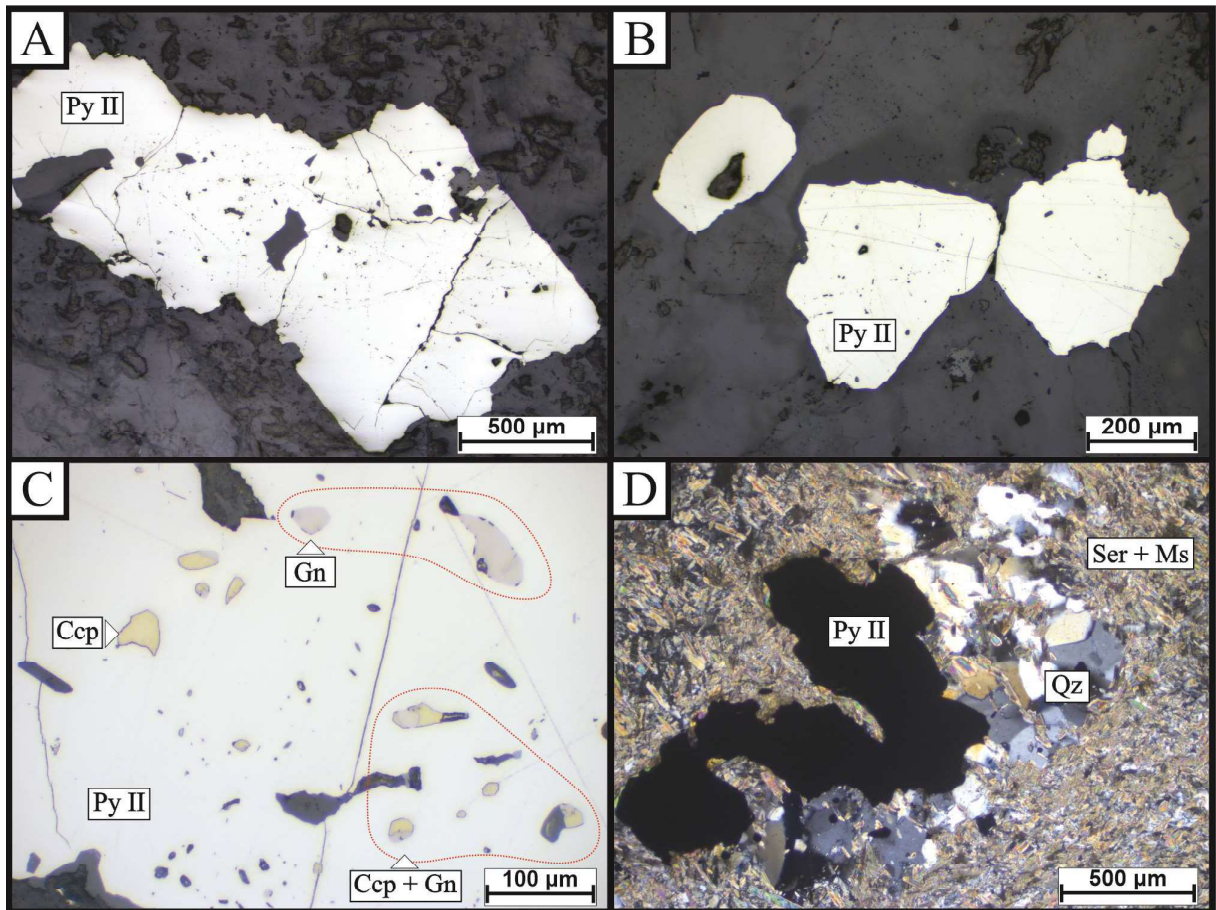


Figura 28 - Fotomicrografias da Pirita II: **A e B)** Cristais representativos de pirita II, xenomórficos a subdiomórficos, com poucas a moderadas fraturas e cavidades, e raras inclusões; **C)** Cristal de pirita com grande quantidade de cavidades, parcialmente preenchidas por calcopirita e calcopirita + galena, além de grande número de inclusões de calcopirita e galena; **D)** Relação paragenética da Pirita II com quartzo + sericita + muscovita. Além do quartzo em contato com a pirita, existem pequenos cristais de quartzo recristalizado contidos na “massa” de alteração sericitica. Fotomicrografias: (A-C) luz refletida; (D) luz transmitida. Abreviações: Ccp: calcopirita; Gn: galena; Ms: muscovita; Py: pirita; Qz: quartzo; Ser: sericita.

Em estilo venular, a pirita III (Fig. 29) foi individualizada próximo à profundidade de 360 metros do furo de sondagem PXA-PAB-DH-041, em tonalito silicificado e sericitizado, coincidindo com o intervalo da zona mineralizada principal descrita para o testemunho. Essa variedade textural tem estreita relação com a injeção de sílica, em paragênese, portanto, com veios e vênulas de quartzo, com sericita e muscovita subordinadas. Apresenta formato xenomórfico, com contatos muito irregulares e recortados, e cristais com dimensões entre ca. 100 e 1500 μm , sendo mais comuns aqueles com ca. 150 μm . Os cristais são moderadamente a intensamente fraturados, com comum presença de fraturas preenchidas por calcopirita. O número de cavidades é moderado a alto, com dimensões de 50 a 300 μm e raramente preenchidas por calcopirita. Os cristais contam, ainda, com uma quantidade moderada a alta de inclusões de diferentes formas, das quais se destacam as arredondadas, estiradas e angulares. As inclusões de calcopirita, galena e ligas de Bi+Te têm <100 μm , sendo que as de calcopirita são as mais comuns. Ouro ocorre como inclusões angulares e com <30 μm na porção mais interna dos veios de quartzo, por vezes próximas a fraturas preenchidas por calcopirita. Ressalta-se que corresponde a única variação textural com ouro.

A pirita IV (Fig. 30), também venular, foi individualizada em profundidades superiores a 210 metros, em tonalito levemente potassificado e em gnaiss. É uma variação que tem relação com silicificação fissural, estando em paragênese com veios e vênulas de quartzo \pm sericita \pm muscovita. Seus cristais têm textura xenomórfica a subdiomórfica, com raros cristais idiomórficos, e seus contatos são, em geral, irregulares a arredondados, com raros contatos retos. O tamanho dos cristais vai de 100 a 2000 μm , com fragmentos de pirita com <10 μm nas bordas dos veios. Corresponde a textura com maior grau de fragmentação dos cristais. Os cristais possuem quantidades variadas de fraturas e cavidades. As fraturas são usualmente preenchidas por calcopirita, galena e bismutinita, enquanto as cavidades, de até 200 μm , não são preenchidas. Inclusões são raras a moderadamente observadas, com formatos angulares e <200 μm , de calcopirita, galena, hematita e fases de Bi+Te. Existe a presença marcante de calcopirita relacionada com essa variedade textural, formada entre os cristais de pirita, de modo a englobá-lo e envolvê-los. Em maiores profundidades a pirita venular aparece confinada a foliação da rocha. Nesta variedade o ouro não foi identificado.

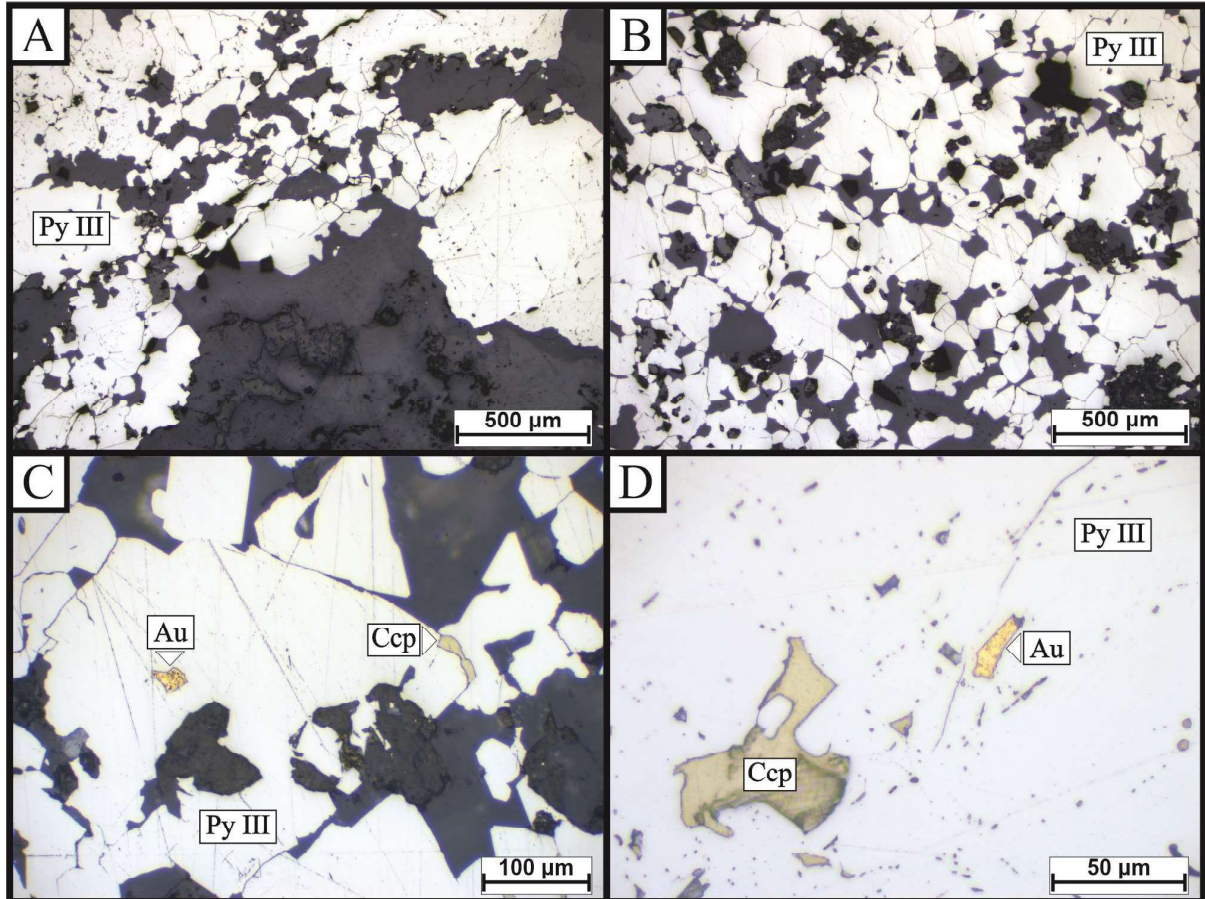


Figura 29 - Fotomicrografias em luz refletida da Pirita III: **A e B)** Aglomerados de cristais representativos de pirita III, xenomórficos e com contatos irregulares, com quantidade moderada de fraturas; **C)** Aglomerado de cristais xenomórficos a subdiomórficos de pirita com inclusão angular de ouro (ca. 30 μm) e fratura preenchida por calcopirita; **D)** Inclusões angulares de calcopirita e ouro em cristal subdiomórfico de pirita pouco fraturado. Abreviações: Au: ouro; Ccp: calcopirita; Py: pirita.

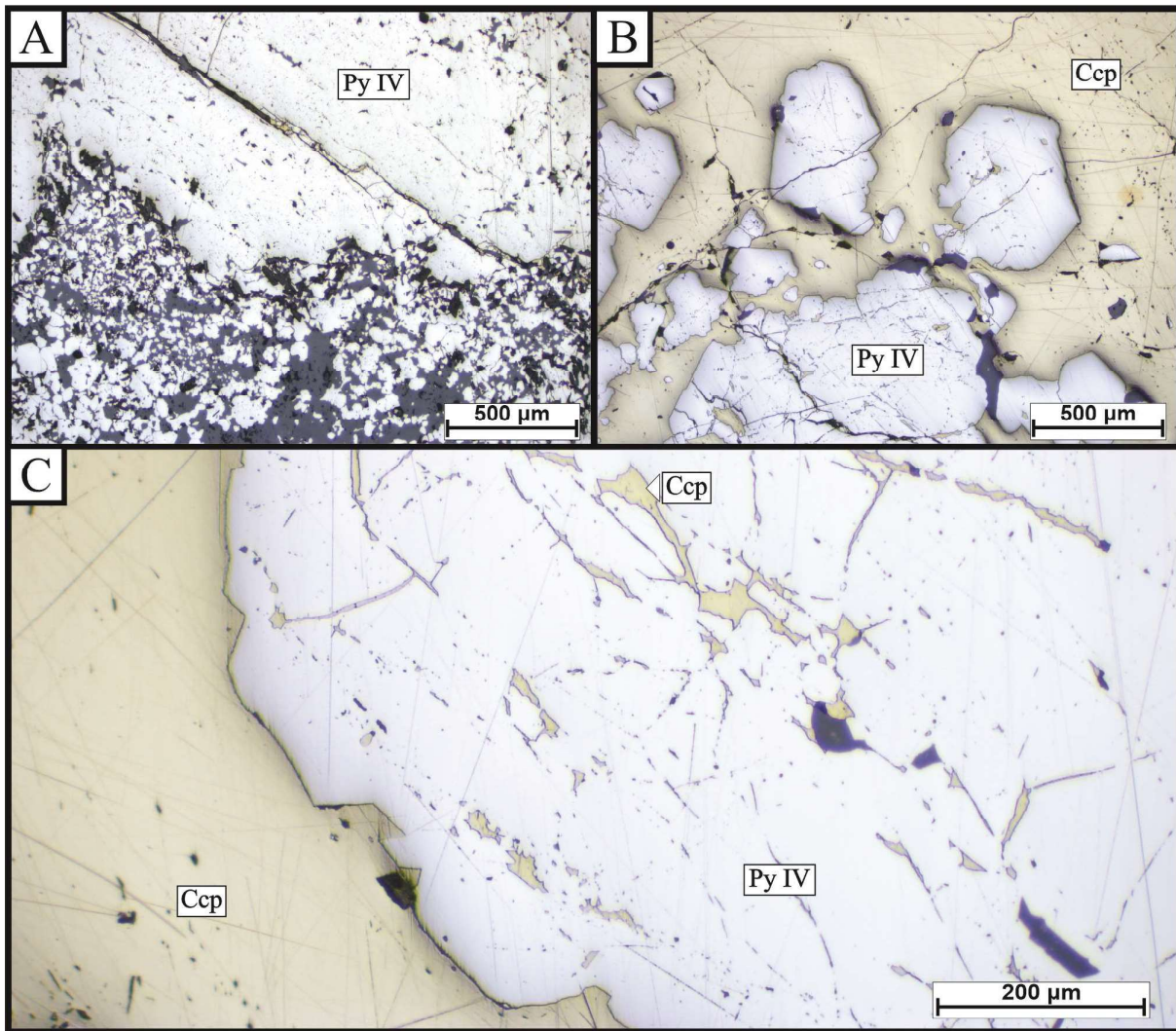


Figura 30 - Fotomicrografias em luz refletida da Pirita IV: **A)** Pirita maciça moderadamente fraturada no centro de veio de quartzo e margeada por cristais xenomórficos finos de pirita mais próximos a borda do veio; **B)** Calcopirita intersticial e Pirita IV sub-idiomórfica a xenomórfica em paragênese; **C)** Pirita fraturada e com inclusões de calcopirita, imersa em calcopirita maciça xenomórfica. Abreviações: Ccp: calcopirita; Py: pirita.

5. CONCLUSÕES

A partir dos resultados alcançados foi possível traçar algumas tendências e sugerir hipóteses sobre a evolução do fluido hidrotermal, bem como a respeito da gênese das diferentes variações texturais de pirita. Diante disso, é possível elencar as seguintes conclusões:

(1) A análise petrográfica permitiu a individualização de quatro variações texturais de pirita em cada caso estudado, sendo elas Py1, Py2, Py3 e Py4 no garimpo Pé Quente, e Py I, Py II, Py III e Py IV no depósito Paraíba;

(2) A evolução paragenética da alteração hidrotermal permitiu o seguinte sequenciamento temporal de formação da pirita nos casos estudados: Py1 → Py2 → Py3 → Py4, no garimpo Pé Quente; enquanto que no depósito do Paraíba, teríamos Py IV → Py III → Py I → Py II;

(3) A petrografia também revelou que as variações texturais ricas em Au visível no garimpo Pé Quente correspondem a Py2 (venular), relacionada à silicificação, e Py3 (disseminada), relacionada à silicificação e alteração com sericita-muscovita, enquanto no Paraíba, apenas a Py III (venular), relacionada à silicificação;

(4) Mapas composicionais de Au, Ni, Zn, Cu e Pb não vislumbram significativas diferenças composicionais entre borda e centro dos cristais de pirita. A falta de zoneamento sugere que todas as variações texturais tenham se formado a partir de um único e homogêneo fluido mineralizante;

(5) No garimpo Pé Quente, a Py1 apresenta valores elevados de Co; as Py2 e Py3 apresentam valores baixos de Co, Ni e Ti, e contém Au visível; enquanto a Py4 apresenta valores elevados de Co, Ti e Zn, porém, valores inferiores de Fe;

(6) No depósito Paraíba, a Py IV está relacionada a grandes quantidades de calcopirita, mas exibe baixas concentrações de Co e Ni; a Py III também possui baixas concentrações de Co e Ni, porém, apresenta inclusões de Au visível; a Py I está relacionada as maiores quantidades de óxidos de Fe, além de apresentar valores elevados de Cu e Pb, e um início de enriquecimento em Co e Ni; enquanto a

Py II apresenta maiores concentrações de Co, Ni, Ca e Zn, contudo, menores valores de Fe;

(7) A concentração elevada de Co em ambos os depósitos e de Ni no depósito Paraíba pode ser um reflexo da lixiviação desses elementos por fluidos hidrotermais dos diques e/ou rochas máficas presentes na área dos depósitos, ou ainda, possível interação na fonte do sistema com aporte de magma máfico, que o teria enriquecido nesses elementos. Não foram observadas inclusões de minerais de Co e Ni que pudessem justificar esses valores;

(8) A presença de Au visível está relacionada às variações texturais pobres em Co, Ni e Ti.

(9) A diminuição da temperatura e do pH, e o aumento na fO_2 devem ter sido os mecanismos responsáveis pelo rebaixamento da solubilidade do ouro e, portanto, sua precipitação.

6. ARTIGO: “LA-ICP-MS trace elements analyses of pyrite from Paraíba vein-type and Pé Quente disseminated gold deposits, Alta Floresta Province (MT, Brazil)”

6.1. Introduction

Advances in microanalytical techniques, with resources in determining the trace elements concentrations in hydrothermal minerals have allowed their signature for clarifying geological processes. Such analyses in sulfides have shown promising results such in understanding of ore-forming processes as for discriminating mineralized from barren areas within mineral deposits scale (Yang *et al.*, 2006; Large *et al.*, 2007; Cook *et al.*, 2009; Large *et al.*, 2009; Zhao *et al.*, 2011; Zhang *et al.*, 2013). These signatures, with direct prospective implications, have been applied successfully in several hydrothermal mineral systems with proven mineral potential, such as orogenic deposits (Augustin *et al.*, 2019; Stromberg *et al.*, 2019), lode deposits (Li *et al.*, 2019), skarn deposits (Liu *et al.*, 2018), VHMS deposits (Basori *et al.*, 2018; Dehnavi *et al.*, 2018), carlin-type deposits (Large *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2014), SEDEX deposits (Mukherjee & Large, 2017) and placer deposits (Koglin *et al.*, 2010).

The quantification of trace elements in pyrite can assist in understanding the paragenetic evolution of mineralizing fluid, ore precipitation and metal sources, thereby, providing insights regarding the Au enrichment and chemical proxies during the fluid-rock interaction process. Successful examples concerning high-resolution analytical technique for quantifying trace elements in pyrite from magmatic-hydrothermal systems include epithermal (Winderbaum *et al.*, 2012; Kouhestani *et al.*, 2017), and porphyry copper deposits (Maydagán *et al.*, 2013; Zwahlen *et al.*, 2014; Franchini *et al.*, 2015).

Into this context, hydrothermal gold-rich systems such as those found within Alta Floresta Province (AFP) represent auspicious scenarios for corresponding one of the newest exploration mineral frontiers in Brazil, for having sulfide gold-rich zones, especially defined by pyrite in granite-, volcanic-, and volcanosedimentary-hosted occurrences (Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016; Juliani *et al.*, 2021).

The Province is located in the southern portion of the Amazonian Craton (Brazil), and is majorly composed of oxidizing calc-alkaline Paleoproterozoic granites, volcanic and volcanosedimentary units, originated into an onset of continental arcs

(Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Alves *et al.*, 2020; Trevisan *et al.*, 2021) and alkaline intraplate bimodal magmatism (Alves *et al.*, 2019; Rizzoto *et al.*, 2019).

Over the last 40 years, several gold occurrences have been exploited by artisanal prospectors (*garimpeiros*) and summarize hundreds of small size (<5 t) and moderate to high-grade of them, along the NW-SE-Peru-Trailão striking belt (Miguel-Jr, 2011; Santos & Yamamoto, 2019). Between 1980 and 1999 decades, the AFP experienced its major period of gold production (ca. 160 tonnes of Au), responsible for positioning it as one of the major gold producers in Brazil (Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008). Currently, several mining companies have invested in brown-field exploration projects, with the discovering of few Au ± Cu, Cu + Mo ± Zn ± Au and Cu ± Au occurrences.

Based on ore mineral style, the primary gold mineralizations from AFP can be clustered as (Xavier *et al.*, 2009; Assis *et al.*, 2014; Juliani *et al.*, 2021): (1) disseminated and vein-type occurrences in granites; (2) structurally-controlled vein-type occurrences and deposits in basement and anisotropic granites; both predominantly represented by pyrite ± chalcopyrite ± hematite; (3) disseminated and/or vein-type gold occurrences in granites, porphyries and volcanic, with pyrite + chalcopyrite + molybdenite; and (4) polymetallic veins-type Au-Pb-Zn-(Cu), consisting of pyrite + sphalerite + galena ± chalcopyrite in granites, porphyries, and volcanosedimentary rocks. Collectively, the groups (1) and (2) have been comparable to the Au porphyry deposits (Moura *et al.*, 2006; Assis *et al.*, 2014; Assis *et al.*, 2017; Juliani *et al.*, 2021), whereas the last two are analogous to epithermal deposits (Assis, 2011; Trevisan, 2015; Juliani *et al.*, 2021).

Although the disseminated and structurally-controlled occurrences correspond to the major gold reserves into the Province, studies focused on trace elements in sulfides correspond to an untested problem into it. Since pyrite are the dominant Au-hosting mineral in AFP, the determination of its trace elements concentrations by LA-ICP-MS and EPMA can help in understanding the gold enrichment during sulfides precipitation, besides the comprehension regarding fluid evolution. Thereafter, the Pé Quente disseminated and Paraiba structurally-controlled deposits, for composing descriptive models established, were select for LA-ICP-MS trace elements analyses in pyrite. For corresponding to deposits with different mineralization styles, such

studies can shed more light in ore-forming processes related to granite-hosted gold-rich occurrences of Paleoproterozoic ages, which have been interpreted as similar to Au-porphyry (Juliani *et al.*, 2021; Trevisan *et al.*, 2021; Mesquita *et al.*, 2022), hence, contrasting to those of Cenozoic ages.

6.2. Materials and Analytical Methods

6.2.1. Sampling and petrography

A set of 102 samples were collected from four drill cores that intercept the main ore bodies of Pé Quente (FD-01 and FD-11) and Paraíba (PXA-PAB-DH-041 and PXA-PAB-DH-069). The sampling aimed the mineralized areas within the paragenetic evolution of each gold occurrence. A total of 21 polished thinsections of representative pyrite-rich ore were confectioned for petrographic observation. The petrography was carried out via transmitted and reflected light under the microscope focusing the identification of pyrite textures and its temporal formation into the paragenetic evolution. This step was conducted at the Sedimentary Petrography Laboratory (LabPetro), at Geoscience Institute (IGc), from São Paulo University (USP). Among these 21 samples, 8 were selected for SEM observations, EPMA analysis, and trace element spot analysis.

The Scanning electron microscope (SEM) analysis were conducted using a JEOL JSM-6010LA, at the Scanning Electron Microscopy Laboratory, Department of Petrology and Metalogeny from "Júlio de Mesquita Filho" São Paulo State University (UNESP, SP). The operation conditions were scanning beam with 50 nm spot size and 15 kV acceleration voltage. The samples were coated with carbon prior to analysis. This stage aimed the refinement of the petrographic description done under conventional microscope, through the determination of minor phases not recognized during traditional petrography, searching of possible zoning in pyrite crystals, observing the modes of occurrence and composition of minor mineral phases, and the identification of the composition and complementation of Au occurrence modes.

6.2.2. EPMA analysis

The electron microprobe analysis (EPMA) were performed using a JEOL JXA-FE-8530 with electronic gun supported by Field Emission (FE), equipped with five

wavelength dispersive spectrometers (WDS), at the Electron Microprobe Laboratory, from Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica-USP (NAP Geoanalítica), from IGc-USP. The samples were analyzed using an acceleration voltage of 20 kV, a beam current of 20 nA, and a spot size of 5 μm . Counting time for Pb and Al was set as 60s at peak and 30s at background, for Si and Zn was set as 50s at peak and 25s at background, for Ni was set as 40s at peak and 20s at background, for Ca and Cu as 30s at peak and 15s at background, and for Fe and S as 10s at peak and 5s at background. Moreover, Ka X-ray was used for all elements except Pb (Ma X-ray). Four different crystals were used: TAP in channel 1, LIFL in channels 2 and 4, PETJ in channel 3, and TAPH in channel 5. The following standards were used for calibration: diopside (Si), FeS₂ (Fe and S), ZnS (Zn), wollastonite (Ca), Standard 0114 (Pb), Standard 0112 (Cu), Fe,NiS₁ (Ni), and corundum (Al).

The EPMA analysis focused on obtain the Fe and S concentration in pyrite for correcting the quantitative analyzes obtained by the LA-ICP-MS. In addition, elementary maps of Au, Zn, Pb, Ni and Cu were obtained for individual representative pyrite crystals of each texture from Paraíba and Pé Quente.

6.2.3. LA-ICP-MS trace elements analysis

The LA-ICP-MS is one of the most useful *in-situ* microanalytical methods for determining elemental and isotopic compositions of geological and other solid materials (Sylvester & Jackson, 2016; Chew, *et al.*, 2021). Moreover, such technique permits precise and accurate analysis of elements at the ppm level with laser spot sizes of <10 μm (Chew, *et al.*, 2021). Currently, it is the most suitable microanalytical technique to quantify the concentration of trace elements in sulfides, mainly due to its low detection limit, which approaches 10 ppb (Gourcerol, *et al.*, 2018).

In this theme, trace elements in pyrite were determined by LA-ICP-MS using a CETAC LSX-213 G2+ laser ablation sampler coupled with a Thermo Scientific's iCAP Q ICP-MS with quadrupole plasma ionization source, at the ICP - Chemistry Laboratory, also from the Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica-USP (NAP Geoanalítica), IGc-USP. An analysis routine was set up to allow the quantification of several trace elements (e.g. Na, Mg, Al, Si, S, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Se, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, S, Sb, Te, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, W, Re, Pt, Au, Pb, Tl, Bi, Th, U) in pyrite crystals. The

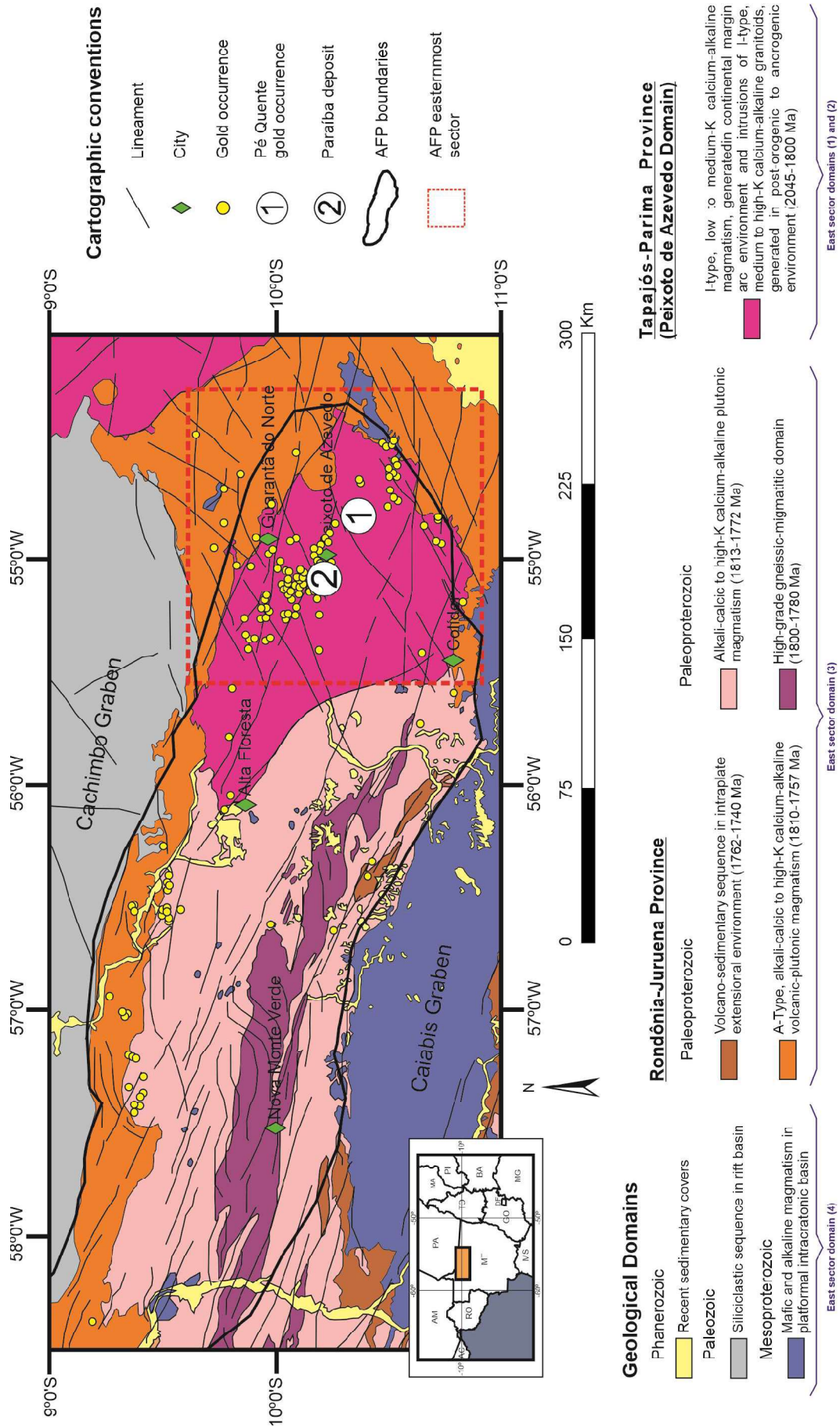
laser repetition rate was 15 Hz at 65% power level, beam energy of 7.14 J/cm², and a 40 µm diameter spot size. Helium (0.55 L/min) was used to carry gases and mix it with Ar (0.65 L/min) before analyses. Analytical time for each sample was approximately 80s, comprising 30s background measurement (laser-off), and about 50s analyses of sample (laser-on), with spectrometer staying 20ms on each mass. The Fe was used as internal standard for monitoring the instrumental drift, being previously determined by EPMA. The BCR-2G (basalt - USGS) standard was used for the calculation of elemental trace elements concentrations, being analyzed five times on each sample. The STDGL2b2 and NIST SRM 610 standards were used as quality controls, being analyzed once on every sample. Blank readings were also entered occasionally during the analyses. The results were treated in the GLITTER software (Version 4.4.4), which is property of Access Macquarie Limited, and is marketed and sold in collaboration with New Wave Research. A total of 116 analyzes were carried out, 56 of which in the Paraíba deposit and 60 in the Pé Quente gold occurrence.

6.3. Geological Settings

The Alta Floresta Province (AFP) is located at southernmost segment of the Amazonian Craton (northern of Brazil). The craton has been stabilized since the Neoproterozoic and is considered one of the largest cratonic areas worldwide, extending throughout the northern portion of South America (Almeida, 1978; Almeida *et al.*, 1981). The most accepted model concerning its geodynamic evolution is based on agglutination of successive continental magmatic arcs with subordinate crustal-reworking processes, during the Paleo- and Mesoproterozoic. Such events resulted an extensive crustal growth by mantle-derived juvenile magmas (Amaral, 1974; Cordani *et al.*, 1979; Tassinari, 1981; Teixeira *et al.*, 1989). Moreover, post-orogenic events within the southeastern portion were responsible for either I-type oxidized calc-alkaline and high-K magmas, besides widespread anorogenic magmatism (Scandolara *et al.*, 2017). The A-type intra-plate event has been controlled by extensional forces and comprised partial melt of Archean crustal sources (Fernandes & Juliani, 2019).

Regarding the geological, geochronological and isotopic data, the Craton is divided into several predominantly NW-SE-oriented tectonic-geochronological provinces accretionated to an Archean nuclei (Cordani *et al.*, 1979; Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000; Cordani & Teixeira, 2007). According to Tassinari & Macambira (1999), the AFP (Figure 31) lies between the Rio Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga) and Ventuari-Tapajós (1.95-1.8 Ga) geochronological provinces, whereas based on model proposed by Santos *et al.* (2000, 2006), the province is addressed between the Tapajós-Parima (2.03-1.88 Ga) and Rondônia-Juruena (1.82-1.54 Ga) geotectonic provinces. Disregarding the adopted model, such provinces are interpreted as a series of successive continental magmatic arcs accreted to the southwestern margin of the Central Amazonian Province during the Paleoproterozoic (ca. 2.05–1.88 Ga) by soft-collision and accretionary processes responsible for the expressive crustal growth with granitoids, volcanics and volcano-sedimentary sequences, besides minor volume of metamorphic and deformed terrains (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2004; Cordani & Teixeira, 2007).

The easternmost sector of the AFP hosts several intrusion-hosted and structurally controlled gold-rich occurrences (Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016; Juliani *et al.*, 2021). The Province is mainly composed of Paleoproterozoic oxidized calc-alkaline, medium- to high-K and peraluminous granites, volcanic (I-type granites) and volcano-sedimentary sequences, with subordinate alkaline and high-K felsic units (A-type granites). According to Alves *et al.* (2019), such units can be further clustered into four major domains (Table 8): (1) continental margin arc magmatism (2.04-1.95 Ga); (2) post-orogenic magmatism (1.90-1.8 Ga); (3) intracontinental rift magmatism (1.82-1.74 Ga); and (4) sedimentary basins and sequences (ca. 1.38 Ga). The units belonging to groups (1) and (2) compose the Peixoto de Azevedo Domain of Tapajós-Parima Province, whereas those from group (3) are located into the Rondônia-Juruena Province.



