UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GÊNESE DAS MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS AO MAGMATISMO
ÁCIDO NA REGIÃO DO GARIMPO DO PAPAGAIO, NOROESTE DA
PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT).**

MARCELO GARCIA GALÉ

Tese apresentada ao Programa em Geoquímica
e Geotectônica para obtenção do título de
Doutor em Ciências.

Área de concentração: Geotectônica,
Evolução Crustal e Metalogênese.

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

SÃO PAULO – SP

2018

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Gênese das mineralizações associadas ao
magmatismo ácido na região do Garimpo do Papagaio,
noroeste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)**

MARCELO GARCIA GALÉ

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

Tese de Doutorado

Nº 591

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Caetano Juliani

Dra. Márcia Abrahão Moura

Dra. Juliana Charão Marques

Dr. Moacir José Buenano Macambira

Dr. Jorge Silva Bettencourt

SÃO PAULO
2018

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

Galé, Marcelo Garcia
GÊNESE DAS MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS AO
MAGMATISMO ÁCIDO NA REGIÃO DO GARIMPO DO PAPAGAIO,
NOROESTE DA PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA
(MT). / Marcelo Garcia Galé; orientador Caetano
Juliani. -- São Paulo, 2018.
171 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em
Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2018.

1. Geociências. 2. Geologia. 3. Geologia
Econômica. 4. Depósitos Minerais. 5. Petrologia. I.
Juliani, Caetano, orient. II. Título.

“Brincando de ser poeta

*Antes de falar com pedra, eu brincava de ser poeta
Nunca tive mesmo a vocação pra ser um atleta
Enquanto o recreio dos outros era com a bola
Eu escrevia ali mesmo, dentro da escola.*

*Mas lá em casa eu nunca fui um intelectual
E por isso, sempre me dava mal
Mamãe não podia ver meu boletim
Que já sentava o couro em cima de mim.*

*Já que eu não consegui aquela nota
Dei um jeito e dei a volta
Quem não pensa vai pra fábrica
Sem imaginar que um dia estaria na África.*

*Mas enquanto isso não acontece
O meu chefe quase me enlouquece
Desse jeito o vestibular foi osso
Fui parar em Mato Grosso!*

*Foi tão mágico o começo
Não tem como, eu nunca esqueço
O martelo andava sempre ao meu lado
E o carro vivia atolado.*

*Mas com o tempo a floresta ficou imponente
De tão grande me deixou carente
Larguei minha rede e o jamanxim
Achando que era o melhor pra mim.*

*Foi tanto tempo pra aprender
Que eu já estou a envelhecer
Gostaria até de poder ensinar
Mas já que não posso, vou voltar a brincar.*

*Continuarei minha vida de andança
Mas agora, como quando criança
Rimando o que sai da cachola
Sem nenhuma vontade de jogar bola.”*

Marcelo Galé

*A Luiz Miguel Pola Galé e
Vanderli Garcia Titanegro*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao meu orientador Prof. Caetano Juliani. Não só pela orientação desta pesquisa, mas principalmente por ter me dado à oportunidade de presenciar um raciocínio geológico completo, ousado e surpreendentemente coerente. Também agradeço a Profa. Dra. Lena Monteiro, pela ajuda e auxílio nas discussões científicas.

A Universidade de São Paulo, que se destaca ao caos paulistano com sua tranquilidade e imponência. Ao Instituto de Geociências, que me permitiu a honra de fazer parte de sua história, que é homérica na contribuição às ciências da Terra. Aos professores, técnicos e laboratórios e também ao Departamento de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de pesquisa no Brasil e no exterior durante o período sanduíche. Ao MCT/CT-Mineral/CNPq (Proc. 550.342/2011-7 e Proc. 505.851/2004-0), MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRAS (Proc. 573733/2008-2) e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia Geociências da Amazônia (INCT Geociam - Proc. 2403 - Subproj. 1/Grupo Geociam: Hidrotermal Processos Petrológicos e Metalogênese IG-USP).

A GEOMIN Geologia e Mineração Ltda e ao Prof. Francisco Pinho, que gentilmente cederam às amostras dos testemunhos de sondagem e pelo auxílio no trabalho de campo.

A Universidade de Salamanca e ao prof. Clemente Recio pela receptividade espontânea durante meu estágio no laboratório de isótopos estáveis.

A Colorado School of Mines, aos Profs. David Leach e Thomas Monecke e ao pesquisador Jim Reynolds, que me receberam com muita hospitalidade e foram sempre prestativos na discussão dos dados. Aos amigos e colegas aos quais tive o privilégio de conviver durante este período.

A Universidade Estadual de Campinas e a Erica Tonetto pela agilidade na aquisição das imagens de MEV.

Aos meus ex-alunos, hoje geólogos, Guilherme Fostek e Mauricio DeZagiacomo, assim como Uendel Barroso, pelo auxílio em campo e nas discussões preliminares que ali se iniciaram. Aos colegas metalogenistas Claudia Tokashiki e Diego Gomez, pela ajuda obtida ao longo de todo esse trabalho. Ao pesquisador João Motta pelo auxílio na interpolação dos dados de aerogeofísica.

A geóloga, futura doutora, Paola de Melo, pelos desenhos geológicos, discussões científicas e a incontável ajuda ao longo desse período, que foi fundamental para permitir a conclusão desta pesquisa.

A todos os meus amigos e familiares, principalmente aos poucos que não me abandonaram durante este tempo, de tantas variações emocionais.

Por fim, não menos importante, agradeço a todos os pesquisadores brasileiros. Profissionais de excelência onde, muitos, trabalham injustamente na colocação de estudante, com pouco (ou nenhum) incentivo financeiro.

RESUMO

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]. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 171p.

A Província Aurífera de Alta Floresta insere-se na porção sul do Cráton Amazônico e constitui uma região alongada na direção WNW–ESSE onde se situam depósitos auríferos associados ao magmatismo plutonovulcânico Paleoproterozoico. A área pesquisada abrange o garimpo de ouro do Papagaio, situado em Paranaíta, Mato Grosso. Durante o mapeamento geológico, foram identificados corpos de rochas plutônicas a subvulcânicas de composições granodiorítica e granítica, além de rochas vulcânicas e piroclásticas dacíticas e riolíticas. Estes litotipos são pertencentes à série calcioalcalina de médio a alto potássio, meta- a peraluminosas correspondentes a granitos do tipo I de arco vulcânico em margem continental ativa. As idades U–Pb mostraram que o magmatismo na região ocorreu aproximadamente entre 1.80 – 1.78 Ga. com zircões herdados de até 2,1 Ga, mostrando evidências da existência de uma crosta mais profunda e antiga durante a subducção. Os dados de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ mostraram a existência de contribuição crustal e mantélica na fonte de idade T_{DM} entre 2.15–2.02 Ga. Estes dados revelaram que o vulcanismo na área é pertencente a Suíte Colíder, correspondente de um magmatismo que ficou ativo por aproximadamente 16 Ma e que evoluiu de composição dacítica a riolítica. A lavra garimpeira ocorre sobre uma mineralização aurífera com cobre, zinco e baixos teores de chumbo, preferencialmente confinada em veios que cortam os halos de alteração potássica, sericítica e propilítica. Os veios existentes na região evoluem de forma sistemática em seis tipos: **(I)** Veio de quartzo estéril associado ao halo da alteração potássica; **(II)** Veio de quartzo com minerais de minério, por vezes, associado ao halo sericítico; **(III)** Veio sulfetado com halo de alteração sericítica bem desenvolvido nas salbandas; **(IV)** e **(V)** Veios de quartzo e carbonato tardios; **(VI)** sistema de veios de quartzo mais novo e sem relação com a evolução do depósito. Os três primeiros tipos são semelhantes ao sistema A-B-D descrito em depósitos do tipo pórfiro, enquanto que os mais novos apresentam características de um ambiente mais raso e epitermal. O ouro ocorre principalmente na zona central dos veios do tipo II, em paragênese com a calcopirita + esfalerita + pirita $\pm$ galena $\pm$ magnetita. O quartzo dos veios sofreu diferentes intensidades de recristalização decorrente de subsequentes pulsos hidrotermais e as imagens de catodoluminescência mostraram que as inclusões fluidas aquocarbônicas representam fluidos primários com importante participação no transporte de conteúdo metalífero. Os resultados de isótopos estáveis de D, O e S em quartzo, sericita e pirita hidrotermais mostram que os fluidos são magmáticos com contribuições de fluidos meteóricos. Neste contexto, o Garimpo do Papagaio se desenvolveu sobre um arco magmático continental, a partir da intrusão de corpos graníticos hidratados e oxidados que marcam o evento magmático final da Suíte Colíder. Representa um depósito do tipo pórfiro que foi sobreposto por características epitermais *intermediate-sulfidation*, como resultado da telescopagem hidrotermal consequente do rebaixamento da câmara magmática.

Palavras-chave: Cráton Amazônico, Província Aurífera de Alta Floresta, Sistema pórfiro-epitermal, Minério de ouro e metais de base, Regime de fluidos.

ABSTRACT

Galé, M.G., (2018). Mineralizations genesis associated with acid magmatism in the Papagaio artisanal mining region, northwest of Alta Floresta Gold Province (MT). [Doctorate's thesis]. São Paulo, Institute of Geosciences, University of São Paulo, 171p.

The Alta Floresta Gold Province is situated on the southern portion of Amazonian Craton and forms an elongate region with WNW-ESSE direction where auriferous deposits are associated with Paleoproterozoic plutonovolcanic magmatism. The area of research covers the Papagaio artisanal gold mining, located in Paranaíta, Mato Grosso. During geological mapping, plutonic to subvolcanic rocks bodies of granodioritic and granitic compositions were identified, as well as dacitic and rhyolitic volcanic and pyroclastic rocks. These lithotypes belong to the calc-alkaline series of medium to high potassium, meta- to peraluminous corresponding to type I granites of volcanic arc in an active continental margin. U-Pb ages showed that magmatism in the region has crystallized in the range of 1.80-1.78 Ga with inherited zircons up to 2.1 Ga, showing evidence of a deeper and older crust during subduction. ϵNd (t) data showed the contribution of crustal and mantle material in the source with T_{DM} age between 2.15-2.02 Ga. These data revealed that volcanism in the area belongs to the Colíder Suite, corresponding to a magmatism that was active for approximately 16 Ma and evolved from dacitic to a rhyolitic composition. The mining prospect occurs on gold mineralization with copper, zinc and low levels of lead, preferably confined in veins that cut potassic, sericitic and propylitic alteration halos. The existing veins in the region evolve systematically into six types: **(I)** Barren quartz vein associated with potassic alteration halo; **(II)** Quartz vein with ore minerals, sometimes associated with sericitic halo; **(III)** Sulphide vein with a well developed sericitic alteration halo in the salbands; **(IV)** and **(V)** Late quartz and carbonate veins; **(VI)** system of quartz veins newer and unrelated to deposit evolution. The first three types are similar to A-B-D system described in porphyry deposits, while the newer ones have characteristics of a shallower and epithermal environment. Gold occurs mainly in the central zone of the type II veins, in paragenesis with chalcopyrite + sphalerite + pyrite $\pm$ galena $\pm$ magnetite. The quartz of the veins underwent different intensities of recrystallization due to subsequent hydrothermal pulses and cathodoluminescence images showed that aquocarbonic fluid inclusions represent primary fluids with important participation in metalliferous content transportation. The results of D, O and S stable isotope in hydrothermal quartz, sericite and pyrite show that fluids are magmatic with meteoric contributions. In this context, the Papagaio artisanal mining developed on a continental magmatic arc, from the intrusion of hydrated and oxidized granite bodies that mark the final magmatic event of the Colíder Suite. It represents a porphyry deposit that was superimposed by epithermal intermediate-sulfidation characteristics as a result of hydrothermal telescoping, resulting from the lowering of the magma chamber.

Key words: Amazonian Craton, Alta Floresta Gold Province, Porphyry-epithermal system, Gold and base metals ore, Fluid regime.

Sumário

CAPÍTULO I.....	1
INTRODUÇÃO	1
1. Introdução	2
2. Localização da Área de Estudo	5
3. Objetivos	6
CAPÍTULO II.....	7
MÉTODOS	7
4. Materiais e Métodos	8
4.1. Levantamentos Bibliográficos.....	8
4.2. Trabalho de Campo e Amostragem.....	8
4.3. Petrografia.....	10
4.4. Geoquímica	13
4.5. Química Mineral por Microscopia Eletrônica de Varredura.....	14
4.6. Catodoluminescência (CL).....	15
4.6. Geocronologia Isotópica U–Pb	16
4.7. Geoquímica Isotópica Sm–Nd	18
4.8. Isótopos Estáveis de D/H, O e S	19
4.9. Aplicabilidade de Software Livre	21
CAPÍTULO III.....	22
REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	22
5. Contexto Geológico e Geotectônico.....	23
5.1. Geologia da Província Aurífera de Alta Floresta	25
5.2. Mineralizações na Província Aurífera de Alta Floresta	31
6. Síntese bibliográfica sobre os depósitos minerais associados.	33
6.1 Depósitos epitermais.	33
6.2 Depósitos do tipo Pórfiro	36

7. O Garimpo do Papagaio	41
CAPÍTULO IV	44
RESULTADOS OBTIDOS:	44
CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO.....	44
8. Geologia do Garimpo do Papagaio	45
9. Petrografia	49
9.1 Granitoides	49
9.2. Rochas vulcânicas	51
9.3. Rochas Piroclásticas.....	56
10. Geoquímica	60
10.1. Classificação Geoquímica	60
10.2. Variação dos Elementos Maiores, Menores, Traço e ETRs	67
10.3. Diagramas de Ambiente Tectônica.....	72
11. Geocronologia U–Pb	76
11.1. Granodiorito Inequigranular.....	77
11.2. Dacito	78
11.3. Granodiorito Porfirítico.....	79
11.4. Riolitos	81
11.5. Granito Porfirítico	81
11.6. Rochas Piroclásticas.....	84
12. Isótopos de Sm–Nd.....	86
CAPÍTULO V.....	88
RESULTADOS OBTIDOS:	88
CONTEXTO METALOGENÉTICO.....	88
13. Alteração Hidrotermal.....	89
14. Tipologia dos veios e vênulas.....	96
14.1. Recristalização dinâmica do quartzo	100
14.2. Catodoluminescência e Inclusões Fluidas	102
15. Mineralogia do Minério	104

16. Isótopos estáveis de D/H, O e S	109
16.1 Temperatura e composição isotópica do fluido.....	111
CAPÍTULO VI	113
DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	113
17. Discussões e conclusões	114
17.1. Contexto Geológico e Geotectônico	114
17.2. Contexto Metalogenético	119
Referências Bibliográficas	125
ANEXOS	135
ARTIGO PUBLICADO NA REVISTA SÉRIE CIENTÍFICA DO INSTITUTO DE	
GEOCIÊNCIAS – USP.....	136
TABELAS DOS RESULTADOS DE GEOCRONOLOGIA U – PB	165
TABELA DOS RESULTADOS E CÁLCULOS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS.....	170

Índice de Figuras

Figura 1.1 – Localização da PAAF na compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico..	2
Figura 2.1 – Mapa de localização e vias de acesso da área de pesquisa.	5
Figura 4.1 – Área de estudo e pontos catalogados em campo.	9
Figura 4.2 – Mapas confeccionados em auxílio ao mapeamento geológico.	11
Figura 4.3 – Microscópios Petrográficos utilizados.	13
Figura 4.4 – Etapas de preparação de amostras para análise geoquímica.	13
Figura 4.5 – Microscópio Eletrônico de Varredura.	15
Figura 4.6 – Microscópio de catodoluminescência.	16
Figura 4.5 – Separação dos minerais pesados.	17
Figura 4.6 – Imagem de catodoluminescência do padrão TEMORA utilizado.	18
Figura 4.7 – Equipamento utilizado na análise dos isótopos de D/H, O e S.	20
Figura 5.1 – Seção esquemática do modelo tectônico para o desenvolvimento da PAAF e dos arcos magmáticos Ventuari–Tapajós e Rio Negro Juruena adotados no modelo do Cráton Amazônico.	23
Figura 5.2 – Localização e domínios geológicos simplificados da Província Aurífera de Alta Floresta.	26
Figura 5.3 – Ocorrências auríferas na PAAF.	31
Figura 5.4 – Quadro metalogenético resumido para os depósitos do setor leste da PAAF.	33
Figura 6.1 – Perfis esquemáticos dos padrões de distribuição da alteração hidrotermal nos depósitos epitermais.	35
Figura 6.2 – Regimes tectônicos de formação dos depósitos tipo pórfiro.	38

Figura 6.3 – Ilustração esquemática da cronologia das sequencias de veios nos depósitos do tipo pórfiro..	38
Figura 6.4 – Padrão de zonamento das alterações hidrotermais nos depósitos do tipo pórfiro e high-sulfidation, representado principalmente pela alteração potássica, sericítica e propilítica.	40
Figura 6.5 – Evolução esquemática de telescopagem, rebaixando o sistema hidrotermal epitermal sobre o pórfiro..	40
Figura 7.1 – Vista aérea do Garimpo do Papagaio. A e B, vista geral do morro do Papagaio e entorno; B e C, Localização de lavras garimpeiras..	41
Figura 7.2 – Localização do Garimpo do Papagaio e da área de pesquisa no mapa geológico.	43
Figura 8.1 – Mapeamento geológico da área de pesquisa, confeccionado em 1:25.000.	46
Figura 8.2 – Rochas plutônicas, subvulcânicas e vulcânicas na região do Garimpo.	47
Figura 9.1 – Fotomicrografias do granodiorito inequigranular.	52
Figura 9.2 – Fotomicrografias do granodiorito porfirítico.	53
Figura 9.3 – Fotomicrografias do granito porfirítico	54
Figura 9.4 – Fotomicrografias dos dacitos.	57
Figura 9.5 – Fotomicrografias dos riolitos	58
Figura 9.6 – Fotomicrografias das rochas piroclásticas.	59
Figura 10.1 – Diagramas de classificação dos granitoides.	61
Figura 10.2 – Diagramas de classificação de rochas vulcânicas e piroclásticas	61
Figura 10.3 – Diagramas químicos classificatórios das rochas na região da área de pesquisa.	67
Figura 10.4 – Diagramas de Hacker com a variação dos elementos maiores e menores das amostras provenientes do Garimpo do Papagaio.	69
Figura 10.5 – Diagramas de Hacker com a variação dos elementos-traço das amostras do Garimpo do Papagaio.	70