The first domain is represented by the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc, generated between 2.04 and 1.95 Ga and constituted by Cuiú-Cuiú Complex (2.04-1.98 Ga), Jarinã Formation (ca. 1.99 Ga) , Pé Quente Suite (ca. 1.99-1.98 Ga), Nhandu Intrusive Suite (1.97-1.93 Ga) and Flor da Mata Granite (undefined age), derived from pre- to syn- and sin- to late- orogenic magmatism. The Cuiú-Cuiú Complex is composed of metamorphic rocks (amphibolite, granitic to tonalitic gneiss and migmatite) and foliated granitoids of tonalitic to monzogranitic composition with ages ranging from 2.04 to 1.98 Ga (Pessoa *et al.*, 1977; Almeida *et al.*, 1997, 1998; Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Assis, 2015; Alves *et al.*, 2019). The Jarinã Formation is composed of effusive and pyroclastic volcanic rocks of acidic to intermediate composition, comprising rhyolite, dacite, andesite and ignimbrite, with a crystallization age of $1,987 \pm 14$ Ma (Alves *et al.*, 2010, 2019). The Pé Quente Intrusive Suite, intrusive in Cuiú-Cuiú Complex and in Jarinã Formation, is composed of syenogranitic to monzogranitic rocks, aged between $1,994 \pm 5$ Ma and $1,987 \pm 4$ Ma, and granitoids of granodiorite, tonalitic and monzonitic-monzodioritic composition, aged between $1,978 \pm 3$ and $1,977 \pm 3$ Ma (Assis, 2011; Miguel Jr., 2011; Assis, 2015; Trevisan, 2015; Dezula, 2016; Alves *et al.*, 2019; Rios, 2019). The Pé Quente Intrusive Suite corresponds to a unit of regional importance, as it hosts several gold occurrences grouped in the Pé Quente *garimpo* (Assis, 2011). The Nhandu Intrusive Suite is composed essentially of calc-alkaline monzogranite and syenogranite, with enclaves of diorite to quartz monzodiorite. It is intrusive at Cuiú-Cuiú Complex and in Pé Quente Suite, with ages ranging from $1,970 \pm 3$ to $1,879 \pm 5.5$ Ma (Souza *et al.*, 1979; Moreton & Martins, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Vitória, 2010; Miguel Jr., 2011; Barros *et al.*, 2015; Alves *et al.*, 2019). The Flor da Mata Granite, undefined age, is also intruded in Cuiú-Cuiú Complex and exhibits a composition of alkali-feldspar granite to granodiorite, slightly evolved (Ramos, 2011). In general, group (1) units exhibit geochemical affinity with the oxidized calcium-alkaline series of low to medium potassium, with meta- to peraluminous and magnesium terms, typical of continental margin arc environments and similar to I-type orogenic granites (Alves *et al.*, 2019).

The second domain corresponds to the granitoids generated between 1.9 and 1.8 Ga, intrusive in Cuiú-Cuiú Magmatic Arc units. Post-orogenic magmatism is represented by the Guarantã do Norte Suite (1.9-1.89 Ga), Matupá Suite (1.89-1.85

Ga), Flor da Serra Suite (undefined age) and Peixoto Granite (1.79- 1.86 Ga). The Guarantã do Norte Suite, composed by granites of monzogranitic to tonalitic composition, with a predominance of monzogranite biotite and a subordinate presence of granodiorite with ages ranging from $1,904 \pm 4.6$ to $1,894 \pm 6$ Ma (JICA/MMAJ, 2001; Assis, 2015 ; Alves *et al.*, 2019). The unit exhibits great regional importance for hosting gold occurrences belonging to Pé Quente *garimpo*, object of study of this work. The Matupá Intrusive Suite has syenogranitic and monzogranitic composition, with a subordinate presence of granodiorite and monzonite, and crystallization ages between $1,888 \pm 9$ Ma and $1,863 \pm 4$ Ma, intrusive in Cuiú-Cuiú Complex, in Pé Quente and Nhandu suites, in the volcanic rocks of Jarina Formation and in granitoids of Guarantã do Norte Suite (Paes de Barros, 1994; Moura, 1998; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008; Miguel-Jr, 2011; Silva *et al.*, 2014; Assis, 2015; Lima Jr., 2017; Alves *et al.*, 2019). The Flor da Serra Intrusive Suite (unknown age) is formed by gabbroic bodies and diabase dykes, without metamorphism, and intrusive in Cuiú-Cuiú Complex and in Pé Quente and Nhandu suites (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994; Moreton & Martins, 2005; Paes de Barros, 2007; Miguel-Jr, 2011; Assis, 2015; Alves *et al.*, 2019). The Peixoto Granite consists of biotite monzogranite, biotite granodiorite with hornblende and biotite tonalite, and has crystallization ages between $1,869 \pm 10$ and $1,761 \pm 12$ Ma (Paes de Barros, 2007; Silva, 2014). As for their geochemical signatures, the units of group (2) present characteristics of I-type granites from a magmatic arc or post-collisional environment, with a tholeiitic to calc-alkaline of medium to high-K tendency (Moreton & Martins, 2005; Assis , 2015; Alves *et al.*, 2019).

In the third domain, the continental rift stage is represented by volcanic and plutonic rocks, along with basic rocks and volcanogenic sedimentary rocks of Staterian age, jointly encompassed in Juruena Supersuite (ca. 1.82-1.76 Ga), Colíder Group (ca. 1, 81-1.76 Ga), Teles Pires Intrusive Suite (ca. 1.79-1.76 Ga) and Guadalupe Intrusive Suite (undefined age). These units are interpreted as a product of magmatism in an intraplate extensional environment (Alves *et al.*, 2019). The Juruena Supersuite represents an expressive granitic magmatism, with associated acid volcanic rocks. The plutonic terms have a monzonitic to monzodioritic and syenogranitic to granodioritic composition, while the subvolcanic ones are represented by micromonzogranite and granophyre. These rocks are mostly intrusive

at Cuiú-Cuiú Complex and have crystallization age between $1,816 \pm 57$ and $1,784 \pm 17$ Ma (Silva *et al.*, 1974; Santos, 2000; Lacerda Filho *et al.*, 2001; Oliveira & Albuquerque, 2003; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Alves *et al.*, 2019). The Colíder Group comprises subvolcanic, volcanic, pyroclastic and epiclastic rocks of intermediate to acidic compositions, with crystallization ages from $1,810 \pm 9$ to $1,757 \pm 8$ Ma. These rocks exhibit tectonic contact and/or cover the granitoids of Cuiú-Cuiú Complex, Pé Quente, Nhandu, Matupá and Garantã do Norte suites (Oliveira & Leonardos, 1940; Silva *et al.*, 1980; JICA/MMAJ, 2000; Pimentel, 2001; Pinho *et al.*, 2003; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Bini *et al.*, 2015; Santos *et al.*, 2018; Alves *et al.*, 2019). The Teles Pires Intrusive Suite consists of granitoids and subvolcanics of syenitic to monzonitic composition and alkali-feldspar granitic to monzogranitic, in addition to subordinate microgranite, granophyre and quartz feldspar porphyry, with crystallization ages from $1,793 \pm 7$ to $1,757 \pm 16$ Ma. Their bodies are intrusive in all the aforementioned units and free of metamorphism (Silva *et al.*, 1974; Silva *et al.*, 1980; Santos *et al.*, 2000; Pinho *et al.*, 2003; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Barros *et al.*, 2015; Alves *et al.*, 2019). The Guadalupe Intrusive Suite (unknown age) represents a group of basic intrusive rocks that includes gabbro, microgabbro, monzodiorite, diorite, pyroxenite, diabase and porphyritic diorite, intrusive in Teles Pires Intrusive Suite, Colíder Group and Juruena Supersuite, in addition to rocks from Nhandu Intrusive Suite (Oliveira & Albuquerque, 2003; Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019). The plutonic and volcanic rocks of group (3), in a unified form, exhibit geochemical signature ranging from calc-alkaline and high-K to shoshonitic and alkaline to oxidized A-type calc-alkaline, with meta- to peraluminous representatives, similar to granitoids of intra-plate extensional environment (Silva *et al.*, 1980; Oliveira & Albuquerque, 2003; Silva & Abram, 2008; Alves *et al.*, 2019).

The fourth and last domain of the eastern sector of the AFP is defined by clastic sediments, represented by the Caiabis Group (1,987-1,377 Ma), Alto Tapajós Group (Paleozoic) and recent covers that include alluvial deposits (Quaternary), which cover the aforementioned units. These units are still truncated by Diabásio Cachimbo dykes, of unknown age (Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019). The Dardanelos Formation, part of the Caiabis Group, is composed by conglomerates, quartzites and slates, with frequent levels of sandstones, arcossian sandstones,

siltstones, claystones and epiclastic sediments, aged between $1,987 \pm 4$ Ma and $1,377 \pm 13$ Ma, which have been interpreted as a system of alluvial fans of intertwined rivers, with intercalations of aeolian dunes, coastal *sahbkas*, and tempestites (Almeida & Nogueira Filho, 1959; Saes & Leite, 2003; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). The Alto Tapajós Group consists of quartz sandstone, microconglomeratic sandstone, claystone, siltstone and rhythmite alternating between siltstone, fine sandstone and claystone. It is considered an interior rift basin and exhibits Paleozoic age (Santiago *et al.*, 1980; Silva *et al.*, 1980; Teixeira, 2001; Reis, 2006; Almeida & Costa, 2014; Alves *et al.*, 2019). Intrusive into the Alto Tapajós Group is the Diabásio Cachimbo sill, of unknown age, represented by extensive bodies in the form of sills and dikes of porphyritic diabase and fine-grained gabbro (Alves *et al.*, 2019). Recent covers in the eastern segment of the AFP are represented by large lateritic plateaus, composed of sand-clay agglomerate and laterized gravel from the Neogene, aged <23 Ma. Alluvial deposits are also present (Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019), formed by unconsolidated alluvial sediments, consisting of quartz sand and, subordinately, pebbles, gravels and silt-clay material, considered recent Quaternary sediments.

Table 8 - Geochronology and lithology of the main geological units of the eastern segment of Alta Floresta Province.

Geological Domains	Geological units and Lithologies	Age (Ma)	References
Sedimentary basins and sequences	Recent coverages and alluvial deposits Gravel, sand, silt and clay	Quaternary	Souza <i>et al.</i> (2005); Alves <i>et al.</i> (2019)
	Cachimbo Diabase Porphyritic diabase and gabbro	Unknown age (probably Mesozoic)	Alves <i>et al.</i> (2019)
	Alto Tapajós Group Sandstone, siltstone and claystone	Paleozoic	Reis (2006); Almeida & Costa (2014); Alves <i>et al.</i> (2019)
	Dardanelos Formation Conglomerate, quartzite, slate, sandstone, siltstone, claystone and epiclastic volcanic material	1987 ± 4 to 1377 ± 13 (Pb-Pb)	Almeida & Nogueira Filho (1959); Saes & Leite (2003)

Intracontinental Rift Magmatism	<p>Guadalupe Intrusive Suite</p> <p>Gabbro, monzodiorite, diorite, pyroxenite, diabase and porphyritic diorite</p>	<p>Unknown age (correlated to Paranaíta Suite)</p>	<p>Oliveira & Albuquerque (2003); Souza et al. (2005)</p>
	<p>Teles Pires Intrusive Suite</p> <p>Alkali-feldspar granite, syenogranite, monzogranite, syenite and monzonite</p>	<p>1782 ±17 to 1757 ±16 (U-Pb)</p>	<p>Silva et al. (1974); Silva et al. (1980); Santos et al. (2000); Pinho et al. (2003); Souza et al. (2005); Silva & Abram (2008); Barros et al. (2015); Alves et al. (2019)</p>
	<p>Colider Group</p> <p>Rhyolite, riolacite, trachite, andesite, basalt, tuff, ignimbrite, lithic sandstone, pelite and conglomerate</p>	<p>1810 ±9 to 1757 ±8 (U-Pb)</p>	<p>Oliveira & Leonardos (1940); Silva et al. (1980); JICA/MMAJ (2000); Pimentel (2001); Pinho et al. (2003); Souza et al. (2005); Silva & Abram (2008); Alves et al. (2010); Bini et al. (2015); Santos et al. (2018); Alves et al. (2019)</p>
	<p>Juruena Supersuite (Paranaíta, São Pedro and Nova Canaã Suites)</p> <p>Monzonite, monzodiorite, syenogranite, monzogranite, granodiorite, micromonzogranite and granophyre</p>	<p>1816 ±57 to 1743 ±4 (U-Pb)</p>	<p>Silva et al. (1974); Santos (2000); Lacerda Filho et al. (2001); Pimentel (2001); Oliveira & Albuquerque (2003); Souza et al. (2005); Silva & Abram (2008); Alves et al. (2019)</p>

Post-orogenic Magmatism	<p>Peixoto Granite Biotitemonzogranite, biotitegranodiorite, biotitetonalite</p>	1792 ±2 (Pb-Pb) and 1869 ±10 to 1761 ±12 (U-Pb)	Paes de Barros (2007); Silva (2014)
	<p>Flor da Serra Intrusive Suite Gabbro and diabase</p>	Unknown age (correlated to Guarantã do Norte and Matupá suites)	Abreu Filho et al. (1992); Paes de Barros (1994); Moreton & Martins (2005); Paes de Barros (2007); Miguel-Jr (2011); Assis (2015); Alves et al. (2019)
	<p>Matupá Intrusive Suite Syenogranite, monzogranite, granodiorite, monzonite and monzodiorite</p>	1872 ±12 (Pb-Pb) and 1888 ±9 to 1853 ±23 (U-Pb)	Paes de Barros (1994); Moura (1998); Moreton & Martins (2005); Silva & Abram (2008); Miguel-Jr (2011); Silva et al. (2014); Assis (2015); Lima Jr. (2017); Alves et al. (2019)
	<p>Guarantã do Norte Suite Monzogranite, granodiorite and tonalite</p>	1904 ±4,6 to 1894 ±6 (U-Pb)	JICA/MMAJ (2001); Assis (2015); Alves et al. (2019)
Continental Margin Arc Magmatism	<p>Flor da Mata Granite Alkali-feldspar granite, syenogranite, monzogranite and monzogranite</p>	Unknown age (correlated to Novo Mundo Granite)	Ramos (2011)
	<p>Nhandu Intrusive Suite (Novo Mundo, Nhandu and Aragão Granites) Monzogranite, syenogranite, quartzsyenite, granophyre, diorite, quartzmonzodiorite</p>	1970 ±3 to 1964 ±1 (Pb-Pb) and 1963 ±7 to 1879 ±5,5 (U-Pb)	Souza et al (1979); Moreton & Martins (2005); Souza et al. (2005); Paes de Barros (2007); Silva & Abram (2008); Vitória (2010); Miguel Jr. (2011); Barros et al. (2015); Rocha (2016)

	PéQuente Intrusive Suite Syenogranite, monzogranite, granodiorite, tonalite, monzonite and monzodiorite (*Pé Quente gold occurrence host rocks)	1994 ±5 to 1977 ±3 (U-Pb)	Assis (2011); Miguel-Jr, (2011); Assis et al. (2014); Assis (2015); Trevisan (2015); Dezula (2016); Alves et al. (2019); Rios (2019)
	Jarinã Formation Riolite, dacite, andesite and ignimbrite	1987 ±14 (U-Pb)	Alves <i>et al.</i> (2010); Alves <i>et al.</i> (2019)
	Cuiú-Cuiú Complex Amphibolite, gneiss, migmatite, monzogranite, granodiorite and tonalite (*Paraíba deposit host rocks)	2045 ±11 to 1977 ±8,1 (U-Pb)	Pessoa et al. (1977); Almeida et al. (1997, 1998); Souza et al. (2005); Paes de Barros (2007); Assis (2015); Silva (2017); Alves et al. (2019)

3.1. Geology of the investigated gold deposits

The gold placers and hydrothermal gold-rich deposits and occurrences represent the two ore-forming processes responsible for the mineralized systems in AFP. The former are mainly hosted in Cenozoic alluvial sediments, whereas the hydrothermal systems have been interpreted as derived from orogenic gold system (Paes de Barros, 1994; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008; Mesquita *et al.*, 2015; Mesquita *et al.*, 2021), and intrusion-related gold systems (Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007), although the porphyry-epithermal systems represent the currently most accepted model (Assis *et al.*, 2014; Trevisan, 2015; Assis *et al.*, 2017; Bettencourt *et al.*, 2016, Juliani *et al.*, 2021).

Based on ore styles and paragenesis, the hydrothermal gold deposits and occurrences are further individualized as (Xavier *et al.*, 2009; Assis *et al.*, 2014; Juliani *et al.*, 2021): (1) disseminated and vein-type ore hosted in ca. 1,97-1,86 Ga granites (e.g. Luizão, Pé Quente, X1, Serrinha and Papagaio occurrences); (2) structurally-controlled gold-rich ore hosted quartz ± carbonate veins housed in fractures and shear zones in granitic basement (ca. 2,05 Ga) and 2,04-1,97 Ga deformed granites (e.g. Edu, Paraíba, Peteca and Aguinaldo occurrences); (3) vein-

type to disseminated gold-rich ore centered in 1,97-1,86 Ga granites, 1,96 Ga porphyries and volcanic rocks (e.g. Ana and Jaca occurrences); and (4) polymetallic veins hosted by 1,77 Ga porphyries, volcanics and ca. 2,0 Ga volcano-sedimentary rocks (e.g. Francisco, Bigode and Luís occurrences). The occurrences belonging to groups (1), (2) and (3) are mainly hosted by oxidized calcium-alkaline granitic systems (I-type granitoids), whereas those from group (4) are hosted by subvolcanic, volcano-sedimentary rocks, and more evolved epizonal alkaline granites (A₂-type granitoids). Regardless the ore style, pyrite is the dominant sulfide phase in the ore-rich zones, whereas chalcopyrite occurs in variable concentrations, and hematite, molybdenite, sphalerite and galena are subordinated (Moreton & Martins, 2005; Paes de Barros, 2007; Xavier *et al.*, 2009; Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016). Moreover, gold usually occurs as inclusions or filling fractures in pyrite, and occasionally, in chalcopyrite and galena (Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016).

6.3.1.1. Pé Quente Gold-rich Occurrence

The Pé Quente occurrence (Fig. 32), located at southeast of Peixoto de Azevedo city (MT), is composed of several mineralized zones, such as Gabriel, Goiano, Nilva, Barba, João Oficial and Rubens orebodies. These ore-rich zones are hosted by medium-grained leucomonzonite, quartz-monzonite, medium-grained monzodiorite, aplitic microgranite and fine-grained albitite belonging to 1.97 Ga Pé Quente suite, as by ca. 1.9 Ga biotite tonalite from Guarantã do Norte suite (Assis, 2011, Miguel-Jr, 2011; Assis, 2015). These rocks are still crosscut by dikes of microgabbro and basalt of unknown ages (Medeiros, 2016). Both Pé Quente and Guarantã do Norte suites are derived from oxidized calc-alkaline, low to high-K, meta-to peraluminous and magnesian I-type magmas, originated from continental arc-derived magmatism (Assis, 2015; Alves *et al.*, 2019).

The hydrothermal alteration sequence associated to Pé Quente is temporally established by: 1) pervasive albite-rich alteration; 2) proximal pervasive K-feldspar alteration; 3) proximal pervasive sericite alteration; 4) pervasive to restricted interstitial fine to coarse-grained calcite-rich alteration; 5) pervasive coarse-grained radial muscovite + quartz + chlorite + pyrite alteration halo; 6) garnet-rich alteration with pyrite that overprints restrictedly the K-feldspar alteration; 7) silica infill,

commonly accompanied by breccias, quartz druses and quartz veins; 8) chlorite + calcite ± pyrite veinlets; 9) distal pervasive chlorite alteration; 10) pervasive silicification; 11) late quartz + albite ± pyrite ± gold veinlets; and 12) late and regionally pervasive to vein-type propylitic alteration (Assis, 2011; Stabile, 2012; Caires, 2017).

The gold-rich ore zones are hosted by disseminated pyrite in muscovite + quartz alteration halo (Assis, 2011; Assis *et al.*, 2017). Moreover, albite-rich alteration with coarse-grained pyrite, K-feldspar alteration that houses fine-grained pyrite and the late quartz + albite ± pyrite, collectively host gold inclusions, however, in minor accounts (Assis, 2011; Caires, 2017). Pyrite is the most important Au-hosting mineral in Pé Quente (>90 wt.% in volume), and the ore paragenesis is composed of pyrite ± chalcopyrite ± gold ± barite with subordinate apatite, rutile, monazite, hematite, wulfenite, sphalerite, galena, molybdenite, silver, and Bi-Te rich phases. In the muscovite-rich alteration, gold (Ag = 14-60 wt%) occurs such as inclusions of 3,5 to 185 µm as filling microfractures within pyrite (Assis, 2011; Stabile, 2012; Assis *et al.*, 2014; Assis, 2015; Assis *et al.*, 2017; Caires, 2017).

Fluid inclusions in quartz from gold-rich zones exhibit low salinity (2,9 to 8,3 wt.% NaCl eq.) and moderate to high temperature (218°C to 335°C) aquo-carbonic fluids in coexistence with low salinity (0,53 to 12,95 wt.% NaCl eq.) and low temperatures (125°C to 268°C) two-phases aqueous fluids (Assis, 2015). The isotopic data concerning $\delta^{18}\text{O}_{(\text{quartz, muscovite, sericite, K-feldspar and albite})}$ vary from +6,9 to +13,5‰, whereas the range of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ are between -0,49‰ and +4,01‰, and the $\delta\text{D}_{(\text{hydrothermal muscovite and sericite})}$ values are between -65 and -49‰, and the $\delta^{34}\text{S}_{\text{pyrite}}$ data vary from -4,8 to +1,8‰, indicative of magmatic sources (Assis, 2015).

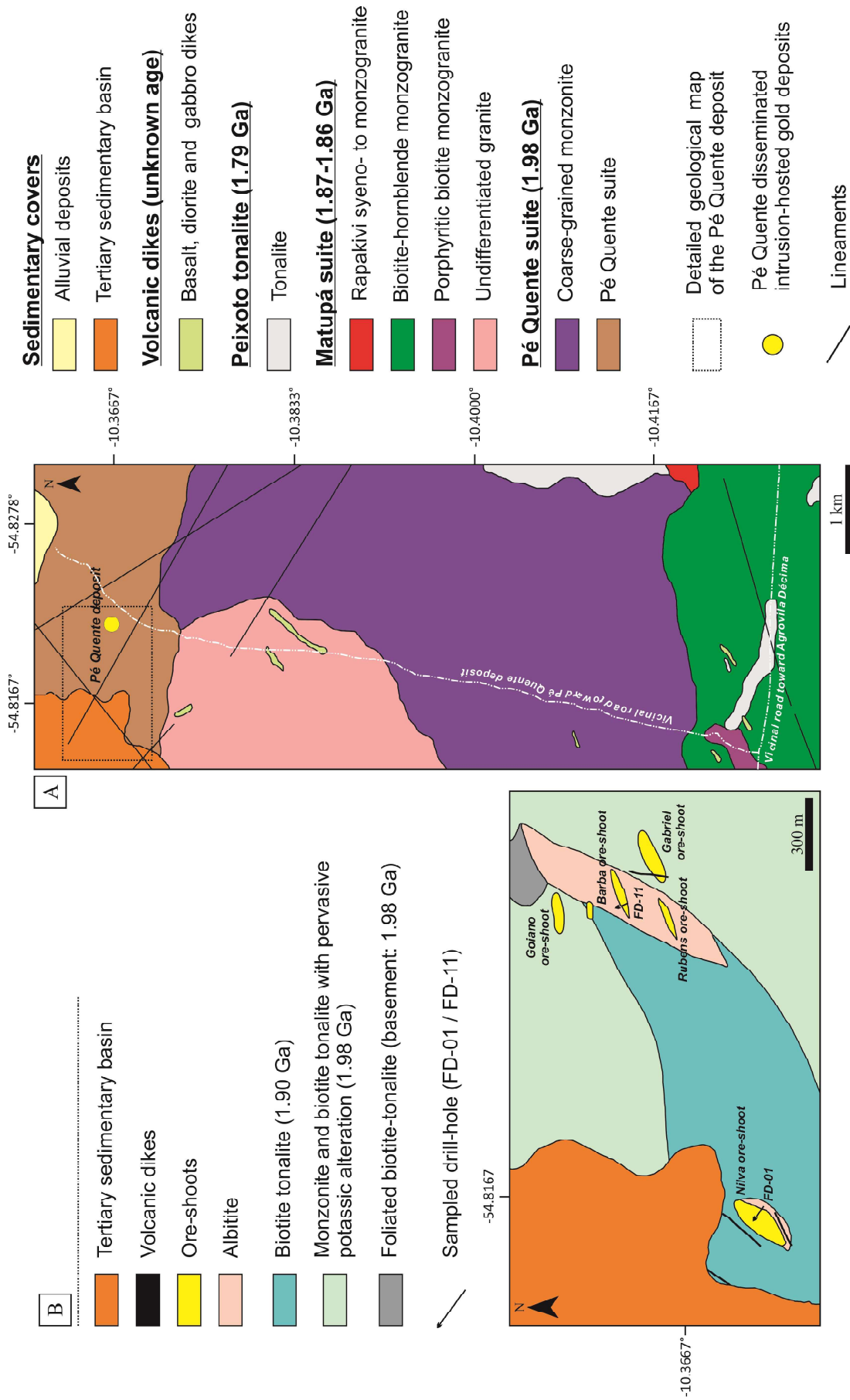


Figure 32 - A Geological map of Pé Quente occurrence (From Assis, 2011). **B**) Detailed geological map of Pé Quente, showing several orebodies and cores sampled during this work (modified from Stabile, 2012).

The electron microprobe analyzes (EPMA) in chlorite majorly indicate brunsvigite composition, whereas the white mica (e.g. sericite and muscovite) exhibits composition trend from muscovite to phengite end-members (Caires, 2017; Calaboni, 2018). The chlorite geothermometry points out its formation between 255 and 314°C (Caires, 2017; Calaboni, 2018), whereas the pressure conditions, estimated from white mica geobarometry, suggest its formation between 0,86 and 3,03 kbar (Calaboni, 2018). Moreover, Assis *et al.* (2017) reported Re-Os pyrite ages at 1,792 ±9 and 1,784 ±11 Ma, with an ¹⁸⁷Re/¹⁸⁷Os weight average model age at 1,787 ±5.5 Ma (MSWD=0.99).

Collectively, the geological features regarding the Pé Quente occurrence are similar to those reported to Au-rich, Cu-poor, porphyry-like systems, however, emplaced at deeper crustal levels (Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016; Assis *et al.*, 2017).

6.3.1.2. Paraíba Deposit

The Paraíba deposit (Fig. 33), at northwest of Peixoto de Azevedo city (MT), corresponds to a filonar gold-rich orebody structurally-controlled by fractures and shear zones, composed of three banded to massive quartz veins that extend for about 1,5 km, and subordinate and restricted disseminated Cu-Mo-Au mineralization (Abreu Filho *et al.*, 1992; Silva & Abram, 2008; Bartolomeu, 2016; Poggi, 2019).

The filonar style is concordant to the steeply-dipping N05W/65-70NE dextral strike-slip ductile shear zone concordant to the contact between the biotite gneiss and the 2,0 Ga undeformed oxidized calc-alkaline biotite-tonalite. The disseminated ore is hosted by calc-alkaline porphyritic syenogranite (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008; Poggi, 2019). Moreover, non-mineralized amphibolite, gabbro and mafic volcanics occur as dykes often crosscutting the previous units (Siqueira, 1997; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015; Bartolomeu, 2016; Moreira, 2019; Poggi, 2019). The 2.0 Ga biotite-tonalite is the major host rock and is intrusive into the 2.7-2.0 Ga biotite gneiss, which is related to basement Cuiú-Cuiú Complex (Trevisan, 2015; Bartolomeu, 2016; Poggi, 2019).

At the Paraíba, the hydrothermal alteration sequence is spatially organized according the filonar structure, from proximal ore zones of 1) quartz ± carbonates banded veins that host the sulfide-gold-rich zones; 2) pervasive carbonate alteration; 3) pervasive sericite + muscovite halo; 4) pervasive chlorite alteration; 5) pervasive biotite alteration; 6) pervasive propylitic alteration that evolve toward distal ore zones, composed of 7)pervasive microcline alteration; 8) less intense pervasive propylitic alteration; 9) vein-type to pervasive silicification with local generation of breccias; and 10) pervasive carbonate alteration. Furthermore, recurrent veinlets of carbonate, quartz, epidote, sericite, chlorite, and pyrite often crosscut the previous alteration halos (Paes de Barros, 1994; Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015; Meyer, 2017; Poggi, 2019).

The gold mineralization is mainly confined to massive and banded quartz ± carbonate veins, enveloped by the sericite ± muscovite alteration, chlorite alteration and carbonate alteration haloes (Abreu Filho *et al.*, 1992; Paes de Barros, 1994; Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015; Meyer, 2017). Its paragenesis is mainly composed of pyrite, chalcopyrite and gold, besides molybdenite, sphalerite, galena, pyrrhotite, bornite, magnetite, hematite, scheelite, bismuthinite, native bismuth, monazite, xenotime, thorite, barite, and Te-Bi-rich phases as inclusion within pyrite (Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015). Covellite, tetrahedrite and calcocite commonly replace chalcopyrite (Trevisan, 2015). The gold grades vary from 0.2 g/t up to 29 g/t, with estimated ore reserves in the order of 350,000 ton @ 15,35 g/t Au, equivalent to 5.37 tons Au (PA Gold, unpublished data). Gold (Ag = up to 24 wt %) occurs as inclusions or filling intra- and extra-crystalline fractures in pyrite, and less frequently as inclusions within chalcopyrite (Paes de Barros, 1994; Trevisan, 2015; Meyer, 2017).

In addition, Paes de Barros (2007) and Santos *et al.* (2018) have, respectively, obtained for the Paraíba ore-rich zones, Pb-Pb pyrite ages at $1,979 \pm 3$ Ma and $1,814 \pm 22$ Ma.

Moreover, a less expressive disseminated Cu-Mo-(Au) mineralization exists, which is temporally related to the porphyritic syenogranite, with sericite, epidote and propylitic alterations (Bartolomeu, 2016; Poggi, 2019). The sulfite-rich zones are composed of quartz + pyrite + chalcopyrite ± molybdenite veins and veinlets, besides

disseminated pyrite, chalcopyrite and molybdenite in higher contents into the epidote alteration (Poggi, 2019).

Fluid inclusions data suggest an immiscibility system for structurally-controlled Paraíba deposit, which is predominantly composed of low to moderate salinity (1.6 to 25 wt.% NaCl eq.) and moderate temperatures (159.3 to 350°C) aquo-carbonic fluids in coexistence with low to high temperatures (78.7 a 362.1°C) and low to high salinity (2.07 to 43,54 wt.% NaCl eq.) aqueous fluids (Assis, 2006; Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015). The temperature and pressure conditions during the trapping of aquo-carbonic fluid inclusions range from 236 to 368°C and 1.0 to 3.6 kbar, respectively (Assis, 2006).

The EPMA data reveal brunsvigite-type chlorite, with slight trend toward ripidolite and diabanite fields, whereas the white mica is majorly of phengitic composition (Trevisan, 2015; Poggi, 2019). The temperatures of chlorite formation based on its geothermometer range from 314 to 396°C, whereas the estimated pressure of phengite formation varies from 6.5 to 9.5 kbar (Trevisan, 2015; Poggi, 2019). Electron microprobe trace elements analyzes in pyrite and chalcopyrite reveal that either edges as cores do not exhibit compositional variation (Meyer, 2017). Considerable Co concentrations in pyrite (590 to 880 ppm) and chalcopyrite (360 to 460 ppm) were detected, in addition to high Ni concentrations in pyrite (≤ 780 ppm). Au concentrations are higher in pyrite (≤ 80 to 1740 ppm), whereas chalcopyrite retains the highest Ag (≤ 30 to 150 ppm) and Zn (≤ 110 to 460 ppm) concentrations (Meyer, 2017).

The geological descriptive characteristics concerning the Paraíba deposit do not allow fitting it into a specific genetic model. Therefore, the deposit has been interpreted as similar to Au-porphyry-like systems (Assis *et al.*, 2014; Bartolomeu, 2016), intrusion-related gold system (Paes de Barros, 2007) or orogenic gold (Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008; Mesquita *et al.*, 2021).

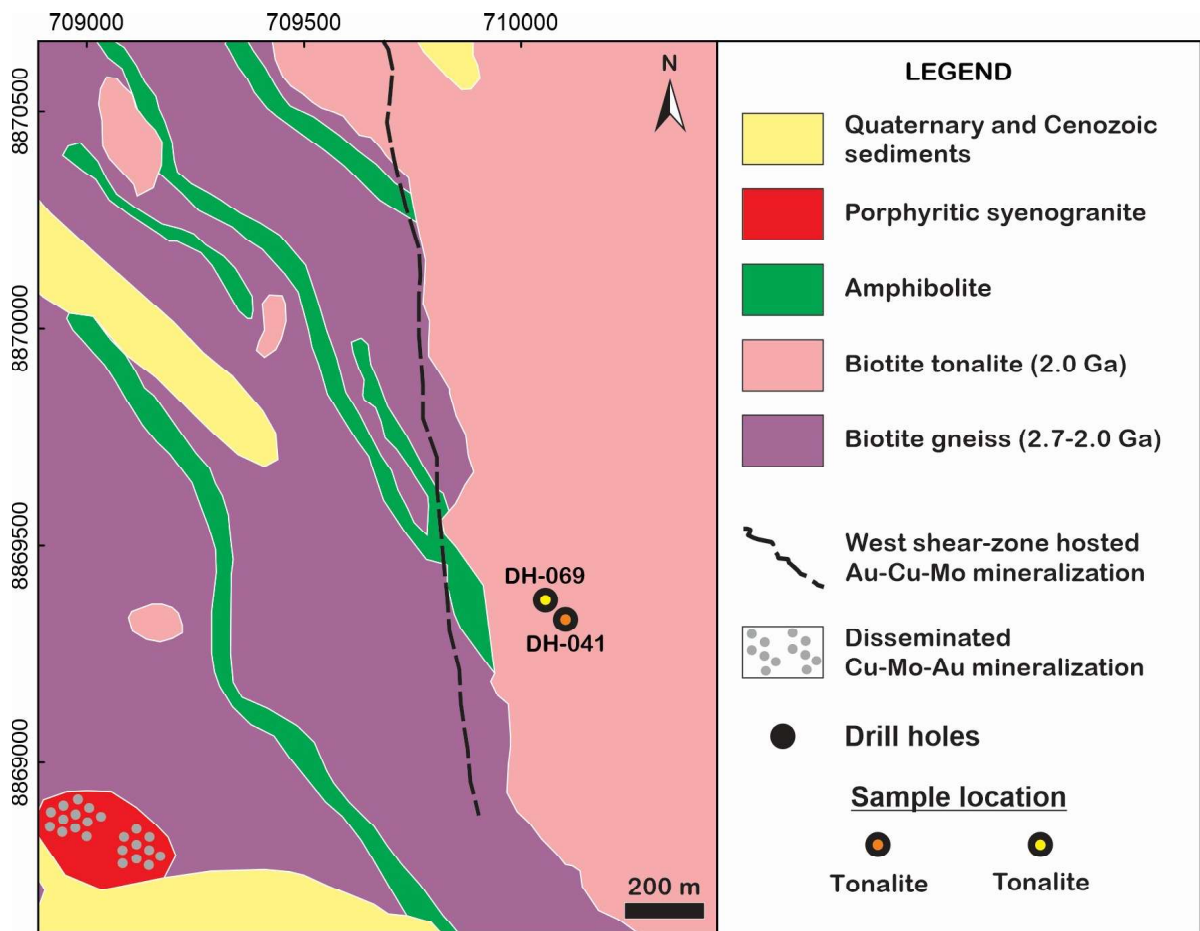


Figure 33 - Geological map of Paraíba deposit, showing the localization of sampled cores used for this work (Modified from Moreira, 2019).

6.4. Results

Pyrite represents de major sulfite in gold occurrences and deposits at the easternmost portion of AFP, thus, also at Pé Quente and Paraíba deposits. Based on petrographic analysis, texture, presence of visible gold, mineral association and hydrothermal context, four textural varieties of pyrite were initially individualized, arbitrarily, for Pé Quente occurrence and Paraíba deposit. This initial division was used to guide the geochemical analysis of trace elements in the following steps, and was later complemented by compositional data from EPMA and LA-ICP-MS.

6.4.1. Pyrite types and textures

6.4.1.1. *Pé Quente Gold-rich Occurrence*

In the Pé Quente occurrence, tonalite represents its main host rock, and it was affected by several hydrothermal alterations types, such as: pervasive albite-rich alteration, pervasive K-Feldspar alteration, quartz infill, weak and restricted pervasive silicification, pervasive sericite + muscovite + quartz alteration, late pervasive chlorite and carbonate alterations. The ore zones are essentially disseminated at muscovite-sericite-quartz-rich alteration, although there are also sulphides that occur in a vein-confined manner and which, apparently, also contain gold. At Pé Quente garimpo there were identified four textural variations for pyrite: Pyrite 1, Pyrite 2, Pyrite 3, and Pyrite 4.

Pyrite 1 (Fig. 34 A) is venular, restricted to quartz veins and veinlets (quartz infill) that crosscut the K-Feldspar alteration in tonalite. It has a xenomorphic texture, with crystals often formed between quartz or plagioclase (graphic/skeleton texture), with irregular or rounded contacts. The whole crystals vary from 1000 to 2000 μm and a considerable portion of fragments with $<50 \mu\text{m}$, ranging from non-fractured to intensely fractured, but with few fractures filled by rutile and/or galena. The supposed cavities (40 to 400 μm) generated due to the graphic/skeleton texture are responsible for its “porous texture” aspect. Inclusions are rare, and represented by galena, chalcopyrite, apatite and monazite (rounded, $<20 \mu\text{m}$) and rutile (acicular, $<150 \mu\text{m}$). Pyrite 1 has no visible Au.

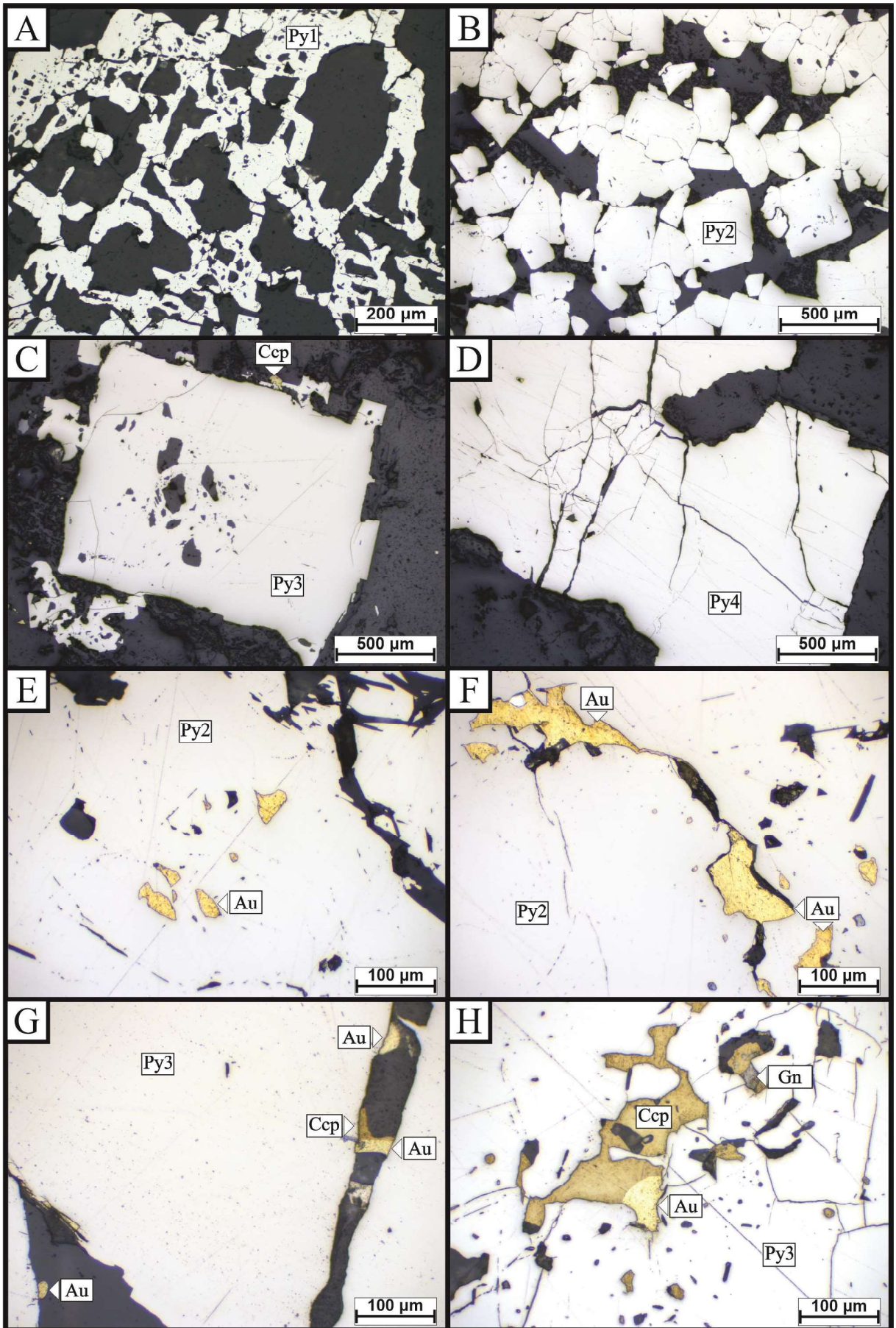


Figure 34 - A) Pyrite 1 representative crystals, growing between quartz and/or plagioclase crystals (graphic / skeleton texture). They are moderately fractured, without inclusions and with a large number of cavities; **B)** Pyrite 2 representative crystals, as an agglutinated of subidiomorphic crystals, with few fractures, cavities and inclusions. It is the textural variety with the highest amount of Au visible; **C)** Pyrite 3 representative crystal, subidiomorphic, with approximately 1200 μm , moderately fractured, with a large number of cavities, but without inclusions; **D)** Pyrite 4 representative crystals, subidiomorphic, very fractured, but with few cavities and inclusions; **E)** Irregular inclusions of Au, between 10 and 80 μm , in a slightly fractured xenomorphic pyrite 2 crystal; **F)** Au filling up fractures ($> 100 \mu\text{m}$), partially filling up cavities (10 to ca. 80 μm) and also as sub-rounded to angular inclusions ($<50 \mu\text{m}$) in pyrite 2 crystal; **G)** Au accumulated on the edges of non-fractured pyrite 3 crystals, sometimes next to chalcopryite, in contact with gangue minerals, or even dispersed in it; **H)** Cavities partially filled up by chalcopryite, galena and gold, as well as rounded inclusions of chalcopryite in moderately fractured pyrite 3 crystal. Photomicrographs in reflected light. Au: gold; Ccp: chalcopryite; GN: galena; Py: pyrite.

Pyrite 2 (Fig. 34 B) is venular and is related to quartz veins and veinlets that crosscut the K-Feldspar and sericite alterations in tonalite and also are affected by an intense pervasive sericite-muscovite alteration, being in paragenesis with sericite + muscovite \pm quartz. It is xenomorphic to subidiomorphic, with irregular to rarely well-defined contacts. The pyrite crystals range from $>4000 \mu\text{m}$ in whole crystals to 25 μm in fragmented crystals, maintaining an average between 200 and 500 μm . The number of fractures and cavities (50 to 200 μm) is variable, rarely filled by chalcopryite, bismuth alloys, galena and/or gold. It has rounded to stretched inclusions, up to 50 μm , of chalcopryite, rutile, galena, $\text{Bi}\pm\text{Ag}$ alloy and gold. It corresponds to the pyrite texture with the greatest abundance of visible Au, which is restricted to pyrite crystals (Fig. 34 E and F). Gold (Au:Ag varying from 4:1 to 1:1) is present filling up fractures and cavities (50 to 200 μm) in pyrite, along with chalcopryite, galena and rutile, and also in form of rounded to slightly stretched inclusions (<10 to 50 μm).

Present in pervasive style, pyrite 3 (Fig. 34 C) occurs as isolated or agglutinated crystals into K-Feldspar and sericite alterations in tonalite. It is strictly related to the intense pervasive sericite-muscovite + quartz alteration. Its texture is subidiomorphic, with contacts ranging from well-defined to irregular. The pyrite crystals vary from <50 to $>3000 \mu\text{m}$, are intensively fractured with fractures filled up by chalcopryite and gold. Cavities (ca. <10 to 250 μm) are often, and are filled by quartz, plagioclase, and sericite-muscovite, and partially by chalcopryite, rutile, galena and gold, which also occur, as well as $\text{Bi}\pm\text{Ag}$ alloys, as rounded to stretched inclusions (<10 to 50 μm) in pyrite. Chalcopryite is abundant if related to pyrite 3.

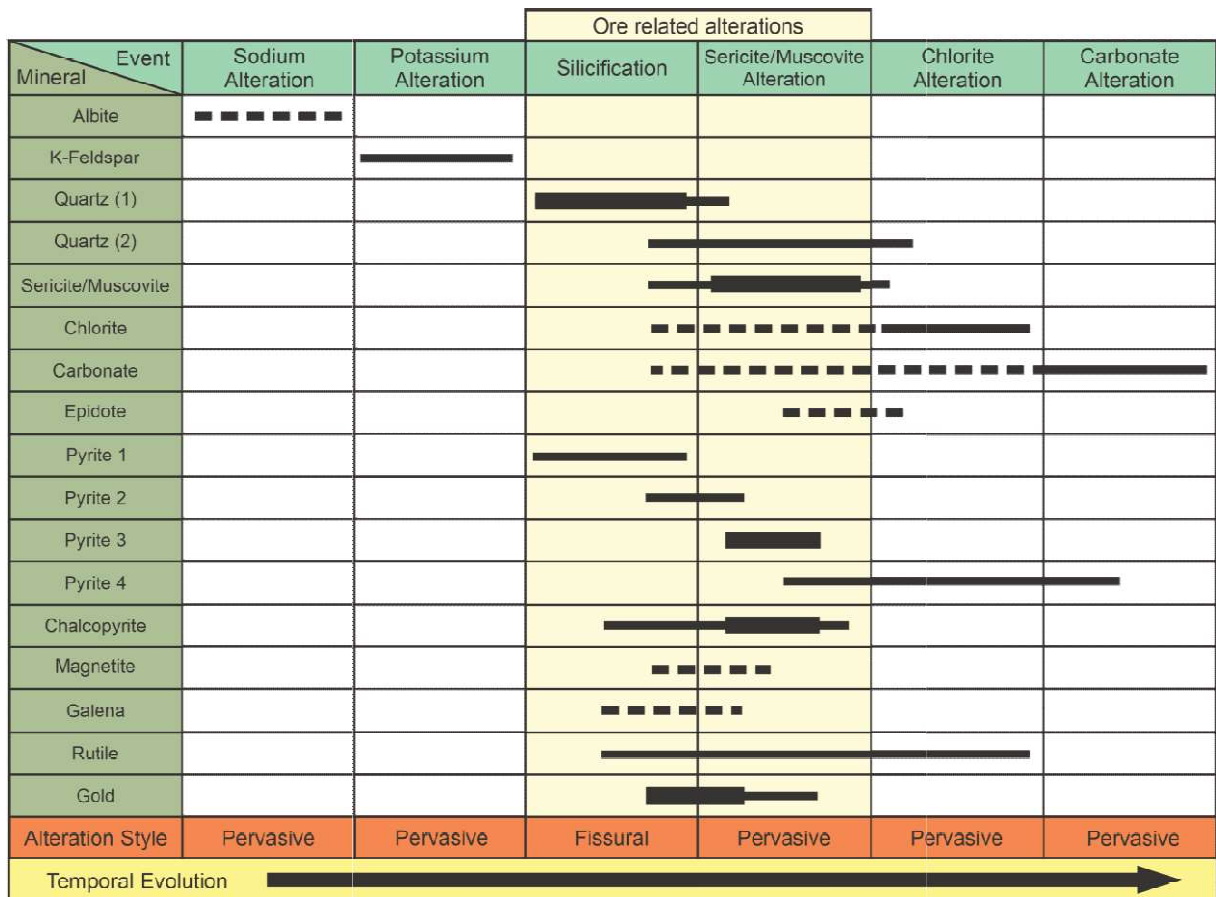
Gold (Au:Ag from 5:1 to 2:1) and chalcopyrite rarely fills up fractures in pyrite, besides filling up cavities, together with chalcopyrite and rutile (Fig. 34 H). Gold occurs as rounded droplets (ca. 50 μm) in pyrite, on its edges, or even dispersed in gangue (Fig. 34 G). No gold was observed in isolated chalcopyrite crystals.

Pyrite 4 (Fig. 34 D) is disseminated, represented by isolated or agglutinated crystals dispersed in sericitized tonalite. It is temporally related to less intense pervasive sericite-muscovite-quartz and late pervasive carbonate alterations. Its texture varies from xenomorphic to idiomorphic, with well-defined to irregular contacts. Its crystals are less fragmented than other textural varieties, with dimensions between 250 and $>4000 \mu\text{m}$. The intra-crystal fractures are unfilled by other sulfides. The cavities are few (25 to 400 μm) and rarely filled up with chalcopyrite. Inclusions are also rare, rounded to acicular, of chalcopyrite, galena, apatite, monazite and Bi \pm Ag alloys (about 20 μm) and rutile (70 to 150 μm , with rare occurrences of acicules $>700 \mu\text{m}$). Chalcopyrite is practically absent and visible gold has not been observed in pyrite 4.

The paragenetic relationships and the main characteristics concerning the four pyrite textures from Pé Quente garimpo are summarized in Figure 35 and Table 9.

Table 9 - Main characteristics of pyrite textures for Pé Quente garimpo.

Textural Variation	Ore Style	Occurrence of Au	Host Rock	Paragenetic Association	Hydrothermal Alteration	Texture and Approximate Size	Fractures	Cavities	Inclusions
Pyrite 1	Vein-type	Absence	Potassified tonalite	Quartz	Fissural silicification (quartz vein)	Xenomorphic; between 1000 and 2000 µm, with fragmented crystals of <50 µm	Little to very fractured; filled by rt and gn	Many, from <40 to 400 µm, rarely filled by rt and gn	Rare, rounded and with <20 µm, of ccp, ap, mnz and gal; acicular around 150 µm, rt
Pyrite 2	Vein-type	Present as inclusions, filling up fractures and cavities	Potassified and sericitized tonalite	Sericite ± Muscovite ± Quartz	Pervasive sericite ± muscovite alteration in quartz veins/veinlets	Xenomorphic to subidiomorphic; between 25 and >4000 µm	Little to very fractured; filled by ccp, rt, Bi and Au	Few to many, up to 250 µm, partially filled by ccp, rt, gn and Au	Rounded to stretched, up to 50µm, of ccp, rt, gn, Bi and Au
Pyrite 3	Disseminated	Present as inclusions, filling up fractures and cavities and also at the edges of pyrite crystals, in contact with gangue minerals	Potassified and sericitized tonalite	Sericite ± Muscovite ± Quartz	Intense pervasive sericite ± muscovite alteration and pervasive silicification	Subidiomorphic; between <50 and >3000 µm	Very fractured; filled by ccp and Au (rare)	Many, from <10 to 250 µm, partially filled by ccp, rt, gn and Au	Rounded, angled to stretched, from <10 to 50µm, of ccp, rt, ap, Bi and Au
Pyrite 4	Disseminated	Absence	Lightly sericitized tonalite	Sericite ± Muscovite ± Carbonate	Pervasive sericite ± muscovite alteration and weak pervasive carbonate alteration	Idiomorphic to xenomorphic; between 250 and >4000 µm	Little to very fractured; unfilled	Few to moderate, from <25 to 400 µm, rarely filled by ccp and Bi	Very rare, rounded to acicular, <20 µm ccp, gn, ap and Bi, and 70 to 150 µm rt



(1) Fissural variation, restricted to the veins
(2) Pervasive variation, recrystallized, less common

Figure 35 - Simplified paragenetic evolution of the Pé Quente garimpo, with emphasis on the four pyrite textural variations.

6.4.1.2. Paraíba Deposit

At the Paraíba deposit, tonalite represents its major host rock. The paragenetic evolution regarding its hydrothermal system is ordinated as: pervasive K-feldspar-rich alteration; restricted pervasive silicification; silica infill with formation of quartz veins and veinlets; pervasive sericite-muscovite alteration, pervasive chlorite alteration, pervasive carbonate alteration, and late carbonate and epidote veinlets. The mineralization is essentially venular, restricted to quartz + pyrite + chalcopyrite veins and veinlets. Disseminated sulfides are subordinated and related to sericite-muscovite alteration. Similar to Pé Quente garimpo, there were identified four textural variations for pyrite: Pyrite I, Pyrite II, Pyrite III, and Pyrite IV.

Pyrite I from Paraíba deposit (Fig. 36 A) is related to quartz veins and veinlets with subordinate amounts of carbonate, sericite, muscovite, chlorite and epidote,

which crosscut K-Feldspar halos in tonalite. Moreover, it also associated to pervasive sericite-muscovite alteration and restrictedly, to vein-type epidote infill. It has a xenomorphic to subdiomorphic texture with very irregular contacts and rare well-defined contacts. Crystals from massive sulfide veins have 200 to >9000 μm , although fragments of <10 μm are concentrated at the edges of veins. Pyrite I can be very fractured, with fractures filled up by chalcopyrite, hematite, galena and bismutinite. Cavities (<50-500 μm) are rare and occasionally filled up by chalcopyrite. The number of inclusions varies, they are rounded, angular or stretched, of chalcopyrite, galena and bismutinite (<20 to 70 μm), hematite (<200 μm) and magnetite (<400 μm). The chalcopyrite inclusions are more concentrated within crystals at the inner portion of the veins, whereas hematite inclusions are concentrated closer to its edges. No occurrences of Au were observed.

Pyrite II (Fig. 36 B) corresponds to the unique disseminated pyrite texture at Paraíba deposit. It occurs as isolated or agglutinated crystals in sericitized, chloritized and/or silicified tonalite. It is related to pervasive sericite-muscovite-quartz alteration, pervasive silicification. Its crystals are xenomorphic to subdiomorphic, with irregular and rare well-defined contacts, and dimensions ranging from 20 to >3000 μm . Pyrite II are can be moderately fractured, with fractures rarely filled up by chalcopyrite. The crystals show cavities (50-300 μm) filled up by chalcopyrite and galena. Chalcopyrite, magnetite, galena, hematite, bismutinite and Bi+Te alloys inclusions are usually rounded, and ranging from <10 to 150 μm . Gold was not observed in Pyrite II.

Pyrite III (Fig. 36 C) is confined to quartz veins and veinlets in silicified and sericitized tonalite. This textural variety is closely related to quartz infill with quartz \pm sericite \pm muscovite alteration halos. It exhibits a xenomorphic texture, with irregular contacts and crystals with dimensions between 100 and 1500 μm . The crystals are moderate to intensely fractured, with fractures often filled up by chalcopyrite, which also fills cavities (50-300 μm) at pyrite crystals. Chalcopyrite, galena, and Bi+Te alloys inclusions (ca. <100 μm) in pyrite III are rounded, stretched, and angular. Gold occurs as angular inclusions (<30 μm) at the innermost part of the quartz veins, and occasionally close to fractures filled up by chalcopyrite (Fig. 36 E and F). Pyrite II corresponds the unique textural variation that contains visible gold inclusions.

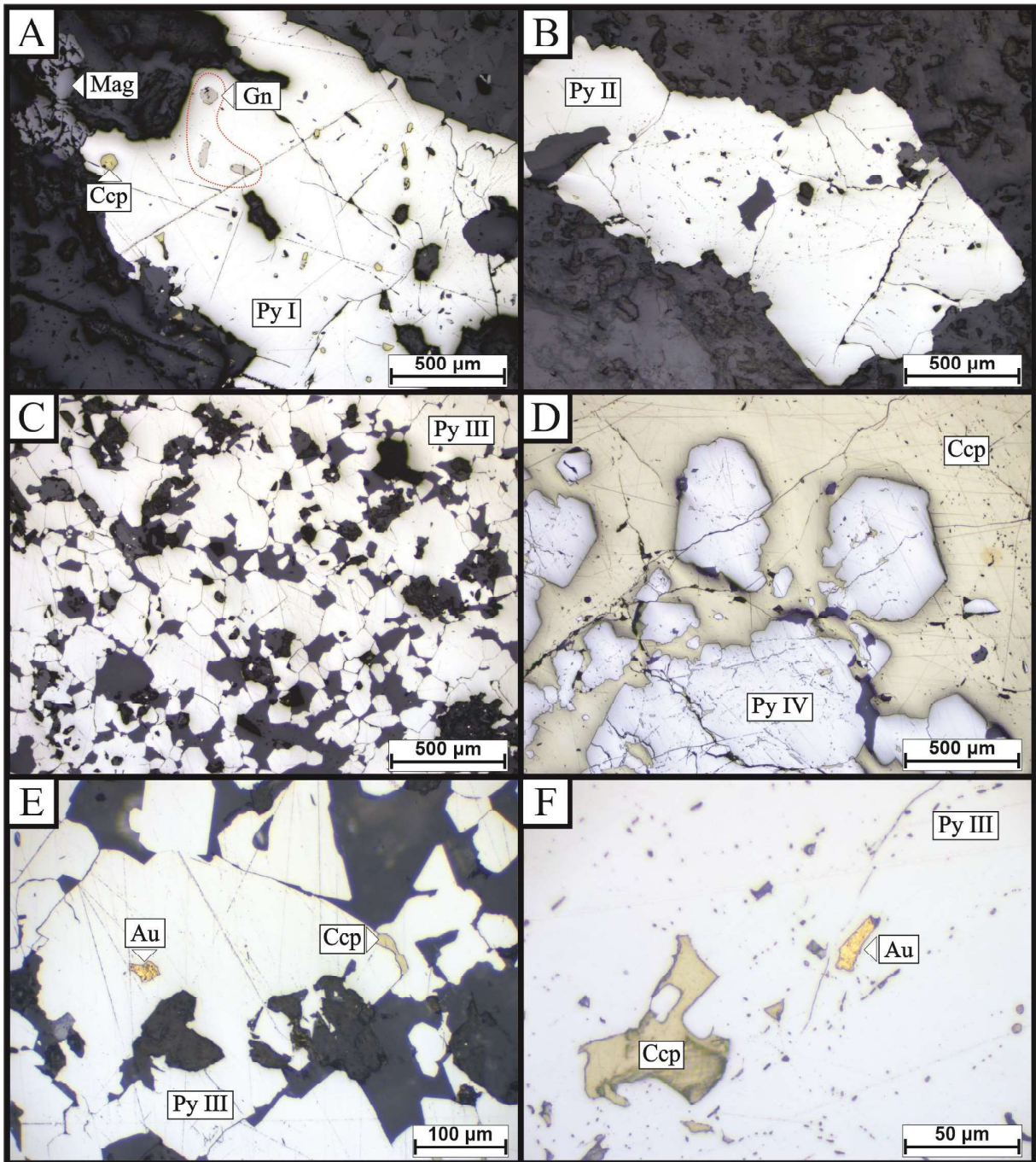
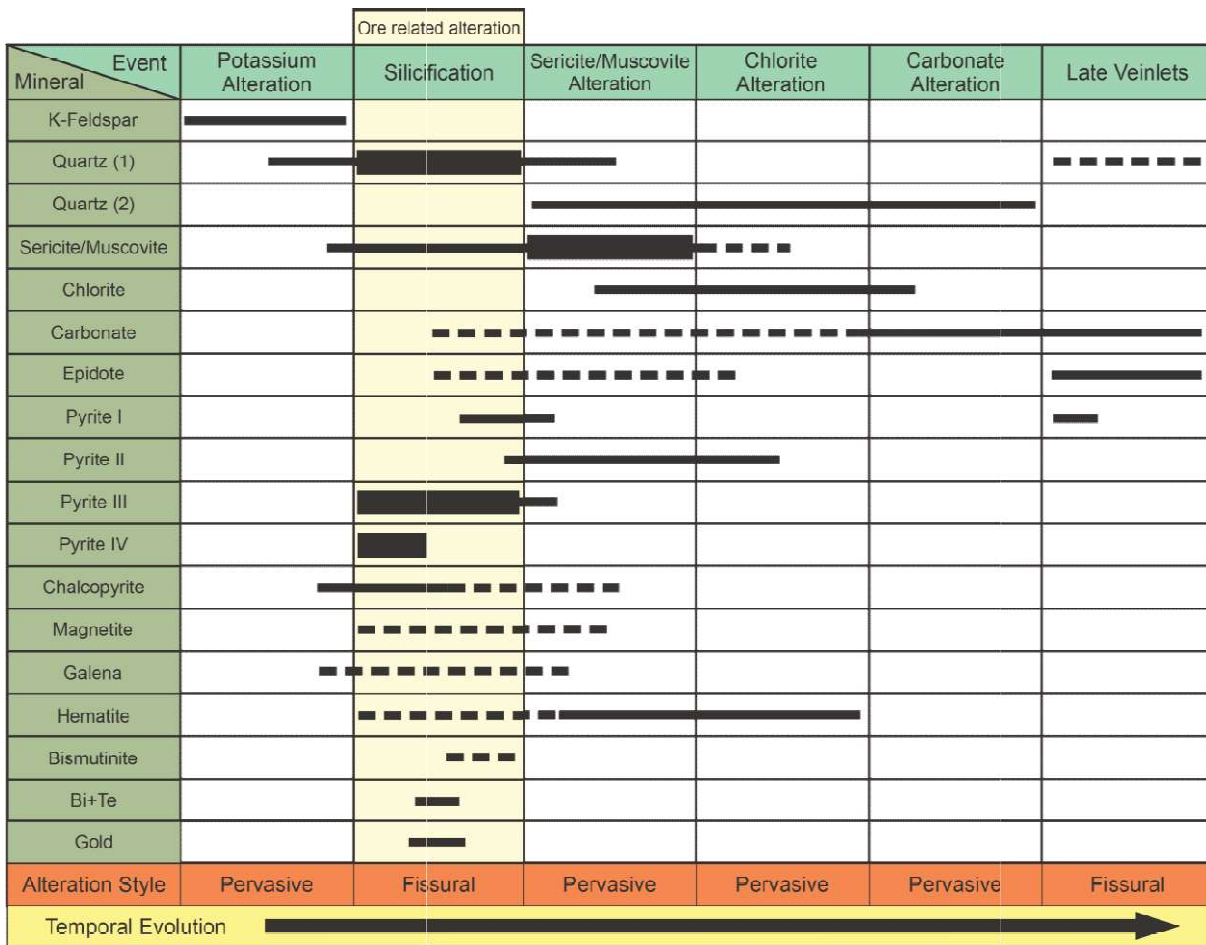


Figure 36 - A) Pyrite I representative crystal, xenomorphic, moderately fractured, with cavities partially filled up by chalcopyrite and rounded inclusions of chalcopyrite and galena, also in contact with magnetite crystal; **B)** Pyrite II representative crystals, xenomorphic to subidiomorphic, with few to moderate fractures and cavities, and rare inclusions; **C)** Clusters of Pyrite III representative crystals, xenomorphic, with irregular contacts, moderate number of cavities and fractures; **D)** Pyrite IV representative crystals, encompassed by the chalcopyrite "mass" commonly observed in this textural variation. **E)** Cluster of xenomorphic to subidiomorphic crystals of pyrite III, with a gold angular inclusion (ca. 30 μm) and fracture filled up by chalcopyrite; **F)** Angular inclusions of chalcopyrite and gold in a subidiomorphic, low-fractured pyrite III crystal. Photomicrographs in reflected light. Au: gold; Ccp: chalcopyrite; Gn: galena; Mag: magnetite; Py: pyrite.

Pyrite IV (Fig. 36 D) is also related to quartz veins and veinlets that crosscut gneiss and the K-Feldspar halos in tonalite. This textural variety is, as Pyrite III, closely related to quartz infill with quartz \pm sericite \pm muscovite. They have xenomorphic to subidiomorphic texture, with rare idiomorphic crystals, with irregular and/or rounded contacts, besides rare well-defined contacts. The crystals range from 100 to 2000 μm , with fragments of ca. $<10 \mu\text{m}$ at the edges of veins. The crystals have few to many fractures and cavities ($<200 \mu\text{m}$), with fractures filled up by chalcopyrite, galena and bismutinite. Inclusions of chalcopyrite, galena, hematite and Bi+Te alloys ($<200 \mu\text{m}$) are rarely to moderately observed. There is a remarkable presence of chalcopyrite related to this textural variety, formed between pyrite IV crystals, seeming to encompass them. Overly, gold has not been observed in Pyrite IV.

The paragenetic relationships regarding the major characteristics of each pyrite textural variations from Paraíba deposit are summarized in Figure 37 and Table 10.

Table 10 - Main characteristics of pyrite textures for Paraíba deposit.									
Textural Variety	Ore Style	Occurrence of Au	Host Rock	Paragenetic Association	Hydrothermal Alteration	Texture and Approximate Size	Fractures	Cavities	Inclusions
Pyrite I	Vein-type	Absence	Unchanged to slightly potassified tonalite	Quartz ± Carbonate ± Sericite ± Muscovite ± Chlorite ± Epidote	Fissural silicification; weak pervasive sericite ± muscovite alteration; late epidote alteration	Xenomorphic to subidiomorphic; from <200 to >9000 µm; fragmented crystals with <10 µm	Little to very fractured; filled up by ccp, hem, gn and bmt	Few, from <50 to 500 µm, unfilled or filled by ccp	Few to many, rounded, angular and stretched, from <20 to 70µm, of ccp, gn and bmt; hem reaching 200 µm, and mag reaching 400 µm
Pyrite II	Disseminated	Absence	Sericitized, chloritized and / or silicified tonalite	Sericite ± Muscovite + Quartz	Sericite ± muscovite alteration and pervasive phyllic alteration	Xenomorphic to subidiomorphic; from <20 to >3000 µm	Little to moderately fractured; unfilled to filled by ccp (rare)	Moderate, from <50 to 300 µm, filled by ccp and hem	Few to many, rounded, from <10 to 150 µm, of ccp, mag, gn, hem, bmt and Bi+Te alloys
Pyrite III	Vein-type	Present as inclusions	Silicified and sericitized tonalite	Quartz	Fissural silicification	Xenomorphic; from 100 to 1500 µm	Moderately to very fractured; filled by ccp	Moderate to many, from 50 to 300 µm, filled by ccp	Moderate to many, rounded, stretched or angled, with <100 µm, of ccp, gn and Bi+Te alloys; rare Au inclusions, angular and <30 µm
Pyrite IV	Vein-type	Absence	Gneiss and potassified tonalite	Quartz ± Sericite ± Muscovite	Fissural silicification	Xenomorphic to subidiomorphic; from 100 to 2000 µm; fragmented crystals with <10 µm	Little to very fractured; filled by ccp, gn and bmt	Few to many, <200 µm, unfilled	Few to moderate, angular, with <200 µm, of ccp, gn, hem and Bi+Te alloys



(1) Fissural variation, restricted to the veins
(2) Pervasive variation, recrystallized, less common

Figure 37 - Simplified paragenetic evolution of the Paraíba deposit, with emphasis on the four pyrite textural variations.

6.4.2. Sulfide mineral chemistry

6.4.2.1. Geochemical Mapping of Pyrite

For EPMA mapping, we selected one pyrite-bearing gold crystal for each textural variation: for Pé Quente, Pyrite 2 and Pyrite 3, whereas for Paraíba deposit, Pyrite III. In addition, one barren pyrite texture for Paraíba deposit was chosen: Pyrite IV. The elements Au, Ni, Zn, Cu, and Pb were analyzed, however, only Ni displayed significant intragrain variations (Figure 38). The Py III shows a weakly zonation of Ni, with slightly higher contents in the core, whereas Au, Zn, Cu and Pb contents are equally distributed along the crystal. The Py IV display the most evident Ni zonation, with higher contents in the core, nevertheless, no obvious geochemical difference were found for Au, Zn, Cu, and Pb. The Py 2 does not exhibit any clear zoning regarding the five analyzed elements, whereas the Py 3 also shows no

obvious zoning among the analyzed elements, although the rim is slightly enriched in Au, and Ni seems to have higher contents in the fractures. It is not possible to establish any correlation between elements, but the lack of zoning of those may indicate that these textural variations was formed in a single hydrothermal event, especially for Py III, Py 2, and Py 3.