Figura 10.6 – Diagramas multielementares (<i>spidergrams</i>) de padrão de distribuição de elementos terras raras normalizados pelos valores do condrito de Nakamura (1974).	71
Figura 10.7 – Diagrama multielementar (<i>spidergram</i>) normalizado pelos valores do manto primitivo de McDonough & Sun (1995) para todos os litotipos.	72
Figura 10.8 – Diagramas de discriminação granítica propostos por Whalen <i>et al.</i> (1987).	73
Figura 10.9 – Classificação tectônica de Harris <i>et al.</i> (1986).	73
Figura 10.10 – Diagramas de discriminação tectônica de Gorton & Schandl (2002).	74
Figura 10.11 – Diagramas de discriminação geotectônica de Pearce (1984).	75
Figura 11.1 – Localização e respectivas idades U–Pb obtidas na área do mapeamento.	77
Figura 11.2 – Geocronologia U–Pb do granodiorito inequigranular.	78
Figura 11.3 – Geocronologia U–Pb do dacito.	79
Figura 11.4 – Geocronologia U–Pb do granodiorito porfirítico.	80
Figura 11.5 – Geocronologia U–Pb dos riolitos.	82
Figura 11.6 – Geocronologia U–Pb do granito porfirítico.	83
Figura 11.7 – Geocronologia U–Pb das rochas piroclásticas.	85
Figura 12.1 – Diagrama de evolução isotópica de Nd em função do tempo para as rochas granitóides (granodiorito inequigranular, granodiorito porfirítico e granito porfirítico), vulcânicas (dacito e riolito) e piroclástica.	87
Figura 13.1 – Rocha hospedeira da mineralização do Garimpo do Papagaio.	89
Figura 13.2 – Quadro paragenético da evolução da alteração hidrotermal no dacito hospedeiro da mineralização do Garimpo do Papagaio.	90
Figura 13.3 – Estilos da alteração potássica.	91
Figura 13.4 – Imagens composicionais de elétrons retroespalhados coloridas artificialmente para o dacito hospedeiro.	92

Figura 13.5 – Estilos da alteração sericítica.....	93
Figura 13.6 – Estilos da alteração propilítica.....	95
Figura 14.1 – Modo de ocorrência dos veios no garimpo do papagaio.....	97
Figura 14.2 – Tipologia dos veios no Garimpo do Papagaio.....	99
Figura 14.3 – Texturas de recristalização dinâmica encontradas nos veios de quartzo do tipo I, II e III.....	101
Figura 14.4 – Quartzo com estruturas primárias e crescimento e inclusões fluidas associadas. Linha verde representa o crescimento de borda do cristal..	103
Figura 15.1 – Microscopia de minérios do veio tipo II.....	107
Figura 15.2 – Minerais de minério do veio tipo III.....	108
Figura 15.3 – Sulfetos dispersos em lavas riolíticas e rochas piroclásticas.....	108
Figura 16.1 – Variação dos valores de δD (SMOW) para a sericita da zona hidrotermalizada no Garimpo do Papagaio.....	110
Figura 16.2 – Variação dos valores de $\delta^{18}O$ (SMOW) para o quartzo e a sericita, provenientes da alteração sericítica e dos veios sulfetados no Garimpo do Papagaio.....	110
Figura 16.3 – Valores de $\delta^{34}S$ (CDT) para as piritas analisadas, provenientes das principais feições mineralizadas no Garimpo do Papagaio.....	111
Figura 16.4 – Composições isotópicas de oxigênio e deutério calculadas para o fluido em equilíbrio com o quartzo e a sericita a 325 °C e 349 °C e comparação com os principais reservatórios de fluidos hidrotermais.....	112
Figura 17.4 - Composição de δD e $\delta^{18}O$ para o fluido hidrotermal em equilíbrio com minerais hidrotermais de vários depósitos do sistema pórfiro-epitermal e a localização aproximada da sericita em equilíbrio com o fluido hidrotermal no Garimpo do Papagaio.....	121
Figura 17. 5 – Evolução na formação do Garimpo do Papagaio e o processo de telescopagem que sobrepõe o sistema epitermal sobre o pórfiro.....	124

Índice de Tabelas

Tabela 4.1 – Lista de abreviaturas utilizadas para os minerais encontrados	12
Tabela 5.1 – Principais unidades, geocronologia e características litogeoquímicas dos domínios geológicos da PAAF.	30
Tabela 6.1 – Síntese dos minerais minério, ganga, fluidos e associação química entre os depósitos epitermais <i>low-</i> e <i>high-sulfidation</i>	36
Tabela 6.2 – Classificação dos pórfiros proposta por Kirkham e Sinclair (1995) de acordo com o conteúdo metalífero.....	37
Tabela 6.3 – Síntese da caracterização dos veios A–B–D propostos por Gustafson & Hunt, (1975) no depósito Pórfiro de El Salvador no Chile.	39
Tabela 12.1 – Isótopos de Sm–Nd para as rochas granitoides, vulcânicas e piroclástica na região do Garimpo do Papagaio.	87
Tabela 16.1 – Dados isotópicos de δD , $\delta^{18}O$ e $\delta^{34}S$ obtidos em sericita, quartzo e pirita.	109
Tabela 16.2 – Dados de δD e $\delta^{18}O$ calculados para composição isotópica do fluido, a partir de sericita e quartzo.	112

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1. Introdução

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), também denominada de Província Aurífera Juruena–Teles Pires (Silva & Abram, 2008), Domínio Alta Floresta (Santos *et al.*, 2001), ou Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005), insere-se na porção sul do Cráton Amazônico (região norte do Estado de Mato Grosso). A PAAF constitui uma região alongada na direção WNW–ESE, limitada a norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Mineral do Tapajós, e a sul pelo Gráben dos Caiabis. A depender do modelo geotectônico adotado, a PAAF é considerada como parte de diferentes províncias geocronológicas, cujos limites temporais e espaciais diferem na compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico. Nesse sentido, situa-se nas proximidades do limite entre as Províncias Ventuari–Tapajós (1,95 – 1,80 Ga) e Rio Negro–Juruena (1,80 – 1,55 Ga), na concepção de Tassinari & Macambira (1999, 2004) (Fig. 1.1A), ou nas Províncias Tapajós–Parima (2,03 – 1,88 Ga) e Rondônia–Juruena (1,82 – 1,54 Ga), no modelo de Santos *et al.* (2000) (Fig. 1.1B).

Figura 1.1 – Localização da PAAF na compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico. A) Segundo Tassinari & Macambira (2004); B) Segundo Santos *et al.* (2000).

Independentemente da compartimentação adotada, [Tassinari \(1996\)](#), [Tassinari & Macambira \(1999, 2004\)](#), [Souza *et al.* \(2005\)](#), [Santos *et al.* \(2004, 2006\)](#), [Silva & Abram 2008\)](#) e [Cordani \(2009\)](#) consideram que as unidades plutonovulcânicas que compõem essas províncias foram geradas a partir de arcos magmáticos insulares que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton representado pela Província Amazônia Central no PaleoProterozoico. Entretanto, dados geológicos mais recentes têm indicado que o desenvolvimento tectônico destas províncias se deu pela formação de arcos magmáticos continentais ([Juliani *et al.*, 2013, 2014](#); [Scandolara *et al.*, 2017](#)).

Neste contexto, um número significativo de depósitos auríferos primários exhibe relação espacial e temporal com o magmatismo félsico regional, produzido a partir de pelo menos um arco magmático, representado por inúmeras unidades plutonovulcânicas e vulcanossedimentares que se desenvolveram durante o Paleoproterozoico (Orosiriano – Estateriano). As unidades plutonovulcânicas hospedeiras das mineralizações têm afinidade geoquímica com séries calcioalcalinas oxidadas, de regime sin- a pós-colisional, associadas à magmatismo granítico do tipo I da série magnetita, como definido por [Ishihara \(1977\)](#). São representadas em escala regional pelo granito Nhandu (1.889 – 1.879 Ma), Suíte Intrusiva Matupá (1.872 Ma), Suíte Jurueña (1.817 ±12 Ma), Suíte São Pedro (1.784 ±17 Ma), Suíte Colíder (1.786 – 1.781 Ma), Suíte Nova Canaã (1.743 ±4 Ma) e Suíte Intrusiva Teles Pires (1.757 ±16 Ma) ([Souza *et al.*, 2005](#); [Moreton & Martins, 2005](#); [Silva & Abram, 2008](#); [Assis *et al.*, 2014](#)).

O potencial aurífero da PAAF pode ser estimado por sua produção acumulada de ouro, na ordem de 160 t, entre os anos de 1980 e 1999, o que configura a região como uma das principais produtoras do metal no país ([Paes de Barros, 2007](#)). O estado de Mato Grosso é atualmente o maior produtor de ouro proveniente de atividades garimpeiras, produzindo em média 4,5 t do metal por ano, sendo a maior parte originária da PAAF ([Heider & Andrade, 2016](#)). Desde a sua descoberta, o ouro foi extraído principalmente em depósitos aluvionares e coluvionares e, após a sua exaustão, as ocorrências primárias passaram a serem alvos das atividades garimpeiras. Esse novo enfoque, em desenvolvimento até o momento, tem resultado na exploração de mais de uma centena de mineralizações primárias em veios, *stockworks* ou disseminadas em rochas graníticas, normalmente de alto teor e pequeno porte (<5 t Au), que ocorrem principalmente ao norte da província, ao longo de um corredor estrutural de direção WNW–ESE ([Paes de Barros, 2007](#)).

Antes da existência de estudos científicos direcionados, a gênese das mineralizações na PAAF foi considerada como do tipo orogênico, entretanto, características magmáticas–hidrotermais, semelhantes ao sistema pórfiro-epitermal, vêm sendo encontradas a pelo menos duas décadas através dos estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis em minerais associados a origem do minério. (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006, Biondi, 2009; Galé, 2012; Serrato 2014; Assis, 2015; Trevisan, 2015; Betterncourt *et al.*, 2016; Galé *et al.*, 2018). Apesar disso, a dificuldade de acesso a alguns setores, bem como a carência de afloramentos, faz com que estes trabalhos se concentrem em determinadas regiões, dificultando o entendimento a nível regional da geologia e da metalogenia do ouro na província. Neste contexto, as diferentes interpretações genéticas dificultam o estabelecimento de modelos exploratórios pelas empresas de mineração, que acabam por extrapolar dados localizados para toda a província.

Com o avanço dos estudos fundamentados na mineralogia, alteração hidrotermal e nos isótopos estáveis, novos modelos metalogenéticos vêm sendo sugeridos para as mineralizações associadas ao magmatismo ácido no Cráton Amazônico, com a caracterização de mineralizações epitermais *high-*, *intermediate* e *low-sulfidation* e do tipo pórfiro (Juliani *et al.*, 2005). Desta forma, este trabalho visa contribuir para a definição do potencial metalogenético da Província Aurífera de Alta Floresta e o contexto tectônico associado.

Os levantamentos realizados em campo neste trabalho foram concentrados em uma área de 16 km² que envolve o Garimpo do Papagaio e seu entorno e, como auxílio aos dados de superfície, foram descritas e coletadas amostras de rochas de testemunhos cedidas pela GEOMIN Geologia e Mineração Ltda, proprietária dos alvarás de pesquisa da área de estudo, durante a confecção deste trabalho.

Este trabalho vincula-se ao Grupo de Pesquisa “Interação fluido–rocha e alteração hidrotermal em processos petrogenéticos e metalogenéticos”, coordenado pelo orientador da tese, Prof. Dr. Caetano Juliani, e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia, INCT-GEOCIAM. Além disso, esta pesquisa foi contemplada com um estágio de dois meses no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca (Espanha) e com uma bolsa de seis meses do Programa de Doutorado Sanduíche no Exterior (PDSE–CAPES, edital nº 19, 2016), executado no segundo semestre de 2017 na *Colorado School of Mines* (EUA).

2. Localização da Área de Estudo

A área da pesquisa se localiza na parte sul do Cráton Amazônico, extremo norte do Estado de Mato Grosso, dentro dos limites municipais de Paranaíta, a margem direita do Rio Apiacás. O acesso à área, a partir do município de Alta Floresta, provido de aeroporto de porte internacional, se dá por aproximadamente 120 km, sentido oeste, pela rodovia estadual não pavimentada MT-206 e então é necessário percorrer mais 30 km por vias vicinais sentido norte até a área estudada, conhecida como Garimpo do Papagaio ($52^{\circ}02'50''\text{E}$ e $09^{\circ}20'17''\text{S}$). A [Figura 2.1](#) ilustra a localização geográfica da área.

Figura 2.1 – Mapa de localização e vias de acesso da área de pesquisa.

3. Objetivos

O principal objetivo desta pesquisa foi a classificação da gênese e dos eventos associados ao magmatismo ácido e da mineralização na região noroeste da Província Aurífera de Alta Floresta, tendo como estudo de caso o Garimpo do Papagaio, situado em Paranaíta (MT). Neste cenário, este trabalho também objetiva entender a evolução crustal e correlacionar estes dados em um contexto tectônico na região, contribuindo no entendimento tectonomagmático e metalogenético do setor sul do Cráton Amazônico.

CAPÍTULO II

MÉTODOS

4. Materiais e Métodos

Para alcançar os objetivos da pesquisa foram utilizados os seguintes métodos:

4.1. Levantamentos Bibliográficos

Para a pesquisa bibliográfica foi utilizado o acervo da Biblioteca do IGc-USP e os sistemas de busca de dados fornecidos pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBi/USP), incluindo as bases de dados DEDALUS, SciELO, *ScienceDirect*, *Web of Science* e o Portal CAPES, além de acesso ao acervo eletrônico da *Society of Economic Geologists* (SEGweb). Também foi feita uma compilação de Trabalhos de Conclusão de Curso, dissertações e teses existentes na área, principalmente da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp), Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) e Universidade de Brasília (UnB), onde atualmente concentram-se os grupos de pesquisadores mais atuantes na região.

As referências bibliográficas incluem trabalhos sobre os métodos utilizados, temas geológicos regionais, ambientes tectônicos e evolução crustal e processos de formação dos sistemas vulcanoplutônicos e mineralizações associadas.

4.2. Trabalho de Campo e Amostragem

Uma área de aproximadamente 16 km², abrangendo o Garimpo do Papagaio e entorno foi definida como área de pesquisa.

Para o reconhecimento prévio da área de estudo, localização de cavas garimpeiras, identificação de estruturas e feições geológicas foram utilizadas imagens de satélite disponibilizadas pelas plataformas Google, Bing e ESRI, além de modelos *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com resolução espacial de 30 metros, adquiridas no *website* do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Foi realizada uma etapa de campo, no período de 15 a 27 de abril de 2015. Esta etapa teve como principal objetivo amostrar litotipos dos testemunhos de sondagem cedidos pela GEOMIN Geologia e Mineração Ltda, que estavam armazenados em um barracão na zona urbana do município de Paranaíta (MT). Foram coletadas 106 amostras de testemunhos de sondagem rotativa, de forma a selecionar amostras

representativas de cada litotipo, das alterações hidrotermais que afetaram estes litotipos e das mineralizações. Em campo foram catalogados 26 afloramentos e coletadas 24 amostras em superfície (Fig. 4.1). Além disso, foram integradas e reinterpretadas as descrições feitas por Galé (2012), para auxílio na confecção do mapa geológico.

Figura 4.1 – Área de estudo e pontos catalogados em campo.

A denominação das amostras selecionadas dos testemunhos foi feita pela letra inicial “T” seguida pelo número que identifica o testemunho, siglas de identificação do autor e número de amostragem (*e.g.* T6MG 058). As amostras coletadas em afloramentos são caracterizadas pela letra inicial “S”, seguida pelas siglas de identificação do autor e número do ponto catalogado em campo (*e.g.* SMG 023).

Para auxílio em campo, foi gerada uma imagem com dados altimétricos a partir da imagem SRTM, que foi interpolada e sombreada no Geosoft Oasis Montaj 6.4.2 (Fig. 4.2A). Os dados interpretados através de imagem de satélite e levantados em campo, foram georreferenciados e trabalhados nos softwares Qgis 3.0 e ArcGIS 10.5.

Para auxiliar na interpretação do sistema estrutural presente na área optou-se pela interpretação de informação de dados aerogeofísicos. Tais dados compreendem parte do levantamento 1122 (Serra dos Caiabis) realizado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) – Serviço Geológico do Brasil entre 2012 e 2013. O levantamento foi feito com aquisição de dados magnéticos e gama espectrométricos a 100 m de altura da superfície em linhas de direção N–S espaçadas em 500 m. Os dados magnetométricos foram disponibilizados com correções em referência ao campo magnético (Dentith & Mudge, 2014). O campo magnético residual foi interpolado em uma malha regular de 125 m com o uso do algoritmo *Bi-directional line gridding*. Seguiu-se a aplicação sobre a superfície interpolada do campo magnético residual o filtro de Amplitude do Sinal Analítico 3D (ASA) (Fig. 4.2B) (Roest *et al.*, 1992). A utilização do filtro ASA possibilita a interpretação da distribuição de corpos magnéticos por delimitar as extremidades dos corpos magnetizados através de zonas de máximo valor do sinal (Roest *et al.*, 1992; Li, 2006). Tais interpretações foram utilizadas de modo a complementar as informações de mapeamento de superfície para a uma melhoria no entendimento da geologia estrutural no local.

4.3. Petrografia

O objetivo do estudo petrográfico foi a caracterização mineralógica e textural dos litotipos encontrados, incluindo a distinção entre paragênese magmáticas e hidrotermais e, quando possível, identificação da ordem de cristalização. Seguiram-se as recomendações da USGS (Siivola & Schmid, 2007) para a abreviatura dos minerais reconhecidos neste trabalho (Tab. 4.1), a exceção dos fragmentos líticos e/ou *pumices* vulcânicos que foram relacionados como FL. Ainda, foram utilizadas obras tradicionais para a descrição petrogenética das lâminas (Williams *et al.*, 1962; Uytenbogaardt *et al.*, 1971; Fisher & Schmincke, 1984; Mackenzie & Guilford, 1982; Smith & Brown, 1988; McPhie *et al.*, 1993).

Figura 4.2 – Mapas confeccionados em auxílio ao mapeamento geológico. A) Mapa altimétrico gerado a partir do Modelo Numérico do Terreno (SRTM); B) Mapa aeromagnético de amplitude do sinal analítico.