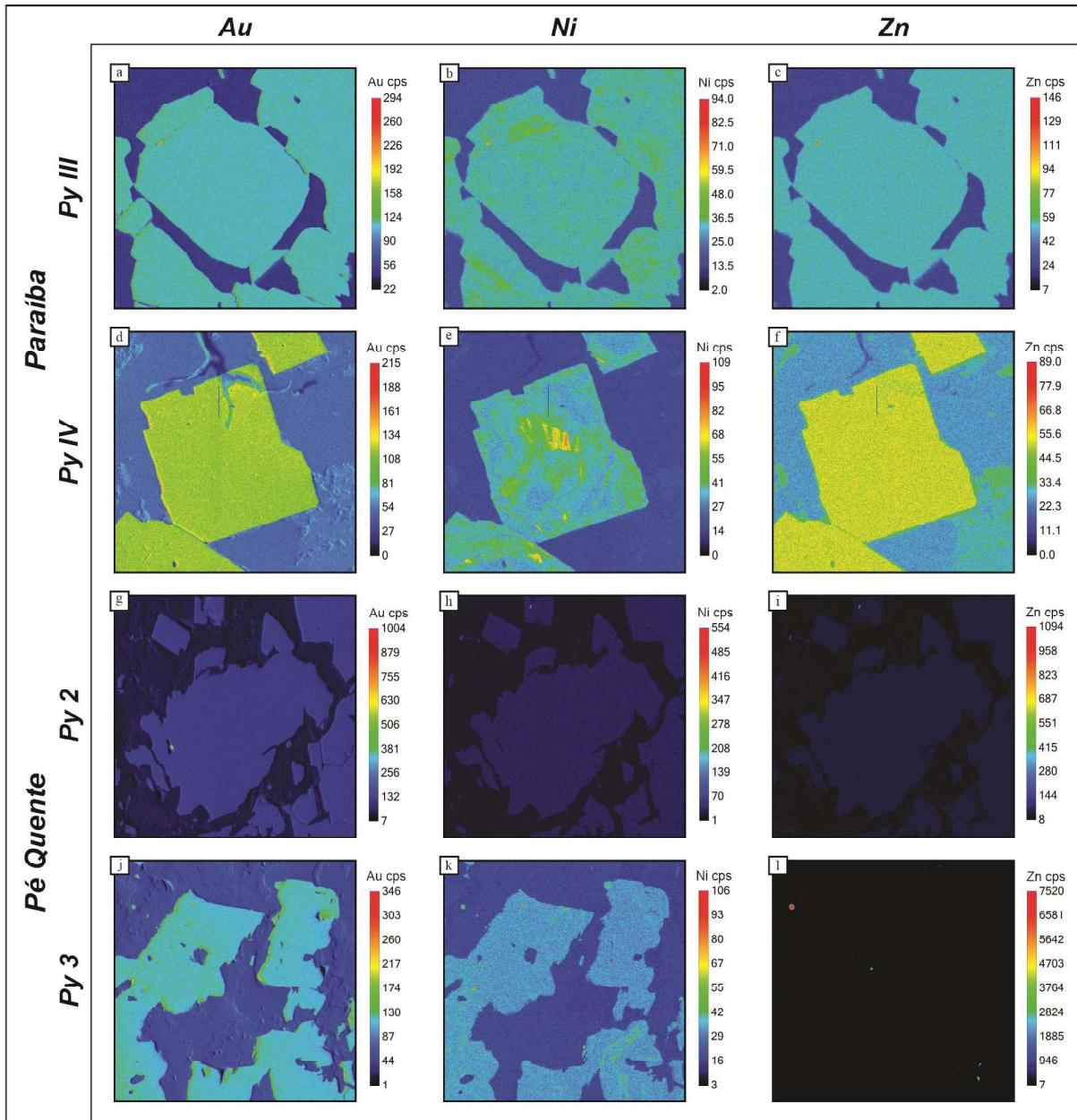


Figure 38 - EPMA images of trace element distribution, showing chemical differences between Py III, Py IV, Py 2 and Py 3.

6.4.2.2. EPMA Data

EPMA sulfide analyses were carried out for Ca, Ni, Cu and Pb (Appendix 1). The boxplots show major concentration differences between the eight textural variations in Figure 39, and the main information about the contents is summarized in Table 11.

The textural variations from Pé Quente gold occurrence have the lowest Ni amounts, with medians ranging from 17 ppm (Py4) to 40 ppm (Py2). Pyrite types from Paraíba deposit have higher Ni contents, especially for Py II that exhibits the highest value (3073 ppm), with medians from 132 ppm (Py III) to 1202 ppm (Py II).

Calcium contents for all pyrite textural variations are similar, with medians from 30 ppm (Py 1) to 59,5 ppm (Py II). For Pb, similar variation is observed, with medians from 267 ppm (Py 1) to 353 ppm (Py I and IV). The Py1 has the lowest median contents for Ca and Pb, whereas Py4 holds the highest values for such elements, 216 ppm and 1296 ppm, respectively.

Py I is more enriched in Cu compared to the others variations, since it has the highest median (305 ppm) and maximum value (1208 ppm). Except for Py I, the others pyrite textures exhibit similar low Cu contents, with medians from 52 ppm (Py3) to 88 ppm (Py IV). Excluding the Py I data, Py IV and Py2 show highest maximum values among pyrite types, 760 ppm and 338 ppm respectively.

Moreover, Py I also holds the highest Pb median (353 ppm), besides relatively high Ni values (median: 288 ppm; highest value: 1826 ppm), whereas Py II shows the highest contents for Ca and Ni. In additional, visible gold was not spotted in none of these textural variations. On the other hand, Py III, Py2 and Py3, which correspond to pyrite-bearing gold, have low Cu and Ni contents.

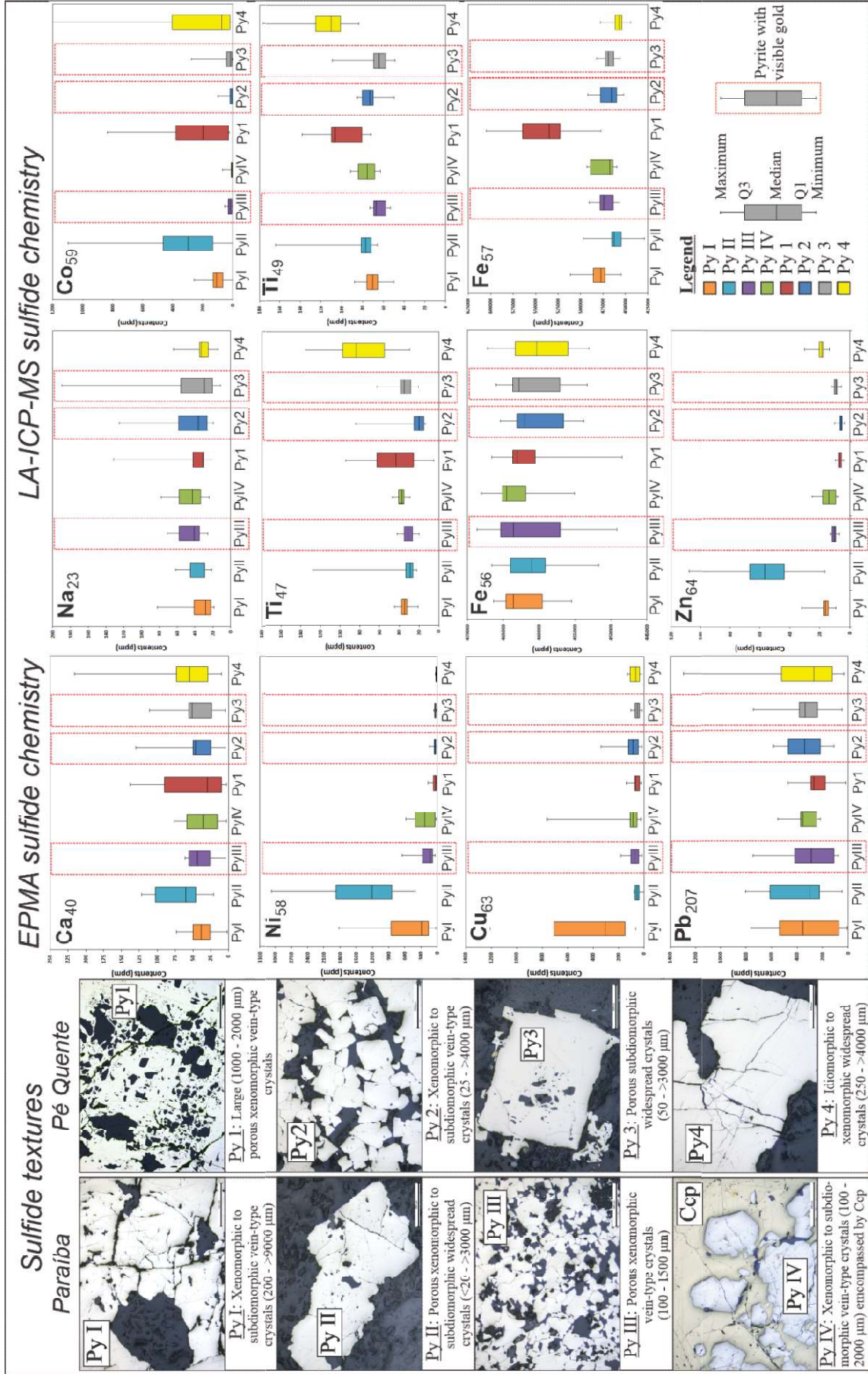


Figure 39 - EPMA and LA-ICP-MS elements boxplots for the pyrite textural variations (Py I, Py II, Py III, Py IV, Py 1, Py 2, Py 3, Py 4) of Paraíba and Pé Quente deposits. Ca- calcium, Ni- nickel, Cu- copper, Pb- lead, Na- sodium, Ti- titanium, Fe- iron, Co- cobalt, Zn- zinc.

Table 11 - Summarized EPMA and LA-ICP-MS data from microanalyses of pyrite textural variations from Paraíba and Pé Quente deposits. Values in ppm, except for Fe.

			Py I	Py II	Py III	Py IV	Py 1	Py 2	Py 3	Py 4
EPMA data	Ca	Max	73	122	61	76	138	130	111	216
		Median	38	59,5	43,5	36	29,5	46	51	54,5
		Min	2	21	4	3	3	4	5	10
	Ni	Max	1826	3073	652	581	167	146	62	36
		Median	288	1202	131,5	227	24	39,5	33	17
		Min	25	407	42	17	4	3	14	6
	Cu	Max	1208	77	182	760	141	338	103	134
		Median	305	53	72	88	67	86	52	64
		Min	66	1	18	25	23	18	18	19
	Pb	Max	762	803	745	552	474	585	744	1296
		Median	353	300	288	353	267	339	337	267,5
		Min	9	48	75	219	21	111	47	33
LA-ICP-MS data	Na ₂₃	Max	82,46	61,92	71,21	78,16	131,75	125,11	189,93	64,55
		Median	27,955	38,435	40,845	42,825	30,995	36,4	29,45	32,99
		Min	18,65	21,27	25,91	24,51	21,93	19,87	11,55	14,23
	Ti ₄₇	Max	44,88	127,94	42,38	47,13	94,46	84,21	62,96	135,34
		Median	34,525	28,58	30,975	37,29	43,41	20,02	35	83,42
		Min	20,93	22,4	20,12	29,34	4,84	13,68	20,67	29,65
	Ti ₄₉	Max	87,94	164,14	73	91,53	138,42	85,03	109,53	177,18
		Median	69,92	76,905	66,63	75,66	106,49	73,1	63,74	110,465
		Min	50,11	65,75	53,13	62,86	72,43	49,51	48,9	83,48
	Fe ₅₆ (%)	Max	46,6	46,7	46,9	46,8	46,7	46,5	46,6	46,7
		Median	46,4	46,1	46,4	46,5	46,3	46,2	46,3	46,0
		Min	45,6	45,2	44,9	45,5	44,9	45,4	45,3	45,3
	Fe ₅₇ (%)	Max	51,1	49,7	49,0	49,3	60,5	49,2	48,2	47,8
		Median	47,7	46,3	47,4	46,7	53,5	46,6	46,9	45,7
		Min	45,5	42,9	45,7	46,0	47,7	45,2	45,6	44,4
	Co ₅₉	Max	260,67	1098,17	53,63	68,11	836,39	100,33	277,62	1199,23
		Median	108,425	297,925	17,86	4,79	197,515	6,44	14,78	72,46
		Min	1,38	0,79	0,607	0,189	23,8	0,54	4,02	2,49
Zn ₆₄	Max	32,28	107,93	13,17	25,19	9,61	10,2	12,5	30,39	
	Median	16,115	56,935	10,31	13,74	6,905	5,69	9,16	18,74	
	Min	9,31	16,67	7,04	8,28	4,23	3,6	5,68	13,62	

6.4.2.3. LA-ICP-MS Data

Pyrite crystals were successfully analyzed quantitatively for Na₂₃, Ti₄₇, Ti₄₉, Fe₅₆, Fe₅₇, Co₅₉, Zn₆₄ (Appendix 2). Due to standard limitations it was not possible to obtain data for Au, Ag, and Bi. Figure 39 shows the boxplots of the elements listed

above, concerning about concentration differences between the pyrite variations, whereas the Table 11 summarizes the principal values.

Py I shows no distinct element contents, since the average concerning all analyzed elements are equally distributed in comparison to the other pyrite textures. However, it holds the lowest Na₂₃ median (28 ppm) content.

Py II is enriched in Co₅₉ (0,79-1098,17 ppm) and Zn₆₄ (16,67-107,93 ppm), holding the highest median values for both elements. Although does not exhibit Ti₄₇ and Ti₄₉ enrichment, it shows the highest values for both isotopes (128 and 164ppm, respectively) among Paraíba pyrite textures. In additional, it has the lowest Fe₅₆ (45,2-46,7%) and Fe₅₇(42,9-49,7%) contents.

Py III is slightly enriched in Na₂₃ (25,91-71,21 ppm) and exhibits low Ti₄₉ (53,13-73 ppm) in comparison to the other textural variations, in addition to having lower Co₅₉ (0,607-53,63 ppm) and Zn₆₄ (7,04-13,17 ppm) contents.

Py IV contents are similar to Py III. It is slightly enriched in Na₂₃ (24,51-78,16 ppm), having the highest Na₂₃ (42,8 ppm) and Fe₅₆ (46,5%) median values in comparison to other textures. Moreover, this texture shows lower Co₅₉ (0,189-68,11 ppm) and Zn₆₄ (8,28-25,19 ppm) contents.

Py1 is enriched in Ti₄₇ (4,84-94,46 ppm), Ti₄₉ (72,43-138,42 ppm), Co₅₉ (23,8-836,39 ppm), has the highest Fe₅₇ (47,7-60,5%) contents, but lower Zn₆₄ (4,23-9,61 ppm) contents and slightly lower Na₂₃ (21,93-131,75 ppm) values in comparison to the other textures, in spite of having a high maximum value of Na₂₃ (131,75 ppm).

Py2 and Py3 have similar trace elements concentrations. Both have lower Co₅₉ (0,54-100,33 and 4,02-277,62 ppm), Zn₆₄ (3,6-10,2 and 5,68-12,5 ppm), and Ti concentrations, with Py2 having the lowest Ti₄₇ median value (20,02 ppm) and Py3 having the lowest Ti₄₉ median value (63,74 ppm). Although these textural variations are not enriched in Na₂₃, they show maximum values between 125,11 and 189,93 ppm, respectively.

Py4 is enriched in Ti₄₇ (29,65-135,34 ppm) and Ti₄₉ (83,48-177,18 ppm), having the highest median and maximum values concerning this isotope. It exhibits the lowest Fe₅₆ (46%) and Fe₅₇ (45,7%) median values. It is not enriched in Co₅₉,

however, holds the highest maximum value for the element (1199,23 ppm). It is enriched in Zn₆₄ (13,62-30,39 ppm) in comparison to the other Pé Quente pyrite textural variations.

6.4.2.4. Data Trends Among Different Pyrite Textures

Binary plots were confectioned using LA-ICP-MS data. The relations between some elements are shown in Figures 40-41, and Table 12 compiles all Pearson correlation coefficients concerning the analyzed elements.

In general, Na vs. Ti plots (Figure 40a-b) display weak to moderate positive correlations in pyrite variations from Paraíba. The Na vs. Co plot (Figure 40c) shows a moderate negative correlation for Py I, weak positive correlation for Py III, and no correlations concerning the other pyrite types. The Na vs. Zn plot (Figure 40d) displays a weak positive correlation for all textures that hold visible gold: Py III, Py 2 and Py 3, besides the barren Py 4.

Binary plot of Fe₅₇ vs. Co (Figure 40e) shows weak negative correlation for Py I and Py III from Paraíba. The Fe₅₇ vs. Zn (Figure 40f) plot displays no correlation for pyrite types from Paraíba deposit, weak positive correlation for Py 1 and weak negative correlation for Py 4. None of the textures that holds visible gold show correlation between Fe₅₇ and Zn values.

A weak negative correlation for Ti₄₇ vs. Co (Figure 41a) can be slightly noticed unique for Py 3. The Ti₄₇ vs. Zn values (Figure 41b) are strongly, moderately, and weakly positive correlated for Py 2, Py III, and Py 1, respectively.

The binary plot of Ti₄₉ vs. Co (Figure 41c) displays weak correlations for all three pyrite-bearing gold textures. It is positive for Py III and Py 2, and negative for Py 3, nevertheless, is important to notice that these pyrite types have low Co contents. The Ti₄₉ vs. Fe₅₇ plot (Figure 41d) displays no correlation for Paraíba textural variations. Also, it shows strong and weak positive correlation for Py 1 and Py 2, respectively, however, is weakly negative correlated in the Py 4. Likewise, Ti₄₉ vs. Zn plot (Figure 41e) shows no correlations in Paraíba deposit, but moderate positive correlation for Py 1, Py 3, and Py 4 from Pé Quente garimpo.

The Co vs. Zn plot (Figure 41f) exhibits weak negative correlation for Py I, but shows moderate and weak positive correlations for Py IV and Py 1, respectively. None of the textures that contain visible gold show correlation between such elements.

Moreover, in the Paraíba deposit, the strongest positive correlation in Py I is between Na₂₃ and Ti₄₉ (0.465), and negative between Na₂₃ and Co₅₉ (-0.631). In Py II, the highest positive correlations are between Na₂₃ and Ti isotopes (0.584 and 0.589), with no relevant negative correlation. In Py III the positive correlation between Ti₄₇ and Zn₆₄ (0.558) is the most evident, and the most negative correlation occurs between Fe₅₇ and Co₅₉ (-0.416). In Py IV, the moderate correlation between Co₅₉ and Zn₆₄ (0.527) is the highest among the positive ones, with no relevant negative correlations. In the Pé Quente *garimpo*, the positive correlation between Ti₄₉ and Fe₅₇ (0.883) in Py1 is the highest, being the strongest among all correlations, while its highest negative correlation occurs between Ti₄₇ and Fe₅₇ (-0.612). In Py2, the highest positive correlation occurs between Ti₄₇ and Zn₆₄ (0.735), the second highest among all calculated correlations, and there are no expressive negative correlations between elements in Py2. In Py3, the highest positive correlation is between Ti₄₉ and Zn₆₄ (0.640), while the highest negative one is between Na₂₃ and Fe₅₆ (-0.440). Finally, in Py4 the highest positive correlation is between Ti₄₉ and Zn₆₄ (0.679) and the most negative between Ti₄₉ and Fe₅₆ (-0.565).

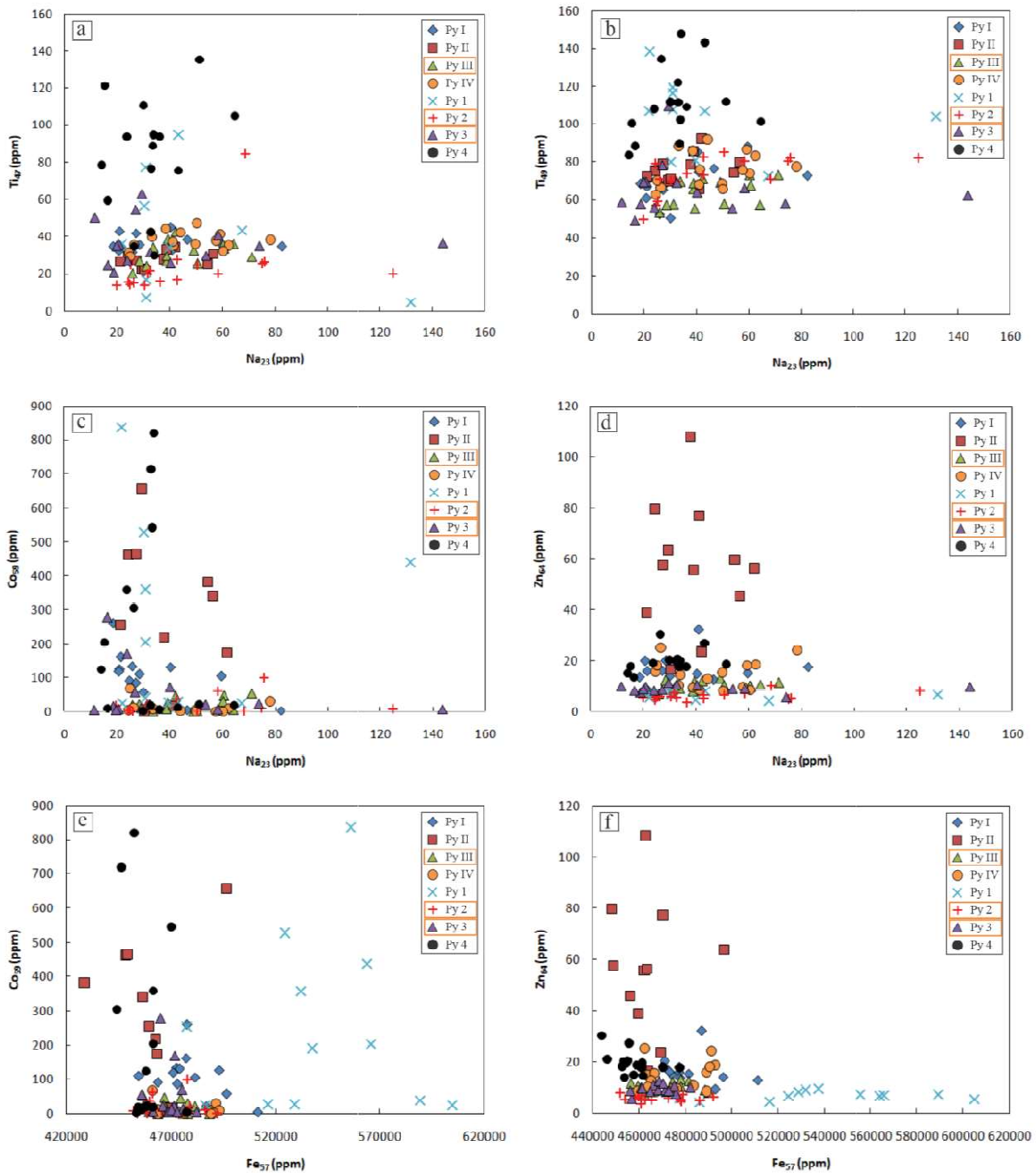


Figure 40 - Binary plots to (a) Na₂₃ vs. Ti₄₇; (b) Na₂₃ vs. Ti₄₉; (c) Na₂₃ vs. Co₅₉; (d) Na₂₃ vs. Zn₆₄; (e) Fe₅₇ vs. Co₅₉; (f) Fe₅₇ vs. Zn₆₄ for different pyrite types. The element concentrations are as listed in Appendix 2.

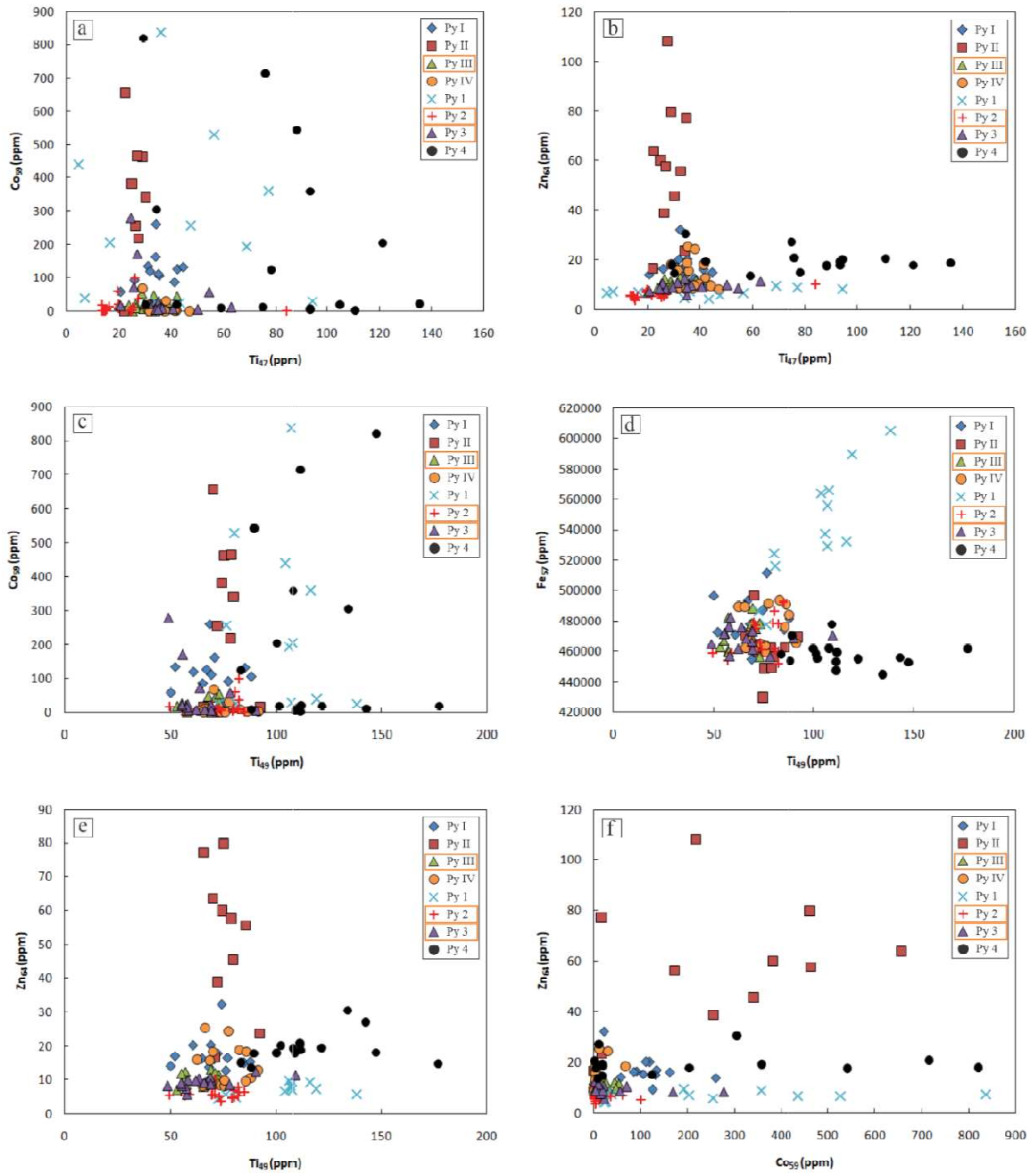


Figure 41 - Binary plots to (a) Ti_{47} vs. Co_{59} ; (b) Ti_{49} vs. Zn_{64} ; (c) Ti_{49} vs. Co_{59} ; (d) Ti_{49} vs. Fe_{57} ; (e) Ti_{49} vs. Zn_{64} ; (f) Co_{59} vs. Zn_{64} for different pyrite types. The element concentrations are as listed in Appendix 2.

Table 12 - Pearson correlation coefficients of LA-ICP-MS analyzed elements. Green, yellow, orange and red colored numbers represent weak, moderate, strong and very strong correlations, respectively.

	Na23	Ti47	Ti49	Fe56	Fe57	Co59	Zn64
Paraíba - Piritá I	Na ₂₃	1					
	Ti ₄₇	0,110	1				
	Ti ₄₉	0,465	0,480	1			
	Fe ₅₆	-0,099	0,237	-0,064	1		
	Fe ₅₇	0,202	0,029	-0,026	-0,328	1	
	Co ₅₉	-0,631	0,132	-0,090	-0,197	-0,384	1
	Zn ₆₄	0,127	-0,215	0,049	0,324	-0,263	-0,318
Paraíba - Piritá II	Na ₂₃	1					
	Ti ₄₇	0,584	1				
	Ti ₄₉	0,589	0,970	1			
	Fe ₅₆	-0,069	0,268	0,138	1		
	Fe ₅₇	-0,212	0,049	0,016	0,447	1	
	Co ₅₉	-0,143	-0,170	-0,104	0,103	0,015	1
	Zn ₆₄	-0,007	0,009	-0,072	0,356	-0,044	0,204
Paraíba - Piritá III	Na ₂₃	1					
	Ti ₄₇	0,376	1				
	Ti ₄₉	0,467	0,436	1			
	Fe ₅₆	0,043	0,274	0,230	1		
	Fe ₅₇	-0,341	0,092	0,298	0,745	1	
	Co ₅₉	0,391	0,289	0,338	-0,291	-0,416	1
	Zn ₆₄	0,328	0,558	0,232	0,117	0,012	0,191
Paraíba - Piritá IV	Na ₂₃	1					
	Ti ₄₇	-0,175	1				
	Ti ₄₉	-0,158	0,990	1			
	Fe ₅₆	0,428	-0,125	-0,076	1		
	Fe ₅₇	0,386	-0,176	-0,185	-0,112	1	
	Co ₅₉	-0,155	-0,062	-0,040	0,075	-0,103	1
	Zn ₆₄	0,076	-0,012	0,004	-0,293	0,236	0,527
Pé Quente - Piritá 1	Na ₂₃	1					
	Ti ₄₇	0,004	1				
	Ti ₄₉	-0,454	-0,316	1			
	Fe ₅₆	-0,013	0,090	-0,129	1		
	Fe ₅₇	-0,525	-0,612	0,883	-0,107	1	
	Co ₅₉	0,017	0,067	-0,057	-0,156	0,017	1
	Zn ₆₄	-0,271	0,411	0,515	-0,201	0,315	0,373
Pé Quente - Piritá 2	Na ₂₃	1					
	Ti ₄₇	0,320	1				
	Ti ₄₉	0,589	0,100	1			
	Fe ₅₆	-0,272	0,201	-0,014	1		
	Fe ₅₇	0,007	0,199	0,439	0,703	1	
	Co ₅₉	0,296	-0,024	0,346	0,051	0,024	1
	Zn ₆₄	0,433	0,735	0,088	0,040	0,016	-0,026
Pé Quente - Piritá 3	Na ₂₃	1					
	Ti ₄₇	-0,052	1				
	Ti ₄₉	0,254	0,684	1			
	Fe ₅₆	-0,440	0,301	0,261	1		
	Fe ₅₇	-0,252	-0,134	-0,089	0,590	1	
	Co ₅₉	-0,288	-0,368	-0,412	-0,237	-0,083	1
	Zn ₆₄	0,356	0,295	0,640	0,264	0,269	-0,257
Pé Quente - Piritá 4	Na ₂₃	1					
	Ti ₄₇	0,171	1				
	Ti ₄₉	0,504	-0,464	1			
	Fe ₅₆	-0,106	0,541	-0,565	1		
	Fe ₅₇	0,100	0,453	-0,388	0,790	1	
	Co ₅₉	0,057	-0,172	0,066	-0,396	-0,209	1
	Zn ₆₄	0,343	-0,252	0,679	-0,444	-0,440	0,044

6.5. Discussion

6.5.1. Methods limitations

Despite LA-ICP-MS been the most recommended method for trace element analysis in sulfides nowadays, the lack of an ideal standard can impair the results. As the standard available for this study was based on a basalt, many important elements, such as Au, Ag, and Bi, were out of range during the data collect, since such elementary table is non-common at basaltic rocks. It is possible to argue that some elements are actually at very low concentrations, been under the LA-ICP-MS detection limit, but the most likely hypothesis is that the lack of some elements in the standard cause the missing data of them in the results. This hypothesis is also reinforced by the presence of visible gold and minerals as bismuthinite, that fill up fractures in some pyrite textures and available EPMA data of Ni, Cu, and Pb.

6.5.2. Element distribution and substitutions in pyrite

Pyrite crystals can incorporate many different elements in its structure. These trace elements, usually metals, may occur as: 1) solid solution within the crystal lattice (Reich *et al.*, 2005; 2013), 2) nanoparticles of sulfides (Ciobanu *et al.*, 2012), and 3) micro- to nano-sized inclusions of sulfide, silicate and oxide minerals (Reich *et al.*, 2005; Thomas *et al.*, 2011). The analytical data reveal differences and similarities in trace element contents among different pyrite textures.

For the Pé Quente pyrite samples, inclusions of rutile, chalcopyrite and galena are commonly spotted. LA-ICP-MS data shows variable contents of siderophile, chalcophile and lithophile elements, such as Co, Pb, Zn and Ti. Cobalt may be incorporated into the pyrite lattice via isomorphous replacement of Fe. On other hand, it is not common for Pb to enter the pyrite lattice, due to the large ionic size, so it would precipitate as Pb-bearing metal sulfide (Koglin *et al.*, 2010). Titanium, as a lithophile element, is most present at lithosphere and its high contents may be linked to the fluid interaction with crust rocks in late stages. The presence of galena and rutile as inclusions and filling up fractures and cavities in pyrite support these conclusions. The little Zn content in pyrite crystals can suggest that the element may be most concentrated at chalcopyrite crystals, as no Zn-bearing minerals were observed (Meyer, 2017).

For the Paraíba pyrite samples, chalcopyrite, galena, hematite and magnetite are the most commonly seen inclusions. LA-ICP-MS results reveal considerable contents of siderophile and chalcophile elements, such as Co, Ni, Cu and Pb, with minor Zn. Nickel and Co can enter the pyrite lattice via isomorphism, replacing Fe (Large *et al.*, 2009; Reich, 2013). Copper and Pb higher contents are more likely to be linked to chalcopyrite and galena inclusions in pyrite (Koglin *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2014). The zinc concentrations at pyrite are low, except at Py II, suggesting its incorporation as trace elements or very small inclusions in chalcopyrite (Meyer, 2017). This inference can be supported by the presence of low amounts of chalcopyrite related to Py II, therefore, Zn was forced to integrate the pyrite lattice instead of chalcopyrite.

6.5.3. Fluid evolution through chemical variation of the sulfides and pyrite genesis

Trace elements variations in pyrite lattice can aid the study of hydrothermal fluid evolution (Large *et al.*, 2009; Reich *et al.*, 2013). As previously mentioned, four pyrite textures were defined for each studied deposit and the LA-ICP-MS data show some chemical differences into the deposits and between them. A temporal sequence of pyrite formation was defined, mainly considering their textural relationships with the hydrothermal alterations minerals.

The EPMA and LA-ICP-MS data, however, do not bring information about Au, although the petrography could shed more light regarding the temporal sequence which, taken together with the trace elements data, can clarify the understanding concerning the hydrothermal evolution of each gold-rich occurrence.

Despite the differences between the deposits, the presence of homogeneous pyrite crystals, without zoning and/or differences between core and rim represent strong evidence that the pyrite formation was consequence of unique fluid pulses at both deposits. However, the variation of elements such as Co and Ni suggests that, somehow, they were added into the mineral system at certain times.

6.5.3.1. *Pé Quente Gold-rich Occurrence*

The Py1, related to intense silicification and considered the first variation to be formed, has the highest Co values. Thereafter, occurred a Co depletion in the fluid, with precipitation of Py2 and Py3, both Co- and Ti-poor, and related to sericite alteration and silicification. Such textures represent those with visible Au. Finally, Py4 would be the last to be formed, related to late sericite, chlorite, and carbonate alterations. This variation represents a new Co and Ti enrichment, and slightly in Zn, besides depletion in Fe. It is suggested, therefore, that the increase in Co was caused by the interaction of the fluid with mafic host rocks or even by a new contribution of mafic magma to fluid, important to incorporate Co into the hydrothermal system, as also suggested by Meyer (2017). Furthermore, pyrite-bearing gold is Co-depleted and Ti-poor, thus, related to Co- and Ti-poor fluids.

The increase in Ti may represent Ti-rich fluids, which was responsible for thin-needle rutile inclusions precipitation in quartz during the silicification stage, as noticed by Souza (2018), and during the sericite and chlorite stages as observed by Assis (2015) and Assis *et al.* (2017). Moreover, Ti corresponds to a lithophile element, with affinity to Si and present in felsic rocks of the lithosphere, which would indicate an interaction of fluids with crustal rocks in their final stages. The low Ni values at Pé Quente support this hypothesis, since indicates significant contribution of intermediate or felsic rocks over mafic units (Liang *et al.*, 2021). The presence of alterations with sericite, chlorite and carbonate also reinforces the presence of Si, Ca, Al, F, K, and Mg, other lithophile elements that may have been replaced by Ti.

The Fe depletion can indicate an isomorphic substitution with Co, Ti, and Zn (Large *et al.*, 2009). The slight increase in Zn can be explained by the lower presence of chalcopyrite related to Py4. Zinc preferentially enters chalcopyrite structure, but in the absence of it part of the Zn enters the crystalline structure of pyrite, generating a slight enrichment.

6.5.3.2. *Paraíba Deposit*

Based on petrographic relationships, the Py IV is believed to have been the first to precipitate. It is related to silicification, and has a considerable amount of chalcopyrite. Its low Co and Ni contents may be related to their concentration in the

crystalline lattice of chalcopyrite, since they correspond to strongly siderophile elements, such as copper.

Py III, the second type to have formed, corresponds to the unique texture-bearing gold at Paraíba. Similar to Py IV, is Co and Ni-poor, is related to silicification but also to the initial stages of sericite alteration. Their trace elements contents suggest precipitation from fluids with no influence of mafic magmas and/or mafic rocks interactions.

The Py I, the third to have formed, is also related to silicification and sericite alteration. This texture, however, has a remarkably constitute of hematite and magnetite inclusions, high Cu and Pb contents, besides, the beginning of Co and Ni enrichment. The presence of oxides minerals indicates higher Fe values, which could explain the increase in Co and Ni values, by replacing Fe in pyrite structure. Alternatively, such greater values may suggest Co and Ni leaching from mafic rocks by fluid interactions.

Finally, Py II is related to sericite and chlorite alterations, exhibits the highest Co, Ni and Zn values, in addition to Ca increasing, and Fe depletion. Similar to Pé Quente, the increase in Co and Ni may be derived by hydrothermal leaching from mafic rocks, or even be caused by mafic magma interactions at the hydrothermal system root, that would be responsible for releasing such elements (Bajawah *et al.*, 1987; Reich *et al.*, 2013; Meyer, 2017; Liang *et al.*, 2021). Moreover, the Fe depletion may be related to its replacement by Zn in pyrite structure, causing increasing in zinc values. Alternately, the Fe depletion could be also resulted iron consumption by Fe-rich chlorite formation. Furthermore, the increasing in Ca might be linked to sericite and chlorite alterations, which also contain lithophiles elements and would facilitate substitutions between them, carrying to sulfur replacing by calcium.

6.5.4. Gold precipitation

Collectively, as noticed at Paraíba and Pé Quente, the gold-rich pyrite textures share the Co, Ni, and Ti-poor signature. If Co and Ni came from the mafic magmas input, such interaction could result in temperature increasing, therefore, elevating the gold solubility, and inhibiting the gold precipitation (Reich *et al.*, 2013; Maurer *et al.*,

2021), such as seen at the barren gold pyrite textures. On the other hand, if such high values are derived from the fluid-rock interaction, either with mafic (Co and Ni) or felsic (Ti) rocks, it is suggested that Au precipitation occurred before these interactions. Also, Ti-rich fluids are possible under high temperatures, which overly, may inhibit gold precipitation. However, since trace elements data were compared to visible gold spotted during petrography, it should not rule out the possibility that the high-Co and high-Ni pyrites may still contain Au in their crystal lattice, as reported by Agangi *et al.* (2015) and Maurer *et al.* (2021). Nevertheless, such values are believed to be lower than those from gold-rich pyrite textures. Figure 42 summarizes the temporal evolution of the mineralizing fluid, as well as the variation of trace element concentrations over the pyrite textures formation.

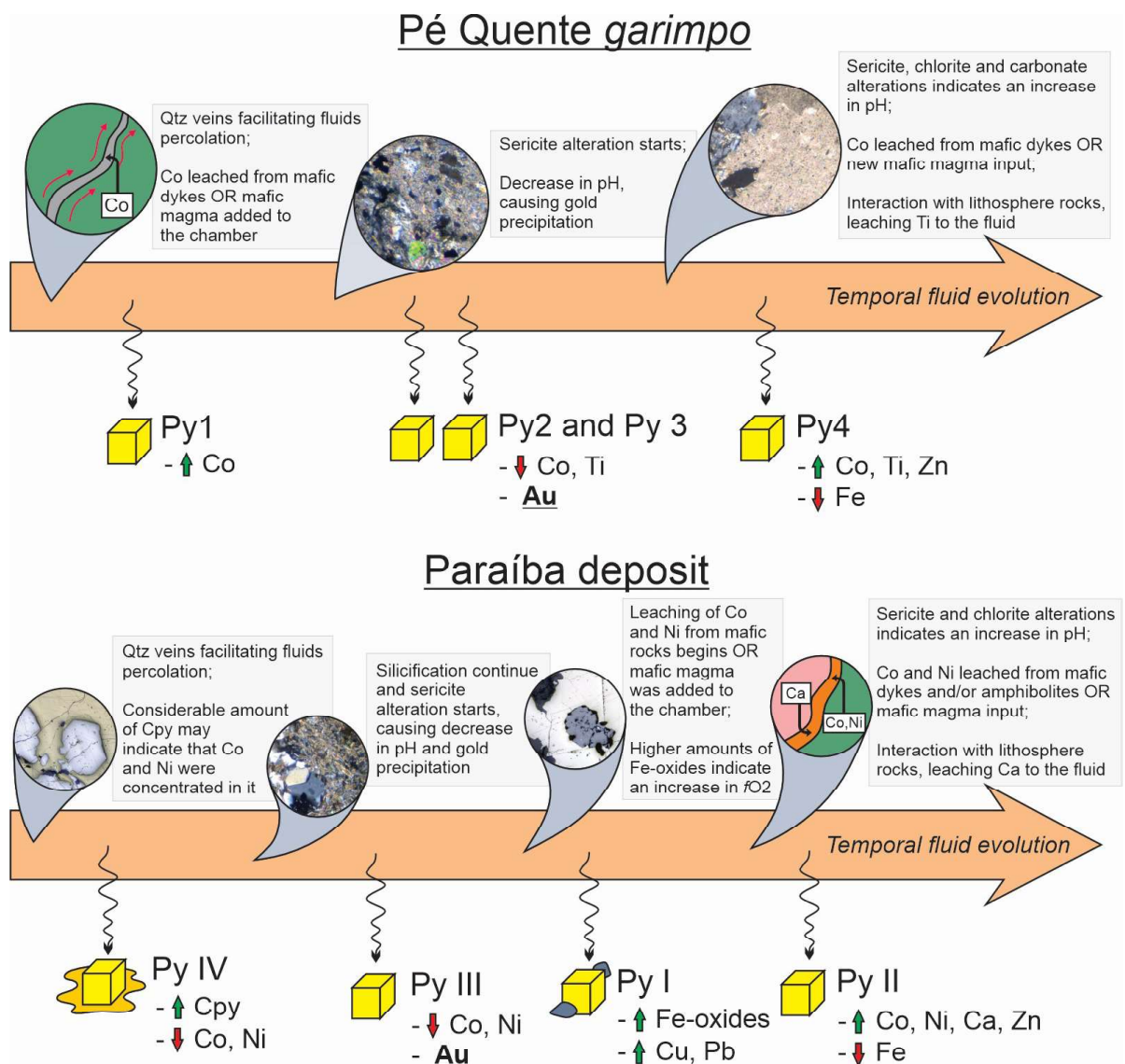


Figure 42 - Schematic evolution of the mineralizing fluid, trace elements variations and pyrite textural variations precipitation order.

6.5.5. Implications for ore-forming processes

Despite the differences between the deposits, such as the paragenetic evolution of hydrothermal alterations, style of main mineralization and some differences regarding the trace element data, aspects such as homogeneity in pyrite crystals and some similarities in the geochemical data indicate that the province deposits and occurrences have originated from a homogeneous mineralizing fluid. Such consideration can be reinforced if considered the age of ca. 1.78 Ga constrained by Re-Os pyrite data obtained by Assis *et al.*, (2017), that points out a single metallogenic event that took place at Province. Therefore, based on interpretations concerning the temporal order of pyrite textures formation and the trace elements geochemical data, ore formation models for the Paraíba and Pé Quente can be organized as follow.

It is suggested that from analyzed samples of Pé Quente, Py1 represents the first texture to have formed. Since it is a venular textural variation, with high values of Co and Ti, its precipitation may have been due to elements remobilization, initially caused by the entry of quartz + sulphide veins, which would allow a greater percolation of fluids and increased their interaction with the host rocks. At that moment, mafic magmas may also have contributed, which would explain the high concentration of Co. The presence of Co could also be explained by the leaching of mafic rocks. In the case of the Pé Quente, Co could come from mafic volcanic dykes that exhibit gabbro and basalt composition, described by Assis (2011) and Medeiros (2016). The ore paragenetic association is dominated by sulfides, mainly pyrite, which implies low f_{O_2} . Furthermore, it is noted that pyrite textures with higher visible gold inclusion in pyrite precipitate during muscovite-sericite alteration. These minerals indicate a drop in pH, which is associated with the precipitation of textural variations 2 and 3, and Au (Figure 43). Moreover, Hanley *et al.* (2010) reports enrichment in Ni and Co in pyrites from alkalic porphyry deposits during an early event before introduction of Au, which is similar to what is seen in Pé Quente. Finally, Py4, disseminated and the last to crystallize, would be related to chloritic alteration, with a new increase in Co and Ti contents. The presence of chlorite would indicate an increase in pH, impacting the gold solubility and pyrite stability, and the new increase in Co and Ti would reflect a Fe-rich fluid. Such Co and Ti can replace Fe in chlorite and pyrite, therefore, increasing their values as trace elements. On the other

hand, such values could be associated to fluid-rock interaction with mafic volcanic dykes.

For Paraíba, it is believed that Py IV was the first one to be formed, followed by Py III. Both have similar trace elements signature, are vicular and related to silicification, although only in Py III visible Au was observed. Similar to Pé Quente, the ore paragenesis is dominated by pyrite, with little presence of oxides, implying in ore precipitation in low f_{O_2} . Furthermore, these two textures have low Co and Ni values, which may suggest that the absence of these elements is linked to the presence of visible Au. Although mainly related to silicification, during the precipitation of Py III and Py IV there is already the presence of sericite and muscovite, suggesting an acidic condition. Therefore, it is likely that the beginning of the drop in pH values caused the precipitation of Au along with these variations (Figure 43). After that, there is the precipitation of Py I and Py II, with increasing values of Co, Ni and Zn. The final stages of Py II precipitation, which is disseminated and the last to form, would also be associated with alteration with chlorite, indicating a further increase in pH and the final stage of sulfide precipitation. Moreover, starting during alteration with sericite and muscovite, hematite and magnetite content tends to be higher, suggesting a slightly increase in f_{O_2} (del Real *et al.*, 2020). The higher Ni contents may also indicate an increase in f_{O_2} (Huston *et al.*, 1995; Large *et al.*, 2014). The high values of Co and Ni in textural variations I and II might be explained by the interaction of the mineralizing fluid with the amphibolites and/or mafic dykes present in the deposit region (Siqueira, 1997; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015), as well as a contribution from mafic magma in the advanced stages of deposit formation.

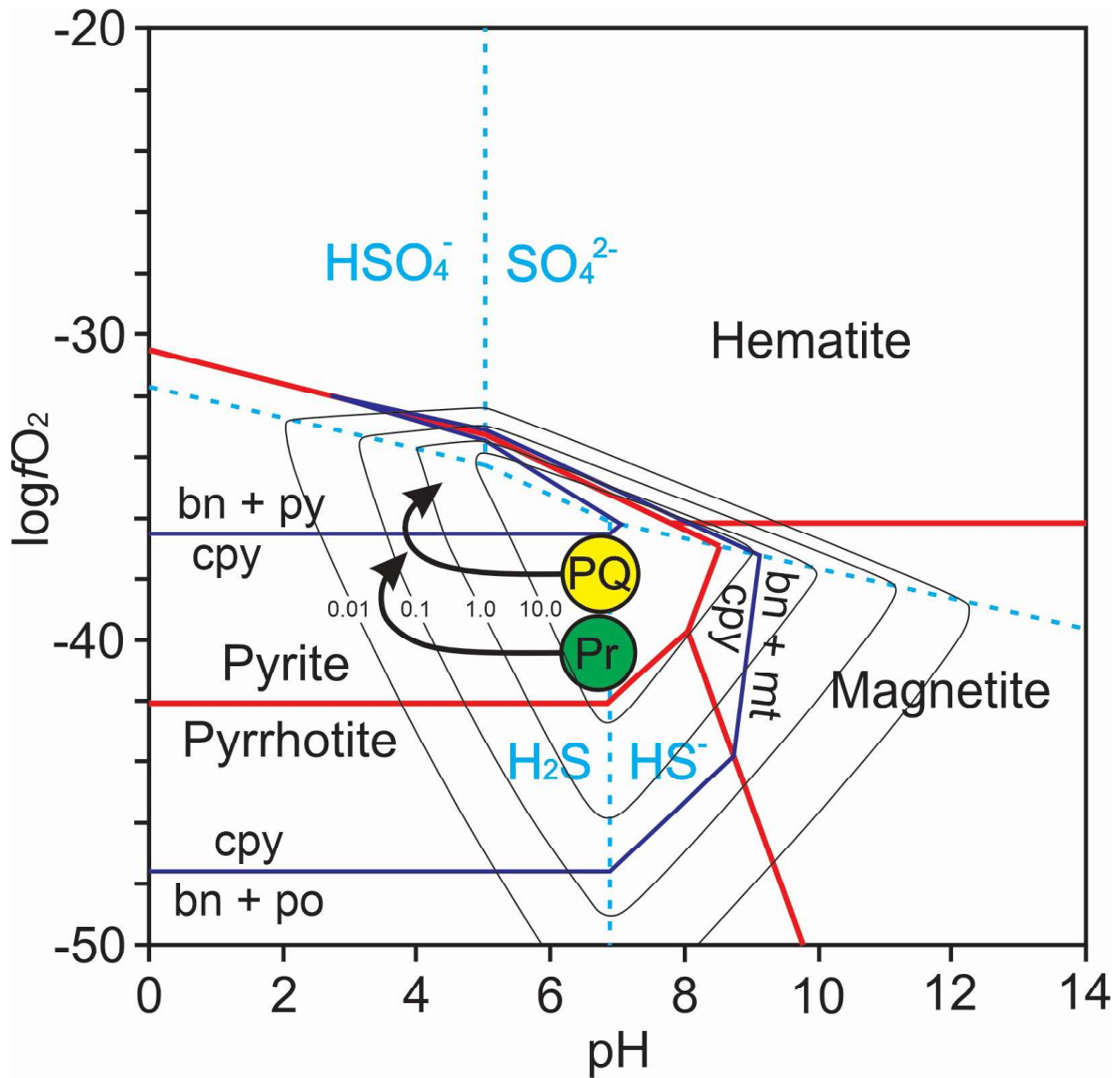


Figure 43 - $\log f_{O_2}$ vs pH diagram showing qualitative stability relationships in the Fe-Cu-O-S system and the suggested precipitation path of pyrite from Pé Quente (PQ) and Paraíba (Pr) occurrences. The red lines represent boundaries of Fe-O-S minerals, the blue dashed lines define the stability field of aqueous sulfur species, and the dark blue lines are boundaries of chalcopyrite (cpy) and bornite (bn). Diagram from Seward (1982) and Wang *et al.* (2021).

6.6. Conclusion

At Pé Quente and Paraíba deposits, four textural variations of pyrite were identified and arranged in the following temporal order, according to their hydrothermal alteration relations: Py1, Py2, Py3 and Py4 at Pé Quente, and Py IV, Py III, Py I and Py II at Paraíba deposit. Among these textural variations, those that presented visible gold were Py2, Py3 and Py III. The EPMA maps show homogeneous pyrite crystals, indicating that they all originated from a single and homogeneous mineralizing fluid.

The LA-ICP-MS trace elements show high contents of Co and Ni in pyrite, that cannot be explained by mineralogy, due to the absence of mineral inclusions that holds considerable amounts of these elements in their crystalline structure. Therefore, it is suggested that these elements could have been leached from dykes and/or mafic rocks present in the deposits area. Alternatively, such values could be reflect of mafic magma input into the hydrothermal plumbing, which enriched the system in Co and Ni. The data also reveal that textural variations containing visible Au are those that hold lower Co, Ni and Ti contents.

Finally, according to mineral assemblage and hydrothermal alteration associations of pyrite types through the hydrothermal fluid evolution, the drop in temperature and pH together with increase in fO_2 seem to be the ore-forming mechanisms responsible for the lowering in gold solubility and then, its precipitation.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, M.C. 2004. Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT) Trabalho de conclusão de curso. IGE - UNICAMP.
- Abreu, F. What's driving the copper exploration boom in the Alta Floresta region? 2017. Disponível em: <<https://www.linkedin.com/pulse/whats-driving-copper-exploration-boom-alta-floresta-francisco/>>. Acesso em: 18 jan. 2018.
- Abreu Filho W., Barros A.J.P., Barreto Filho J.A. 1992. Projeto Ouro Gemas. Relatório Anual da Área Piloto da Reserva Garimpeira de Peixoto de Azevedo. Cuiabá: DNPM, CPRM, Relatório Anual, 31 p.
- Agangi, A., Przybylowicz, W., Hofmann, A., 2015. Trace element mapping of pyrite from Archean gold deposits – A comparison between PIXE and EPMA. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 348, 302-306.
- Almeida, F.F.M., 1978. Tectonic Map of South America, 1:5.000.000. Explanatory Note. DNPM/CGMW/UNESCO, Brasília, 23 pp.
- Almeida, M.E.; Costa, U. A. P.. Geologia e recursos minerais da Folha Sumaúma – SB.20- Z-D, Estado do Amazonas. Escala 1:250.000 – Manaus: CPRM, 2014.
- Almeida, F.F.M. de; Nogueira Filho, J. D. V. Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. Boletim DGM, n. 199, 1959. 44p.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. Earth Sciences Review, v.17, p.1-29.
- Almeida, M.E.S.; Brito, M.F.L.; Ferreira, A.L.; Monteiro, M.A.S. (Orgs.) Geologia, petrografia, litoquímica preliminar e mineralizações da Folha Vila Mamãe Anã: Relatório de Progresso. Manaus: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 1997. 68 p.
- Almeida, M.E.S.; Brito, M.F.L.; Ferreira, A.L.; Monteiro, M.A.S.; Popini, M.V.F. Geologia e petrografia do Complexo Cuiú-Cuiú nas Folhas SB.21-V-D e SB.21-Y-B. Província Mineral do Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. Anais [...] Belo Horizonte: SBG/Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 467.
- Alves, Cleber Ladeira; SABÓIA, André Menezes; MARTINS, Edson Gaspar; STROPPER, José Luciano (Orgs.). Geologia e recursos minerais das folhas São José do Xingu SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura SC.22-Y-B: escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 2010. Programa Geologia do Brasil (PGB). Levantamentos Geológicos Básicos. 120p.
- ALVES, Cleber Ladeira; Rizzotto, Gilmar José; Rios, Francisco Sene; Gonçalves, Gabriel Freitas. Áreas de relevante interesse mineral, evolução crustal e metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires. Goiânia: CPRM, 2019. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Informe de Recursos Minerais, Série Províncias Minerais do Brasil, nº 22. 231p.
- Alves, C.L., Rizzotto, G.J., Rios, F.S., de Barros, M.A., S., 2020. The Orosirian Cuiú-Cuiú magmatic arc in PEIXOTO de Azevedo domain, Southern of Amazonian craton. J. South Am. Earth Sci. 102648
- AMARAL, Gilberto. Geologia Pré-cambriana da região amazônica. 1974. 212 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.
- Araújo V.A., Costa J.F.G., Montes A. de S.L., Pereira A.D.C. 1975. Projeto Manissauá-Missu. Reconhecimento geológico. DNPM/CPRM, Goiânia, v.1.
- Araújo V.A., Costa J.F.G., Montes A. de S.L., Pereira A.D.C. 1975. Projeto Manissauá-Missu. Reconhecimento geológico. DNPM/CPRM, Goiânia, v.1.

- Assis R.R. 2006. Estudo de inclusões fluidas nos depósitos auríferos de Novo Mundo e Santa Helena na região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 18p.
- ASSIS, R.R. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. 2011. 428f. Dissertação de Mestrado – IG/UNICAMP, Campinas, 2011.
- ASSIS, R.R. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos. 2015. 320f. Tese de Doutorado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.
- ASSIS, R. R.; XAVIER, R. P.; PAES de BARROS, A.J; BARBUENA, D.; 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. Depósitos de Au e Au + metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozóicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: SILVA, M.G.; NETO, M.B.R.; JOST, H.; KUYUMJIAN, R.M (Eds.). Metalogenia das Províncias Tectônicas Brasileiras. Belo Horizonte: CPRM, 2014. p. 589.
- Assis, R.R., Xavier, R.P., Creaser, R.A., 2017. 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, pp. 1937–1957
- Assumpção, L., 2015, Caracterização petrográfica e geoquímica de rochas aplíticas do depósito Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta, MT: Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 71 p.
- Augustin, J., Gaboury, D., 2019. Multi-stage and multi-sourced fluid and gold in the formation of orogenic gold deposits in the world-class Mana district of Burkina Faso – Revealed by LA-ICP-MS analysis of pyrites and arsenopyrites. *Ore Geology Reviews*. 104, p. 495–521.
- Bajawah, Z.U., Seccombe, P.H., Offler, R., 1987. Trace element distribution Co: Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia. *Miner. Deposita* 22, 292-300.
- BARROS, Maria Aparecida de Sant’Ana; PAES DE BARROS, Antônio João; SANTOS, João Orestes Schneider; ROCHA, Mara Luiza Barros Pita. Extension of Tapajós domains to the Alta Floresta Gold Province: evidence from U-Pb Shrimps of the Nhandu Intrusive Suite at 1962 and 1967 Ma. In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 14., Marabá, 2015. Resumos expandidos [...] Marabá: SGB, 2015.
- Bartolomeu J.O. 2016. Sistemas Au-(Cu) Associados a Intrusões de Pórfiros na Província Aurífera de Alta Floresta, Sul do Cráton Amazônico: O Caso do Depósito Paraíba. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 63p.
- Basori, M.B.I., Gilbert, S., Large, R.R., Zaw, K., 2018. Textures and trace element composition of pyrite from the Bukit Botol volcanic-hosted massive sulphide deposit, Peninsular Malaysia. *Journal of Asian Earth Sciences*. 158, p. 173–185.

- Bettencourt, J.S., Leite Jr., W.R., Ruiz, A.S., Matos, R., Payolla, B.L., Tosdal, R.M., 2010. The rondonian-san Ignacio province in the SW Amazonian craton: an overview. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 28-46.
- Bettencourt, J.S.; Juliani, C.; Xavier, R.P.; Monteiro, L.V.S.; Neto, A.C.B.; Klein, E.L.; Assis, R.R.; Leite Jr., W.B.L.; Moreto, C.P.N.; Fernandes, C.M.D.; and Pereira, V.P., 2016, Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 22–49, doi: 10.1016/j.jsames.2015.11.014.
- BINI, E. Guimarães; BARROS, Márcia Aparecida de Sant'Ana; PIEROSAN, Ronaldo; SANTOS, João Orestes Schneider. Petrography and geochronology of felsic volcanic rocks at the eastern portion of Serra do Cachimbo, south-central Amazonian Craton, Brazil. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 6., São Paulo, 2015. Anais [...] São Paulo: SBG, 2015. CD-ROM.
- Biondi, J.C., 2009. Condições de gênese do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo (Terra Nova do Norte – MT) estimadas com microtermometria de inclusões fluidas e termometria de clorita. *Revista Brasileira de Geociências* 39(2): 213-229.
- Bizotto, A.C. 2004. Mineralizações auríferas na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena. 38f. Trabalho de Conclusão de Curso – IG/UNICAMP, Campinas.
- Bortolozzo, R., 2021. Contexto Metalogenético do Garimpo Filonar de Au ± Cu do Aguinaldo, Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Programa de Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, Brasil.
- Bressan, R. S. O. Alteração hidrotermal e metalogênese do depósito Au ± Cu do Basílio, Província aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton amazônico. 60f. Trabalho de Conclusão de Curso. UNESP, 2017.
- Caires, A.P.P., 2017. Balanço de massa, química mineral e espectroscopia de reflectância do depósito de ouro Pé Quente, Província Aurífera de Alta Floresta, MT. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 120p.
- Calaboni, R., 2018. Química mineral da clorita e muscovita do depósito de Au ± Cu disseminado do Pé Quente, na Província Aurífera de Alta Floresta (MT): Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita-Filho,” Brasil, 73 p.
- Cawood, P.A., Kroner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney, W.D., Windley, B.F., 2009. Accretionary orogens through Earth history. In: Cawood, P.A., Kroner, A. (Eds.), *Earth Accretionary Systems in Space and Time*, Geological Society of London Special Publication, vol. 318, pp. 1-36.
- Cenatti, B.L. 2019. Contexto geológico do garimpo de ouro do Aginaldo: um sistema estruturalmente controlado na Província de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso – Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 66p.
- Chiaradia, M., Schaltegger, U., Spikings, R., Wotzlaw, J.F., Ovtcharova, M. 2013. How accurately can we date the duration of magmatic-hydrothermal events in porphyry systems? – An invited paper: *Economic Geology*, v. 108, p. 565–584.

- Cioacă, M.E., Munteanu, M., Qi, L., Costin, G., 2014. Trace element concentrations in porphyry copper deposits from Metaliferi Mountains, Romania: A reconnaissance study. *Ore Geology Reviews*. 63, p. 22–39.
- Ciobanu, C.L., Cook, N.J., Utsunomiya, S., Kogagwa, M., Green, L., Gilbert, S., Wade, B., 2012. Gold-telluride nanoparticles revealed in arsenic-free pyrite. *American Mineralogist* 97, 1515-1518.
- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Mao, J., 2009. Textural control on gold distribution in As-free pyrite from the Dongping, Huangtuliang and Hougou gold deposits, North China Craton (Hebei Province, China). *Chemical Geology* 264, 101–121.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. de. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.12, n.1-3, p.78-88,1982.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazoniancraton. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez-Catalan, J.R.(Eds.), (Org.). 4-D Framework of Continental Crust. Denver, USA. Geological Society of America, vol. 200, pp. 297-320.
- CORDANI, Umberto Giuseppe; TASSINARI, Colombo Celso Gaeta; TEIXEIRA, Wilson; BASEI, Miguel Angelo Stipp; KAWASHITA, Koji. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., 1979, Arica (Chile). Anais [...]. Arica: 1979, p. 137-48.
- Cordani, U.G.; Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K.; Sato, K. 1988. The growth of the Brazilian Shield. *Episodes*, v.11(3), p.163-167.
- Cordani, U.G.; Teixeira, W.; D'Agrella-Filho, M.S.; Trindade, R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, v.15, p.396-407.
- Cordani, U.G., Fraga, L.M., Reis, N., Tassinari, C.C.G., Brito-Neves, B.B., 2010. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of the Grenvillian-typeage in South America: a discussion. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 143-159.
- Danyushevsky, L.V., Robinson, P., Gilbert, S., Norman, M., Large, R., McGoldrick, P., Shelley, M., 2011. Routine quantitative multi-element analysis of sulphide minerals by laser ablation ICP-MS: standard development and consideration of matrix effects. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 11, 51-60.
- Dehnavi, A.S., McFarlane, C.R.M., Lentz, D.R., Walker, J.A., 2018. Assessment of pyrite composition by LA-ICP-MS techniques from massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, Canada: From textural and chemical evolution to its application as a vectoring tool for the exploration of VMS deposits. *Ore Geology Reviews*. 92, p. 656–671.
- del Real, I., Thompson, J.F.H., Simon, A., Reich, M., 2020. Geochemical and isotopic signature of pyrite as a proxy for fluid source and evolution in the Candelaria-Punta del Cobre iron oxide copper-gold district, Chile. *Econ. Geol.* 115, 1493-1518.
- Deol, S., Deb, M., Large, R.R., Gilbert, S., 2012. LA-ICPMS and EPMA studies of pyrite, arsenopyrite and loellingite from the Bhukia-Jagpura gold prospect, southern Rajasthan, India: Implications for ore genesis and gold remobilization. *Chemical Geology*. 326–327, p. 72–87.
- DEZULA, Samantha Evelyn Max. Geoquímica e geocronologia do Granito Aragão – Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazônico - MT. Cuiabá, 2016. 51 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade de Mato Grosso, Cuiabá, 2016.

- DUARTE, Tiago Bandeira. Metalogenia das províncias minerais do Brasil: província aurífera Juruena-Teles Pires-Aripuanã; geologia e recursos da Ilha Porto Escondido - SC.21-V-C-III: estado do Mato Grosso. Goiânia: CPRM, 2015.
- Eslinger E.V., Savin S.M., Yeh H. 1979. Oxygen isotope geothermometry of diagenetically altered shales. *SEPM Spec. Pub.* 26, 113-124.
- Fernandes, C.M.D.; Juliani, C. 2019. The tectonic controls on the Paleoproterozoic volcanism and the associated metallogeny in the South Amazonian craton, Brazil: Sr–Nd–Pb isotope constraints. *Precambrian Research*, v.331.
- Franchini, M., McFarlane, C., Maydagán, L., Reich, M, Lentz, D.R., Meinert, L., Bouhier, V., 2015. Trace metals in pyrite and marcasite from the Agua Rica porphyry-high sulfidation epithermal deposit, Catamarca, Argentina: Textural features and metal zoning at the porphyry to epithermal transition. *Ore Geology Reviews*. 66, p. 366–387.
- Franke, N.D., Carvalho, P.R., Villanova, S.N., Biondi, J.C., 2007. Geologia, petrografia e petroquímica das rochas relacionadas ao depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, Terra Nova do Norte (MT). *Revista Brasileira de Geociências* 37(2): 333-351.
- Galé, M.G., 2018. Gênese das mineralizações associadas ao magmatismo ácido na região do garimpo do Papagaio, noroeste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT): Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 189p.
- Genna, D., Gaboury, D., 2015. Deciphering the Hydrothermal Evolution of a VMS System by LA-ICP-MS Using Trace Elements in Pyrite: An Example from the Bracemac-McLeod Deposits, Abitibi, Canada, and Implications for Exploration. *Economic Geology*, v. 110, pp. 2087–2108.
- Geraldes, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira, W., Babinski, M., 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Res.* 11, 91-108.
- Gourcerol, B., Kontak, D.J., Thurston, P.C., Petrus, J.A.. 2018. Application of LA-ICP-MS Sulfide Analysis and Methodology For Deciphering Elemental Paragenesis and Associations In Addition To Multi-Stage Processes In Metamorphic Gold Settings. *The Canadian Mineralogist* (2018), 56(1): 39
- Hanley J. J., MacKenzie M. K., Warren M. R., Guillong, M., 2010. Distribution and origin of platinum-group elements in alkali porphyry Cu-Au and low sulfidation epithermal Au deposits in the Canadian Cordillera. In 11th International Platinum Symposium, June 21-24.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Almeida, F.D.; Bartorelli, A. 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, p.900.
- Huston D. L., Sie S. H., Suter G. F., Cooke D. R. and Both R. A. (1995) Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Part I, proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II, selenium levels in pyrite: comparison with d34S values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Econ. Geol.* 90, 1167–1196.
- Jamasmie, C. Anglo American ‘Encouraged’ by Drilling Results from Copper Asset in North Brazil. Available online: <https://www.mining.com/anglo-american-encouraged-drilling-results-copper-asset-north-brazil> (accessed on 10 August 2022).

- JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY. METAL MINING AGENCY OF JAPAN JICA/MMAJ. Final Report. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil. 2000. 137p.
- JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY. METAL MINING AGENCY OF JAPAN JICA/MMAJ. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil - Phase III. 2001. 307p.
- Juliani, C., Assis, R.R., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D., Martins, J.E.Z.S., Costa, J.R.C., 2021. Gold in Paleoproterozoic (2.1 to 1.77 Ga) Continental Magmatic Arcs at the Tapajós and Juruena Mineral Provinces (Amazonian Craton, Brazil): A New Frontier for the Exploration of Epithermal–Porphyry and Related Deposits. *Minerals* 11, 714. <https://doi.org/10.3390/min11070714>.
- Koglin, N., Frimmel, H.E., Minter, W.E.L., Brätz, H., 2010. Trace-element characteristics of different pyrite types in Mesoarchean to Palaeoproterozoic placer deposits. *Miner Deposita*. 45, p. 259–280.
- Kouhestan, H., Ghaderi, M., Large, R.R., Zaw, K., 2017. Texture and chemistry of pyrite at Chah Zard epithermal gold–silver deposit, Iran. *Ore Geology Reviews*. 84, p. 80–101.
- Lacerda Filho, J.V., Souza, J.O., Pimentel, M.M., 2001. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd da região de Alta Floresta, norte de Mato Grosso. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.G., Geraldés, M.C., Sparremberg, I. (Eds.), *Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art*, São Paulo. Extended Abstract volume..., 156p.
- Lang, J.; Baker, T. Intrusion-Related Gold Systems: The present level of understanding. *Miner. Depos.* 2001, 36, 477–489.
- Large, R.R., Maslennikov, V., Robert, F., Danyushevsky, L.V., Chang, Z.S., 2007. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia. *Economic Geology* 102, 1232–1267.
- Large, R.R., Danyushevsky, L., Hollit, C., Maslennikov, V., Meffre, S., Gilbert, S., Bull, S., Scott, R., Emsbo, P., Thomas, H., Singh, B., 2009. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Econ. Geol.* 104 (5), 635–668.
- Large, R.R., Halpin, J.A., Danyushevsky, L.V., Maslennikov, V.V., Bull, S.W., Long, J.A., Gregory, D.D., Lounejeva, E., Lyons, T.W., Sack, P.J., 2014. Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time-ocean-atmosphere evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 389, 209–220.
- Li, W., Cook, N.J., Xie, G.Q., Mao, J.W., Ciobanu, C.L., Li, J.W., Zhang, Z.Y., 2019. Textures and trace element signatures of pyrite and arsenopyrite from the Gutaishan Au–Sb deposit, South China. *Mineralium Deposita*. 54, p. 591–610.
- Liang, P., Chen, L., Li, R., Xie, Y., Wu, C., Lai, C.K., 2021. In-situ element geochemical and sulfur isotope signature of pyrite and chalcopyrite: Constraints on ore-forming processes of the Laoshankou iron oxide-copper (-gold) deposit, northern East Junggar. *Ore Geology Reviews* 139, 104510.
- LIMA JUNIOR, Max Salustiano. Geologia, controle e regime de fluidos dos depósitos auríferos na região da fazenda Figueira Branca, SE da PAAF, Terra Nova do Norte / MT. 2017. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2017.

- Liu, Z., Shao, Y., Zhou, H., Liu, N., Huang, K., Liu, Q., Zhang, J., Wang, C., 2018. Major and Trace Element Geochemistry of Pyrite and Pyrrhotite from Stratiform and Lamellar Orebodies: Implications for the Ore Genesis of the Dongguashan Copper (Gold) Deposit, Eastern China. *Minerals*. 8, p. 380.
- Martins, H. B. Alteração hidrotermal e química mineral da clorita e muscovita do depósito aurífero filonar do Peteca (alvo Paz), Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho", Rio Claro, 2018.
- Maurer, V.C., Melo, G.H.C., Lana, C.C., Marinho, M.S., Batista, S.P.V., Silveira, L.M., Queiroga, G., Castro, M.P., Silva, M., 2021. Trace elements in pyrite and pyrrhotite in the Pitangui Orogenic Au deposit, Pitangui greenstone belt, São Francisco Craton: Implications for the ore-forming fluids and metal sources. *Journal of South American Earth Sciences* 111, 103459.
- Maydagán, L., Franchini, M.B., Lentz, D., Pons, J., McFarlane, C., 2013. Sulfide composition and isotopic signature of the Altar Cu–Au deposit, Argentina: constraints on the evolution of the porphyry–epithermal system. *The Canadian Mineralogist*. 51, 813–840.
- Medeiros, I.G., 2016, Comparação petrográfica e geoquímica entre as subvulcânicas mágicas sulfetadas e não sulfetadas do depósito aurífero Pé Quente, Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita-Filho,” Brasil, 94 p.
- Mesquita, M.J.; Assis, R.R.; Xavier, R.P.; Moretto, M.S.; Paes de Barros A.J.; Miguel Jr, E. Ductile shear zone-hosted gold deposits in the Paleoproterozoic Alta Floresta Province (Brazil). In: BIENNIAL MEETING - MINERAL RESOURCES IN A SUSTAINABLE WORLD, 13., 2015. p. 141.
- Meyer, A., 2017. Elementos-traço em piritita e calcopiritita por microsonda eletrônica em depósitos auríferos filonares da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita-Filho,” Brasil, 97p.
- Miguel Jr., E., 2011, Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso: Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 66 p.
- Moreira I.C. 2019. Petrogênese dos granitoides e rochas ortoderivadas do depósito Paraíba, Peixoto de Azevedo, Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton amazonas. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 63p.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- MOURA, M.A. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. 1998. 238f. Tese de Doutorado – IG/ UnB, 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*, n. 101, p. 585-605, 2006.

- Mukherjee, I., Large, R., 2017. Application of pyrite trace element chemistry to exploration for SEDEX style Zn-Pb deposits: McArthur Basin, Northern Territory, Australia. *Ore Geology Reviews*. 81, p. 1249–1270.
- OLIVEIRA, C.C. de; ALBUQUERQUE, Mário Cavalcanti. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN Alta Floresta). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta-SC. 21-Z-X-C*. Brasília: CPRM, 2003.
- OLIVEIRA, Avelino Ignácio de; LEONARDOS, Othon Henry. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Comissão Brasileira dos Centenários Portugal, 1940. 472p. il.
- PAES DE BARROS, Antônio João. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo-MT. 1994. 145 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
- PAES de BARROS, A.J. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). 2007. 154f. Tese de Doutorado – IG/UNICAMP, Campinas, 2007.
- Perez, A. I., 2018. Química mineral da clorita e mica branca do depósito paleoproterozoico do Luizão, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), sul do Cráton Amazônico: Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita-Filho,” Brasil, 102 p.
- PESSOA, Manoel Roberto; SANTIAGO, Abdorman Ferreira; ANDRADE, Arialto Ferreira de; NASCIMENTO, Jailton Oliveira do; SANTOS, João Orestes Schneider; OLIVEIRA, Josafá Ribeiro de; LOPES, Ricardo da Cunha; PRAZERES, Waldemar Viana. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus: DNPM/ CPRM, 1977. 8 v.
- Pimenta, V.A. 2018. Alteração hidrotermal e deformação no depósito Peteca, Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), região de Peixoto de Azevedo – MT. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 152p.
- PIMENTEL, Márcio. Resultados Geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Brasília: UnB, 2001. (Relatório Interno).
- PINHO, Márcia Aparecida de Sant’Ana Barros; CHEMALE JUNIOR, Farid ; SCHMUS, W. Randall Van; PINHO, Francisco 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.
- Poggi, L. 2019. O Depósito de Au-Cu-Mo Paraíba (MT): Integração de Técnicas Espectrais e Convencionais para a Exploração Mineral. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 136p.
- Quispe, P.E. 2016. Geologia, geoquímica e geocronologia dos granitoides foliados e rochas subvulcânicas da região de Peixoto de Azevedo, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso, IG-Unicamp. Dissertação de Mestrado, 124p.
- Rambo, M. J. 2014. Controle estrutural e estudo das inclusões fluídas dos garimpos da região de Terra Nova do Norte e Nova Santa Helena, Província Aurífera Alta Floresta, Cráton Amazônico. Dissertação. Universidade Federal de Mato Grosso, 146 p.

- Ramos, G.S. Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). 2011. 84 p. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, SP.
- Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Palenik, C.S., Chryssoulis, S.L., Ewing, R.C., 2005. Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochem. Cosmochim. Acta* 69, 2781-2796.
- Reich, M., Deditius, A., Chryssoulis, S., Li, J.W., Ma, C.Q., Parada, M.A., Barra, F., Mittermayr, F., 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 104, p. 42–62.
- REIS, Nelson Joaquim. O Quadro Estratigráfico da Bacia Alto Tapajós na Região de Apuí, Amazonas – Implicações sobre seu Status Paleozóico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., Aracaju, 2006a. Anais [...] Aracaju: SGB, 2006. p. 104.
- RIOS, Francisco Sene. O Depósito de Au (Cu-Ag) Serrinha de Guarantã, Cráton Amazônico, Brasil: um depósito aurífero não-convencional associado ao sistema pórfiro - epitermal paleoproterozoico Juruena Teles Pires. 2019. 137 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 2019.
- Rizzotto, G.J.; Alves, C.L.; Rios, F.S.; Barros, M.A.d.S. The Western Amazonia Igneous Belt. *J. S. Am. Earth Sci.* 2019, 96, 102326.
- Rocha, M.L.B.P., 2016. Estudos geoquímicos e geocronológicos aplicados às rochas graníticas do garimpo Trairão ao - MT: Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília, Brasil, p. 136p.
- Rodrigues, R.M., 2012, Caracterização geológica e metalogenética do Depósito X1—Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT): Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 70 p.
- Rodriguez, P.; Soares, L.M. São Jorge Gold Project, Pará State, Brazil. Independent Technical Report on Mineral Resources; Brazil Resources Inc.: Belo Horizonte, Brazil, 2014. Available online: <http://g1.brazilresources.com/resources/SaoJorgeTechnicalReport.pdf> (accessed on 09 August 2022).
- Ruiz, A.S., 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico, região limite Brasil-Bolívia (Mato Grosso). Unpublished PhD. Thesis. Universidade Estadual Paulista, 299 pp.
- Saes G.S. & Leite J.A.D. 2003. 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*, 3:113-127.
- SANTIAGO, A. F.; SANTOS, J. O. S.; MAIA, R. G. N. Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. Anais [...]. Camboriú: SBG, 1980. v. 2, p. 786-797.
- SANTOS, Reginaldo Alves dos. Contribuição à análise estrutural de mineralizações auríferas do Norte do Mato Grosso. Relatório de consultoria interna. Salvador: CPRM; DGM, 2000. Projeto PROMIN Alta Floresta.

- Santos, J.O.S., 2003, Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central, in Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., and Gonçalves, J.H., (Eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, Brasília, Brazil, Cap. IV, parte II, p. 169–226.
- Santos, T.C., Yamamoto, J.K., 2019. Ore resource estimation based on radial based functions - Case study on União Luiz and Morro do Carrapato Gold Deposits (Alta Floresta Gold Province). Mining, REM, Int. Eng. J., Ouro Preto, 72(3), 493-499.
- SANTOS, João Orestes Santos; HARTMANN, Léo Afraneo; GAUDETTE, Henri Eugene; GROVES, David I.; MCNAUGHTON, Neal J.; FLETCHER, Ian R. New understanding of the Province 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.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. Mineralium Deposita, 36:278-299.
- Santos, J.O.S., Potter, P.E., Reis, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., McNaughton, N.M., 2003. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. GSA Bull. 115, 331-348.
- SANTOS, João Orestes Santos; BREEMEN, Otto B. Van; GROVES, David I.; HARTMANN, Léo Afraneo; ALMEIDA, Marcelo E.; MCNAUGHTON, Neal J.; FLETCHER, Ian 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, n. 131, n. 1-2, p. 73-109, 2004.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBGNO, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-Rom.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Potter, P., McNaughton, N.J., Matos, R., Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Potter, P.E., Quadros, M.L.E.S., 2008. The age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton, based on mapping and U-Pb geochronology. Precambrian Res. 165, 120-152.
- Santos, A. C., Geraldés, M.C., Santos, W.H., Ferreira, L.O., 2018. O Filão Paraíba e a Província Aurífera de Alta Floresta (SW do Cráton Amazônico): Dados Petrográficos e Isotópicos de Pb e S em Pirita do Veio Mineralizado. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ. Vol. 41 – 3, p. 690-701.
- Scandolaro, J.E., 2006. Geologia e Evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. Unpublished PhD. Thesis. Universidade de Brasília, 462 pp.
- Scandolaro, J.E., Rizzotto, G.J., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S., Amorim, J.L., Dall'Igna, L.G., 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico na escala 1:1.000.000. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. CPRM, Brasília.
- Scandolaro, J.E., Ribeiro, P.S.E., Quadros, M.L.E.S., Duarte, T.B., Frasca, A.A.S., 2011. O arco magmático Juruena-Jamari: uma entidade geotectônica Paleoproterozóica única no SW do Cráton Amazônico? Simp[ósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista. Bol. Resumos Expandidos

- Scandolara, J.E., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Souza, V.S., 2013b. Geochemistry of Jamaricomplex, central-eastern Rondônia: Andean type magmatic arc and Paleoproterozoic crustal growth of the southwestern Amazonian Craton. *Braz. J. S. Am. Earth Sci.* 46, 1-28.
- Scandolara, J.E., Ribeiro, P.S.E., Frasca, A.A.S., Fuck, R.A., Rodrigues, J.B., 2014. Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Vespour suite in the Juruena arc, Roosevelt-Juruena terrane, Brazil: implications for Proterozoic crustal growth and geodynamic setting of the SW Amazonian craton. *J. S. Am. Earth Sci.* 53, 20-49.
- Scandolara, J.E.; Correa, R.T.; Fuck, R.A.; Souza, V.S.; Rodrigues, J.B.; Ribeiro, P.S.E.; Frasca, A.A.S.; Saboia, A.M.; Lacerda Filho, J.V. Paleo-Mesoproterozoic arc-accretion along the southwestern margin of the Amazonian craton: The Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, n.73, 2017, p.223-247.
- Seebregts, C., 2017. Química mineral da clorita e muscovita hidrotermais do depósito aurífero X1, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita-Filho," Brasil, 89 p.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005, Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features: *ECONOMIC GEOLOGY 100TH ANNIVERSARY VOLUME*, p. 251–298.
- Serrato, A. A. A., 2014. Geocronologia e evolução do sistema hidrotermal do depósito aurífero de Juruena, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Brasil. Dissertação de Mestrado – IG/UNICAMP, Campinas, 83p.
- Seward T.M., 1982. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: Foster R.P. (Ed.) *Gold 82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*, PP. 165-181. Amsterdam: Balkema.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, v. 105, pp. 3–41.
- Silva, F.R., Barros, M.A.S., Pierosan, R., Pinho, F.E.C., Rocha, M.L.B.P., Vasconcelos, B.R., Dezula, S.E.M., Tavares, C., Rocha, J., 2014. Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo: Província Aurífera Alta Floresta, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology* 44 (3), 433–455.
- SILVA, Mara Leticia Torres da. Geologia, Petrologia e Metalogenia do depósito de ouro Santa Helena, Mato Grosso. 2017. 104 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2017.
- Silva, A. N., 2018. Elementos traço em pirita por microsonda eletrônica no depósito disseminado X1, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita-Filho", Brasil, 51p.
- Silva, F. L. 2018. Caracterização petrográfica e química de clorita e muscovita hidrotermais do depósito de Au ± Cu filonar do Basílio na Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho", Rio Claro, 78p.
- Silva, A. C., 2019. Geotermobarometria de clorita e muscovita do garimpo aurífero do Papagaio, Província de Alta Floresta (MT): Monografia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil, 74p.

- SILVA, M.G. & ABRAM, M.B. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia: CPRM, 2008. 212p.
- SILVA, Garrone Hugo; LEAL, José Waterloo Lopes; SALUM, Omar Antonio Lima; DALL'AGNOLL, Roberto; BASEI, Miguel Angelo Stripp. Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Juruena. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre. Anais [...] Porto Alegre: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v.4. p. 309-320.
- SILVA, Garrone Hugo; LEAL, José Waterloo Lopes; MONTALVÃO, Raimundo Montenegro Garcia de; BEZERRA, Pedro Edson Leal; PIMENTA, Oscar Nivaldo dos Santos; TASSINARI, Colombo Celso Gaeta; FERNANDES, Caubi André Caldeira. Geologia. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.21. Juruena: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1980. p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- SILVA, Fernanda Rodrigues da; BARROS, Márcia Aparecida Sant'Ana; PIEROSAN, Ronaldo; PINHO, Francisco Edígio Cavalcante; ROCHA, Mara Luiza Barros Pita; VASCONCELOS, Bruno Rodrigo; ROCHA, Jhonattan; DEZULA, Samantha Evelyn Max, TAVARES, Carla. Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos de região de Peixoto de Azevedo - Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, n. 3, 2014.
- Siqueira, A.J.B. 1997. Geologia da mina de ouro Filão do Paraíba, região de Peixoto de Azevedo, norte de Mato Grosso. Rio de Janeiro: 98p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências-Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Siqueira, L.C. 2018. Geotermobarometria da clorita e mica branca hidrotermais do depósito filonar de Au ± Cu do Edu, Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho", Rio Claro, Brasil, 131p.
- Souza, I.R., 2018. Química mineral do rutilo hidrotermal nos depósitos auríferos Basílio e Pé Quente, setor leste da Província de Alta Floresta (MT), sul do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita-Filho," Brasil, 96p.
- SOUZA, Aluizio Marçal Moraes de; FARIA, Carlos Alberto Serra; LANDIM, José do Patrocínio Paes; LEAL, José Waterloo Lopes. Reconhecimento geológico no limite Pará-Mato Grosso projeto São Manuel. Brasília: CPRM, 1979. 27 p. (Geologia Básica, 6).
- SOUZA, João Olímpio; FRASCA, Antônio Augusto Soares; OLIVEIRA, Cipriano Cavalcante de (Orgs.) Geologia e recursos minerais da província mineral de Alta Floresta: relatório integrado. Escala 1:500.000: Folhas SC.21-V-D - Rio São João da Barra, SC.21-X-C - Alta Floresta, SC.21- Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita; Estados de Mato Grosso e do Pará. Brasília: CPRM, 2005. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).
- Stabile A. 2012. Tipo e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 59p.
- Stromberg, J.M., Barr, E., Loon, L.L.V., Gordon, R.A., Banerjee, N.R., 2019. Fingerprinting multiple gold mineralization events at the Dome mine in Timmins,

- Ontario, Canada: Trace element and gold content of pyrite. *Ore Geology Reviews*. 104, p. 603–619.
- SUSZCZYNSKI, E.F. – 1970. La geologie et la tectonique de la plateforme - Amazonienne. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, 59(3): 1232-1253.
- TASSINARI, C.C.G. A evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. 1981. 101p. Tese. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 1981.
- TASSINARI, C.C.G. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. 1996. 139p. Tese. (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1996.
- TASSINARI, Colombo Celso Gaeta; MACAMBIRA, Moacir José Buenano. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.
- TASSINARI, Colombo Celso Gaeta; MACAMBIRA, Moacir José Buenano. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, Virgínio; BARTORELLI, Andréa; CARNEIRO, Celso Dal Ré; NEVES, Benjamin Bley de Brito (Org.). *Geologia do continente Sul Americano*. São Paulo: Beca, 2004. 165-175 ISBN 8587256459. p.471-485.
- TASSINARI, Colombo Celso Gaeta; CORDANI, Umberto Giuseppe; NUTMAN, Allen P.; VAN SCHMUS, William Randall; BETTENCOURT, Jorge Silva; 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.
- TEIXEIRA, L. B. Evidências geofísicas de rifts precursores nas Bacias Paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Paranaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: MELO, José Henrique G.; TERRA, Gerson J. S. (Eds.). *Correlação de Sequências Paleozóicas Sul- Americana*. Rio de Janeiro: Petrobras, 2001. (Série Ciências - Técnica - Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, 20).
- Teixeira R.V. 2015. Rochas hospedeiras e controle estrutural da mineralização aurífera do depósito Peteca, região de Flor da Serra - MT, na Província Aurífera de Alta Floresta. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Estadual de Campinas, 95p.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., and Kawashita, K., 1989, A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 42, p. 213–227.
- Teixeira, W., Geraldés, M.C., Matos, R., Ruia, A.S., Saes, G., Vargas-Mattos, G., 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsas belt, SW Amazonian Craton. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 47-60.
- Thomas, H.V., Large, R.R., Bull, S.W., Maslennikov, V., Berry, R.F., Fraser, R., Froud, S., Moye, R., 2011. Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: insights for ore genesis. *Economic Geology* 106, 1-31.
- Thompson, J.F.H.; Sillitoe, R.H.; Baker, T.; Lang, J.R.; Mortensen, J.K. Intrusion-Related Gold Deposits associated with tungsten–tin provinces. *Miner. Depos.* 1999, 34, 323–334.
- Trevisan, V.G., 2012, Metalogênese do ouro no granito Novo Mundo, setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: alteração hidrotermal e petrografia do minério: Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 110 p.

- 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.
- Trevisan, V.G., Hagemann, S.G., Loucks, R.R., Xavier, R.P., Motta, J.G., Parra-Avila, L.A., Petersson, A., Gao, J.F., Kemp, A.I.S., Assis, R.R., 2021. Tectonic switches recorded in a Paleoproterozoic accretionary orogen in the Alta Floresta Mineral Province, southern Amazonian Craton. *Precambrian Research* 364, 106324.
- Vitório J.A. 2010. A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/CNPq; 20p.
- Wang, D., Zhen, S., Liu, J., Carranza, E.J.M., Wang, J., Zha, Z., Li, Y., Bai, H. Mineral paragenesis and hydrothermal evolution of the Dabaiyang tellurium-gold deposit, Hebei Province, China: Constraints from fluid inclusions, H-O-He-Ar isotopes, and physicochemical conditions. *Ore Geology Reviews*, Volume 130, 2021.
- Winderbaum, L., Ciobanu, C.L., Cook, N.J., Paul, M., Metcalfe, A., Gilbert, S., 2012. Multivariate Analysis of an LA-ICP-MS Trace Element Dataset for Pyrite. *Math Geosci.* 44, p. 823–842.
- XAVIER, R. P.; PAES de BARROS, A.J.; ASSIS, R. R.; BARBUENA, D.; MACAMBIRA, M.; SOUZA FILHO, C. R. 2009. Mineralizações auríferas associadas a sistemas graníticos da Província Aurífera de Alta Floresta: Domínios Metalogenéticos e implicações prospectivas. In: XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá (MT), CD-ROM.
- Yang, R.S., Chen, Y.J., Zhang, F.X., Li, Z.H., Mao, S.D., Liu, H.J., Zhao, C.H., 2006. The chemical Th–U–Pb ages of monazite from the Yangshan gold deposit, Gansu province and their geologic and metallogenic implications. *Acta Petrologica Sinica* 22, 2603–2610 (in Chinese with English abstract).
- ZHANG, J.; DENG, J.; CHEN, H.; YANG, L.; COOKE, D.; DANYUSHEVSKY, L.; GONG, Q. LA-ICP-MS trace element analysis of pyrite from the Chang'an gold deposit, Sanjiang region, China: Implication for ore-forming process. *Gondwana Research*, v. 26, n. 2, p. 557-575, set. 2013.
- Zhang, J., Li, L., Gilbert, S., Liu, J.J., Shi, W.S., 2014. LA–ICP–MS and EPMA studies on the Fe–S–As minerals from the Jinlongshan gold deposit, Qinling Orogen, China: implications for ore-forming processes. *Geological Journal.* 49, p. 482–500.
- Zhao, H.X., Frimmel, H.E., Jiang, S.Y., Dai, B.Z., 2011. LA-ICP-MS trace element analysis of pyrite from the Xiaoqinling gold district, China: implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews* 43, 142–153.
- Zheng, Y.F. (1993) Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals; *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1079-1091.
- Zwahlen, C., Cioldi, S., Wagner, T., Rey, R., Heinrich., 2014. The Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit at Altar (Argentina): Tracing Gold Distribution by Vein Mapping and LA-ICP-MS Mineral Analysis. *Economic Geology*, v. 109, pp. 1341–1358.

APÊNDICE I
Resultados das análises em Microsonda Eletrônica

Apêndice I – Análises de química mineral por Microsonda Eletrônica. Valores em ppm, exceto para Fe e S.

		Si	Fe (%)	Zn	S (%)	Ca	Pb	Cu	Ni	Al
DH-69-17	C1-centro	73	46,62	<70	52,83	29	9	2868	440	2
	C2-centro	94	46,28	<70	53,24	2	<280	<85	1826	9
	C4-borda	<35	45,73	<70	54,26	38	353	1208	855	4
	C4-centro	<35	46,66	51	52,98	23	<280	305	25	<35
	C5-centro	<35	46,38	154	53,23	60	568	<85	288	12
	C5-borda	136	45,57	54	52,95	<60	762	706	177	<35
	C7-centro	79	46,53	104	53,49	<60	51	66	1628	<35
	C6-borda	218	46,52	41	52,65	39	92	<85	160	<35
	C6-centro	297	45,87	<70	53,23	73	507	147	67	26
DH-69-20	C1-p1	1484	45,19	47	53,08	122	48	<85	407	1070
	C1-p2	<35	46,13	<70	53,14	<60	254	36	1028	<35
	C1-p3	<35	46,48	12	53,51	41	112	<85	2148	<35
	C1-p4	<35	45,42	<70	53,75	<60	300	<85	1126	<35
	C1-p5	27	45,56	21	53,47	<60	<280	48	622	7
	C1-p6	<35	46,06	<70	53,46	99	664	<85	1872	<35
	C1-p7	<35	46,03	<70	53,18	112	<280	<85	1483	<35
	C2-borda	123	46,07	<70	53,63	65	<280	74	837	37
	C2-centro	38	46,68	<70	53,33	54	<280	77	1538	58
	C3-borda	<35	46,11	<70	53,62	21	570	<85	1202	<35
	C3-centro	55	46,26	126	53,33	<60	223	<85	2690	<35
	C4-borda	<35	46,49	<70	53,61	47	613	<85	3073	61
	C4-centro	<35	46,4	124	53,01	<60	803	58	442	<35
DH-41-28	C1-borda	252	46,88	<700	52,85	<60	566	<85	182	<35
	C1-centro	<35	46,36	5	53,73	<60	108	<85	71	<35
	C2-borda	234	46,57	<70	53,76	54	90	89	125	75
	C2-centro	84	45,8	<70	53,24	<60	211	18	302	24
	C3-borda	<35	46,49	<70	53,64	<60	<280	<85	652	<35
	C3-centro	<35	46,56	<70	53,78	<60	<280	39	85	<35
	C4-borda	33	46,52	<70	54,08	33	368	72	90	23
	C4-centro	35	45,77	<70	53,47	<60	<280	<85	133	<35
	C5-p1	59	46,63	<70	53,45	<60	434	<85	178	<35
	C5-p2	<35	46,39	<70	53,31	<60	<280	<85	42	<35
	C5-p3	<35	46,45	<70	53,43	61	745	182	130	33
	C5-p4	<35	45,46	<70	53,63	<60	365	117	51	<35
	C5-p5	62	45,57	70	53,46	<60	75	46	578	<35
	C5-p6	510	45,71	<70	53,28	4	110	<85	328	69

DH-69-29	C2-borda	88	45,53	86	53,47	16	<280	<85	418	35
	C2-centro	<35	46,23	<70	53,92	32	<280	109	532	27
	C6-borda	<35	46,22	<70	53,35	<60	<280	<85	363	<35
	C6-centro	<35	46,46	<70	53,65	64	<280	88	581	<35
	C3-borda	336	46,53	173	52,92	40	<280	53	94	<35
	C7-borda	108	46,44	<70	53,01	74	552	<85	360	17
	C7-centro	<35	46,14	<70	52,97	8	<280	55	<70	91
	C8-borda	<35	46,55	137	53,6	42	371	133	<70	<35
	C8-centro	<35	45,95	<70	52,52	<60	330	760	<70	<35
	C5-p1	<35	46,82	<70	53,53	15	231	<85	24	<35
	C5-p2	<35	46,59	<70	53,5	<60	363	<85	17	<35
	C5-p3	<35	46,77	<70	53,14	<60	219	25	70	<35
	C5-p4	<35	46,48	146	53,21	3	353	64	<70	42
	C5-p5	<35	46,52	<70	53,33	<60	247	95	24	<35
C5-p6	<35	45,85	132	53,59	76	414	<85	<70	<35	
FD01-46-80	C5-borda	48	46,31	67	53	<60	109	72	69	<35
	C5-centro	<35	46,31	<70	53,58	21	<280	73	167	<35
	C4-borda	<35	46,35	82	53,51	<60	<280	28	<70	31
	C4-centro	<35	45,47	<70	53,34	<60	293	141	<70	16
	C2-borda	899	44,87	46	51,68	138	<280	23	<70	106
	C2-centro	<35	46,41	<70	53,6	107	246	67	<70	<35
	C1-p1	<35	46,51	<70	53,34	<60	<280	<85	<70	<35
	C1-p2	<35	46,38	<70	52,89	3	288	<85	4	<35
	C1-p3	<35	45,73	<70	53,05	<60	<280	<85	20	38
	C1-p4	42	46,68	<70	53,24	6	474	59	<70	79
	C3-borda	64	46,38	12	53,65	38	267	36	<70	59
C3-centro	<35	46,19	<70	53,5	<60	21	122	24	<35	
FD01-172-25	C1-borda	<35	45,91	50	53,05	64	400	46	<70	<35
	C1-centro	<35	45,64	10	53,47	31	<280	18	40	<35
	C7-borda	34	46,47	15	53,82	13	546	108	<70	57
	C7-centro	20	45,68	18	53,59	41	585	<85	11	<35
	C6-borda	33	45,4	<70	53,22	<60	<280	<85	16	<35
	C6-centro	39	46,22	<70	53,53	46	111	134	<70	<35
	C5-borda	43	45,65	<70	52,87	130	<280	86	46	6
	C5-centro	<35	45,97	<70	53,03	4	<280	266	<70	30
	C3-borda	<35	45,49	<70	53,45	<60	<280	45	30	<35
	C3-centro	<35	46,26	<70	52,73	46	319	<85	3	43
	C2-p1	<35	46,45	38	53,35	48	339	338	<70	69
C2-p2	29	46,28	<70	53,08	<60	301	92	146	11	

	C2-p3	<35	46,31	140	53,28	<60	424	58	81	50
	C2-p4	<35	46,33	37	53,07	18	127	<85	58	30
	C2-p5	4	46,56	<70	53,04	<60	<280	<85	<70	<35
	C2-p6	8	45,77	<70	53,44	<60	513	<85	<70	<35
	C2-p7	28	46,42	54	53,48	51	133	28	39	<35
FD01-184-00	C6-p-1	<35	45,53	<70	53,69	49	239	<85	49	11
	C6-p-2	<35	46,06	20	53,5	<60	<280	58	<70	<35
	C6-p-3	<35	45,67	<70	53,5	<60	145	<85	<70	<35
	C6-p-4	43	45,78	28	53,17	111	<280	52	<70	<35
	C6-p-5	<35	46,55	<70	53,05	<60	241	18	45	<35
	C6-p-6	<35	46,62	<70	52,94	<60	376	<85	21	51
	C6-p-7	106	46,3	<70	53,13	29	744	80	<70	<35
	C4-borda	53	45,68	<70	53	5	479	<85	<70	<35
	C4-centro	15	46,39	26	53,44	<60	<280	23	<70	<35
	C2-borda	63	46,38	<70	53,26	<60	382	<85	<70	43
	C2-centro	<35	46,33	10	53,47	<60	325	43	14	35
	C3-borda	22	46,11	<70	53,55	7	<280	<85	18	<35
	C3-centro	<35	46,34	10	53,45	60	349	103	<70	<35
	C1-borda	9	46,45	<70	53,18	53	<280	<85	<70	<35
	C1-centro	682	45,35	<70	52,92	54	47	<85	62	397
FD01-214-20	C5-borda	<35	45,81	48	52,99	216	341	31	17	70
	C4-borda	<35	45,69	62	53,31	213	<280	56	<70	68
	C4-centro	<35	46,12	<70	53,44	11	<280	129	<70	11
	C7-borda	<35	45,44	<70	53,66	109	90	<85	18	<35
	C7-centro	<35	45,37	<70	53,54	75	617	<85	<70	<35
	C3-borda	40	45,33	55	53,62	55	458	72	9	<35
	C3-centro	5	45,62	52	53,51	39	541	<85	<70	59
	C1-borda	<35	46,5	<70	54,21	<60	33	<85	6	5
	C1-centro	<35	46,34	<70	53,71	59	<280	134	36	32
	C6-borda	28	45,99	<70	53,07	21	134	103	9	<35
	C6-centro	<35	46,39	<70	53,11	<60	71	19	<70	<35
	C2-p1	<35	46,11	85	53,57	10	185	<85	<70	<35
	C2-p2	<35	46,28	<70	53,43	25	<280	<85	33	<35
	C2-p3	<35	45,61	<70	53,56	54	515	<85	<70	<35
	C2-p4	<35	46,74	112	53,55	66	194	34	<70	<35
C2-p5	<35	46,53	90	53,1	43	1296	<85	<70	<35	

APÊNDICE II
Resultados das análises em LA-ICP-MS

Amostra DH-41-28

Elemento	Padrão												Padrão
	BCR-2G_a	BCR-2G_b	C4-borda	C4-centro	C5.1	C5.2	C5.3	C5.4	C5.5	C5.6	C3-borda	C3-centro	
Na23	23250.42	23262.36	33.72	49.15	50.60	64.29	42.34	25.91	71.21	60.71	31.22	28.54	24154.45
Mg24	21924.38	20986.90	<0.85	<1.26	<1.10	<1.52	<1.09	<0.94	<1.39	5.04	<1.01	<1.14	22272.78
Al27	71504.36	70508.13	<6.18	<8.32	<7.88	<10.40	<7.52	<6.26	572.07	241.00	<6.77	<7.92	73334.02
Si29	253331.59	250795.75	<855.06	<1192.91	<1087.08	8141.72	<1052.13	<871.71	<1277.71	<1130.60	<946.51	<1099.83	257551.66
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sc45	33.95	32.13	<0.41	<0.59	0.66	<0.74	<0.51	0.48	<0.66	<0.57	<0.47	<0.55	32.60
Ti47	13535.17	13502.77	33.95	32.52	25.39	35.89	42.38	20.12	28.92	33.47	23.96	26.58	13393.59
Ti49	13506.84	13575.55	69.56	69.19	57.76	57.30	71.05	53.13	72.96	67.68	57.54	57.18	13297.91
V51	418.16	417.17	<0.41	<0.55	<0.52	<0.67	<0.47	<0.39	<0.59	<0.52	<0.44	<0.49	407.48
Cr52	18.14	17.44	<0.83	<1.13	<1.06	<1.40	<1.02	1.68	<1.28	<1.08	<0.91	<1.05	18.96
Mn55	1516.67	1518.23	1.04	<1.19	<1.10	<1.42	<1.04	<0.89	<1.30	105.07	<0.94	<1.11	1532.60
Fe56	96499.99	96499.99	464987.47	457525.25	466153.44	463743.78	464287.91	454416.03	455504.28	456903.44	449208.06	465453.88	96499.99
Fe57	97565.22	94858.27	488364.41	478075.00	475665.78	459823.81	474557.75	462515.16	456521.72	466938.38	459527.19	481712.88	97763.27
Co59	37.54	36.00	0.72	0.607	1.30	5.88	44.92	18.99	53.63	47.28	16.73	21.15	38.07
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	127.60	126.69	9.07	13.17	10.39	10.70	12.14	7.04	11.49	9.78	8.70	12.43	126.29
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	125.68	125.67	1.01	<1.13	<1.17	<1.62	<1.21	<0.87	<1.44	1.30	<1.08	<1.31	134.45
Zn68	124.13	128.00	<12.10	<16.97	<15.20	<20.49	<14.81	<12.06	<18.03	<15.87	<13.42	<15.41	132.39
Ga69	23.12	22.61	<0.154	<0.225	<0.201	<0.30	<0.198	<0.179	<0.27	<0.22	<0.173	<0.178	23.68
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	352.17	337.91	0.114	<0.113	<0.111	<0.169	<0.112	<0.075	1.70	0.86	<0.097	<0.122	349.42
Y89	38.15	35.99	<0.140	<0.161	<0.155	<0.198	<0.134	<0.122	<0.153	<0.160	<0.115	<0.131	36.49
Zr90	191.67	183.28	0.102	<0.134	0.080	0.66	2.08	<0.108	1.08	<0.112	<0.08	<0.192	189.71
Zr91	189.62	187.19	<0.80	<0.68	<0.93	<1.15	2.13	<0.69	1.16	<1.14	<0.55	<0.78	185.58
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	253.00	243.41	<0.29	<0.41	<0.54	<0.55	<0.51	<0.49	<0.43	<0.49	<0.57	<0.59	246.65
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	685.80	676.32	<0.59	<0.72	<0.54	<0.79	<0.52	<0.47	19.07	6.58	<0.71	<0.60	689.98
La139	25.32	24.63	<0.066	<0.094	<0.068	<0.089	0.051	<0.072	<0.076	0.082	<0.059	<0.042	25.10
Ce140	53.63	52.09	<0.046	<0.065	<0.077	<0.100	<0.081	<0.097	<0.094	0.081	<0.073	<0.083	53.54
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	29.21	27.61	<0.44	<0.48	<0.40	<0.24	<0.46	<0.37	<0.54	<0.46	<0.42	0.30	25.84
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	2.03	1.95	0.067	<0.130	<0.133	<0.172	<0.098	<0.166	<0.131	0.241	<0.088	<0.127	2.04
Gd157	7.40	6.33	<0.45	<0.47	<0.39	<0.66	<0.58	<0.26	<0.61	<0.57	<0.50	<0.56	6.34
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	3.43	3.51	<0.241	<0.27	<0.31	<0.37	<0.45	<0.16	<0.42	<0.26	<0.25	<0.37	3.68
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
W183	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Th232	6.46	5.96	<0.00	<0.00	<0.047	<0.00	<0.00	0.014	0.019	<0.00	<0.00	<0.00	6.16
U238	1.76	1.65	0.016	<0.00	<0.00	<0.00	0.091	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	0.012	1.62

Amostra DH-41-28 (Cont.)