Tabela 4.1 – Lista de abreviaturas utilizadas para os minerais encontrados, de acordo com [Siivola & Schmid, 2007](#).

Abreviatura	Mineral	Abreviatura	Mineral
Act	Actinolita	Hem	Hematita
Ag	Prata	Ilm	Ilmenita
Aln	Allanita	Kfs	K-feldspato
Am	Amfibólio	Kln	Caulinita
Ap	Apatita	Mag	Magnetita
Apy	Arsenopirita	Mc	Microclínio
Au	Ouro	Pl	Plagioclásio
Bi	Bismuto	Py	Pirita
Bt	Biotita	Qz	Quartzo
Cb	Carbonato	Rds	Rodocrosita
Ccp	Calcopirita	Ser	Sericita
Chl	Clorita	Sp	Esfalerita
Chm	Chamosita	Ttn	Titanita
Ep	Epidoto	Zrn	Zircão
Gn	Galena		

Para este trabalho, foram confeccionadas 112 lâminas petrográficas, sendo 88 de amostras dos testemunhos de sondagens e 24 de afloramentos. Essas amostras foram agrupadas por litotipos, auxiliando assim a distinção entre unidades plutônicas, vulcânicas, subvulcânicas e vulcanoclásticas na área de estudo. Devido a matriz afanítica das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, além da alteração hidrotermal que afetou também as plutônicas, optou-se pela classificação da composição mineralógica proposta por [Terry & Chillingar \(1955\)](#) para todos os litotipos encontrados.

Para a caracterização dos minerais opacos, foram confeccionadas 13 lâminas delgadas-polidas das diferentes zonas de alteração hidrotermal e dos veios mineralizados.

Esses estudos foram desenvolvidos nos laboratórios de microscopia do IGc-USP, em microscópio petrográfico modelo Leica DM4500P acoplado a uma câmera ([Fig. 4.3A](#)). Também no laboratório de catodoluminescência e inclusões fluidas do departamento de Geologia e Engenharia Geológica da *Colorado School of Mines*, EUA, em microscópio Olympus BX51, acoplado a uma câmera *Microfire A/R da Optronics* para captura das fotomicrografias e uma base móvel de vidro adaptada, substituindo o disco de platina com *chariot* ([Fig. 4.3B](#)). Para auxílio de descrição das texturas e microtexturas, as lâminas foram escaneadas em um escâner de filme negativo Nikon, adaptado para lâminas delgadas.

Figura 4.3 – Microscópios Petrográficos utilizados. A) Microscópio Leica da Universidade de São Paulo; B) Microscópio Olympus BX51 da *Colorado School of Mines*.

4.4. Geoquímica

Foram selecionadas e preparadas 39 amostras para análise geoquímica de rocha total no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) – IGc-USP. O procedimento envolveu a fragmentação das amostras em prensa hidráulica e, posteriormente, a pulverização em uma panela de tungstênio, até atingir a fração passante em 200 *mesh* (Fig. 4.4). Devido à alta silicificação das amostras, o tempo médio necessário na pulverização foi de 15 minutos.

Figura 4.4 – Etapas de preparação de amostras para análise geoquímica. (A) Prensa hidráulica; (B) Panela de tungstênio; (C) Embalagem e identificação das amostras pulverizadas.

As amostras foram devidamente embaladas e enviadas ao laboratório *Acme Analytical Laboratories Ltda*, (Vancouver - BC, Canadá), para determinações através dos métodos XRF (*X-ray fluorescence*) para elementos maiores e menores na forma de óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para os elementos traço e terras raras

(Rb, Sr, Cr, Ni, Zr, Y, Ce, Ba, Be, Nb, Cu, Lu, Dy, Gd, Er, Yb, Y, La, Eu, Nd, Ce e Sm). Adicionalmente, cada amostra foi digerida em água-régia e também analisada por ICP-MS para obtenção dos metais preciosos (Au, Ag), metais de base (Cu, Zn, Pb) e alguns elementos-traço (As, Bi, Cd, Hg, Mo, Ni, Sb, Se, Tl).

Foram selecionadas prioritariamente amostras de rochas inalteradas e, por vezes, hidrotermalizadas, com o objetivo de caracterizar os tipos dos magmas que geraram as rochas plutônicas, subvulcânicas, vulcânicas e piroclásticas, na área de estudo, assim como à interpretação dos ambientes tectônicos, as modificações químicas produzidas pelas alterações hidrotermais e as características de cada tipo de alteração hidrotermal.

Para confecção dos diagramas foram utilizados os *softwares* GCDkit 5.0 (Janoušek *et al.*, 2006), posteriormente, Inkscape 0.92.2 para aprimoramento visual. Para uma melhor visualização dos diferentes ambientes e classificação desses litotipos, as amostras foram divididas em quatro grupos: plutônicas, subvulcânicas, vulcânicas e piroclásticas, sendo este último subdividido em dois subgrupos de acordo com a composição mineralógica.

4.5. Química Mineral por Microscopia Eletrônica de Varredura

Um total de 5 amostras foram selecionadas, sendo, dentre estas, 1 relativamente inalterada e 4 amostras das zonas de alteração hidrotermal com veios de quartzo sulfetados.

Para estas análises, foram utilizadas lâminas delgadas–polidas metalizadas com película de carbono. As microanálises qualitativas e semiquantitativas foram obtidas com uso de Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS) acoplado ao microscópio eletrônico de varredura LEO 430i da Zeiss do laboratório de Quantificação Mineral do Instituto de Geociências da UNICAMP (Fig. 4.5). Foram utilizados, quando necessário, os maiores aumentos possíveis, dentro de uma margem de erro aceitável, com intuito de caracterizar os minerais de minério e a ganga, e a sua relação com o ouro e outros metais, além de microinclusões que não puderam ser caracterizadas em microscópio convencional. Também foram obtidas imagens de elétrons retroespalhados e secundários para o mapeamento químico e a caracterização das fases minerais e de seus

zoneamentos. Para uma melhor identificação e caracterização, foram analisados vários pontos ao longo de cada lâmina selecionada.

Figura 4.5 – Microscópio Eletrônico de Varredura do Instituto de Geociências da UNICAMP.

4.6. Catodoluminescência (CL)

Um microscópio de catodoluminescência (CL) combina métodos de microscópios convencionais (ópticos) com o bombardeio de elétrons e, desta forma, algumas estruturas dentro dos minerais que não poderiam ser vistas em condições normais de luz, podem se tornar perceptíveis. Portanto, a imagem de CL é resultante da luz que um cristal emite quando submetido ao bombardeamento de um feixe de elétrons acelerados em vácuo. Existem dois tipos de análises por CL, de cátodo frio e quente, sendo que esta última tipicamente adquire maior densidade de potência do que cátodos frios, emitindo significativamente mais elétrons pela mesma área de superfície, permitindo assim estimular a emissão de luz mesmo em materiais fracamente luminescentes, como é o caso do quartzo (Barbin & Schvoerer, 1997; Coenen *et al.*, 2015). A cor e intensidade obtidas nas imagens de CL dependem das características da amostra e do equipamento utilizado.

Cinco lâminas foram selecionadas a partir da tipologia dos veios de quartzo e revestidas com uma camada condutora de carbono. As análises de catodoluminescência foram feitas no Laboratório de Inclusões Fluidas e Catodoluminescência da *Colorado School of Mines*, EUA, com a cooperação dos pesquisadores Prof. Dr. David Leach, Prof. Dr. Thomas Monecke e Dr. Jim Reynolds. O laboratório é equipado com um

microscópio CL de catodo quente, com filamento de tungstênio, modelo HC5-LM, da *Lumic Special Microscopes* (Fig. 4.6), operado a 14 kV com uma densidade de corrente de aproximadamente $10 \mu\text{A mm}^{-2}$. As imagens CL, geradas a partir do bombardeio de elétrons, foram capturadas usando uma câmera CCD Kappa DX40C de alta sensibilidade.

Figura 4.6 – Microscópio de catodoluminescência do Departamento de Geologia e Engenharia Geológica da *Colorado School of Mines*, EUA.

4.6. Geocronologia Isotópica U–Pb

Foram selecionadas nove amostras para análise geocronológica U–Pb a partir de grãos de zircão das rochas da região do Garimpo do Papagaio. Entretanto, devido a insuficiência deste mineral em uma amostra, oito resultados finais foram obtidos. O método U–Pb utiliza o decaimento dos isótopos radioativos ^{235}U e ^{238}U para os respectivos isótopos radiogênicos ^{207}Pb e ^{206}Pb ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} = 4,47 \text{ Ga}$; $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} = 704 \text{ Ma}$) (Faure & Mensing, 2005). As razões isotópicas foram corrigidas pelo chumbo comum (Pb^{204}).

A separação dos zircões foi iniciada no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo – IGc-USP). As amostras foram britadas e pulverizadas em triturador de mandíbula e moinho, respectivamente. O material pulverizado foi peneirado objetivando a fração entre 100 à 250 *mesh*. A separação dos minerais pesados foi feita em mesa vibratória e, consecutivamente, por uso dos líquidos densos de bromofórmio ($\rho = 2,89$) e iodeto de metileno ($\rho = 3,33$) (Fig. 4.5). Ainda foi necessária a separação dos minerais

paramagnéticos por separador isodinâmico *Frantz* e a dissolução dos sulfetos por ácido nítrico para obtenção dos concentrados de zircão.

Os concentrados foram enviados para o Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução (LGAR – IGc-USP), para confecção dos discos de resina do *mount* (montagem) (Fig. 4.6). Cristais de zircão do padrão TEMORA (Black *et al.*, 2004) foram adicionadas às amostras analisadas para normalização do fracionamento isotópico que ocorre no decorrer das análises U–Pb. Posteriormente, os discos de resina foram polidos até a exposição do interior dos cristais de zircão. Imagens de elétrons retro-espalhados e de catodoluminescência dos grãos de zircão foram feitos para determinação de possíveis sobrecrecimentos, dissoluções, inclusões, núcleos herdados e localização do ponto a ser analisado.

Figura 4.5 – Separação dos minerais pesados. (A) Mesa vibratória; (B); Capela para líquidos densos.

Os suportes (*mounts*) foram posteriormente analisados pelo método U–Pb em um equipamento SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*) no LGAR de acordo com os procedimentos propostos por Williams (1998). As idades isocrônicas foram calculadas com o auxílio do ISOPLOT© 3.0 (Ludwing, 2003), instalado como macro no Excel 2007.

Figura 4.6 – Imagem de catodoluminescência do padrão TEMORA utilizado.

4.7. Geoquímica Isotópica Sm–Nd

Um total de seis amostras, representativas da região do Garimpo do Papagaio, foi selecionado para análises isotópicas de Sm e Nd, as quais foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGc-USP). A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Tratamento de Amostras (TLA-IGc-USP) e o procedimento adotado foi o mesmo descrito no item 4.4 deste capítulo. As análises foram efetuadas em Espectrômetro de Massas de termoionização (TIMS) – *Triton*.

A escolha desse método objetivou a utilização do cálculo de idades modelo, realizando a partir da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em função da razão $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, com a curva da evolução isotópica do Nd do manto superior em função do tempo geológico. A idade modelo indica a extração do magma do manto e o seu cálculo é normalmente feito pela composição isotópica do manto empobrecido ou pelo Reservatório Condritico Uniforme (CHUR).

As razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (medidas como Nd^+) foram calculadas pelo modelo do manto empobrecido, portanto, normalizadas para o valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (DePaolo, 1981). As incertezas nas razões Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram inferiores a $\pm 0,0007\%$ (2σ) e $0,000009\%$ (2σ), respectivamente.

O parâmetro $\epsilon\text{Nd}(0)$ foi calculado pelo modelo do Reservatório Condritico Uniforme, de modo em que o valor atual ($t = 0$) foi calculado segundo a equação: $=\{[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}}/0,512638] - 1\}10^4$, onde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,512638$ (Hamilton *et al.*, 1983).

Uma das vantagens do método Sm–Nd é a baixa mobilidade dos elementos em escala de rocha total, evitando abertura do sistema por eventos posteriores, portanto, eficaz em regiões submetidas a processos hidrotermais metassomáticos.

4.8. Isótopos Estáveis de D/H, O e S

As análises isotópicas para hidrogênio, oxigênio e enxofre foram realizadas no Laboratório de Análises de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca (Espanha), em cooperação com o pesquisador Prof. Dr. Clemente Recio.

Foram selecionadas quatro amostras de rochas provenientes das zonas mineralizadas, associadas aos halos da alteração sericitica. Entre estas, uma foi coletada em superfície e as demais de diferentes profundidades dos testemunhos de sondagem.

Para a análise dos isótopos de enxofre, foram preparados um total de cinco concentrados de pirita proveniente das amostras selecionadas, que foram analisadas pelo método proposto por Giesemann *et al.* (1994). Com o objetivo de obter um material puro, os concentrados foram manualmente coletados em lupa binocular e pesados em uma balança de precisão modelo *Denver Instrument AA-200DS* (Fig. 4.7A). Para a liberação do gás anidrido sulfuroso (SO_2), as amostras foram incineradas em uma câmara disposta ao início da linha de análise de isótopos de enxofre (Fig. 4.7B) que é equipada com um espectrômetro de massa de fluxo contínuo, tipo “*dual inlet*” modelo SIRA-II, fabricado pela VG-Isotech acoplado a um laser Nd:YAG, 12W, $\lambda = 1.060 \text{ nm}$, para análise pontual de enxofre.

Os resultados de isótopos de hidrogênio foram obtidos a partir de duas amostras de sericita provenientes do halo de alteração hidrotermal correspondente. Os isótopos de oxigênio foram obtidos a partir de cinco amostras, sendo quatro concentrados de quartzo dos veios e da alteração hidrotermal e uma de concentrado de sericita. Os cristais de quartzo foram separados manualmente em lupa binocular enquanto que a sericita, por ser muito fina, foi separada por elutriação em água e verificadas, após a

secagem, por difratometria de Raios X. Devido dificuldade em atingir a pureza do material (> 90% de sericita) a quantidade de amostras analisadas para este mineral foi limitada. As leituras das razões isotópicas foram executadas com os procedimentos sugeridos por Clayton & Mayeda (1963) e Sharp (2017) em um espectrômetro de massa de fluxo contínuo, tipo “*dual inlet*” modelo SIRA-II, fabricado pela VG-Isotech acoplado a um laser SYNRAD CO₂, 25W, $\lambda=10.600$ nm, para análise de silicatos. As razões isotópicas são reportadas em relação ao *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW).

Figura 4.7 – Equipamento utilizado na análise dos isótopos de D/H, O e S na Universidade de Salamanca. A) Balança de precisão Denver Instrument AA-200DS; B) Linha de análise de isótopos de enxofre; C) Linha de análise de isótopos de hidrogênio e oxigênio.

4.9. Aplicabilidade de Software Livre

Ao longo do desenvolvimento desta pesquisa foi priorizado o uso de *software* livre (*open source*) quando aplicável. As variedades de distribuições Linux existentes atualmente permitem uma fácil adaptação do usuário de acordo com suas necessidades, assim como os diferentes requisitos mínimos de *hardware* exigidos, permitem que sejam utilizadas em microcomputadores das mais variadas configurações, mesmo quando obsoletos. Além do sistema operacional, existe atualmente uma gama de ferramentas que suprem todas as necessidades básicas para a confecção de trabalhos científicos, bem como ferramentas de escritório (*e.g.* Libreoffice e Foxit PDF), edição de imagens (*e.g.* Inkscape e Gimp) e, até mesmo, alternativas mais específicas, neste caso, voltada às geotecnologias (*e.g.* Qgis). O uso de software livre estimula sua continuidade e melhoria, além de proporcionar uma potencial economia financeira, tanto no uso pessoal, quanto em instituições públicas e privadas. Contudo, o hábito da utilização destes *softwares* no Brasil, inclusive nas universidades, ainda é relativamente pequeno e pouco incentivado (Gamalielsson & Lundell, 2014; Linåker *et al.* 2018; Ye, 2018).

CAPÍTULO III

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5. Contexto Geológico e Geotectônico

A Província Aurífera de Alta Floresta insere-se no centro-sul do Cráton Amazônico (Almeida, 1978; Almeida *et al.* 1978), mais precisamente entre as províncias proterozoicas Ventuari–Tapajós (1,95 – 1,80 Ga) e Rio Negro–Juruena (1,80 – 1,55 Ga) de acordo com o modelo de Tassinari & Macambira (1999, 2004) ou nas Províncias Tapajós–Parima (2,03 – 1,88 Ga) e Rondônia–Juruena (1,82 – 1,54 Ga), do modelo de Santos *et al.* (2000) (Fig. 1.1). A evolução crustal destas províncias, de acordo com ambos os modelos propostos, se deu a partir da amalgamação de sucessivos arcos magmáticos sobre um protocráton arqueano (Província Amazônia Central). Para o primeiro modelo citado é proposto a existência de pelo menos dois arcos insulares, homônimos as respectivas províncias geocronológicas (Fig. 5.1). Entretanto, Santos *et al.* (2004) propõe, para o segundo modelo, a existência de cinco arcos: (i) Arco de ilhas Cuiú–Cuiú (2,04 – 1,96 Ga); (ii) Arco continental Jamanxim (2,0 Ga); (iii) Arco continental Creporizão (1,98 – 1,96 Ga); (iv) Arco de ilhas Tropas (1,90 – 1,89 Ga) e; (v) Arco continental Parauari (1,89 – 1,88Ga).

Figura 5.1 – Seção esquemática do modelo tectônico para o desenvolvimento da PAAF e dos arcos magmáticos Ventuari–Tapajós e Rio Negro Juruena adotados no modelo do Cráton Amazônico de Tassinari & Macambira (2004) (Segundo Tassinari, 1996).

Embora ambos os modelos proponham a existência de arcos magmáticos insulares durante o desenvolvimento das províncias geocronológicas, dados geológicos mais recentes têm indicado a ausência de zonas de suturas e existência de sequências sedimentares continentais e, ademais, os dados geoquímicos e isotópicos das rochas plutônicas, subvulcânicas e vulcânicas são mais característicos de formação em arcos magmáticos continentais (Pinho *et al.*, 2003; Juliani *et al.*, 2013, 2014; Carneiro *et al.* 2014; Galé *et al.*, 2015a; Tokashiki, 2015; Bettencourt *et al.* 2016; Scandolara *et al.*, 2017).