Elemento					Controles de Qualidade			Padrão	
	C2-borda	C2-centro	C1-borda	C1-centro	Nist610	STD-GL2_a	STD-GL2_b	BCR-2G_d	BCR-2G_e
Na23	60.34	39.35	38.84	38.89	106997.96	17974.11	20542.14	23520.57	22965.10
Mg24	48.30	1.70	<1.02	1.08	508.23	33.95	101.49	21990.41	21016.64
Al27	197.93	<8.06	222.47	20.64	11072.21	251.30	346.66	72035.51	70053.39
Si29	<1527.03	<1115.26	<982.46	<1037.47	343757.38	<3113.11	<3108.61	253392.27	250601.45
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sc45	<0.78	<0.56	<0.51	<0.52	393.10	20.06	15.92	33.78	32.61
Ti47	35.40	38.54	26.69	29.43	468.72	560.63	517.99	13556.19	13505.14
Ti49	73.00	55.32	65.58	68.83	496.99	516.38	535.06	13520.87	13578.16
V51	<0.74	<0.50	<0.45	<0.46	469.13	5.20	9.51	416.59	419.66
Cr52	<1.51	<1.09	<0.95	<1.00	465.00	3.01	5.40	18.20	17.39
Mn55	2.67	<1.04	<0.96	<1.00	473.45	410.69	444.52	1526.78	1508.60
Fe56	465531.59	457836.22	468640.81	463432.84	435.29	32413.87	32413.87	96499.99	96500.00
Fe57	478051.44	466653.56	490402.06	473838.88	966.53	32248.14	33448.63	96772.23	95756.16
Co59	30.38	26.46	10.39	7.88	423.51	129.66	126.70	37.40	36.24
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	10.23	11.87	8.10	9.90	344.40	7951.65	8161.86	126.17	128.06
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	<1.38	<1.13	<1.09	<1.20	378.19	8736.24	9403.37	125.36	125.10
Zn68	<21.56	<16.28	<13.92	<15.01	394.37	9029.38	9933.06	124.15	127.18
Ga69	<0.30	<0.204	<0.197	<0.153	328.16	0.58	<0.60	22.77	22.90
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	0.41	<0.153	<0.118	0.108	561.08	50.94	60.94	352.21	339.82
Y89	<0.240	<0.143	<0.108	<0.143	535.62	0.87	<0.39	37.62	36.79
Zr90	<0.212	<0.108	<0.097	<0.128	495.17	85.79	102.87	192.79	183.65
Zr91	1.15	<1.06	<0.92	<0.59	506.23	108.03	88.57	189.54	187.95
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	<0.84	<0.38	<0.42	<0.35	445.00	89.10	77.32	245.69	250.82
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	1.75	0.61	<0.60	<0.62	494.05	<1.96	<1.54	702.14	665.10
La139	0.145	<0.061	<0.048	<0.049	460.02	0.36	0.37	24.68	25.24
Ce140	0.39	<0.069	<0.069	<0.090	496.31	<0.228	0.41	53.71	52.21
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	<0.76	<0.51	<0.28	0.48	443.70	1.35	1.30	29.41	28.01
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	<0.213	<0.163	<0.127	<0.118	462.31	<0.308	<0.45	2.07	1.93
Gd157	<0.88	<0.50	<0.34	<0.53	445.52	140.16	155.18	7.32	6.62
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	0.41	<0.32	<0.37	<0.33	430.45	2.05	<1.15	3.32	3.57
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
W183	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Th232	0.97	0.017	<0.00	0.0097	507.41	24.44	28.07	6.18	6.25
U238	0.024	0.088	<0.00	0.0099	490.51	21.09	23.53	1.71	1.71

Amostra DH-69-17

Elemento	Padrão		C1	C2-borda	C2-centro	C4-borda	C4-centro	C5.1	C5.2	C5.3	C5.4	C5.5	C5.6
	BCR-2G_a	BCR-2G_b											
Na23	23234.88	23335.66	20.99	25.91	40.40	30.07	21.53	59.58	20.75	24.79	28.62	27.29	18.65
Mg24	21442.90	21579.29	<0.62	<0.86	<1.40	<0.66	<0.96	<1.14	<0.91	<0.82	<0.89	<0.82	<0.81
Al27	71385.38	70658.41	4.69	<5.52	<8.25	<4.42	<6.42	<7.60	<5.86	<5.65	<6.37	<5.88	<5.50
Si29	247129.05	257539.61	<565.89	<751.70	5718.89	<612.06	<887.67	<1027.90	<806.48	<767.16	<880.49	<805.50	<756.93
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sc45	32.84	33.29	<0.27	<0.38	0.59	0.59	<0.45	0.65	<0.44	<0.39	0.62	<0.41	<0.38
Ti47	13515.19	13454.62	42.63	31.46	44.88	20.93	34.31	35.70	32.20	26.25	35.41	41.54	34.48
Ti49	13631.86	13337.23	66.87	52.21	84.99	50.11	70.70	87.94	60.72	77.05	69.14	65.01	68.37
V51	422.35	408.31	<0.27	<0.36	<0.54	0.39	<0.42	0.53	<0.39	0.53	<0.42	<0.36	<0.34
Cr52	17.26	19.43	<0.57	<0.73	<1.10	<0.61	<0.87	1.18	<0.80	<0.76	<0.84	<0.77	<0.75
Mn55	1514.38	1515.22	1.34	1.33	<1.20	3.35	<0.91	<1.08	<0.85	<0.79	<0.93	<0.82	1.10
Fe56	96499.99	96499.99	465997.97	462655.53	462655.56	457136.69	466386.66	455504.34	463588.34	463588.34	463588.34	463588.34	455504.31
Fe57	96654.44	96525.32	493168.44	472668.47	474214.69	496495.94	477303.22	481508.75	471091.00	463769.50	454862.97	473259.38	477752.28
Co59	37.63	36.33	125.90	134.10	131.70	57.51	162.19	105.63	119.16	91.79	111.22	85.69	260.67
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	122.45	132.24	9.31	16.92	14.97	14.03	16.04	15.26	20.17	16.38	20.23	16.19	13.72
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	123.92	130.95	<0.50	<0.78	1.41	<0.64	<1.02	<1.27	1.00	<0.84	<1.13	0.85	1.61
Zn68	124.40	131.57	<8.14	<10.70	<16.19	<8.69	<12.49	<14.63	<11.49	<10.86	<12.35	<11.24	<10.52
Ga69	22.41	23.71	<0.110	<0.129	<0.204	<0.115	<0.149	<0.176	<0.147	<0.144	<0.127	<0.132	<0.117
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	335.17	356.54	<0.061	0.134	0.59	<0.076	<0.103	0.296	<0.088	<0.085	<0.102	<0.107	<0.076
Y89	36.27	37.66	<0.094	<0.113	<0.137	<0.080	<0.114	<0.153	<0.122	<0.110	<0.125	<0.110	<0.098
Zr90	181.60	193.69	<0.080	<0.122	<0.162	<0.086	<0.111	<0.117	<0.081	<0.061	0.073	<0.079	<0.095
Zr91	183.93	192.87	<0.42	<0.59	<0.80	<0.45	<0.60	<0.92	<0.79	<0.52	<0.66	<0.77	<0.51
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	237.09	256.97	<0.23	<0.42	<0.41	<0.36	<0.55	<0.36	<0.38	0.22	<0.34	<0.40	<0.42
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	680.53	678.25	<0.32	<0.43	<0.51	<0.27	<0.54	<0.52	<0.36	<0.33	<0.49	<0.49	<0.42
La139	25.18	24.74	<0.054	<0.043	<0.093	<0.050	<0.050	0.085	<0.052	<0.053	<0.055	<0.045	0.037
Ce140	53.23	52.09	0.050	<0.049	<0.098	<0.052	<0.068	<0.086	<0.052	<0.063	<0.054	<0.067	<0.053
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	28.14	28.30	<0.28	<0.263	<0.49	<0.24	<0.40	<0.30	<0.197	<0.31	<0.29	<0.33	<0.39
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	1.84	2.17	<0.077	<0.083	<0.089	<0.058	<0.133	<0.078	<0.116	<0.090	<0.064	<0.119	<0.117
Gd157	6.47	6.95	0.14	<0.33	<0.46	<0.24	<0.43	<0.36	<0.45	<0.32	<0.208	<0.30	<0.28
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	3.20	3.74	<0.25	<0.20	<0.25	0.20	<0.37	<0.27	<0.22	0.135	0.27	<0.34	<0.227
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Th232	6.30	6.10	<0.00	<0.00	<0.00	<0.0269	<0.00	<0.00	<0.00	<0.033	<0.037	<0.00	0.017
U238	1.79	1.68	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.064	<0.00	<0.046	<0.00	<0.034	<0.00

Amostra DH-69-17 (Cont.)

Elemento	Padrão				Controle de Qualidade			Padrão	
	BCR-2G_c	C6-borda	C6-centro	C7-borda	Nist610	STD-GL2_a	STD-GL2_b	BCR-2G_d	BCR-2G_e
Na23	24066.31	82.46	46.65	41.02	109632.51	26943.38	26547.15	23250.95	23156.96
Mg24	22145.98	<0.98	<0.97	8.48	527.86	205.76	76.71	21267.65	21594.95
Al27	73584.80	<6.62	10.75	<5.54	11428.05	318.70	319.70	70579.10	70944.88
Si29	259143.03	<921.72	25000.93	<757.89	349450.06	<3458.38	<3783.12	251753.42	250556.00
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sc45	32.74	<0.46	1.01	<0.40	397.96	21.03	20.36	32.51	33.60
Ti47	13580.15	34.57	38.10	32.72	494.61	406.99	474.11	13479.92	13472.84
Ti49	13589.22	72.57	76.33	74.37	513.63	492.93	505.93	13360.65	13586.61
V51	418.77	<0.45	<0.50	0.36	473.38	5.96	5.58	419.30	411.70
Cr52	16.64	<0.89	<1.01	1.26	483.69	9.20	4.04	18.86	17.91
Mn55	1548.55	142.45	<0.97	691.80	475.54	364.01	409.31	1519.99	1503.57
Fe56	96500.01	464987.53	458535.84	465143.00	435.29	32413.88	32413.87	96500.00	96500.00
Fe57	95866.75	477389.72	511479.28	486993.13	1059.59	30758.68	32945.83	97678.41	95798.02
Co59	37.12	1.38	5.32	21.97	430.06	104.70	133.46	36.66	37.28
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	126.75	17.68	12.72	32.28	359.39	6190.75	7435.94	124.72	129.10
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	125.54	<1.01	2.02	15.11	409.34	7331.61	8327.60	128.82	126.02
Zn68	123.83	<13.12	<14.10	<10.89	346.40	7028.63	8013.41	124.73	130.75
Ga69	22.82	<0.170	<0.178	1.03	339.59	<0.65	<0.74	23.19	22.90
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	350.29	0.111	<0.110	<0.087	562.11	44.87	54.84	344.23	344.61
Y89	37.36	<0.116	<0.111	<0.135	550.90	0.94	<0.46	36.90	36.84
Zr90	192.17	<0.104	<0.111	<0.094	499.84	82.85	87.10	185.81	187.33
Zr91	187.55	<0.84	<0.93	0.70	505.83	84.67	111.48	183.99	191.97
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	258.00	<0.48	<0.49	<0.32	462.96	73.72	95.28	242.16	247.35
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	705.41	<0.65	<0.24	0.37	501.07	2.67	5.08	664.64	687.81
La139	25.25	<0.073	<0.055	<0.066	472.43	<0.29	0.28	24.56	25.29
Ce140	54.82	<0.081	<0.080	<0.046	485.86	0.35	<0.26	53.34	51.70
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	26.96	<0.34	<0.48	<0.27	453.04	<0.79	<1.49	27.17	29.47
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	2.06	<0.106	<0.123	<0.084	462.87	<0.34	<0.42	1.87	2.08
Gd157	7.67	<0.46	<0.36	<0.29	434.52	103.72	131.01	5.95	7.26
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	3.74	<0.31	0.39	<0.224	526.94	<1.27	<1.40	3.69	3.23
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Th232	6.19	<0.00	<0.00	<0.055	520.77	24.74	29.48	6.27	6.15
U238	1.50	<0.039	<0.00	<0.031	483.72	23.53	26.20	1.69	1.84

Amostra DH-69-20

Element	Padrão												Padrão
	BCR-2G_a	BCR-2G_b	C1.1	C1.2	C1.3	C1.4	C1.5	C1.6	C2-borda	C2-centro	C3-borda	C3-centro	
Na23	23029.41	23706.83	54.54	29.48	24.26	27.32	41.99	21.27	30.41	41.02	56.55	37.89	23654.88
Mg24	21275.50	22080.76	<1.41	9.56	58.66	6.67	11.29	3.01	<1.04	8.82	<1.25	202.33	21214.17
Al27	70513.30	72434.84	<8.34	9.39	37.94	7.40	60.15	<5.00	<6.25	20.98	<8.66	92.85	71167.06
Si29	250836.56	253985.56	<1059.07	<754.08	<966.19	<909.72	<1234.70	<668.31	<838.16	<1439.19	<1172.04	<861.63	256966.48
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sc45	33.22	32.93	0.54	<0.40	<0.48	<0.48	<0.63	<0.35	<0.43	0.80	<0.60	0.67	32.55
Ti47	13435.25	13700.00	25.24	22.64	29.32	27.25	34.24	26.54	22.40	34.94	30.55	27.84	13108.41
Ti49	13498.71	13596.42	74.40	70.07	75.32	78.79	92.15	72.26	71.15	65.75	79.66	78.49	13209.43
V51	415.75	418.28	<0.57	2.74	5.46	2.80	<0.64	<0.34	0.87	<0.72	<0.58	<0.44	409.23
Cr52	17.59	18.40	58.79	203.19	481.08	249.81	7.52	4.28	<0.81	1.92	<1.12	6.46	17.99
Mn55	1518.63	1521.98	8.14	27.39	67.00	34.65	2.10	0.85	<0.80	<1.41	<1.11	11.68	1517.07
Fe56	96500.00	96500.00	451695.53	461100.94	464598.84	454027.41	455426.63	460401.41	460479.13	466619.81	460945.50	462422.38	96499.99
Fe57	95926.33	97341.12	429106.44	496679.41	448365.19	449187.16	469441.47	459749.06	464001.66	470681.81	456473.03	462895.38	95655.42
Co59	36.84	37.08	381.51	656.47	461.75	464.90	17.14	255.46	0.79	16.64	340.39	218.53	37.19
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	124.61	130.11	59.92	63.60	79.72	57.57	23.66	38.87	16.67	77.08	45.55	107.93	124.80
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	129.23	126.23	3.19	11.81	25.48	11.21	1.45	1.49	<1.00	2.60	<1.54	1.54	121.40
Zn68	127.86	125.08	<14.95	<10.31	33.70	<12.99	<16.73	16.13	<11.60	<20.17	<16.01	<11.99	131.30
Ga69	23.66	22.40	<0.218	<0.151	<0.199	<0.167	<0.23	<0.124	<0.16	<0.31	<0.199	<0.168	22.81
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	343.26	349.97	<0.150	<0.077	<0.127	0.111	<0.167	<0.078	0.26	<0.181	<0.158	<0.102	342.51
Y89	36.71	37.63	<0.163	<0.102	0.181	<0.134	<0.182	0.71	<0.107	<0.21	<0.159	<0.134	35.92
Zr90	188.62	187.94	<0.105	<0.086	17.64	0.794	<0.095	26.56	<0.092	2.80	<0.066	<0.128	186.25
Zr91	187.04	188.12	<0.83	<0.55	17.69	1.19	<0.97	28.43	<0.63	4.32	<1.21	0.47	191.24
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	245.24	252.32	<0.42	<0.35	<0.59	<0.47	<0.47	<0.35	<0.43	<0.58	<0.78	<0.30	243.52
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	670.55	701.72	<0.46	<0.46	<0.49	<0.59	<0.52	<0.37	<0.50	<0.81	<0.66	<0.48	667.03
La139	24.56	25.42	<0.067	<0.060	<0.073	<0.072	<0.068	<0.049	<0.040	<0.110	<0.058	<0.060	25.17
Ce140	51.67	54.18	<0.059	<0.048	<0.075	<0.063	0.089	0.059	<0.052	<0.113	0.073	<0.072	53.87
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	27.57	28.11	<0.46	<0.27	<0.34	<0.39	<0.63	<0.33	<0.25	<0.72	<0.36	0.30	29.00
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	1.96	2.16	<0.082	<0.070	<0.117	<0.145	<0.170	<0.061	<0.116	<0.157	<0.127	<0.080	1.68
Gd157	6.62	7.46	<0.58	<0.30	<0.34	<0.42	<0.55	<0.32	<0.280	<0.43	<0.63	<0.32	5.63
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	3.19	3.78	<0.34	<0.28	<0.31	<0.33	<0.34	0.36	<0.20	<0.41	<0.37	0.23	3.68
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Th232	6.11	6.30	<0.049	0.013	0.021	0.015	<0.00	0.189	<0.00	<0.089	<0.00	<0.00	6.17
U238	1.68	1.73	<0.00	0.013	0.065	0.062	<0.00	0.98	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	1.63

Amostra DH-69-20 (Cont.)

Element	C4-borda	C4-centro	Controle de Qualidade			Padrão	
			Nist610	STD-GL2_a	STD-GL2_b	BCR-2G_d	BCR-2G_e
Na23	38.98	61.92	129970.45	24635.42	35530.08	23582.50	23075.81
Mg24	1.82	4804.79	628.51	35.29	90.29	21641.80	21776.33
Al27	<7.92	2382.39	13569.96	259.46	291.43	71328.11	71552.41
Si29	<1081.32	4414.23	420172.31	<4254.42	<3549.78	254010.84	249832.45
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sc45	0.84	1.56	468.58	12.75	13.10	32.75	33.49
Ti47	32.82	127.94	580.49	441.39	520.34	13539.76	13700.17
Ti49	85.58	164.14	544.35	496.94	491.53	13545.67	13633.90
V51	<0.55	5.58	565.25	5.82	7.46	420.97	415.59
Cr52	1.44	408.58	558.74	5.08	7.81	18.38	17.63
Mn55	<1.05	164.22	553.88	390.32	399.50	1528.53	1514.06
Fe56	464754.31	463821.50	435.29	32413.87	32413.87	96500.00	96499.99
Fe57	462733.72	463650.44	1269.11	29759.10	32178.53	97408.70	96157.93
Co59	1098.17	173.17	498.19	121.97	126.74	37.45	36.49
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	55.67	56.30	380.63	7544.66	7209.63	130.30	125.25
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	<1.18	43.95	453.73	9023.44	8072.61	134.68	124.01
Zn68	<15.50	38.02	412.97	8766.80	7874.14	120.48	130.56
Ga69	<0.195	0.66	386.86	0.75	0.71	23.30	22.88
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	<0.107	<0.164	668.25	60.65	52.78	348.26	345.90
Y89	<0.150	<0.173	650.34	<0.61	<0.44	38.01	36.75
Zr90	<0.119	<0.149	597.07	91.81	82.32	187.67	189.38
Zr91	<0.86	<0.86	609.05	100.72	93.18	184.96	188.85
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	<0.37	<0.51	557.70	84.91	76.54	251.35	247.56
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	<0.70	10.14	537.19	<3.98	<1.94	689.02	686.56
La139	<0.043	<0.096	547.05	<0.39	0.38	24.85	25.02
Ce140	<0.075	<0.106	576.91	<0.45	0.32	52.75	52.65
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	<0.49	<0.29	550.30	<1.28	1.36	28.32	27.15
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	<0.128	<0.157	575.57	<0.56	<0.38	1.99	2.22
Gd157	<0.39	<0.55	515.41	110.51	117.89	7.01	7.37
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	<0.29	<0.28	560.26	<1.31	<1.07	3.59	3.29
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Th232	<0.063	0.028	603.41	21.20	24.60	6.38	6.06
U238	<0.00	0.028	570.85	23.82	21.35	1.68	1.73

Amostra DH-69-29

Element	Padrão												Padrão
	BCR-2G_a	BCR-2G_b	C2-borda	C2-centro	C6-borda	C6-centro	C3-borda1	C3-borda2	C7-borda	C7-centro	C8-borda	C8-centro	
Na23	22958.27	23767.18	26.45	33.77	24.51	49.71	78.16	25.14	62.38	44.25	59.09	33.22	23629.56
Mg24	21356.31	21662.38	1554.17	33.03	<0.95	<1.19	<1.49	<0.88	281.19	330.33	1.51	<1.22	22013.49
Al27	71050.00	71047.82	1044.45	34.80	8.27	<8.08	23.32	32.36	147.49	232.37	<9.23	<8.33	72927.88
Si29	249660.44	253806.66	987.84	<1043.42	<836.53	<1136.89	<1402.99	<805.31	<1622.94	<1341.59	<1274.96	<1158.96	258632.00
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sc45	33.49	32.52	<0.38	<0.51	0.48	<0.58	0.71	<0.41	<0.82	<0.68	<0.61	<0.59	32.93
Ti47	13575.21	13394.56	35.55	216.94	31.56	35.96	38.25	29.34	35.33	42.16	41.45	39.63	13542.31
Ti49	13502.00	13493.52	66.40	305.98	62.86	68.71	77.42	70.28	82.80	91.53	86.16	88.08	13495.27
V51	415.61	414.60	0.98	<0.50	0.44	<0.52	<0.66	0.51	<0.77	1.04	<0.58	<0.56	419.63
Cr52	17.79	18.03	5.34	3.45	<0.78	<1.04	<1.33	0.78	1.91	2.33	1.24	<1.08	18.36
Mn55	1521.39	1518.34	148.98	3.18	1.03	1.28	<1.38	<0.81	291.31	109.00	<1.25	<1.15	1520.27
Fe56	96499.99	96499.99	455115.63	462111.44	462033.69	464443.34	465142.94	465142.94	464210.16	461256.38	465298.41	459313.09	96499.99
Fe57	95882.59	96520.65	462412.25	464088.75	489263.31	466744.00	491424.09	461270.78	493140.16	465409.66	490601.28	483843.13	97874.54
Co59	36.81	37.22	12.51	8.28	5.83	3.75	29.98	68.11	9.70	2.80	2.78	<0.171	36.91
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	123.12	131.11	25.19	14.55	15.89	15.61	24.26	18.17	18.74	12.93	18.16	10.49	127.33
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	122.43	130.98	8.43	<1.05	1.29	<1.19	<1.71	0.85	<1.86	1.50	<1.28	1.13	129.50
Zn68	125.16	131.24	<11.10	<14.34	<11.29	<15.30	<19.11	<10.94	<22.19	<18.29	<17.58	<15.64	121.24
Ga69	22.49	23.53	0.38	<0.20	<0.159	<0.188	<0.28	<0.159	<0.28	0.40	<0.24	<0.190	23.04
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	337.67	352.93	0.275	0.125	0.093	<0.111	<0.180	<0.073	0.40	0.126	0.18	0.120	350.66
Y89	36.21	37.73	<0.126	<0.126	<0.103	<0.119	<0.18	<0.123	<0.25	<0.162	<0.188	<0.125	37.29
Zr90	183.82	189.52	0.148	<0.144	<0.124	<0.088	<0.153	8.31	<0.182	<0.164	<0.16	0.072	194.93
Zr91	181.88	193.91	<0.78	<0.74	<0.80	<0.91	<1.07	6.57	<1.40	<1.26	<1.22	<1.16	190.42
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	241.08	253.10	1.56	<0.62	<0.40	<0.53	<0.61	0.31	<0.73	<0.55	<0.65	<0.63	253.44
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	670.41	690.00	<0.40	<0.52	<0.51	<0.67	<0.75	<0.61	<0.90	<1.03	<0.70	<0.77	697.86
La139	24.65	25.40	<0.066	0.095	<0.067	<0.089	<0.078	<0.067	<0.139	<0.099	<0.108	<0.088	24.92
Ce140	52.22	53.20	0.227	0.075	<0.070	<0.126	<0.074	<0.065	<0.125	0.111	<0.080	<0.082	54.43
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	27.91	28.85	<0.36	<0.37	<0.26	<0.39	<0.41	<0.36	<0.79	<0.59	<0.53	<0.48	26.48
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	2.06	1.95	<0.114	<0.136	<0.118	<0.119	<0.146	<0.073	<0.125	<0.101	<0.171	<0.144	1.97
Gd157	7.00	6.39	<0.45	<0.29	0.18	0.27	<0.49	<0.31	<0.53	<0.30	<0.47	<0.38	7.22
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	3.19	3.77	<0.28	<0.29	<0.26	<0.34	0.46	0.18	<0.55	<0.36	<0.46	<0.32	3.74
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Th232	6.31	6.07	0.132	0.027	<0.036	<0.00	<0.00	<0.034	<0.070	<0.00	<0.00	<0.00	6.22
U238	1.64	1.68	0.019	<0.00	<0.00	0.013	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	1.82

Amostra DH-69-29 (Cont.)

Element							Controle de Qualidade			Padrão	
	C5.1	C5.2	C5.3	C5.4	C5.5	C5.6	Nist610	STD-GL2_a	STD-GL2_b	BCR-2G_d	BCR-2G_e
Na23	60.35	41.40	41.16	57.58	38.62	50.23	98606.44	31131.75	37617.25	23783.75	22945.55
Mg24	<1.07	<0.89	1.01	2.18	2.11	29.33	468.66	54.61	70.85	21958.50	21098.99
Al27	<7.49	<6.43	<6.06	<7.14	<8.17	19.41	10211.35	320.35	327.02	72595.30	69697.52
Si29	<1042.53	<907.10	<845.80	<987.72	<1127.09	<1034.24	330335.06	<4750.56	<4019.69	258632.05	245554.47
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sc45	<0.51	<0.45	<0.43	<0.49	<0.56	<0.52	360.90	31.07	26.43	33.03	33.03
Ti47	32.08	35.04	37.29	37.81	44.15	47.13	442.21	487.08	528.84	13674.49	13331.71
Ti49	73.85	75.81	68.13	75.66	85.61	65.56	483.14	426.44	473.56	13653.75	13367.20
V51	<0.51	<0.44	<0.42	<0.45	<0.54	<0.52	422.61	5.75	4.55	420.04	410.81
Cr52	<0.98	1.82	1.20	1.90	<1.06	1.42	430.77	9.38	12.09	18.71	17.18
Mn55	<1.00	1.11	<0.84	<0.99	<1.13	2.15	423.38	404.32	383.42	1521.42	1518.67
Fe56	468019.00	465687.06	467552.59	464598.81	464987.47	458302.59	435.29	32413.87	32413.87	96499.98	96499.99
Fe57	464835.97	459566.06	467555.97	463938.75	476293.09	489291.56	966.16	31480.32	31958.34	96961.16	95449.06
Co59	0.189	<0.115	<0.143	0.231	<0.162	0.62	398.04	132.19	129.00	37.56	36.54
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	8.52	8.28	8.50	9.84	9.61	8.30	306.67	7538.00	7676.27	128.49	125.35
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	1.12	<0.96	<0.96	1.84	<1.26	2.37	364.10	9099.32	9418.82	129.25	123.78
Zn68	<14.92	<12.79	<11.61	<14.13	<15.86	<14.83	322.81	9135.70	8929.46	138.51	119.00
Ga69	<0.182	<0.196	<0.170	<0.184	<0.224	<0.19	297.13	<0.83	<0.73	23.41	22.61
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	<0.103	<0.104	0.165	<0.125	0.166	0.162	512.61	60.73	57.50	350.60	339.53
Y89	<0.142	<0.128	<0.108	0.134	<0.153	<0.129	493.71	<0.56	<0.49	37.44	36.45
Zr90	<0.163	<0.070	<0.107	0.083	0.120	<0.127	463.75	97.57	83.33	187.61	185.13
Zr91	<0.72	0.31	<0.42	<0.42	<0.56	<0.71	468.10	93.77	93.65	186.43	188.04
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	<0.56	<0.57	<0.36	<0.41	<0.58	<0.39	411.57	88.64	112.77	250.42	243.17
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	<0.72	0.83	<0.37	<0.42	<0.69	<0.62	455.71	<3.07	<2.80	684.19	674.77
La139	<0.072	<0.044	<0.054	<0.068	<0.056	<0.064	439.88	<0.42	0.74	25.42	24.65
Ce140	<0.091	<0.048	<0.076	<0.076	<0.071	0.058	450.13	<0.42	0.85	53.11	52.23
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	<0.49	<0.42	<0.28	<0.49	<0.46	<0.37	417.53	<1.51	<1.28	28.43	28.35
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	<0.100	<0.100	<0.137	<0.097	<0.146	0.17	491.68	<0.61	<0.62	1.99	2.02
Gd157	<0.51	<0.44	<0.35	<0.47	<0.43	<0.45	406.73	142.96	136.46	8.02	5.73
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	<0.40	<0.173	0.090	<0.27	<0.47	<0.34	428.16	1.85	<1.75	3.60	3.29
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Th232	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	470.92	28.71	26.85	6.34	6.07
U238	0.014	<0.00	<0.037	<0.00	<0.00	<0.00	464.00	29.71	30.50	1.72	1.61

Amostra FD01-46,80

Elemento	Branco		Padrão										Padrão
	branco	branco2	BCR-2G_a	BCR-2G_b	C3borda	C3centro	C2borda	C2centro	C4borda	C4centro	C5borda	C5centro	
Na23	<-0.07	<-0.59	25270.83	21647.34	22.30	30.96	131.75	31.03	21.93	30.88	2099.45	43.20	22567.97
Mg24	-0.0033	-0.066	21754.13	21731.42	1.83	3.69	1.34	<1.35	1.06	113.98	66.82	<0.94	20998.17
Al27	0.416	<-0.32	76007.98	68286.68	19.51	14.15	<6.30	<7.25	43.04	2282.25	21843.34	40.13	66971.55
Si29	200.90	100.38	215033.88	311801.81	<1468.30	<1674.58	<1079.97	<1261.55	<933.05	<872.93	100567.91	<995.82	267729.84
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sc45	0.0120	0.033	26.73	44.30	<0.73	2.09	0.90	1.27	<0.48	0.65	3.57	<0.49	33.82
Ti47	0.025	-0.049	11271.92	17495.86	<5.61	7.13	4.84	16.89	36.31	77.30	68.94	94.46	14712.90
Ti49	0.274	0.43	11255.35	17495.25	138.42	119.38	103.94	107.80	107.02	116.43	105.96	107.04	14691.34
V51	0.0090	0.009	345.79	541.35	<0.84	<0.93	0.60	<0.65	<0.48	1.84	<0.69	<0.48	454.74
Cr52	0.0115	<-0.044	14.87	22.92	<1.51	<1.72	<1.08	<1.25	<0.90	<0.84	<1.30	<0.91	18.66
Mn55	0.0084	-0.006	1265.72	1978.44	1.45	1.09	0.86	0.84	1.23	3.00	3.87	1.24	1660.67
Fe56	0.777	0.78	96499.99	96499.99	463588.31	461722.78	448508.47	463899.25	463277.38	454493.78	462888.69	462888.66	96499.98
Fe57	5.43	4.71	79723.34	125955.93	604956.75	589490.31	564025.25	566051.25	555873.81	532058.63	537452.31	528969.63	106225.19
Co59	0.00073	-0.0032	30.33	48.82	23.80	38.81	437.55	203.24	836.39	357.98	191.79	27.92	41.71
Ni60	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	0.0098	0.050	104.28	164.34	5.59	7.25	6.65	7.09	7.41	9.09	9.61	8.21	145.11
Cu65	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	0.0084	-0.041	103.25	168.07	<1.81	<2.40	<1.19	<1.76	<1.15	1.31	<1.68	<1.16	144.21
Zn68	0.243	0.37	103.05	159.21	<20.32	<23.27	<14.95	<17.36	<12.78	<11.86	<18.81	<13.46	141.75
Ga69	0.00025	0.0001	18.75	30.04	<0.32	<0.37	<0.191	<0.232	<0.149	1.42	2.68	<0.168	26.60
As75	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	0.00054	0.0015	288.74	450.13	0.33	<0.191	0.125	<0.194	0.151	0.209	16.90	0.131	373.08
Y89	0.00066	0.0035	30.90	48.46	<0.188	<0.260	<0.167	<0.187	0.142	<0.105	0.44	<0.118	39.68
Zr90	<-0.00058	-0.0031	157.70	245.23	<0.157	<0.31	<0.151	<0.128	<0.105	<0.076	2.78	<0.072	199.17
Zr91	-0.0011	0.022	157.85	241.82	<1.18	<1.18	<1.00	<0.87	<0.67	<0.56	3.49	<0.75	202.42
Nb93	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	0.0021	-0.019	209.94	309.02	<0.99	<1.01	<0.59	<0.66	<0.67	<0.52	<0.68	<0.43	274.47
Ag107	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sn118	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	0.0032	<-0.023	578.56	866.90	<1.06	<0.79	<0.73	<0.58	1.12	77.75	161.98	<0.62	730.44
La139	0.00005	0.0010	21.24	32.10	<0.099	<0.078	<0.073	<0.094	0.049	0.050	0.182	<0.071	25.96
Ce140	0.00006	-0.0010	45.27	66.89	<0.119	<0.071	<0.066	<0.090	0.071	<0.051	0.215	<0.051	55.94
Pr141	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	0.0003	-0.0066	23.08	36.39	<0.41	<0.69	<0.42	<0.64	<0.35	<0.26	<0.58	0.067	31.16
Sm147	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	0.00085	<-0.0000	1.70	2.52	<0.164	<0.129	<0.121	<0.111	<0.058	<0.085	<0.134	<0.077	2.17
Gd157	-0.0002	0.0104	5.91	8.34	<0.56	<0.36	<0.42	<0.55	<0.32	<0.33	<0.48	<0.28	7.15
Tb159	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	-0.0001	0.0074	3.13	4.13	<0.45	<0.56	<0.40	<0.26	<0.33	<0.31	<0.56	<0.253	3.79
Lu175	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Au197	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb204	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<-0.00	<-0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Th232	<-0.00	<-0.00	5.24	8.35	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	0.056	<0.038	0.226	<0.00	6.06
U238	<-0.00	<-0.00	1.36	2.33	<0.00	0.020	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	0.56	<0.00	1.92

Amostra FD01-46,80 (Cont.)