A província geocronológica Ventuari–Tapajós ou Tapajós–Parima ocorre no setor norte da PAAF e compreende uma associação granito-gnáissica calcioalcalina de composição quartzo-diorítica a granodiorítica, com intercalação de rochas sedimentares e vulcânicas que apresentam predominantemente *trends* estruturais NW–SE e N–S. Tassinari *et al.* (1996) obtiveram, através do método U–Pb (SHRIMP) em monocristais de zircão destes granitóides, a idade de 1.835 ± 17 Ma. Associadas a essas rochas, que constituem o embasamento deste domínio, ocorrem dioritos a granodioritos de caráter sin a pós-tectônico com tendências calcioalcalinas e toleíticas, isentos de recristalização metamórfica.

A Província Rio Negro–Juruena ou Rondônia–Juruena ocorre na porção ocidental do Cráton Amazônico e no setor sul da PAAF, sendo seu embasamento composto por gnaisses, granodioritos, tonalitos, migmatitos, granitos e anfibolitos (Tassinari & Macambira, 2004). Em geral, estas rochas apresentam direções estruturais predominantes para NW–SE, cortadas em algumas áreas por estruturas NE–SW. Tassinari *et al.* (1996) obtiveram na região do rio Aripuanã idades Rb–Sr e Pb–Pb de, respectivamente, 1700 ± 21 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7048 \pm 0,0006$), 1674 ± 85 Ma e 1717 ± 120 Ma. Embora estejam distribuídos preferencialmente na Província Ventuari–Tapajós. Ainda neste domínio ocorrem várias gerações de granitos anorogênicos, incluindo corpos com textura rapakivi, de natureza subalcalina, exibindo características de granitos do tipo A, intraplaca. Esse magmatismo granítico compreende termos que variam de granitos alcalinos a sienogranitos leucocráticos a hololeucocráticos com biotita (Dall’Agnol *et al.* 1987; Teixeira *et al.* 1989; Santos *et al.* 2006).

5.1. Geologia da Província Aurífera de Alta Floresta

Geograficamente a PAAF insere-se em uma faixa WNW–ESE com mais de 500 km no norte de Mato Grosso, delimitada entre as nascentes do rio Peixoto de Azevedo a leste, o rio Aripuanã a oeste, ao norte pelo Gráben do Cachimbo e ao sul pelo Gráben dos Caiabis (Fig. 5.2).

A evolução tectônica da região em que a província se encontra foi estabelecida em sete fases por Silva & Abram (2008): (i) Ambiente de tectônica extensional; (ii) Desenvolvimento de arcos magmáticos e geração do magmatismo calcioalcalino; (iii) Fase colisional; (iv) Delaminação crustal e magmatismo intraplaca; (v) Formação de bacia intra-arco; (vi) Fechamento do orógeno, deformação progressiva e geração de mega estruturas de cisalhamento e transcorrência; (vii) Fase final, marcada por magmatismo anorogênico.

O embasamento da província, atualmente denominado de Complexo Cuiú-Cuiú por Pessoa *et al.* (1977), abrange rochas metamórficas de médio a alto grau (gnaisses ortoderivados) e plutônicas associadas (granitos pouco deformados, leucogranitos e granitos hololeucocráticos). Outros litotipos mais raros correspondem a migmatitos, dioritos, anfibolitos e xenólitos de metapiroxenitos (Klein *et al.*, 2001). As rochas desta unidade são caracterizadas por deformação rúptil e dúctil e afloram, segundo Souza *et al.* (2005), na região do município de Matupa, leste da PAAF, onde estes autores obtiveram em zircão de ortogneiss granítico (U–Pb SHRIMP) a idade de 1.992 ± 7 Ma. Entretanto, Paes de Barros (2007) caracteriza esta unidade como composta por granitóides calcioalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, de composição quartzo diorítica, tonalítica a granodiorítica, de idade Pb–Pb em zircão (evaporação) entre 2.816 e 1.984 Ma, que indicam a presença de um embasamento heterogêneo. Uma idade recente obtida por Dezula *et al.* (2018) por U–Pb SHRIMP em zircão sugere 2.009 ± 4 Ma para uma rocha do embasamento da província.

Na parte sul e sudoeste da PAAF ocorre uma faixa onde Paes de Barros (2007) agrega um grupo de rochas supracrustais, plutônicas e sequências vulcanossedimentares, de idades entre 1,85 a 1,77 Ga, que foram afetadas por um metamorfismo que varia desde baixo à alto grau, correspondentes as unidades: Suíte Vitória, Complexo Nova Monte Verde e Complexo Bacaeri–Mogno (Silva & Abram, 2008).

Figura 5.2 – Localização e domínios geológicos simplificados da Província Aurífera de Alta Floresta (adaptado de Souza *et al.*, 2005).

Inseridas neste arcabouço encontram-se unidades plutonovulcânicas que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton (Província Amazônia Central) durante o PaleoProterozoico, gerando magmas intermediários a félsicos, representados em escala regional pelo granito Nhandu (1.967–1.889 Ma), Suíte Intrusiva Matupá (1.872–1.869 Ma), Suíte Intrusiva Flor da Serra (1.879 Ma), Suíte Colíder (1.786–1.781 Ma) e Suíte Intrusiva Teles Pires (1.782–1.757 Ma) (Santos, 2000; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008).

A Suíte Intrusiva Nhandu foi descrita inicialmente por Souza *et al.* (1979) e corresponde a rochas metaluminosas a peraluminosas, álcalicálcicas a calcioalcalinas, subalcalinas, de médio potássio e enriquecidas em FeO (Souza *et al.*, 2005). De acordo com Paes de Barros (2007), as rochas desta unidade ainda apresentam uma tendência geoquímica de granitóides de arcos magmáticos a granitos intraplaca, por hospedar mineralizações auríferas primárias (*e.g.* garimpos Natal e Trairão). Essa suíte comumente mostra evidências de alteração potássica com microclínio, acompanhada de sulfetos e magnetita. Silva & Abram (2008) estabeleceram a idade do granito Nhandu entre 1.889 ± 17 Ma e $1.879 \pm 5,5$ Ma (U–Pb em zircão), com idades modelo entre 2,14 e 2,17 Ga, e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ de –0,91. Entretanto, Rocha (2016) e Dezula *et al.* (2018) correlaciona idades mais antigas, U–Pb SHRIMP em zircão, de 1.969 ± 7 , 1.964 ± 11 Ma e 1.967 ± 2 Ma para esta suíte.

A Suíte Intrusiva Matupá, assim definida por Moura (1998), é constituída por quatro litofácies que foram definidas por Souza *et al.* (2005) em: (i) Fácies 1, constituída de biotita granitos e biotita monzogranitos, com a presença frequente de mineralizações auríferas; (ii) Fácies 2, de hornblenda monzogranitos, hornblenda monzodioritos, biotita-hornblenda monzonitos, onde a presença de mineralizações auríferas também é comum; (iii) Fácies 3, com clinopiroxênio-hornblenda monzogranitos e clinopiroxênio-hornblenda monzodioritos magnéticos, os quais dão origem a solos vermelhos ricos em magnetita e (iv) Fácies 4, de maior distribuição geográfica, composta por granitos, biotita granitos e monzogranitos, com microgranitos e granófiros subordinados. As rochas desta fácies possuem textura porfirítica, rapakivi e anti-rapakivi. Os dados litogeoquímicos indicam que essa suíte representa uma manifestação plutônica de composição calcioalcalina, metaluminosa a peraluminosa, semelhante aos granitos tipo I, além de ETR que exibem um padrão fortemente fracionado e forte anomalia negativa de Eu (Moura, 1998; Souza *et al.*, 2005). Idades

Pb–Pb e U–Pb em zircão, respectivamente de 1.872 ± 12 Ma e 1.869 ± 10 , foram obtidas em rochas da fácies 1, além de idades modelo (T_{DM}) entre 2,34–2,47 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ que variam de $-2,7$ a $-4,3$ (Moura, 1998; Silva *et al.*, 2014). Idades T_{DM} semelhantes, entre 2,15 e 2,34 Ga, também foram obtidas, contudo com $\epsilon_{Nd(t)}$ entre $-0,98$ e $+3,04$ (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008).

Suítes granitóides calcioalcalinas, formadas no intervalo de 1,82 a 1,77 Ga, preenchem boa parte do embasamento da PAAF, antigamente denominadas pelo Projeto RADAM Brasil (Silva *et al.*, 1980) como Complexo do Xingu, agora são diferenciadas em unidades que fazem parte da porção menos deformada do arco Juruena como: Suítes Juruena (ca. 1,82 Ga.); Granitóides Paranaíta (ca. 1,81 – 1,79 Ga) e Apiacás (ca. 1,78 – 1,77 Ga) (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Serrato, 2014). Associados à Suíte Intrusiva Paranaíta ocorrem corpos básicos representados por gabros, microgabros, diabásios e dioritos porfiríticos sob a forma de *stocks* e como enclaves e megaenclaves (Souza *et al.*, 2005).

A Suíte Colíder é composta por uma variedade de rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas de composição ácida a intermediária (Silva & Abram, 2008). As rochas de composição ácida são constituídas por riolitos, riodacitos, dacitos e ignimbritos, enquanto que, as rochas intermediárias compreendem corpos de andesitos cinza-escuros a pretos e estrutura maciça, os quais originam solos vermelhos ricos em magnetita. De modo geral, correspondem a rochas calcioalcalinas de alto potássio, peraluminosas a metaluminosas, que exibem afinidade geoquímica com as séries graníticas orogênicas (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Souza *et al.* (2005) classificam o ambiente tectônico da Suíte Colíder como sendo predominantemente de arco vulcânico e Lacerda-Filho *et al.* (2004) relacionam essas rochas ao Arco Magmático Juruena que foi gerado entre 1,85–1,75 Ga. Idades U–Pb em zircão de 1.781 ± 8 Ma e $1.785 \pm 6,3$ Ma e idade modelo TDM de 2,34 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de $-3,75$ foram atribuídas a esta suíte por Pimentel (2001) e Silva & Abram (2008).

Granitóides sin- a pós-tectônicos e sequências metavulcanossedimentares, normalmente orientados segundo NW–SE e de composição calcioalcalina, compõem uma faixa disposta ao longo do centro-sul da província que é composta pelas unidades plutônicas São Pedro (ca. 1,78 Ga, $\epsilon_{Nd(t)}$ entre $+0,65$ e $-1,11$) e São Romão (ca. 1,77 Ga., $\epsilon_{Nd(t)}$ entre $+0,14$ e $-1,43$), ambas com idade modelo (T_{DM}) de 2,1 Ga. e; subvulcânicas a vulcânicas Nova Canaã (1,79 – 1,74 Ga) e Marcelo Cabeça (1,76 – 1,74

Ga) (Neder *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000; Pimentel, 2001; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008).

A Suíte Intrusiva Teles Pires engloba um conjunto de rochas vulcânicas representado por ignimbritos félsicos com intercalações de riolitos porfiríticos, basaltos e rochas sedimentares de derivação vulcânica, associados a corpos graníticos, pós-orogênicos, não deformados, calcioalcalinos de alto potássio, plutônicos e subvulcânicos e compostos predominantemente por biotita granitos avermelhados e com rochas subvulcânicas subordinadas (Pinho, 2002 e Lacerda Filho *et al.*, 2004). De acordo com Lacerda Filho *et al.* (2004), os corpos graníticos distribuem-se em *stocks* e batólitos subcirculares a elipsoidais, ao longo da estruturação regional (WNW–ESE). Estes corpos encontram-se intrusivos preferencialmente nas rochas vulcânicas da Suíte Colíder e nos granitos Matupá e a delimitação de sua área de ocorrência é facilitada por seu relevo alçado em imagens de satélites e por suas expressivas anomalias cintilométricas, em contraste com baixos valores nos mapas magnetométricos. Os dados geoquímicos apontam para granitos do tipo A, de natureza calcioalcalina de médio a alto potássio, metaluminosos a peraluminosos, que correspondem a intrusões pós-colisionais com idades U–Pb em zircão de 1.757 ± 16 Ma e 1.782 ± 17 Ma, além de T_{DM} de 1,94 a 2,28 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de $-3,4$ a $+3,0$, que indicam magmas de origem mantélica com forte envolvimento de material crustal (Santos, 2000; Pinho *et al.*, 2003; Silva & Abram, 2008).

A Formação Dardanelos, pertencente ao Grupo Caiabis, recobre parcialmente as unidades plutonovulcânicas citadas anteriormente e é representada por sequências de arenito e arenito arcoseano, ambos de granulação média, com frequentes leitos conglomeráticos. Essas coberturas apresentam estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas interpretadas como um sistema de leques aluviais de rios entrelaçados (Moreton & Martins, 2005). Saes & Leite (2003) obtiveram idades U–Pb em cristais de zircão detrítico compreendidas entre 1.987 ± 4 Ma e 1.377 ± 13 Ma, o que implica a idade máxima de 1,44 Ga como representativa para o início da sedimentação (Souza *et al.*, 2005). O Grupo Caiabis é ainda interpretado como uma bacia do tipo *pull-apart*, ou possivelmente do tipo *strike-slip* onde as principais zonas de transcorrência sinistróginas NW–SE foram as responsáveis pela sua geração (Souza *et al.*, 2005).

Os domínios geológicos simplificados adotados na Figura 5.2 e uma síntese de suas respectivas unidades geológicas podem ser observados na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Principais unidades, geocronologia e características litogeoquímicas dos domínios geológicos da PAAF. (Compilado de Moura, 1998; JICA/MMAJ, 2000; Neder *et al.* 2000; Santos, 2000; Pimentel, 2001; Pinho *et al.*, 2001; Santos, 2003; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Serrato, 2014; Assis *et al.* 2014, Silva *et al.*, 2014; Rocha, 2016; Dezula *et al.*, 2018)

Domínio geológico	Unidade geológica	Idade aproximada	Sm-Nd (Idade modelo aproximada)	Características litogeoquímicas
Sequências sedimentares proterozoicas	Grupo Caiabís	1,4-1,3 Ga.		Rochas sedimentares siliciclásticas
Magmatismo anorogênico	Suíte Intrusiva Teles Pires	1,75 Ga.	T _{DM} 2,1 Ga.	calcioalcalinas de alto K. Granitos do tipo I com similaridade do tipo A
Granitóides sin- a pós tectônicos e sequências metavulcanossedimentares	Grupo São Marcelo-Cabeça	1,76 - 1,74 Ga.		Metavulcanossedimentares, calcioalcalinas de alto K
	Suíte Nova Canaã	1,79 - 1,74 Ga.		calcioalcalinas de alto K
	Suíte São Romão	1,77 Ga.	T _{DM} 2,1 Ga.	calcioalcalinas
	Suíte São Pedro	1,78 Ga.	T _{DM} 2,1 Ga.	calcioalcalinas, meta- a peraluminosas
Magmatismo de arco vulcânico	Suíte Colíder	1,80 - 1,78 Ga.	T _{DM} 2,3 Ga.	Vulcânicas e vulcanoclásticas, calcioalcalinas de alto K
Granitóides cálcio-alcalinos	Granito Apiacás	1,78 - 1,77 Ga.		Leucogranitos com granada e/ou duas micas
	Granito Paranaíta	1,81 - 1,79 Ga.	T _{DM} 2,2 Ga.	calcioalcalinas de médio a alto K, meta- a peraluminosas.
	Suíte Juruena	1,84 - 1,82 Ga.		calcioalcalinas de alto K, meta- a peraluminosas.
	Matupá	1,87 Ga.	T _{DM} 2,5 - 2,1 Ga.	calcioalcalinas, meta- a peraluminosas
	Flor da Serra	1,88 Ga.	T _{DM} 2,3 Ga.	Toleítica a calcioalcalina
	Granito Nhandu	1,96 - 1,89 Ga.	T _{DM} 2,1 Ga.	calcioalcalinas de alto K, meta- a peraluminosas.
Complexos Metamórficos	Nova Monte Verde	1,77 Ga.	T _{DM} 2,0 Ga.	Ortognaisses e migmatitos
	Vitória	1,78 Ga.	T _{DM} 2,2 Ga.	Dioritos a tonalitos metamorfisados em fácies xisto-verde a anfibolito; Calcioalcalinos de médio K
	Bacaerí-Mogno		T _{DM} 2,2 Ga.	Basaltos toleíticos de sequências ofiolíticas (MORB)
Embasamento	Complexo Cuiú-cuiú	2,0 - 1,9 Ga.	T _{DM} 2,4 Ga.	Anfibolitos e ortognaisses de composição monzonítica, tonalítica e granítica; Calcioalcalinos de baixo K

5.2. Mineralizações na Província Aurífera de Alta Floresta

As mineralizações na PAAF são predominantemente auríferas e ocorrem alinhadas ao longo de um *trend* de direção NW (Fig. 5.3). Embora diferentes modelos genéticos para esses depósitos tenham sido propostos, é consenso de que as mineralizações estejam espacial e temporalmente relacionadas às suítes plutonovulcânicas Paleoproterozoicas do tipo I, de afinidade calcioalcalina a subalcalina, metaluminosa a peraluminosa, de médio a alto potássio, magnésiana a ligeiramente ferrosa e que variam em composição ácida a intermediária. O ouro ocorre associado a metais de base relacionados a veios de quartzo, sistemas de veios em *stockwork* ou disseminados nas rochas encaixantes (Paes de Barros 2007; Silva e Abram 2008; Assis *et al.* 2014).

Figura 5.3 – Ocorrências auríferas na PAAF. Setas indica o *trend* das mineralizações. Modificado de Dardene & Schobbenhaus (2001).

O estudo da origem dos fluidos, bem como o entendimento de reações entre estes e suas rochas encaixantes, é fundamental para a compreensão da gênese e classificação de um depósito mineral hidrotermal. A partir desse conceito que, ao final dos anos 90, quando ainda se acreditava que toda a mineralização da PAAF era oriunda exclusivamente de processos orogênicos, iniciou-se uma série de pesquisas relacionadas

à origem hidrotermal em alguns depósitos da província. Dados obtidos a partir do estudo de inclusões fluidas e isótopos estáveis evidenciaram fluidos magmáticos como importantes contribuintes para as gêneses dos depósitos minerais da PAAF (Moura, 1998; Botelho & Moura, 1998, Moura *et al.*, 2006; Silva & Abram 2008; Biondi, 2009; Galé, 2012; Rodrigues, 2012; Dias, 2012; Rambo, 2014; Serrato, 2014; Assis, 2015; Galé *et al.*, 2015b; Trevisan, 2015; Bettencourt *et al.*, 2016; Silva, 2017; Galé *et al.*, 2018).

Atualmente, o maior número de estudos científicos sobre a gênese das mineralizações da província está concentrado em seu setor leste, mais precisamente aos arredores das cidades de Novo Mundo, Guarantã do Norte, Matupá, Peixoto de Azevedo e União do Norte, em garimpos situados ao longo de uma faixa NW–SE com 140 km de extensão, denominada de lineamento Perú–Trairão (Miguel-Jr, 2011). Xavier *et al.* (2011) e Assis *et al.* (2014) dividem os depósitos deste setor em dois grupos: (i) Depósitos de Au $\pm$ Cu, representado principalmente pelos depósitos Pé Quente, X1, Pombo, Serrinha e Luizão, hospedados em sistemas intrusivos félsicos com idades que variam de 1.979 $\pm$ 31 Ma a 1.872 $\pm$ 12 Ma, alterados hidrotermalmente por metassomatismo potássico, sericitização e propilitização. Os minerais de minério são representados por pirita e concentrações variadas de calcopirita; (ii) Depósitos de Au – metais de base, representados pelos depósitos do Francisco e Bigode, hospedados em rochas subvulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas com idades mais antigas que 1.775 $\pm$ 7,5 Ma, presença de alunita hidrotermal, além de altos teores de prata associado ao ouro. Uma síntese das características metalogenéticas dos principais depósitos do setor leste da PAAF pode ser observada na Figura 5.4 (Assis *et al.*, 2014).

Embora o intervalo de formação das rochas plutonovulcânicas da PAAF esteja relativamente definido (2,0 – 1,75 Ga), a província ainda tem poucas idades obtidas para a gênese do ouro. Serrato (2014) obteve uma idade Re–Os em molibdenita de 1.805 $\pm$ 7 Ma. no depósito Juruena, extremo oeste da PAAF. Entretanto, no setor leste, Rocha (2016) obteve idades U–Pb SHRIMP em monazita hidrotermal do depósito do Trairão de 1.812 $\pm$ 18 e 1.825 $\pm$ 27. Ainda neste setor da província, Assis *et al.* (2017) obtiveram idades Re–Os em pirita dos depósitos Pé Quente e Luizão e, molibdenita do depósito X1, definindo um intervalo de 1.805 $\pm$ 21 a 1.782 $\pm$ 9 Ma para a mineralização. Uma vez em que, no caso do setor leste, as rochas hospedeiras são mais antigas do que o hidrotermalismo, os dados obtidos mostram que não existe uma correlação genética entre a cristalização das rochas hospedeiras e com o evento mineralizante no leste da

PAAF e, portanto, a origem dos fluidos hidrotermais e a precipitação aurífera estariam associadas a gênese de eventos magmáticos de idade correlata.

Figura 5.4 – Quadro metalogenético resumido para os depósitos do setor leste da PAAF, com respectiva rocha hospedeira e idade, paragéneses do minério, alteração hidrotermal e nível crustal aproximado. (segundo Assis et al. 2014).

6. Síntese bibliográfica sobre os depósitos minerais associados.

Os depósitos minerais hidrotermais, que se formam nos arcos magmáticos, dependem de uma série de fatores genéticos para a classificação de acordo com os modelos propostos. Entre os diversos modelos, o sistema pórfiro–epitermal é tipificado por se formar decorrente de intrusões magmáticas e vulcanismos característicos deste ambiente tectônico.

6.1 Depósitos epitermais.

Os depósitos epitermais são formados a partir de sistemas hidrotermais que ocorrem em ambiente vulcânico, em profundidades que podem atingir até 2 km com temperaturas normalmente inferiores a 300°C (White & Hedenquist, 1990). Os fluidos

responsáveis pela mineralização do depósito, normalmente são aquosos, de baixa salinidade, ácidos ou neutros (Corbett, 2002).

Este modelo pode ser classificado de acordo com a fugacidade de oxigênio, temperatura e quantidades de S_2 do fluido, em *low-*, *intermediate-* e *high-sulfidation* (Einaudi *et al.*, 2003). Cumpra que McKinstry (1959, 1963) e Barton (1970) aplicaram o termo *sulfidation* para denotar os valores relativos ao potencial químico (transitoriedade) do enxofre e, erroneamente, este termo é traduzido para o português como sulfetação (ato ou efeito de sulfetar; formação de sulfetos).

Os epitermais *low-sulfidation* constituem depósitos formados com enxofre reduzido (HS^- , H_2S) e com pH próximo ao neutro. Associam-se a uma ampla variedade de rochas alcalinas e calcioalcalinas, preferencialmente em sistemas bimodais com basalto e riolito com ausência ou pouco volume de dacitos ou andesitos em veios de textura crustiforme, estruturas bandadas e *stockworks*. O minério de prata e ouro é decorrente de fluidos reduzidos e ocorre associado à pirita, pirrotita, arsenopirita, esfalerita, além de quartzo (calcedônia), adularia, calcita, rodocrosita, sericita, ilita e fluorita, que se formam ao longo de um halo de alteração propilítica nas partes mais profundas e uma zona silicificada (*sinter*) em superfície. Os fluidos normalmente situam-se em temperaturas entre 150 a 250°C com < 3,5% peso de NaCl (Simmons, 1995; Hedenquist *et al.* 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003).

Os depósitos *high-sulfidation* normalmente evoluem sobre rochas vulcânicas de composição andesítica a dacítica. Se diferenciam do *low-sulfidation* pela presença de alunita em decorrência do pH mais ácido. O minério de ouro ($\pm$ prata) também é composto por enargita, luzonita, covellita, calcosina, bornita, teluretos e pirita que ocorrem associados com quartzo, alunita, pirofilita, caolinita, dickita, diásporo, barita, enxofre nativo, sulfatos alumino-fosfáticos e rutilo. O corpo do depósito normalmente apresenta uma porção central de sílica maciça além de uma camada ao topo (*silica cap*) e uma zona de sílica porosa (*vuggy silica*). Essas zonas silicosas normalmente hospedam parte da mineralização que também ocorre em *stockwork*, brechas e veios que cortam halos de alteração sericítica, argílica e argílica avançada, além da propilítica que se forma de modo mais regional. O fluido normalmente ocorre em temperaturas entre 100 a 350 °C com salinidades entre 1 a 5% (peso NaCl). Entretanto já foram identificados fluidos com temperaturas próximas a 400 °C e até 24% (peso NaCl) para

estes depósitos (Heald et al. 1987; White & Hedenquist, 1995; Corbett, 2005; Taylor, 2007).

A figura 6.1 ilustra de forma esquemática os padrões de distribuição da alteração hidrotermal nos depósitos epitermais *low-* e *high-sulfidation*, enquanto que a tabela 6.1 sintetiza as características de cada um destes tipos em relação a mineralogia e fluido.

Figura 6.1 – Perfis esquemáticos dos padrões de distribuição da alteração hidrotermal nos depósitos epitermais. (Segundo Tosdal et al., 2009 em Tokashiki, 2015). (A) Sistema *low-sulfidation*; (B) Sistema *high-sulfidation*.

O termo *intermediate-sulfidation* é o mais recente da literatura. Os depósitos são estruturalmente parecidos com os *low-sulfidation*, se formam em fluidos relativamente neutros com presença de adularia, entretanto a afinidade geoquímica do fluido é próxima ao *high-sulfidation*. Mostram presença de calcita manganésifera, rodocrosita e anidrita e são enriquecidos em metais de base (Zn e Pb) em relação aos *low-sulfidation* (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Einaudi et al., 2003).

Tabela 6.1 – Síntese dos minerais minério, ganga, fluidos e associação química entre os depósitos epitermais *low-* e *high-sulfidation*. (Compilado de [White & Hedenquist, 1995](#))

	Low-Sulfidation	High-Sulfidation
Minerais de Minério		
Pirita	Onipresente (Abundante)	Onipresente (Abundante)
Esfalerita	Comum (Variável)	Comum (Muito pouco)
Galena	Comum (Variável)	Comum (Muito pouco)
Calcopirita	Comum (Muito pouco)	Comum (Pouco)
Enargita	Raro (Muito pouco)	Onipresente (variável)
Tetraedrita	Comum (Muito pouco)	Comum (Variável)
Covelita	Incomum (Muito pouco)	Comum (Pouco)
Arsenopirita	Comum (Pouco)	Raro (Muito pouco)
Cinábrio	Incomum (Pouco)	Raro (Muito pouco)
Electrum	Incomum (Pouco)	Comum (Pouco)
Ouro Nativo	Comum (Muito pouco)	Comum (Pouco)
Telurídios	Comum (Muito pouco)	Incomum (Variável)
Minerais de Ganga		
Quartzo	Comum (Abundante)	Comum (Abundante)
Calcedônia	Comum (Variável)	Incomum (Pouco)
Calcita	Comum (Variável)	Ausente (Exceto como sobreposição)
Adulária	Comum (Variável)	Ausente
Ilita / Sericita	Comum (Abundante)	Incomum (Pouco)
Caulinita	Raro (Exceto como sobreposição)	Comum (Pouco)
Pirofilita	Ausente (Exceto como sobreposição)	Comum (Variável)
Alunita	Ausente (Exceto como sobreposição)	Comum (Pouco)
Barita	Comum (Muito pouco)	Comum (Pouco)
Fluido Hidrotermal		
pH	Próximo ao neutro	Ácido (pH <1 a >3)
Alteração Hidrotermal	Ilita (sericita); argilas interestratificadas	Alunita, caulinita, pirofilita, diásporo
Temperatura	150-250°C	100-350°C
Elementos farejadores		
Alto	Au, Ag, As, Sb, Hg, Zn, Pb, Se, K	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg, Te, Sn, Pb, Mo, Te/Se
Baixo	Cu, Te/Se	K, Zn, Ag/Au

6.2 Depósitos do tipo Pórfiro

Os depósitos do tipo pórfiro são a mais importante fonte mundial de Cu e Mo além de formarem reservas significantes de Au, Ag e Sn. São tipificados pelo grande volume de minério que ocorre geneticamente associado com intrusões porfiríticas de magmatismo félsico a intermediário, em um ambiente mais profundo (< 4 km) em relação aos depósitos epitermais ([Kirkham, 1972](#)). As intrusões porfiríticas associadas ao depósito são comumente de diorito, granodiorito, andesito e dacito cristalizados a partir de magmas oxidados, do tipo I, metaluminosos de médio a alto potássio ([Seedorff](#)

et al., 2005). [Kirkham & Sinclair \(1988, 1995\)](#) classificaram os pórfiros de acordo com o conteúdo metalífero em 10 subtipos, descritos na [tabela 6.2](#).

Tabela 6.2 – Classificação dos pórfiros proposta por [Kirkham e Sinclair \(1995\)](#) de acordo com o conteúdo metalífero.

Principal Comódite	Subprodutos que podem ocorrer associados
Cu	Au, Mo, Ag, Re, EGP
Cu-Mo	Au, Ag
Cu-Mo-Au	Ag
Cu-Au	Ag, EGP
Au	Ag, Cu, Mo
Mo	W, Sn
W-Mo	Bi, Sn
Sn	W, Mo, Ag, Bi, Cu, Zn, In
Sn-Ag	W, Cu, Zn, Mo, Bi
Ag	Au, Zn, Pb

Os depósitos pórfiros se formam desde o arqueano até os tempos atuais, porém, as maiores reservas concentram-se do jurássico ao mioceno (ca. 200 a 5 Ma) em motivo de evoluírem, normalmente, na raiz de estratovulcões andesíticos a dacíticos que se desenvolvem em arcos magmáticos. A tipologia do arco e, conseqüentemente, o tipo do magmatismo associado, podem influenciar na associação dos metais precipitados ([Fig. 6.2A](#)). Embora estes depósitos tenham uma tendência em se alinharem paralelamente a subducção, normalmente se formam em locais onde o regime é extensional, decorrente do deslizamento oblíquo em função do sistema contraccional do arco ([Fig. 6.2B](#)) ([Sillitoe, 1973](#); [Kirkham & Dunne, 2000](#); [Sillitoe, 2000](#); [Tosdal & Richards, 2001](#)).

O minério encontra-se hospedado em sistemas *stockworks*, zonas de fraturas e brechas. De forma geral, as vênulas associadas à mineralização evoluem de modo sistemático e podem ser divididas em tipos, propostos por [Gustafson & Hunt, \(1975\)](#) e [Sillitoe, \(2010\)](#): (i) Tipo M: Vênulas de magnetita com biotita associadas à alteração potássica. Nem sempre estão presentes; (ii) Tipo A: Normalmente estéril e formada por quartzo granular. Corta a alteração potássica e, diferentemente dos outros tipos, forma veios sinuosos de comportamento dúctil, onde o contato com a encaixante normalmente não é linear, decorrente de altas temperaturas. (iii) Tipo B: Maior concentração do minério (Cu–Mo ou Au) que ocorre associado ao quartzo. (iv): Tipo D: Normalmente são os veios mais abundantes nos pórfiros. Cortam todos os veios anteriores e são

tipificados por uma alta concentração de pirita que é dominante sobre o quartzo. Comumente hospeda o minério de menor teor e ocorrem associados a alteração sericítica. A [figura 6.3](#) ilustra a forma de ocorrência desse sistema, que é chamado de veios A–B–D, enquanto que a [tabela 6.3](#) é uma síntese das observações feitas por [Gustafson & Hunt, \(1975\)](#), no depósito de El Salvador – Chile.

Figura 6.2 – Regimes tectônicos de formação dos depósitos tipo pórfiro. (A) Ilustração esquemática mostrando a relação de formação dos depósitos tipo pórfiro com o arco magmático. (modificado de [Sinclair, 2007](#)). (B) Exemplo da relação espacial entre os depósitos pórfiros e zonas de falha intra-arco (modificado de [Sillitoe, 2010](#)).

Figura 6.3 – Ilustração esquemática da cronologia das sequencias de veios nos depósitos do tipo pórfiro. (modificado de [Sillitoe, 2010](#)).

Tabela 6.3 – Síntese da caracterização dos veios A–B–D propostos por [Gustafson & Hunt, \(1975\)](#) no depósito Pórfiro de El Salvador no Chile.

Tipo do Veio	Assembléia de Silicatos Associados	Alteração Hidrotermal Associada	Idade e Estilo Estrutural	Minerais de Minério
Veio tipo A	Quartzo + Kfeldspato + Anidrita ± Biotita	Alteração potássica	Veios mais antigos. Veios descontínuos, irregulares e sem orientação principal. São pouco representativos no depósito. (1 - 25 mm de largura)	Sulfetos ocorrem disseminados no halo de alteração hidrotermal.
Veio Tipo B	Quartzo + Anidrita + Sulfetos	Normalmente não ocorre.	Veios intermediários que cortam os veios do tipo A. Formam veios contínuos e regulares. (5 - 50mm de largura)	Sulfetos ocupam bandas paralelas na parede dos veios e preenchem fraturas perpendiculares. Hospedam a mineralização de maior teor.
Veio tipo D	Sulfetos + Anidrita ± Quartzo	Alteração sericitica ou Sericitica + Clorítica.	São mais novos e cortam os veios A e B. Contínuos, localmente irregulares e formam padrões sistemáticos; (1-75 mm de largura)	A pirita é o sulfeto dominante. Hospedam a mineralização com menor teor.

O hidrotermalismo associado à mineralização dos pórfiros envolve a participação, em proporções variadas, de fluidos magmáticos, ricos em CO₂, salinos e de alta temperatura (> 350 °C), em decorrência do ambiente mais profundo. Normalmente as alterações hidrotermais associadas exibem um padrão de zonamento em larga escala, do centro para as bordas, de potassificação, sericitização e propilitização. Em zonas mais superficiais, associadas aos epitermais *high-sulfidation*, pode ocorrer uma alteração argílica avançada que evolui para uma cloritização nas zonas mais distais ([Fig. 6.4](#)). Ainda, é possível que ocorra a alteração sódico-cálcica ocorra em profundidade, na raiz do depósito ([Sillitoe, 1995, 2000, 2010; Sinclair, 2007](#)).

Na medida em que câmara magmática progressivamente se cristaliza, ocorre simultaneamente a redução de calor e fluxo hidrotemal no sistema pórfiro. Esse processo, conhecido como telescopagem, é marcado pelo rebaixamento do limite entre a pressão hidrostática e litostática. A perda de pressão e o resfriamento do sistema causam, conseqüentemente, mudanças físico-químicas no fluido, inicialmente mais quente, rico em CO₂ e com pH próximo a neutro que evolui para um fluido aquoso, mais ácido e de menor temperatura. Todo este processo decorre em um rebaixamento do hidrotermalismo de características epitermais sobre o sistema pórfiro mais profundo, podendo gerar uma sobreposição de eventos ([Fig. 6.5](#)) ([Seedorff & Einaudi, 2004; Rusk et al., 2008, Sillitoe 2010](#)).

Figura 6.4 – Padrão de zonamento das alterações hidrotermais nos depósitos do tipo pórfiro e high-sulfidation, representado principalmente pela alteração potássica, sericítica e propilítica (segundo Sillitoe, 1995).

Figura 6.5 – Evolução esquemática de telescopagem, rebaiando o sistema hidrotermal epitermal sobre o pórfiro. (modificado de Sillitoe, 2010).

7. O Garimpo do Papagaio

O Garimpo do Papagaio, localizado a aproximadamente 44 km a noroeste da cidade de Apicás, ocorre sobre uma mineralização aurífera localizada aos arredores das coordenadas 52°02'50''E e 09°20'17''S. O garimpo se desenvolveu na margem direita do rio Apicás, onde ocorre um morro de aproximadamente 200 metros de altura que se destaca no relevo local, denominado de Morro do Papagaio ou Serra Morena (Fig. 7.1). Atualmente a atividade garimpeira é menos intensa, devido ao esgotamento das mineralizações hospedadas nos saprólitos e nos aluviões. Acredita-se que existiram aproximadamente 150 garimpeiros trabalhando simultaneamente no garimpo, onde aproximadamente 50 cavas e *shafts* foram abertos até 2011, no ápice da atividade de lavra. A estrutura de exploração é precária e varia de acordo com o local de trabalho de cada garimpeiro. Alguns grupos contam até com pequenos moinhos elétricos e fazem uso de explosivos, enquanto que outros simplesmente explotam o minério filoniano manualmente em rocha alterada. Análises químicas por *fire assay* realizadas em campanha prospectiva pela *Frontera Minerals Company* (Álvarez, 2012), em amostras do garimpo, resultaram em até mais de 55 g/t. Além disso, de acordo com os garimpeiros locais os teores podem variar de 20 a 50 g/t no filão.