Elemento					Controle de Qualidade			Padrão	
	C1.1	C1.2	C1.3	C1.4	Nist610	STD-GL2_a	STD-GL2_b	BCR-2G_d	BCR-2G_e
Na23	39.75	30.27	67.37	265.86	108434.93	34476.79	30087.06	23139.14	24216.34
Mg24	<1.30	<0.92	<0.95	<0.90	554.74	159.41	454.17	21371.30	22163.86
Al27	<8.71	9.10	86.61	396.60	11679.39	486.16	3090.20	70954.88	74412.41
Si29	<1485.29	<918.12	<940.74	<876.88	333062.06	<5415.86	15900.21	241946.25	258060.52
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sc45	<0.63	<0.41	0.53	<0.38	409.00	<2.16	7.19	33.43	31.88
Ti47	34.15	56.56	43.41	47.73	582.21	519.40	648.35	13294.86	13078.21
Ti49	80.75	80.02	72.43	76.08	533.30	590.05	647.74	13255.10	13134.05
V51	<0.68	<0.42	<0.39	<0.37	504.61	7.21	10.39	409.65	402.64
Cr52	<1.36	<0.82	<0.83	0.95	499.98	20.17	12.57	18.23	17.34
Mn55	3.86	0.77	1.23	1.51	482.04	388.56	417.22	1488.12	1480.10
Fe56	464909.69	463588.25	457136.56	466619.75	435.29	32413.87	32413.87	96499.98	96499.98
Fe57	516228.31	524518.65	486393.41	477482.63	1149.81	33768.78	30449.92	94208.20	94068.87
Co59	26.79	527.11	24.00	254.94	462.23	127.83	114.55	36.14	35.66
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	4.68	6.72	4.23	5.69	305.22	8319.79	6502.61	120.66	125.86
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	<1.66	<0.81	<0.91	<0.84	356.97	9885.84	7368.25	121.44	125.11
Zn68	<20.11	<12.60	<12.79	<11.56	278.70	8823.80	6589.38	121.63	126.47
Ga69	<0.24	<0.139	<0.137	<0.138	348.74	<0.93	1.69	21.81	22.70
As75	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	<0.156	<0.100	0.168	1.05	590.53	70.81	73.85	346.64	330.41
Y89	<0.176	<0.141	<0.110	<0.090	571.56	<0.69	0.65	36.33	36.20
Zr90	0.132	0.075	<0.095	<0.074	530.77	95.63	78.39	187.25	182.01
Zr91	<0.85	<0.59	<0.56	<0.60	509.77	98.48	83.09	185.72	182.53
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	<0.48	<0.40	<0.47	<0.38	448.65	137.29	80.28	242.16	241.31
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	<0.66	<0.46	<0.31	0.64	500.98	14.30	50.16	672.24	667.91
La139	0.047	<0.033	<0.057	<0.023	492.52	0.52	0.74	24.90	24.43
Ce140	<0.084	<0.045	<0.069	<0.062	516.97	1.83	2.01	52.06	52.26
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	<0.38	<0.190	<0.25	<0.184	443.22	<1.50	1.15	26.62	27.97
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	<0.127	<0.068	<0.112	<0.101	442.21	<0.39	0.34	1.88	2.06
Gd157	<0.62	<0.147	<0.276	<0.251	484.13	168.20	174.44	6.44	7.01
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	<0.36	<0.29	<0.27	0.123	534.35	<1.42	<1.42	3.62	3.24
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Au197	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Th232	<0.062	<0.00	<0.00	<0.00	546.76	26.67	31.37	6.37	6.02
U238	<0.060	<0.00	<0.00	<0.00	526.05	18.49	26.75	1.74	1.54

Amostra FD01-172,25

Elemento	Padrão		C2.1	C2.2	C2.3	C2.4	C2.5	C2.6	C2.7	C3-borda	C3-centro	C5-borda	C5-centro
	BCR-2G_a	BCR-2G_b											
Na23	22924.66	23825.25	68.55	50.53	42.70	30.44	24.37	36.40	75.90	32.37	26.23	24.79	75.15
Mg24	20905.96	22335.93	<1.48	<1.75	<1.57	<1.16	<1.00	<1.31	90.09	<1.29	<1.04	<0.76	40.72
Al27	69282.55	73416.90	<11.68	<13.54	<11.29	<8.57	<8.68	<10.37	405.99	<9.18	<7.63	<6.26	59.30
Si29	243672.42	260887.84	<1792.84	<2175.61	<1830.89	<1384.16	<1416.09	<1693.04	<2669.47	<1525.44	<1271.59	<1060.09	<2638.86
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sc45	32.20	33.79	1.01	1.34	0.77	0.86	<0.55	<0.66	<1.03	0.64	<0.49	<0.39	1.77
Ti47	13359.41	13676.20	84.21	24.54	16.37	13.68	15.19	15.53	26.30	21.70	14.89	14.19	25.36
Ti49	13483.37	13475.77	70.82	85.03	73.10	69.96	79.30	73.90	82.23	69.65	70.87	56.92	80.26
V51	415.16	415.69	<0.78	<0.88	<0.75	<0.57	<0.57	<0.68	<1.02	<0.60	<0.48	<0.42	<1.07
Cr52	17.94	18.20	<1.61	3.65	<1.61	1.32	1.52	1.82	2.91	2.07	<1.09	1.18	<2.17
Mn55	1535.53	1502.86	2.03	3.33	<1.52	<1.16	1.49	1.95	<2.25	<1.31	<1.06	<0.89	6.64
Fe56	96499.98	96499.98	464287.84	462966.41	462888.66	463121.91	465453.88	457525.28	464054.66	454726.97	462422.34	456359.31	459546.28
Fe57	97090.03	95915.15	475111.78	492274.84	465647.34	472651.13	478374.75	461055.03	477939.09	462640.13	476779.66	454003.34	486418.88
Co59	36.76	37.34	0.54	0.83	11.54	1.43	3.82	4.61	100.33	<0.150	0.75	1.37	10.35
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	129.87	123.41	10.20	6.43	5.04	5.69	4.51	3.60	5.16	5.56	5.78	5.36	4.79
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	126.99	127.03	2.65	<1.56	<1.58	<1.40	<1.26	<1.58	<2.47	<1.60	<0.98	<1.05	<2.52
Zn68	131.52	118.25	<22.69	<27.39	<22.55	<17.40	<17.99	<21.05	<33.47	<19.12	<15.73	<13.22	<33.36
Ga69	23.03	22.98	<0.29	<0.37	<0.30	<0.26	<0.185	<0.25	<0.39	<0.26	<0.22	<0.156	<0.44
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	348.78	341.64	0.24	<0.23	<0.162	<0.096	<0.164	<0.140	<0.19	<0.092	<0.059	<0.094	<0.25
Y89	37.09	36.32	<0.23	<0.24	<0.197	<0.146	<0.134	<0.169	<0.25	<0.186	<0.154	<0.131	<0.25
Zr90	188.68	185.91	<0.22	<0.29	0.103	<0.157	<0.159	<0.153	<0.30	<0.067	<0.111	0.100	<0.23
Zr91	188.43	186.52	<1.24	<1.66	<1.32	<0.96	<0.88	<1.21	<1.79	<0.92	<0.72	<0.70	<1.96
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	248.39	245.91	<1.05	<1.12	<0.77	<0.71	<0.66	<0.62	<1.27	<0.46	<0.73	<0.43	2.34
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	677.65	685.22	<0.90	<0.48	<0.68	<0.52	<0.53	<0.72	0.94	<0.71	<0.74	<0.38	<1.53
La139	24.73	25.36	<0.145	<0.108	<0.100	<0.084	<0.060	<0.115	<0.00	<0.072	<0.084	<0.035	<0.229
Ce140	53.07	53.37	<0.11	<0.159	<0.100	<0.100	<0.086	<0.111	<0.148	<0.098	<0.057	<0.062	<0.068
Pt141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	28.21	27.56	<0.65	<0.71	0.48	<0.49	0.22	0.26	<0.55	<0.42	<0.35	<0.25	<0.88
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	1.89	2.24	<0.23	<0.174	<0.166	<0.180	<0.144	<0.132	<0.124	<0.12	<0.124	<0.114	<0.35
Gd157	7.11	6.57	<0.55	<0.71	<0.66	<0.45	<0.51	<0.54	<0.98	<0.41	<0.39	<0.33	1.30
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	3.38	3.64	<0.48	0.58	<0.44	<0.58	<0.47	<0.51	<0.37	<0.44	<0.40	0.31	<0.57
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Th232	6.52	6.14	<0.066	<0.00	<0.00	<0.00	<0.054	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
U238	1.70	1.71	<0.00	<0.00	0.062	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00

Amostra FD01-172,25 (Cont.)

Elemento	Padrão	Branco								Controle de Qualidade			Padrão	
	BCR-2G_c	C6-borda	branco	C6-centro	C7-borda	C7-centro	C1-borda	C1-centro	Nist610	STD-GL2_a	STD-GL2_b	BCR-2G_d	BCR-2G_e	
Na23	23587.80	125.11	114.89	19.87	31.51	58.37	25.24	42.79	21419.35	31882.75	36061.79	23879.06	22880.02	
Mg24	21758.92	16.68	<8.51	3.12	3.21	1.55	<0.89	<1.39	104.93	148.94	119.29	21824.86	21302.53	
Al27	72223.24	77.75	<72.63	<5.75	22.17	44.43	<6.30	<10.28	2254.20	923.02	593.09	72837.35	69715.33	
Si29	253782.09	<1857.17	<12421.28	<985.43	<1261.63	<1841.65	<1096.18	<1810.77	69944.33	<4457.89	<4446.52	260121.17	246116.41	
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	
S34	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	
Sc45	32.99	<0.67	<4.76	<0.35	<0.46	0.95	<0.40	<0.69	84.80	9.38	7.15	33.46	32.58	
Ti47	13458.92	20.08	<32.62	13.72	20.02	19.73	25.01	27.56	106.17	592.98	586.20	13646.79	13380.04	
Ti49	13579.21	82.15	<96.86	49.51	69.87	80.36	59.09	82.40	107.25	516.97	576.66	13525.97	13440.94	
V51	418.28	1.31	<4.46	<0.36	<0.47	<0.68	<0.39	<0.69	98.35	8.13	5.06	417.05	414.01	
Cr52	17.62	2.46	<10.07	<0.83	<1.06	1.68	<0.91	<1.48	101.02	13.90	10.44	18.73	17.50	
Mn55	1519.68	3.35	<11.01	4.01	<1.07	44.81	<0.92	<1.51	95.30	391.35	411.68	1527.75	1513.64	
Fe56	96499.99	453794.19	<85.72	462033.72	464521.13	456592.53	458924.47	456203.91	435.29	32413.88	32413.88	96500.01	96500.01	
Fe57	96421.80	452123.53	<715.71	458698.56	478973.47	461353.47	458638.56	459972.13	231.87	30322.12	32031.04	96148.73	96882.23	
Co59	36.87	8.27	<1.67	16.91	19.70	60.92	2.22	36.75	86.75	113.57	125.92	36.91	37.13	
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Zn64	128.38	7.93	<11.04	5.47	7.42	6.95	5.70	6.37	65.05	6042.44	6312.13	125.26	128.12	
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Zn66	126.51	<1.93	<11.68	2.41	<1.24	<1.96	0.99	<1.78	77.02	7095.14	7421.03	132.15	122.77	
Zn68	138.53	<24.00	<161.41	<12.71	<16.09	<23.11	<14.03	<22.87	76.06	6693.42	6977.42	130.00	119.44	
Ga69	22.97	<0.28	<2.26	<0.158	<0.195	<0.26	<0.168	<0.32	73.84	<0.74	<0.69	23.11	22.92	
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	
Sr88	348.54	2.18	<1.05	<0.066	<0.100	0.169	<0.091	<0.205	119.56	56.94	64.06	345.80	345.17	
Y89	38.18	<0.20	<1.10	<0.098	<0.124	<0.224	<0.104	<0.221	115.09	1.91	<0.47	36.89	36.61	
Zr90	190.58	<0.12	<0.00	<0.062	<0.133	<0.162	<0.105	<0.172	107.26	80.82	86.02	187.95	186.96	
Zr91	189.85	<1.14	<6.41	<0.64	<0.74	<1.22	<0.57	<1.16	111.23	75.85	76.05	189.01	186.28	
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Mo95	250.93	<0.73	2.43	<0.51	<0.67	<0.90	<0.53	<0.92	90.27	92.10	92.41	251.17	243.92	
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Cd111	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	
Ba137	689.70	<0.88	<6.62	<0.42	<0.57	<1.32	<0.50	<0.89	104.12	12.31	12.55	689.53	674.02	
La139	24.90	<0.100	<0.92	0.064	<0.065	<0.097	<0.050	<0.101	99.47	1.28	0.34	25.03	25.01	
Ce140	52.10	<0.111	<0.00	<0.045	0.107	0.138	<0.056	<0.102	104.58	1.63	0.45	53.66	52.81	
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Nd146	28.41	<0.74	<5.42	<0.28	<0.24	<0.51	<0.30	<0.42	97.45	<1.58	<1.36	28.09	27.75	
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Eu153	1.83	<0.084	<1.00	0.121	<0.109	0.28	0.098	<0.220	100.49	0.49	<0.48	1.90	2.16	
Gd157	6.65	<0.59	<3.49	0.41	<0.43	<0.70	<0.29	<1.05	104.80	119.49	156.65	6.60	7.10	
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Yb172	3.43	<0.58	<4.84	0.39	<0.30	<0.39	<0.29	<0.42	103.46	<1.10	<0.89	3.77	3.31	
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
W183	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	
Pt195	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Bi209	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	
Th232	5.70	0.057	0.21	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	105.08	25.85	31.35	6.38	6.29	
U238	1.63	0.112	<0.00	<0.050	<0.00	<0.065	<0.00	<0.062	100.62	22.32	26.24	1.68	1.73	

Amostra FD01-184,00

Elemento	Padrão		C1-borda	C1-centro	C2-borda	C2-centro	C3-borda	C3-centro	C4-borda	C4-centro	Padrão	C6.1	C6.2
	BCR-2G_a	BCR-2G_b											
Na23	23180.64	23692.36	11.55	73.98	18.84	27.04	40.27	23.96	20.75	32.55	23305.01	16.59	58.36
Mg24	21373.85	21847.02	<0.77	15.93	<0.57	26.63	21.38	1.40	<0.98	9.19	21576.68	17.33	26.96
Al27	70669.73	72174.02	<4.95	390.93	<3.96	190.46	316.67	31.75	<6.78	<6.53	71366.44	<4.04	256.27
Si29	248737.50	256618.59	<863.87	<751.39	<714.66	1390.30	<1154.12	<957.12	<1217.25	<1168.10	254280.13	<724.73	<1050.18
S33	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
S34	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sc45	33.07	32.85	<0.31	<0.26	<0.25	<0.35	0.66	0.60	0.76	<0.41	33.13	<0.25	0.76
Ti47	13343.79	13613.90	50.18	35.03	20.67	54.50	25.74	27.07	35.77	31.53	13583.35	24.64	40.72
Ti49	13325.10	13592.31	58.47	57.99	57.64	78.00	63.74	55.66	69.26	68.96	13652.10	48.90	66.04
V51	410.99	420.63	0.34	<0.27	<0.24	<0.33	<0.41	<0.34	0.59	<0.38	416.92	<0.26	<0.36
Cr52	18.13	18.29	<0.72	<0.60	0.64	<0.77	<0.90	0.84	1.47	1.18	17.33	<0.60	<0.84
Mn55	1507.10	1533.45	1.12	1.02	<0.58	1.14	<0.94	1.33	<0.98	<0.96	1518.84	<0.59	<0.89
Fe56	96500.01	96500.01	464287.97	453327.91	463588.41	463122.06	460945.53	463199.72	456592.59	463743.84	96500.00	455115.69	460401.38
Fe57	96897.63	96546.51	482352.41	457114.75	475968.50	456280.41	475501.00	471853.94	461244.03	466227.91	95749.34	464983.41	468481.41
Co59	37.43	36.93	4.68	23.34	14.78	56.72	71.13	169.73	7.21	21.25	36.41	277.62	6.02
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	126.72	129.03	9.95	5.68	7.60	8.63	10.51	8.36	9.91	10.82	124.06	8.37	9.16
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	128.13	126.25	2.01	<0.78	<0.62	<0.80	<0.90	0.82	1.77	<1.02	126.21	1.33	1.38
Zn68	136.40	124.20	<12.48	<10.55	<9.89	<13.14	<15.87	<13.42	<16.76	<15.97	116.57	<10.24	<14.82
Ga69	23.22	23.12	<0.130	0.300	<0.109	<0.141	<0.149	<0.137	<0.170	<0.191	22.41	<0.103	<0.152
As75	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	350.53	344.08	<0.069	0.150	<0.056	<0.071	<0.089	<0.091	<0.083	0.120	341.72	0.90	<0.069
Y89	37.59	37.16	<0.087	<0.080	<0.071	<0.079	<0.119	0.077	<0.132	<0.089	35.84	<0.07	<0.107
Zr90	190.99	185.73	<0.079	<0.066	<0.097	<0.072	<0.072	<0.105	<0.089	<0.115	186.96	<0.054	0.253
Zr91	187.54	187.97	<0.40	0.64	<0.42	<0.65	<0.70	<0.62	<0.57	<0.61	188.61	0.48	0.49
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	253.12	244.46	<0.36	<0.26	0.37	<0.45	<0.41	<0.37	0.37	<0.35	245.85	<0.17	<0.24
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	684.80	685.31	<0.42	10.00	<0.25	4.21	2.23	0.36	0.52	<0.64	675.25	<0.33	5.95
La139	25.24	24.98	<0.057	<0.035	<0.0233	<0.045	<0.048	<0.046	<0.073	<0.083	24.61	0.052	<0.066
Ce140	53.21	53.04	<0.057	<0.027	<0.044	<0.054	<0.080	0.020	<0.085	<0.060	52.60	0.187	<0.085
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	28.92	26.95	<0.17	<0.143	<0.16	<0.254	<0.27	<0.33	0.65	0.41	28.36	<0.19	<0.28
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	2.14	1.92	<0.105	<0.080	0.084	<0.100	<0.134	<0.060	<0.100	<0.149	1.92	0.084	<0.062
Gd157	7.19	6.38	<0.21	<0.18	0.32	<0.34	<0.32	<0.27	<0.36	0.61	6.94	<0.22	<0.33
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	3.54	3.48	<0.20	<0.239	<0.256	<0.173	<0.34	<0.40	<0.21	<0.34	3.48	<0.278	<0.30
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Th232	6.37	6.22	0.079	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.035	<0.042	<0.00	5.91	0.056	0.032
U238	1.69	1.72	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	0.027	<0.00	<0.00	<0.00	1.65	0.015	0.010

Amostra FD01-184,00 (Cont.)

Elemento	Controle de Qualidade						Padrão			
	C6.3	C6.4	C6.5	C6.6	C6.7	Nist610	STD-GL2_a	STD-GL2_b	BCR-2G_d	BCR-2G_e
Na23	143.88	189.93	53.74	29.45	19.89	112181.32	27681.86	27339.47	23125.59	23721.88
Mg24	15.51	5.33	<0.53	16.64	5.77	526.66	158.85	141.82	21480.61	21723.65
Al27	273.43	121.25	57.78	63.32	126.80	11569.10	596.53	938.92	71006.30	71789.46
Si29	<989.68	1671.64	<773.40	<982.11	<798.57	347763.03	<3578.81	<4107.65	249888.80	255516.14
S33	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
S34	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sc45	<0.35	0.55	<0.28	0.50	0.46	438.50	9.85	11.25	33.13	32.82
Ti47	36.63	34.13	29.67	62.96	35.00	520.59	550.72	565.60	13360.06	13601.06
Ti49	62.18	90.41	55.31	109.53	69.20	465.34	499.51	578.48	13355.49	13574.42
V51	0.35	<0.41	<0.26	2.17	0.39	487.38	5.10	7.28	413.16	418.29
Cr52	1.70	1.50	1.21	1.07	<0.67	502.02	5.91	13.33	18.06	18.25
Mn55	<0.80	<0.98	<0.62	2.66	1.20	488.45	415.38	407.92	1521.51	1518.40
Fe56	456514.84	457603.09	465298.47	465998.03	462811.06	435.29	32413.87	32413.87	96500.00	96500.00
Fe57	461648.78	468820.34	471659.47	470472.25	473088.38	1045.54	31990.56	31786.13	96797.41	96553.28
Co59	7.01	4.02	19.93	10.61	4.31	441.56	123.58	125.71	37.19	37.09
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	9.81	12.50	9.00	11.44	8.81	338.12	6424.90	7241.62	127.49	127.82
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	1.41	2.10	<0.71	<1.01	<0.81	392.52	7741.54	8645.54	129.61	124.83
Zn68	<13.63	<16.80	<10.93	<13.40	<10.84	383.20	7510.41	8361.88	127.90	131.15
Ga69	<0.163	<0.159	<0.113	<0.137	<0.116	365.31	<0.60	0.67	23.61	22.68
As75	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Se77	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Sr88	0.608	0.181	0.220	<0.102	0.111	599.78	58.14	61.22	348.33	345.78
Y89	<0.099	<0.124	<0.074	<0.101	<0.078	576.48	<0.38	0.58	36.70	37.89
Zr90	<0.107	<0.092	<0.058	0.088	0.068	538.41	83.13	95.79	188.67	187.92
Zr91	<0.56	<0.72	0.40	<0.70	<0.51	527.01	74.06	91.17	190.28	185.44
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	<0.35	<0.32	<0.21	<0.46	<0.227	460.28	97.64	97.96	247.36	249.87
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ba137	2.03	2.15	<0.42	2.08	5.64	509.06	6.79	12.39	694.96	674.70
La139	<0.058	<0.070	<0.041	<0.047	<0.044	498.37	0.57	0.34	25.52	24.68
Ce140	0.047	0.036	<0.039	0.074	<0.033	504.94	0.91	1.27	52.84	53.35
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	<0.33	<0.23	<0.209	<0.27	<0.21	465.73	<1.07	1.13	27.84	28.05
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	<0.10	<0.134	<0.045	<0.100	<0.070	477.00	<0.29	<0.36	2.11	1.94
Gd157	<0.24	<0.34	<0.216	<0.37	<0.30	474.64	124.68	163.45	6.87	6.69
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	<0.36	<0.27	<0.171	<0.25	0.25	543.99	<1.00	<0.86	3.37	3.64
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Re187	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pt195	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Au197	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Th232	<0.036	<0.00	<0.00	0.041	0.016	569.77	24.82	29.49	6.17	6.39
U238	<0.00	<0.042	<0.00	<0.034	<0.0264	522.05	21.47	25.18	1.56	1.87

Amostra FD01-214,20

Elemento	Padrão		C5-borda	C7-borda	C7-centro	C4-borda	C4-centro	C3-borda	C3-centro	C1-centro	C1-borda	Padrão	
	BCR-2G_a	BCR-2G_b										BCR-2G_c	C6-borda
Na23	23654.88	20044.61	307.40	34.09	26.55	32.81	43.12	32.99	29.98	51.32	15.37	21722.40	16.57
Mg24	21969.86	18527.03	85.92	<0.96	<0.84	<1.00	<1.17	3.49	<0.78	<1.34	<0.76	19299.26	<0.65
Al27	72774.31	56734.56	510.01	<6.34	<5.88	<6.51	<7.04	88.51	<4.85	<7.96	<4.53	63290.88	<3.61
Si29	254754.00	215722.03	11391.22	<1138.73	<1089.82	<1205.58	<1321.28	<815.02	<939.89	<1494.31	<866.93	234380.73	<679.33
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sc45	33.00	31.11	0.56	<0.54	<0.53	0.67	0.71	<0.37	0.57	1.08	<0.39	32.99	<0.28
Ti47	13304.71	14108.31	30.49	29.65	34.65	42.29	75.15	76.19	110.77	135.34	121.36	15071.14	59.32
Ti49	13309.53	14496.69	177.18	147.65	134.40	122.07	142.98	111.72	111.75	112.09	100.27	15050.67	88.23
V51	409.82	438.19	<0.60	<0.76	<0.70	<0.72	<0.72	<0.43	<0.46	<0.75	<0.40	467.01	<0.30
Cr52	17.18	8.08	<1.00	<1.37	<1.31	<1.37	<1.49	1.13	<1.01	<1.53	<0.89	20.40	<0.66
Mn55	1525.20	1492.45	1.24	<1.00	<0.92	<1.00	1.91	0.73	<0.83	1.31	<0.76	1483.07	1.96
Fe56	96500.01	96500.01	457914.03	454260.69	453561.09	456748.06	461023.25	453094.66	456048.47	463199.75	464832.03	96500.00	459701.81
Fe57	96410.95	95704.66	461758.53	452851.66	444307.53	454742.91	456084.13	446814.25	453565.06	458974.84	461645.88	97184.79	453855.09
Co59	36.71	36.27	19.02	820.16	305.27	19.00	11.53	715.64	2.49	20.24	203.58	39.35	8.45
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	127.88	136.88	14.74	18.01	30.39	19.43	27.03	20.78	20.39	18.74	17.87	120.07	13.62
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	129.06	117.57	2.54	1.45	13.56	1.16	3.60	2.16	1.88	1.71	1.08	114.01	1.87
Zn68	128.92	113.53	<7.53	<11.51	<11.30	<12.44	<14.02	<8.75	<10.15	<16.28	<9.63	107.79	<7.68
Ga69	25.28	18.43	0.067	<0.082	<0.077	<0.084	<0.096	0.064	<0.077	<0.141	<0.064	13.84	<0.065
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Se77	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sr88	352.81	274.10	1.05	2.72	<0.106	<0.095	<0.117	<0.057	<0.084	0.117	0.117	303.85	<0.064
Y89	37.63	29.07	0.394	<0.090	<0.106	<0.115	<0.153	<0.073	<0.099	<0.170	<0.095	33.01	<0.067
Zr90	191.63	148.34	0.392	0.104	<0.100	0.121	<0.136	<0.030	<0.075	<0.086	<0.086	165.25	<0.077
Zr91	192.14	147.88	0.58	<0.68	<0.58	<0.68	<0.52	<0.27	<0.45	<0.82	<0.61	162.48	<0.46
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	256.36	178.50	<0.25	2.10	<0.38	<0.36	<0.51	<0.15	<0.39	<0.63	<0.25	201.12	<0.20
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ba137	706.46	444.16	6.33	<0.46	<0.30	<0.39	<0.67	3.05	<0.37	<0.66	<0.54	551.57	<0.28
La139	25.91	15.56	0.048	<0.040	<0.042	<0.042	<0.084	<0.025	<0.036	<0.058	<0.030	19.96	<0.045
Ce140	55.40	32.57	0.371	<0.055	<0.034	<0.038	<0.084	<0.037	<0.038	<0.082	0.024	40.42	<0.046
Pt141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	29.79	16.44	0.32	<0.142	<0.096	<0.108	<0.18	<0.22	0.116	<0.34	<0.22	19.55	<0.126
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	2.12	1.25	<0.040	<0.069	<0.059	<0.067	<0.086	<0.065	<0.070	<0.095	<0.048	1.35	<0.082
Gd157	7.18	4.37	<0.201	0.085	<0.172	<0.250	<0.31	0.23	<0.235	<0.32	<0.131	4.85	<0.167
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	3.71	2.08	<0.134	<0.191	<0.163	<0.159	<0.24	<0.168	<0.112	<0.227	<0.109	2.43	<0.108
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Re187	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pt195	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Au197	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Th232	6.86	3.33	0.023	<0.00	<0.0213	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	3.67	<0.00
U238	1.89	0.85	0.047	0.0051	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.0181	<0.00	<0.00	0.97	<0.00

Amostra FD01-214,20 (Cont.)

Elemento							Controle de Qualidade			Padrão	
	C6-centro	C2.1	C2.2	C2.3	C2.4	C2.5	Nist610	STD-GL2_a	STD-GL2_b	BCR-2G_d	BCR-2G_e
Na23	36.24	23.75	64.55	33.79	33.49	14.23	98901.09	31060.91	44508.36	23686.41	24021.82
Mg24	10.03	<0.91	5.70	1.06	<0.99	<0.54	491.76	102.80	115.96	22502.89	22102.93
Al27	111.21	<5.36	<5.41	<5.35	<5.57	<3.67	10470.29	428.99	404.34	74337.68	73372.16
Si29	<1198.15	<1036.71	<1051.88	1736.95	<1073.85	<709.78	303463.34	<4420.44	<3557.63	252429.02	262723.97
S33	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
S34	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sc45	<0.49	<0.42	<0.42	0.59	0.71	<0.27	369.39	3.39	6.69	33.18	32.85
Ti47	93.62	93.56	104.96	94.49	88.48	78.36	485.08	811.00	996.59	13371.47	12973.79
Ti49	109.21	108.14	101.35	102.29	89.57	83.48	454.64	518.52	779.97	13308.88	13030.32
V51	<0.50	<0.40	<0.42	<0.39	<0.40	<0.25	444.84	6.62	5.53	408.67	401.56
Cr52	1.78	<0.98	1.31	1.39	1.00	<0.61	458.64	9.31	9.47	17.23	17.86
Mn55	1.73	1.49	1.20	1.70	<0.98	1.70	429.05	390.27	396.13	1543.34	1518.89
Fe56	463743.84	460945.53	462655.56	455893.00	467241.75	465143.00	435.29	32413.88	32413.87	96500.00	96500.01
Fe57	477852.25	461546.63	457877.81	455424.06	470587.59	458120.56	1112.82	30779.01	31466.60	96104.55	96510.88
Co59	5.43	358.60	19.04	1199.23	542.56	124.68	392.98	120.62	125.44	35.58	37.18
Ni60	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cu63	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn64	17.78	19.28	190.94	20.20	17.76	15.08	288.81	6567.72	6196.88	136.85	122.95
Cu65	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Zn66	2.28	2.48	209.03	1.76	1.97	1.18	325.95	7945.01	7528.34	125.31	135.58
Zn68	<13.43	<11.98	177.72	<12.24	<12.24	<8.61	307.40	7196.22	7158.58	126.65	137.76
Ga69	<0.106	<0.113	0.14	<0.106	<0.117	0.076	289.44	<0.52	<0.54	26.15	29.03
As75	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Se77	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sr88	<0.099	0.079	0.171	0.079	<0.097	<0.057	533.88	56.64	57.16	361.36	356.69
Y89	<0.137	<0.072	<0.114	<0.082	<0.082	<0.063	513.62	<0.45	0.44	37.79	38.50
Zr90	<0.048	<0.087	0.106	<0.105	<0.100	<0.051	467.60	81.16	78.74	200.10	190.85
Zr91	<0.61	<0.52	<0.63	<0.48	<0.50	<0.23	472.13	87.22	75.65	201.57	191.52
Nb93	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mo95	<0.42	<0.34	<0.37	<0.37	<0.41	<0.31	393.30	81.41	117.44	256.71	269.67
Ag107	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ag109	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Cd111	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sn118	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Sb121	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Te125	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ba137	3.07	<0.28	<0.29	<0.35	<0.30	<0.28	443.77	6.56	6.10	726.48	728.13
La139	<0.059	<0.049	<0.032	<0.022	<0.058	<0.031	422.06	0.58	0.55	26.51	26.91
Ce140	<0.037	<0.034	<0.060	<0.035	<0.026	<0.034	447.36	0.79	0.84	57.71	57.50
Pr141	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Nd146	<0.32	<0.170	<0.28	<0.18	<0.35	<0.126	411.79	<1.62	0.74	30.44	32.47
Sm147	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Eu153	<0.100	<0.076	<0.078	<0.056	<0.095	<0.040	429.22	<0.32	<0.27	2.29	2.23
Gd157	<0.30	<0.175	<0.221	<0.181	<0.194	<0.18	416.06	185.84	132.85	6.98	8.24
Tb159	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Dy163	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Ho165	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Er166	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tm169	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Yb172	<0.223	<0.180	<0.21	<0.241	0.22	<0.134	458.53	<1.12	<0.84	4.11	3.87
Lu175	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Hf178	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W182	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
W183	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Re187	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pt195	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Au197	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb204	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Tl205	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb206	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb207	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Pb208	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Bi209	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Th232	<0.00	<0.00	0.012	<0.00	<0.034	<0.00	470.46	32.61	34.21	7.40	7.64
U238	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	414.51	25.72	27.09	1.95	2.22