Figura 7.1 – Vista aérea do Garimpo do Papagaio. A e B, vista geral do morro do Papagaio e entorno; B e C, Localização de lavras garimpeiras. (cortesia: GEOMIN Geologia e Mineração Ltda., 2010).

De acordo com [Lacerda Filho *et al.* \(2004\)](#) e [Souza *et al.* \(2005\)](#) o Garimpo do Papagaio se desenvolveu em rochas da Suíte Intrusiva Teles Pires. Entretanto [Silva & Abram \(2008\)](#) e [Galé \(2012\)](#) o contextualizam como hospedado na Suíte Colíder ([Fig. 7.2](#)). Dados de aerogamaespectrometria evidenciam que a região do Garimpo do Papagaio têm valores anômalos para o parâmetro K_d , valores elevados do parâmetro F e baixa razão eTh/K. Imagens Landsat, em fusão com SRTM somados a interpretação de dados magnetométricos, mostram uma importante zona de falha, com direção geral a N77°E, passando nas proximidades do garimpo ([Silva & Abram, 2008](#)).

A mineralização aurífera é formada predominantemente por veios de quartzo sulfetados, subverticais, paralelos, orientados segundo ~ N40°E e, subordinadamente, por zonas menores de *stockworks* e brechas hidrotermais que cortam alterações hidrotermais potássica, sericítica e propilítica. Os veios apresentam espessuras variando de 1 a 2 cm, raramente alcançando mais de 10 centímetros, com espaçamento médio de 100 metros entre as famílias mineralizadas. Um segundo sistema, menos frequente, estéril, também vertical, orienta-se perpendicularmente ao anterior (~N50W), com veios com espessuras entre 1 a 10 centímetros. As fraturas que cortam as rochas encaixantes definem em planos relativamente regulares que se interseccionam em quatro sistemas predominantes, sendo: *i*) Sistema EW/NE (~N80°E) com alto ângulo de mergulho (SE/NW); *ii*) Sistema NS/NE (~N20°E) de alto ângulo de mergulho (SE/NW); *iii*) Sistema NW (~N50°W) com mergulhos intermediários (NE) e; *iv*) Sistema de baixo ângulo ([Galé *et al.*, 2015c](#)).

Estudos em inclusões fluidas em quartzo dos veios mineralizados do garimpo mostram que a colocação de corpos magmáticos foi essencial na gênese do ouro, com presença de fluidos meteóricos tardios ([Galé, 2012](#); [Galé *et al.* 2018](#)). Partindo desta informação, [Galé & Juliani \(2016\)](#) classificam o Garimpo do Papagaio como resultado de um depósito do tipo ouro pórfiro. Entretanto, a relação entre a origem dos fluidos hidrotermais com a tipologia e estilo da mineralização, rochas hospedeiras e ambiente tectônico, ainda devem ser melhor contextualizados.

Figura 7.2 – Localização do Garimpo do Papagaio e da área de pesquisa no mapa geológico (modificado de [Silva & Abram, 2008](#)).

CAPÍTULO IV

RESULTADOS OBTIDOS: CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO

8. Geologia do Garimpo do Papagaio

O mapa geológico confeccionado da região de Paranaíta e Apiacás, que abrange o Garimpo do Papagaio e seu entorno, corresponde a uma área de aproximadamente 16 km², onde afloram rochas relacionadas a eventos magmáticos, pode ser observado na [Figura 8.1](#). Os lineamentos estruturais e as drenagens foram traçados a partir da interpretação de imagens aéreas, de modelo numérico de terreno (SRTM) e amplitude do sinal analítico por aeromagnetometria.

Na região, foram identificados corpos de rochas plutônicas a subvulcânicas de composição granodiorítica e granítica, além de rochas vulcânicas e piroclásticas de composição dacítica e riolítica.

Os granitoides não hospedam a mineralização aurífera e afloram eminentemente no sudoeste da área mapeada. Ao sul, especificamente, aflora uma rocha maciça, não magnética, de composição originalmente granodiorítica, inequigranular, leucocrática, com pelo menos 20% de minerais máficos ([Fig. 8.2A](#)). Na região centro-oeste também ocorre uma rocha de composição granodiorítica, porém, se diferencia do litotipo anterior por sua característica subvulcânica, porfirítica, mesocrática e magnética. Os fenocristais de plagioclásio não ultrapassam 1 cm de comprimento e variam de anédricos a euédricos, dispersos em uma matriz fanerítica fina caracterizada por grande proporção de minerais máficos, que chegam a totalizar 40% da rocha ([Fig. 8.2B](#)). No extremo sudoeste da área, aflora um granito porfirítico leucocrático, com fenocristais de plagioclásio anédricos à subédricos de até 1,5 cm dispersos em uma matriz inequigranular com aproximadamente 15% de minerais máficos ([Fig. 8.2C](#)).

Rochas vulcânicas afloram nos demais setores da área mapeada. Ao centro e a nordeste da área de pesquisa, afloram dacitos de cor escura, com fenocristais de plagioclásio correspondendo a 10% do total da rocha. Estes são subédricos a euédricos, têm tamanho médio de 0,5 cm e estão dispersos em uma matriz afanítica que, por vezes, apresenta textura de fluxo ([Fig. 8.2D e E](#)). Esta rochas, situadas no centro e no nordeste da área de pesquisa, concentram a atividade garimpeira e, portanto, são a principal hospedeira da mineralização na região.

Rochas extrusivas de composição riolítica afloram no sudeste, norte e nordeste da área mapeada. Embora apresentem alteração hidrotermal e sulfetação associada, não foram evidenciadas lavras garimpeiras sobre este litotipo durante a realização do mapeamento. No norte, os riolitos afloram ao centro de estruturas circulares que foram

identificadas através das imagens geradas a partir do modelo numérico do terreno, constituindo pequenos morrotes destacados no relevo, indicativos da preservação das estruturas vulcânicas na região. Essas rochas normalmente são maciças, por vezes com textura de fluxo, de tonalidade acinzentada a avermelhada, com fenocristais milimétricos (~1 mm) de quartzo, dispersos em uma matriz afanítica (Fig. 8.2F).

Figura 8.1 – Mapeamento geológico da área de pesquisa, confeccionado em 1:25.000.

Figura 8.2 – Rochas plutônicas, subvulcânicas e vulcânicas na região do Garimpo do Papagaio. (A) Granodiorito inequigranular; (B); Granodiorito porfirítico (C); Granito porfirítico (D) Dacito com fenocristais de plagioclásio; (E) Dacito com textura de fluxo (F) Riolito cinza com fenocristais milimétricos de quartzo e textura de fluxo incipiente. Considerar mesma escala para todas as figuras.

Rochas piroclásticas ocorrem em todo o setor norte e sudeste da área mapeada e encontram-se abaixo dos dacitos e riolitos na topografia e, por vezes, intercaladas com estas rochas vulcânicas. São representadas por tufos, *lapili*-tufos e lapilitos de cor cinza, quando hidrotermalizadas podem encontrar-se avermelhadas ou esverdeadas e, por vezes, apresentam textura de fluxo, acamamento gradacional, partículas de *lapilli*-acrescionários (~0,5 a 2,0 cm), fragmentos líticos, além de cristaloclastos de quartzo e plagioclásio que podem variar entre 1 e 5 mm (Fig. 8.3A – F). Os lapilitos concentram-se muito próximos as intrusões vulcânicas, enquanto que as rochas mais finas, tufos e *lapili*-tufos, estão presentes por toda a região mais distal. Essas características são indicativas de que estas rochas se depositaram por correntes de densidades piroclásticas (CDP), ou seja, fluxo ignimbrítico (Cas & Wright, 1987). Nas áreas onde afloram os

dacitos se concentram a maior atividade garimpeira e é possível perceber que as rochas vulcanoclásticas, mesmo que de forma incipiente, também foram afetadas pelo hidrotermalismo.

Diques máficos, de textura fanerítica fina a afanítica, foram identificados nos testemunhos de sondagem e cortam as unidades vulcânicas e piroclásticas.

Além do saprólito desenvolvido sobre as vulcânicas dacíticas, é comum a atividade garimpeira no material coluvionar e aluvionar inconsolidado que se deposita nos baixos topográficos ao entorno do morro mineralizado e nas drenagens próximas.

Figura 8.3 – Rochas piroclásticas na região do Garimpo do Papagaio. (A) Textura de fluxo nas rochas piroclásticas; (B) Acamamento gravitacional (topo) e *lapilli*-acionários (base); (C) Foto em detalhe da textura de fluxo e cristaloclastos de plagioclásio rotacionados; (D) Foto em detalhe das partículas de *lapilli*-acrescionários; (E) Tufo com fragmentos líticos; (F) Lapilito, composto predominantemente por cristaloclastos fraturados de quartzo, feldspatos e máficos (cor avermelhada se deve pelo metassomatismo potássico). Considerar a escala gráfica para C–F.

9. Petrografia

Foram estudadas 112 lâminas delgadas das rochas provenientes de afloramentos em superfície e de testemunhos de sondagem distribuídos na área mapeada. Este capítulo aborda a caracterização das rochas hospedeiras e demais litotipos existentes na região do Garimpo do Papagaio, com o objetivo de individualizar as principais características litológicas de cada unidade. A separação dos litotipos foi dada inicialmente em campo e apurada com as descrições petrográficas. Adicionalmente, os estudos micropetrográficos foram essenciais na caracterização dos minerais hidrotermais. Todavia, as zonas de alteração hidrotermal das rochas hospedeiras e os minerais de minério, serão detalhados no *Capítulo V* deste trabalho.

9.1 Granitoides

Dentre os granitoides que ocorrem a sudoeste do garimpo, foram individualizados corpos de granodiorito inequigranular, granodiorito porfirítico e granito porfirítico.

Ao microscópio, o primeiro granodiorito apresenta textura inequigranular, onde o plagioclásio e o quartzo correspondem, respectivamente, em torno de 40% e 30% do total da rocha. São cristais predominantemente anédricos, por vezes subédricos, com contatos irregulares e em tamanhos que variam de $< 100\mu$ a $\leq 1,5$ cm (Fig. 9.1A). A rocha mostrou-se afetada por processos hidrotermais e também foi possível evidenciar, não tão frequentemente, extinção ondulante no quartzo, o que indica que a rocha não foi exposta a excessivas deformações tectônicas. A biotita ígnea (10% – 15%), de cor marrom, é diferenciada da hidrotermal por exibir-se em hábito euédrico a subédrico representando sua característica forma placóide com clivagem bem definida. O feldspato potássico ígneo é pouco frequente (~15%) e difícil de ser identificado em meio a alteração hidrotermal, que afetou generalizadamente este litotipo, porém, quando identificado, forma cristais de ortoclásio subédricos e prismáticos com geminação *Carlsbad*. Anfibólio, zircão e a allanita são minerais acessórios e, os dois últimos, representativos do alto conteúdo de ETR, Th, U, Zr, P, Ce e Cr no magma (Fig. 9.1B e C). Titanita é encontrada como produto de substituição da ilmenita. Biotita e microclínio hidrotermais ocorrem com frequência, são minerais secundários oriundos de metassomatismo potássico, substituindo o plagioclásio ígneo ou, no caso da biotita, em

vênulas e preenchendo fraturas (Fig. 9.1D e E). A sericita ocorre como mineral secundário mais tardio e substitui os feldspatos ígneos e hidrotermais (Fig. 9.1F).

O granodiorito porfirítico, assim como a rocha descrita anteriormente, encontra-se hidrotermalmente alterado, mas difere-se pela sua textura típica marcada pelos fenocristais de plagioclásio que representam aproximadamente 30% do total da rocha. Estes cristais apresentam tamanho em torno de 0,5 cm, por vezes zonados, variam de hábito euédrico, subédrico e, subordinadamente, anédrico, dispersos em uma matriz fina composta por quartzo, plagioclásio, anfibólio e feldspato potássico (Fig. 9.2 A e B). Eventualmente, no entorno dos fenocristais, ocorre formação de quartzo anédrico que engloba cristais de feldspatos alcalinos e plagioclásios (Fig. 9.2 C) evidenciando que esta rocha teve sua cristalização final em ambiente subvulcânico. O quartzo é o mineral mais abundante na matriz, representando aproximadamente 30% do total da rocha, ocorre em cristais subédricos e anédricos de granulação fina e, eventualmente, apresentam extinção ondulante. Hornblenda representa o anfibólio ígneo que ocorre como cristais euédricos e subédricos de aproximadamente 300 µm que compõem entre 10–15% da rocha (Fig. 9.2 D). O Feldspato alcalino magmático não é abundante (>10%) e ocorre, principalmente, próximo aos fenocristais e associado ao quartzo em textura granofírica. A biotita ígnea é pouco frequente (>5%) e ocorre na cor verde devido aos processos metassomáticos secundários. Os minerais opacos representam a fase acessória. Diferentes fases de metassomatismo pervasivo alteram os minerais ígneos, entre elas, o metassomatismo potássico é característico por substituir os plagioclásios por microclínio e biotita hidrotermal. Os eventos ulteriores são caracterizados pela sericitização dos plagioclásios seguida pela precipitação da paragênese clorita + apatita + epidoto (Fig. 9.2D e E).

O granito porfirítico, quanto analisado ao microscópio, difere-se dos demais granitoides descritos, por apresentar uma textura granofírica muito bem desenvolvida em toda a matriz da rocha. Os fenocristais totalizam 40% e são representados por plagioclásio, principalmente anédrico e arredondado, que podem comumente apresentar mais de 1 cm de comprimento, embora o tamanho médio seja de 0,5 cm (Fig. 9.3A e B). O quartzo, o feldspato potássico e a biotita compõem a matriz da rocha, onde os dois primeiros ocorrem associados por intercrescimento gráfico no entorno dos fenocristais, evidenciando que o magma se cristalizou em ambiente subvulcânico (Fig. 9.3C). O quartzo compõe ao menos 30% do total da rocha e é identificado como cristais subédricos e anédricos de granulação fina e comumente apresentam extinção ondulante,

indicativos de que este litotipo poderia ter sofrido tensões tectônicas relativamente maiores do que os demais granitóides. O feldspato alcalino é representado pelo ortoclásio com geminação, quando não ausente, *Carlsbad*. A biotita magmática representa em torno de 15% da rocha, é subédrica e marrom, por vezes esverdeada e concentra-se, prioritariamente, entre os fenocristais de plagioclásio, evidenciando uma possível cristalização fracionada. Zircão e minerais opacos representam a fase acessória. A exemplo dos demais granitoides, a rocha foi afetada por mais de um tipo de alteração hidrotermal. A alteração potássica é representada pela potassificação dos plagioclásios substituindo-os por microclínio, além de biotita, que ocorre na forma de vênulas, preenchendo fraturas, ou mesmo, substituindo a biotita magmática (Fig. 9.3 D). A alteração sericítica substitui principalmente os fenocristais de plagioclásio enquanto que a apatita e o epidoto representam uma fase de metassomatismo tardio.

9.2. Rochas vulcânicas

As rochas extrusivas constituem os domos vulcânicos que são decorrentes da ação do magmatismo dacítico a riolítico na área mapeada. Ocorrem nos altos topográficos e em meio às estruturas circulares, intercalados às rochas vulcanoclásticas de composições correspondentes. As rochas vulcânicas foram classificadas, de acordo com os fenocristais identificados, em um dacito que aflora na área central do mapa, além de uma pequena variedade de riolitos que ocorrem por toda a área, a exceção do setor sudoeste. A atividade garimpeira ocorre principalmente no saprólito decorrente dessas rochas extrusivas presentes na área central do mapeamento, indicando, portanto, que estas são as principais hospedeiras da mineralização.

Figura 9.1 – Fotomicrografias do granodiorito inequigranular. (A) Típica textura inequigranular; (B) Minerais acessórios de anfibólio e zircão envoltos por biotita hidrotermal; (C) Cristal de allanita associado englobado pela biotita hidrotermal; (D) e (E), Metassomatismo potássico representado pela substituição quase total do cristal de plagioclásio ígneo por microclínio e vênulas de biotita; (F) Sericita substituindo plagioclásio. Fotomicrografias: A, D, E e F, Polarizadores cruzados; B e C, Sem filtro analisador.

Figura 9.2 – Fotomicrografias do granodiorito porfirítico. (A) Textura porfirítica característica, com fenocristais de plagioclásio euédricos, subédricos e anédricos; (B) Fenocristal de plagioclásio zonado com alteração sericítica nas bordas; (C) Fenocristal de plagioclásio metassomatizado e textura granofírica entre quartzo e feldspato alcalino; (D) Cristais de anfibólio compondo a matriz da rocha e apatita + epidoto substituindo o plagioclásio; (E), Alteração potássica representada por microclínio e biotita substituindo o plagioclásio e alteração sericítica posterior. Fotomicrografias: A e D, Sem filtro analisador; B, C e E, Polarizadores cruzados.

Figura 9.3 – Fotomicrografias do granito porfírico; (A) e (B) Típica textura porfírica onde os fenocristais de plagioclásio estão dispersos em uma matriz com quartzo, feldspato potássico e biotita. A sericitização confere a coloração escura aos fenocristais; (C) Textura granofírica nas bordas dos fenocristais de plagioclásio; (D) Biotita primária magmática ($Bt_{(M)}$) sendo substituída por biotita secundária hidrotermal ($Bt_{(H)}$), decorrente do metassomatismo potássico; (E) Alteração hidrotermal representada por microclínio, biotita e epidoto tardio. Fotomicrografias: A, B e D, Sem filtro analisador; C e E Polarizadores Cruzados.

Ao microscópio, o dacito exibe textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio que correspondem de 20 a 30% da rocha e são representados por cristais de oligoclásio euédricos ou subédricos que podem atingir até 0,5 cm de comprimento (Fig. 9.4A e B). A matriz é afanítica e eventualmente exibe textura de fluxo magmático (Fig. 9.4C). A rocha apresenta um alto magnetismo devido a presença de magnetita, que por sua vez apresenta altos teores de titânio e ocorre intercrescida com hematita e ilmenita, derivando em textura de exsolução (Fig. 9.4D e E), o que caracteriza um magmatismo levemente oxidado (Ishihara, 1977). A alteração hidrotermal pervasiva afeta generalizadamente esta rocha e é comumente observada nos fenocristais, que ocorrem potassificados e sericitizados. A alteração propilítica tardia, de paragênese clorita + epidoto + apatita + carbonato $\pm$ actinolita $\pm$ albita, ocorre tanto de forma pervasiva quanto fissural (Fig. 9.4F e G). Além da titanita e hematita, produtos de alteração da magnetita titanífera, a rodocrosita também foi identificada ao microscópio eletrônico de varredura.

Os riolitos são diferenciados por eventualmente apresentarem fenocristais de quartzo e, por vezes, plagioclásio associado. Estes cristais podem chegar a 0,5 cm e completam 15% da rocha (Fig. 9.5A e B). O quartzo ocorre com hábito prismático ou bipiramidado e comumente apresenta-se fraturado e com golfos de corrosão magmática, caracterizando sua cristalização precoce e altas taxas de deslocamento do magma (Fig. 9.5C). Os fenocristais de plagioclásio são cristais de oligoclásio euédricos a subédricos (~0,5 cm) e também podem apresentar-se fraturados, entretanto, nem sempre estão presentes, o que pode caracterizar uma pequena segregação magmática, expressa em diferentes pulsos intrusivos. A matriz da rocha é afanítica e comumente apresenta textura de fluxo, além de amígdalas e estruturas em *lithophysae* decorrente da expansão dos gases magmáticos, indicativo de uma cristalização em nível crustal muito raso, ou mesmo superficial. A alteração hidrotermal pervasiva é principalmente evidenciada nos fenocristais de plagioclásio, que são potassificados e sericitizados, além da propilitização (clorita + epidoto + apatita + carbonato $\pm$ actinolita $\pm$ albita) que afeta generalizadamente a rocha, tanto de forma pervasiva, quanto fissural (Fig. 9.5D).

9.3. Rochas Piroclásticas

As rochas vulcanoclásticas são formadas principalmente por cristais de feldspatos e quartzo, além de fragmentos líticos, imersos em uma matriz muito fina. As estruturas e texturas variam entre acamadadas, *lápilli*-acrescionários, tufos soldados, eutaxítica, fluxo ignibrítico, púmices deformados (*fiamme*), amigdaloidal, esferulítica, além de cumulos de cristaloclastos e fragmentos líticos (Fig. 9.6A–I). Essa variedade de estruturas é indicativa de que o material vulcanoclástico foi transportado tanto por queda, quanto por *surge* e fluxo e, desta forma, correspondem a ignimbritos geneticamente relacionados a vulcanismo de erupções vulcanianas e/ou plinianas (Cas & Wright, 1987; Sommer *et al.*, 2003).

Os ignimbritos variam de composição dacítica a riolítica e, ao contrário dos riolitos, apresentam preferencialmente cristaloclastos de plagioclásio que podem, ou não, estarem associados aos cristaloclastos de quartzo. Tanto o plagioclásio quanto o quartzo, ocorrem como cristais euédricos a subédricos de aproximadamente 1 mm e apresentam-se comumente fraturados, com bordas de corrosão magmática ou cominuídas e dispersos na matriz de cinzas vulcânicas (Fig. 9.6H). Ao centro de alguns esferulitos houve a formação de pirita (Fig. 9.6I), indicativo da disponibilidade de enxofre durante a atividade vulcânica. Embora as estruturas vulcanoclásticas primárias permaneçam preservadas, houve uma intensa recristalização e silicificação destas rochas, o que impossibilitou a identificação do vidro vulcânico.

Ainda que a atividade garimpeira concentre-se preferencialmente nas rochas vulcânicas, as rochas ignimbríticas também se mostraram hidrotermalmente alteradas e com sulfetos associados. O padrão de alteração hidrotermal é o mesmo caracterizado nos demais litotipos (alteração potássica, seguida pela alteração sericítica e propilítica). Entretanto, a intensidade das alterações potássica e sericítica se mostrou menor em relação aos granitoides e as rochas vulcânicas.

Figura 9.4 – Fotomicrografias dos dacitos. (A) Textura porfírica típica e textura de fluxo incipiente; (B) Fenocristal de oligoclásio, levemente sericitizado; (C) Matriz com textura de fluxo; (D) Magnetita intercrescida e parcialmente substituída por hematita; (E) Detalhe na textura de intercrescimento entre ilmenita e magnetita, além da substituição das bordas por titanita, evidenciadas por MEV; (F) Fenocristal

de plagioclásio parcialmente substituído por microclínio e sericita; (E) Epidotização parcial do fenocristal de plagioclásio. Fotomicrografias: A e C, Sem filtro analisador; B, F e G Polarizadores cruzados; E, Elétrons retroespalhados.

Figura 9.5 – Fotomicrografias dos riolitos (A) Textura típica porfírica e de fluxo; (B) Textura Fenocristas de quartzo fraturados e vênulas de epidoto; (C) Fenocristal de quartzo bipiramidal e com golfos de corrosão; (D) Textura amigdaloidal e estruturas em *lithophysae*; (E) Fenocristal de plagioclásio parcialmente metassomatizado pela potassificação (microclínio), seguido de sericitização e propilitização; Fotomicrografias: A, B e D Sem filtro analisador; C e E, Polarizadores cruzados

Figura 9.6 – Fotomicrografias das rochas piroclásticas. (A) Partículas de *lapiilli*-acrescionários e estrutura acamadada; (B) Partícula de *lapiilli*-acrescionário e matriz esferulítica; (C) Cristaloclóstos de plagioclásio dispersos em matriz com textura eutaxítica; (D) Cristaloclóstos de quartzo e fragmentos líticos dispersos em matriz fina com *fiamme*; (E) Textura amigdaloidal; (F) Textura eutaxítica e amigdalas →

←deformadas pelo fluxo piroclástico; (G) Aglomerado de cristaloclastos de plagioclásio; (H) Cristaloclasto de plagioclásio fraturado e com bordas cominuídas; (I) Esferulito levemente deformado com piritas ao centro. Fotomicrografias: A, B, C, E, F e G, Sem filtro analisador; D, H e I, Polarizadores cruzados. FL: Fragmento Lítico

10. Geoquímica

Para a classificação geoquímica será mantida a individualização caracterizada anteriormente: **(i) Granitoides:** Granodiorito inequigranular, granodiorito porfirítico e granito porfirítico; **(ii) Vulcânicas:** Dacito e riolito; **(iii) Rochas piroclásticas.** Quando conveniente a separação entre as rochas intrusivas e efusivas no tratamento dos dados, os dois últimos grupos foram interpretados em conjunto.

Para uma melhor caracterização do magma, buscou-se analisar as rochas preservadas aos diversos eventos metassomáticos. Entretanto, devido à ausência de afloramentos preservados ao intemperismo e aos estilos de alterações hidrotermais que afetaram regionalmente as rochas, nem sempre foi possível analisar um litotipo totalmente inalterado. Das 39 amostras analisadas, 25 amostras apresentam valores de perda ao fogo (P.F.; *LOI*) abaixo de 2% ([Tabela 10.1](#)) e o restante são as amostras que passaram por processos hidrotermais relativamente mais intensos, ou são amostras de superfície que expressam uma *LOI* maior devido ao intemperismo.

10.1. Classificação Geoquímica

De acordo com os diagramas propostos por [De la Roche \(1980\)](#) e [Middlemost \(1994\)](#), as rochas plutônicas da região são classificadas como granitos e granodioritos ([Fig. 10.1](#)). O granodiorito inequigranular plota no campo dos granitos, em ambos os diagramas, provavelmente devido à alteração potássica que afetou essa rocha, formando feldspato potássico por substituição de plagioclásio. As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas são classificadas predominantemente no campo composicional dos riodacitos e riolitos no diagrama de [De la Roche \(1980\)](#) e como dacitos, traquidacitos e riolitos na proposta de [Middlemost \(1994\)](#) ([Fig. 10.2](#)). As amostras de dacito T2MG 039 e T2MG 047 foram classificadas respectivamente como traquito e quartzo traquito ([De la Roche, 1980](#)) ou traquito e fonolito ([Middlemost, 1994](#)) e se isolaram dos demais resultados obtidos, provavelmente, devido a alteração potássica que alterou os valores de K_2O da rocha original.

Figura 10.1 – Diagramas de classificação dos granitoides, segundo as propostas de (A) De La Roche *et al.* (1980) e (B) Middlemost (1994).

Figura 10.2 – Diagramas de classificação de rochas vulcânicas e piroclásticas, segundo as propostas de (A) De La Roche *et al.* (1980) e (B) Middlemost (1994).

Tabela 10.1 – Dados geoquímicos obtidos para as amostras coletadas na área de pesquisa. Valores em vermelho representam perda ao fogo > 2%.

Litotipo	GRANITOIDES			VULCÂNICAS							
Amostra	SMG026	SMG023	SMG024	SMG003	SMG025	TMG018	TMG024	TMG033	T2MG038	T2MG039	T2MG047
Litologia	Granod. Ineq.	Granod. Porf.	Granito Porf.	Dacito	Dacito	Dacito	Dacito	Dacito	Dacito	Dacito	Dacito
Alteração H.	—	—	—	—	—	Propilítica	Potássica	—	—	Potássica	—
Al ₂ O ₃ **	14,65	14,54	13,90	14,70	15,22	14,11	16,19	14,45	14,46	17,07	17,29
Ba**	0,13	0,26	0,15	0,16	0,16	0,13	0,18	0,15	0,17	0,27	0,17
CaO**	1,61	2,83	1,51	2,55	1,65	1,74	3,01	2,05	1,88	3,80	3,07
Cr ₂ O ₃ **	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe ₂ O ₃ **	2,08	4,64	3,89	4,99	4,79	6,49	4,54	4,70	4,63	3,29	5,58
K ₂ O**	4,59	4,33	5,03	4,68	4,57	4,15	4,59	4,40	5,53	11,23	5,16
MgO**	0,66	1,27	0,58	1,14	0,88	0,98	0,64	0,89	1,08	0,61	1,19
MnO**	0,04	0,13	0,08	0,12	0,10	0,15	0,10	0,08	0,12	0,27	0,14
Na ₂ O**	3,33	3,50	3,47	3,10	3,06	2,59	4,65	3,80	2,75	1,39	4,10
P ₂ O ₅ **	0,06	0,17	0,16	0,25	0,23	0,23	0,27	0,25	0,25	0,28	0,30
SiO ₂ **	70,41	65,37	68,44	65,31	65,92	65,37	63,28	66,53	66,01	57,94	59,65
SUM**	99,36	99,42	99,62	99,56	99,77	99,23	99,31	99,52	99,57	99,14	99,88
TiO ₂ **	0,37	0,69	0,60	0,77	0,79	0,72	0,86	0,74	0,77	0,84	0,92
LOI**	1,41	1,66	1,79	1,78	2,38	2,56	0,99	1,47	1,90	2,09	2,28
TOT/C**	<0.02	<0.02	0,03	0,03	0,05	<0.02	0,07	<0.02	0,14	0,44	0,26
TOT/S**	0,06	0,15	<0.02	<0.02	<0.02	1,75	<0.02	0,02	<0.02	0,40	0,03
Ba*	1271	2510	1353	1517	1500	1192	1632	1356	1678	2711	1574
Be*	1	<1	2	2	5	4	2	2	5	1	4
Ce*	81,8	87,8	191,7	109,1	93,4	107,6	130,0	104,7	113,4	121,6	127,9
Co*	61,4	53,2	67,0	21,4	38,2	19,0	20,3	24,4	16,3	16,5	16,0
Cs*	2,4	2,2	2,9	4,0	2,7	3,8	1,0	2,7	2,8	0,4	3,0
Dy*	3,79	5,30	13,50	7,20	11,18	7,00	8,63	7,37	7,12	8,11	8,85
Er*	2,35	3,11	8,11	4,64	7,75	4,08	5,43	4,35	4,42	5,33	5,45
Eu*	1,26	2,22	3,14	1,84	2,44	1,54	2,34	1,85	1,83	1,95	2,08
Ga*	14,9	16,0	18,1	16,0	17,7	17,2	17,6	17,3	16,8	12,0	20,4
Gd*	4,17	5,49	15,09	7,76	10,67	7,30	9,27	7,54	7,80	8,52	9,21
Hf*	4,4	7,9	10,3	8,9	8,8	8,1	9,6	7,9	8,5	8,9	10,0
Ho*	0,75	1,03	2,72	1,54	2,45	1,40	1,73	1,43	1,38	1,64	1,73
La*	41,9	44,9	94,3	53,7	43,1	51,8	63,2	51,3	56,2	57,9	63,3
Lu*	0,36	0,48	1,08	0,70	1,10	0,64	0,78	0,66	0,68	0,80	0,80
Nb*	11,4	11,7	15,8	12,2	13,2	11,8	15,4	13,4	13,0	13,6	15,7
Nd*	30,1	36,8	93,0	45,7	52,8	45,6	55,2	44,8	48,8	53,3	55,6
Pr*	8,60	9,68	23,87	12,35	12,65	12,05	14,66	11,98	12,76	13,91	14,69
Rb*	163,7	128,1	200,6	158,1	165,8	172,0	112,3	140,6	177,7	129,6	182,4
Sm*	5,18	6,01	16,10	8,59	10,21	8,09	10,20	8,12	8,53	9,52	9,87
Sn*	1	1	2	2	2	4	2	2	2	4	3
Sr*	335,2	310,8	176,9	302,2	258,3	166,5	364,9	310,5	246,4	213,7	267,6
Ta*	1,9	1,7	2,6	1,5	1,4	1,1	1,4	1,4	1,1	1,4	1,4
Tb*	0,68	0,89	2,33	1,20	1,84	1,19	1,51	1,24	1,22	1,38	1,49
Th*	14,0	8,2	13,4	13,3	14,4	13,7	15,6	14,1	14,1	15,4	17,2
Tm*	0,36	0,44	1,17	0,71	1,11	0,62	0,77	0,66	0,64	0,79	0,79
U*	4,1	2,2	3,5	6,6	3,8	3,9	4,7	3,9	4,5	5,0	5,3
V*	33	61	26	32	38	40	39	34	38	33	50
W*	518,3	479,9	784,4	214,9	149,4	148,1	225,1	235,7	136,4	128,9	114,6
Y*	21,5	30,6	83,1	40,9	80,5	39,1	50,6	41,6	40,6	45,9	49,3
Yb*	2,37	3,09	6,85	4,76	7,07	4,01	5,03	4,26	4,31	5,20	5,15
Zr*	162,3	330,8	402,1	334,9	349,3	315,9	377,3	319,5	327,8	345,5	396,9
Ag*	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	2,2	<0.1	<0.1	0,1	0,4	<0.1
As*	0,7	<0.5	<0.5	2,0	0,8	14,9	0,7	0,5	2,3	19,8	2,4
Au***	1,9	1,6	1,6	<0.5	1,0	22,0	<0.5	1,1	1,1	13,7	<0.5
Bi*	0,2	0,1	0,1	<0.1	0,1	4,7	<0.1	0,1	0,2	0,7	0,1
Cd*	<0.1	0,1	<0.1	<0.1	0,1	26,7	<0.1	<0.1	0,1	0,2	0,1
Cu*	22,1	67,8	5,1	2,6	33,2	104,8	1,8	18,2	12,6	38,2	6,0
Hg*	<0.01	<0.01	<0.01	0,01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mo*	0,1	0,6	2,7	0,2	0,2	0,7	0,3	0,4	0,9	0,6	0,9
Ni*	1,2	7,7	3,2	1,8	2,8	2,2	1,9	2,1	2,3	2,0	2,5
Pb*	9,4	11,3	23,3	8,0	6,0	217,3	6,6	9,7	24,9	138,3	13,8
Sb*	<0.1	<0.1	0,1	0,3	<0.1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,9	0,2
Se*	<0.5	<0.5	1,3	<0.5	0,6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl*	0,2	0,3	0,5	0,5	0,5	0,2	<0.1	0,5	0,6	<0.1	0,4
Zn*	14	55	88	108	80	2503	57	75	120	95	108
*	ppm										
**	%										
***	ppb										

Litotipo	VULCÂNICAS										PIROCLÁSTICAS	
Amostra	T2MG049	T2MG056	T6MG068	T4MG080	T5MG081	SMG010	SMG011	SMG013	SMG021	SMG022	SMG007	SMG009
Litologia	Dacito	Dacito	Dacito	Dacito	Dacito	Riolito	Riolito	Riolito	Riolito	Riolito	Piroclástica	Piroclástica
Alteração H.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃ **	14,30	14,90	14,25	14,51	14,28	13,14	13,24	15,33	14,48	14,76	14,24	13,34
Ba**	0,16	0,10	0,15	0,13	0,15	0,11	0,16	0,18	0,15	0,16	0,16	0,19
CaO**	2,45	2,49	2,66	2,61	2,57	1,79	0,43	0,85	2,24	1,60	2,46	1,33
Cr ₂ O ₃ **	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe ₂ O ₃ **	4,71	4,92	4,79	5,02	4,66	1,80	1,87	2,38	4,55	4,86	4,56	4,72
K ₂ O**	4,39	2,55	4,44	2,74	4,47	4,40	5,64	5,16	4,52	4,54	4,53	5,12
MgO**	1,02	1,04	0,93	0,96	0,81	0,18	0,17	0,23	0,60	0,97	0,92	0,95
MnO**	0,10	0,11	0,12	0,11	0,10	0,08	0,04	0,06	0,08	0,09	0,11	0,10
Na ₂ O**	3,60	4,94	3,47	4,45	3,58	3,73	3,29	4,33	3,68	3,39	3,42	3,18
P ₂ O ₅ **	0,24	0,27	0,27	0,25	0,25	0,03	0,06	0,04	0,25	0,25	0,25	0,27
SiO ₂ **	66,39	66,36	65,61	66,86	66,37	72,85	73,65	68,64	67,18	66,27	66,59	68,43
SUM**	99,66	99,96	99,70	99,58	99,28	99,48	99,70	99,16	99,97	99,73	99,65	99,63
TiO ₂ **	0,75	0,80	0,78	0,77	0,77	0,18	0,28	0,34	0,76	0,80	0,76	0,81
LOI**	1,54	1,49	2,21	1,16	1,24	1,18	0,85	1,60	1,47	2,01	1,65	1,17
TOT/C**	0,07	0,07	0,18	0,03	0,05	0,07	<0.02	<0.02	0,09	0,03	0,03	<0.02
TOT/S**	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Ba*	1421	923	1446	1163	1452	1057	1391	1782	1419	1613	1461	1857
Be*	2	4	1	5	4	5	2	<1	3	3	3	3
Ce*	108,6	116,0	109,4	112,8	112,3	93,5	247,3	63,8	110,6	80,7	109,0	119,9
Co*	17,8	16,6	20,3	17,1	26,1	36,9	34,8	39,2	24,6	27,6	36,7	22,2
Cs*	3,5	2,3	3,0	2,4	2,2	1,0	0,8	0,6	3,0	2,4	2,7	1,7
Dy*	6,99	7,83	6,93	7,93	7,67	6,64	10,31	8,88	7,30	6,18	7,36	7,91
Er*	4,37	4,68	4,39	4,69	4,50	4,12	6,28	5,98	4,50	3,72	4,79	4,91
Eu*	1,79	1,84	1,95	1,80	1,96	0,85	2,22	1,94	1,95	1,71	1,95	1,96
Ga*	16,9	17,3	16,7	15,9	16,7	13,9	14,5	17,5	16,6	17,7	16,1	12,6
Gd*	7,07	8,06	7,62	7,89	7,77	6,54	12,76	8,41	7,80	6,13	7,98	8,66
Hf*	8,3	8,5	8,7	8,5	8,5	6,2	9,1	10,2	8,6	9,6	8,8	9,2
Ho*	1,31	1,51	1,53	1,49	1,47	1,40	2,14	1,92	1,46	1,23	1,50	1,62
La*	50,9	56,8	53,4	54,1	54,5	49,1	104,7	63,2	53,0	33,2	54,5	60,7
Lu*	0,66	0,69	0,65	0,69	0,69	0,67	0,95	0,99	0,67	0,61	0,72	0,76
Nb*	13,2	13,7	12,9	13,2	12,5	11,5	13,8	13,9	13,7	14,0	12,5	13,2
Nd*	45,3	49,9	47,5	46,4	48,8	41,1	82,8	55,6	47,5	33,6	46,9	50,9
Pr*	11,98	13,19	12,54	12,53	12,83	10,82	22,24	14,77	12,60	8,52	12,59	13,85
Rb*	143,9	113,7	140,8	100,1	131,3	126,1	159,4	165,5	145,8	145,0	139,9	145,9
Sm*	8,15	9,07	8,74	8,45	8,81	7,37	13,99	9,25	8,52	6,36	8,82	8,92
Sn*	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Sr*	300,2	357,5	271,0	326,6	273,1	184,1	127,2	166,4	317,8	277,1	280,0	166,9
Ta*	1,2	1,2	1,4	1,3	1,5	2,2	1,7	1,7	1,5	1,4	1,7	1,4
Tb*	1,21	1,33	1,24	1,29	1,23	1,07	1,80	1,39	1,24	0,99	1,18	1,30
Th*	14,1	15,0	14,0	13,7	13,7	16,0	15,4	13,3	14,5	14,6	13,8	14,8
Tm*	0,61	0,69	0,66	0,67	0,65	0,62	0,92	0,94	0,65	0,57	0,66	0,73
U*	3,7	4,5	4,1	4,1	4,2	4,3	4,3	3,9	3,6	4,1	3,8	4,3
V*	34	39	40	37	41	11	<8	<8	37	38	38	33
W*	175,5	152,8	220,1	171,0	236,2	440,5	343,5	349,2	246,7	244,9	360,5	196,6
Y*	40,3	45,1	42,0	42,7	41,4	38,4	61,3	57,6	41,8	32,7	41,4	45,4
Yb*	4,08	4,51	4,30	4,50	4,34	4,25	5,92	6,20	4,29	3,93	4,35	4,79
Zr*	321,7	352,7	340,2	329,1	342,7	198,7	322,2	383,2	346,9	363,0	343,3	362,0
Ag*	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As*	0,9	0,7	2,4	1,4	1,0	<0.5	<0.5	<0.5	0,7	<0.5	<0.5	<0.5
Au***	<0.5	1,4	<0.5	<0.5	0,7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,5	2,3
Bi*	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,2	0,3	0,1	0,1	<0.1	0,1
Cd*	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu*	5,3	3,4	2,1	9,6	4,4	0,8	2,2	34,5	1,0	7,0	5,5	7,7
Hg*	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	*	0,04	0,02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mo*	0,5	0,5	0,6	0,4	0,7	<0.1	0,5	0,4	0,4	0,5	0,6	1,5
Ni*	2,0	2,4	2,2	2,7	2,6	0,6	0,6	0,9	1,9	3,7	2,3	2,1
Pb*	7,5	9,4	4,3	5,4	5,8	5,7	7,6	5,0	4,7	10,2	5,1	4,2
Sb*	0,2	0,2	0,4	0,2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	0,2	0,1	0,1
Se*	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1,3	0,6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl*	0,5	0,4	0,5	0,4	0,3	<0.1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,3
Zn*	59	82	70	110	65	19	23	27	39	58	64	53
*	ppm											
**	%											
***	ppb											

Litotipo	PIROCLÁSTICAS							
Amostra	SMG014	SMG015I	SMG015II	SMG016	SMG017	SMG018	SMG019	SMG020
Litologia	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica
Alteração H.	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃ **	13,81	13,71	14,07	16,09	11,33	14,89	14,47	14,61
Ba**	0,13	0,14	0,17	0,17	0,18	0,15	0,15	0,15
CaO**	2,12	1,76	1,59	1,24	0,75	1,36	0,02	1,26
Cr ₂ O ₃ **	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe ₂ O ₃ **	3,63	3,15	3,18	4,42	2,89	4,96	3,59	3,58
K ₂ O**	4,11	5,03	5,91	5,87	4,46	4,37	5,39	4,37
MgO**	0,63	0,47	0,44	1,34	0,39	1,00	0,63	0,50
MnO**	0,09	0,12	0,11	0,08	0,09	0,10	0,03	0,09
Na ₂ O**	4,01	3,63	2,94	2,32	2,41	3,00	0,03	3,69
P ₂ O ₅ **	0,15	0,10	0,10	0,19	0,09	0,26	0,20	0,11
SiO ₂ **	68,06	69,11	69,18	64,41	75,24	65,01	71,20	67,51
SUM**	99,26	99,39	99,63	99,28	99,70	99,11	99,59	99,42
TiO ₂ **	0,55	0,53	0,53	0,70	0,42	0,80	0,70	0,56
LOI**	1,95	1,62	1,42	2,42	1,43	3,18	3,16	2,97
TOT/C**	0,15	0,16	0,13	0,03	0,07	0,04	<0.02	0,23
TOT/S**	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Ba*	1185	1337	1545	1630	1634	1458	1384	1414
Be*	1	3	3	<1	2	2	3	<1
Ce*	99,5	107,8	108,8	119,7	102,7	105,9	140,5	149,0
Co*	28,4	21,1	17,7	15,2	24,4	40,1	27,9	29,5
Cs*	2,8	1,9	2,0	5,4	2,4	2,5	3,3	2,7
Dy*	6,66	7,05	7,49	7,89	8,13	7,62	9,29	7,81
Er*	4,37	4,53	5,03	5,40	4,68	4,80	5,61	4,98
Eu*	1,48	1,61	1,60	1,52	1,80	1,85	2,15	1,92
Ga*	13,9	15,0	16,5	20,4	13,8	18,0	17,7	18,1
Gd*	7,26	7,46	7,72	8,81	8,87	7,27	10,32	8,67
Hf*	8,1	8,2	8,5	9,9	6,7	8,9	9,5	8,5
Ho*	1,38	1,47	1,63	1,86	1,60	1,59	1,87	1,56
La*	52,0	54,7	56,0	62,5	69,9	48,0	67,1	73,7
Lu*	0,66	0,69	0,72	0,76	0,61	0,75	0,77	0,72
Nb*	12,7	13,2	13,9	14,1	12,9	14,8	15,3	16,1
Nd*	42,6	44,1	47,0	52,2	53,7	42,2	58,5	59,3
Pr*	11,57	12,13	12,55	13,70	14,80	11,43	15,32	16,36
Rb*	135,2	153,9	188,6	226,0	155,2	137,7	225,7	151,7
Sm*	7,65	8,04	8,53	9,06	9,17	7,85	10,58	10,04
Sn*	2	2	2	3	2	2	2	3
Sr*	271,2	216,8	212,9	228,8	165,0	267,3	35,7	227,1
Ta*	1,7	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7	1,7	1,7
Tb*	1,06	1,19	1,19	1,29	1,43	1,24	1,61	1,39
Th*	15,1	16,8	16,8	18,5	14,0	14,8	14,4	18,5
Tm*	0,62	0,69	0,72	0,76	0,66	0,72	0,77	0,69
U*	4,9	5,2	5,6	3,9	3,8	4,1	3,9	5,5
V*	26	<8	<8	30	<8	39	24	10
W*	295,4	231,6	212,9	138,4	284,0	300,8	291,0	305,4
Y*	38,9	40,6	48,3	69,0	54,2	42,7	50,1	45,6
Yb*	4,11	4,61	4,94	4,88	4,29	4,80	4,89	4,61
Zr*	292,4	302,4	314,4	354,6	248,6	354,5	358,5	324,2
Ag*	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	0,3	0,3
As*	<0.5	<0.5	<0.5	0,8	<0.5	<0.5	2,7	0,6
Au***	1,8	0,6	<0.5	0,8	2,4	1,6	2,3	3,0
Bi*	0,2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,7	0,2
Cd*	0,2	<0.1	0,1	0,1	0,1	0,2	<0.1	0,4
Cu*	1,8	1,2	1,1	3,6	1,8	8,8	1,8	1,6
Hg*	*	0,04	0,06	0,01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mo*	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,5	0,2	0,3
Ni*	1,7	0,4	0,3	1,4	0,4	3,1	0,4	0,5
Pb*	5,6	16,1	20,3	7,0	12,9	12,5	1581,2	35,5
Sb*	0,4	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1
Se*	0,6	<0.5	<0.5	0,8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl*	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3
Zn*	43	79	68	39	67	89	27	71
*	ppm							
**	%							
***	ppb							

Litotipo	PIROCLÁSTICAS							
Amostra	T10MG089	T10MG091A	T10MG092	T10MG093	T11MG094	T11MG095	T13MG103	T7MG083A
Litologia	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica	Piroclástica
Alteração H.	Propilítica	–	–	Sericítica	–	Potássica	Potássica	–
Al ₂ O ₃ **	13,38	15,31	15,82	15,07	14,79	13,87	12,72	13,92
Ba**	0,15	0,13	0,17	0,11	0,17	0,13	0,12	0,15
CaO**	2,69	2,02	0,70	3,13	1,25	1,38	0,66	2,59
Cr ₂ O ₃ **	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe ₂ O ₃ **	3,28	2,44	2,03	1,89	3,94	4,02	2,26	3,32
K ₂ O**	5,01	4,20	5,19	3,51	5,46	4,38	5,70	4,46
MgO**	0,72	0,81	0,65	0,69	0,63	0,53	0,31	1,01
MnO**	0,18	0,23	0,12	0,16	0,06	0,06	0,06	0,09
Na ₂ O**	3,20	3,21	2,40	3,81	2,85	3,88	2,05	2,05
P ₂ O ₅ **	0,16	0,12	0,12	0,10	0,16	0,16	0,04	0,24
SiO ₂ **	67,02	67,99	68,49	67,47	68,18	68,92	73,98	67,83
SUM**	99,02	99,56	98,34	99,91	99,94	99,69	99,33	99,57
TiO ₂ **	0,54	0,29	0,30	0,26	0,59	0,57	0,25	0,73
LOI**	2,68	2,79	2,33	3,70	1,83	1,79	1,16	3,18
TOT/C**	0,56	0,37	0,08	0,64	0,17	0,20	0,10	0,39
TOT/S**	0,39	0,25	0,57	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Ba*	1392	1211	1531	1084	1654	1276	1145	1409
Be*	4	<1	<1	2	3	1	4	3
Ce*	94,9	68,5	69,2	64,7	102,6	99,5	114,8	106,3
Co*	20,6	13,9	12,0	9,8	14,4	20,5	18,4	12,2
Cs*	4,1	2,6	2,1	2,5	2,3	2,8	2,0	2,9
Dy*	6,02	2,25	2,23	2,14	6,57	6,47	7,51	6,82
Er*	3,90	1,30	1,15	1,18	4,00	3,77	5,02	4,21
Eu*	1,30	0,84	0,73	0,93	1,43	1,39	1,06	1,85
Ga*	14,7	14,8	14,5	14,5	17,5	14,2	15,2	16,8
Gd*	6,26	2,85	3,14	2,74	6,86	6,54	7,55	7,34
Hf*	7,3	3,8	4,2	4,0	7,7	7,1	7,5	7,8
Ho*	1,28	0,42	0,39	0,40	1,34	1,26	1,61	1,37
La*	45,8	34,7	35,1	33,2	50,1	47,6	54,6	51,9
Lu*	0,64	0,20	0,20	0,19	0,65	0,60	0,77	0,64
Nb*	12,4	7,4	7,3	7,1	12,7	12,1	13,7	12,5
Nd*	39,4	26,1	27,4	24,3	44,1	40,3	46,4	46,7
Pr*	10,54	7,17	7,65	6,84	11,63	11,13	12,43	12,09
Rb*	181,4	148,4	174,0	137,6	184,7	142,6	171,3	175,6
Sm*	6,81	3,75	3,83	3,63	8,01	7,60	8,10	8,27
Sn*	2	<1	1	<1	3	2	3	1
Sr*	243,1	246,3	197,3	294,2	202,9	223,4	115,1	106,9
Ta*	1,3	0,7	0,8	0,6	1,3	1,4	1,7	1,2
Tb*	1,06	0,41	0,43	0,40	1,14	1,09	1,32	1,20
Th*	14,6	8,6	8,8	7,9	16,4	15,5	18,9	13,6
Tm*	0,60	0,19	0,16	0,18	0,61	0,58	0,73	0,61
U*	4,1	2,0	1,4	1,3	8,0	4,2	6,6	3,9
V*	22	23	21	20	60	21	<8	37
W*	157,2	130,6	127,5	103,6	132,8	220,0	192,1	86,5
Y*	38,8	12,7	11,2	11,7	36,0	35,3	44,5	40,9
Yb*	3,97	1,29	1,10	1,20	4,19	3,84	4,79	4,17
Zr*	274,9	145,6	161,2	144,1	286,4	273,9	251,8	316,2
Ag*	0,1	<0.1	8,3	<0.1	0,1	<0.1	<0.1	0,4
As*	1,9	4,9	22,2	0,8	<0.5	0,5	<0.5	0,8
Au***	2,5	5,2	16,6	4,6	<0.5	2,0	<0.5	5,3
Bi*	0,1	<0.1	0,7	<0.1	0,5	0,1	0,3	0,6
Cd*	<0.1	<0.1	17,2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu*	1,1	1,4	21,0	1,2	0,5	0,6	3,5	101,7
Hg*	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mo*	0,2	0,1	0,1	0,1	<0.1	<0.1	0,8	0,5
Ni*	2,0	2,7	2,3	1,9	0,8	1,4	0,4	1,3
Pb*	22,8	4,5	4632,5	2,2	9,3	7,5	7,9	50,5
Sb*	0,3	0,5	5,5	0,4	0,2	0,3	0,3	0,1
Se*	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,7	0,6	<0.5	<0.5
Tl*	0,6	0,1	0,2	0,2	<0.1	0,1	<0.1	0,2
Zn*	46	22	1993	15	12	26	7	35
*	ppm							
**	%							
***	ppb							

De acordo com o diagrama que individualiza as séries alcalinas das subalcalinas definido por [Irvine & Baragar \(1971\)](#), o magmatismo que gerou as rochas plutônicas, subvulcânicas, vulcânicas e piroclásticas em questão mostra afinidade com a série calcioalcalina ([Fig. 10.3A](#)). A dispersão de uma amostra dacítica (TMG 018) para afinidade com a série toleítica, se deu provavelmente pelo acréscimo nos teores de Fe devido à presença de epidoto associada à alteração propilítica que afetou intensivamente esta amostra. É possível observar que as amostras do dacito se concentram sem grandes variações, enquanto que as demais formam um *trend* em direção ao aumento de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), evidenciando a evolução do sistema magmático local. A exceção desta teoria esta a amostra do granodiorito inequigranular, em que os altos teores de álcalis se devem, provavelmente, ao metassomatismo potássico. Entretanto, no diagrama de [Ross & Bedard \(2009\)](#), todas as amostras são classificadas como calcioalcalinas, sem qualquer dispersão no campo transicional ([Fig. 10.3B](#)).

No diagrama proposto por [Peccerillo & Taylor, \(1976\)](#) relacionado ao índice de subalcalinidade, observa-se uma relativa dispersão dos resultados ([Fig. 10.3C](#)). A alteração potássica, que afeta mesmo que de forma incipiente algumas dessas amostras, pode ser responsável por essa dispersão, deslocando o resultado do campo da série calcioalcalina de alto potássio para o campo dos shoshonitos. Tomando como base os teores mínimos de K_2O obtidos, é possível afirmar que as amostras da região do Garimpo do Papagaio pertencentes às séries calcioalcalinas de médio a alto potássio.

Em relação ao índice de saturação em alumina proposto por [Shand \(1943\)](#), as amostras se concentram na divisão entre os campos metaluminoso e peraluminoso ([Fig. 10.3D](#)). Estas características, somadas com as pertencentes à série calcioalcalina de médio a alto potássio, são indicativas de um magma mais evoluído, gerado em um ambiente tectônico de crosta madura e relativamente espessa, permitindo assim o fracionamento magmático.

Figura 10.3 – Diagramas químicos classificatórios das rochas na região da área de pesquisa. (A) Limite entre rochas das séries toleítica e calcioalcalina (Irvine & Baragar, 1971) (Seta verde indica possível evolução do sistema); (B) Limite entre rochas das séries toleítica, transicional e calcioalcalina (Ross & Bedard, 2009); (C) Diagrama de subalcalinidade dividindo os campos das séries magmáticas (Peccherillo & Taylor, 1976); (D) Diagrama de índice ASI (Aluminum Saturation Index) (Shand, 1943).

10.2. Variação dos Elementos Maiores, Menores, Traço e ETRs

Os elementos maiores e menores das rochas que hospedam os veios mineralizados apresentam concentrações que, por vezes, apresentam um *trend* evolutivo magmático por cristalização fracionada, com enriquecimentos e empobrecimentos de determinados elementos químicos.

Os valores de SiO_2 estão compreendidos entre 57,94 e 75,24% tipificando um magmatismo supersaturado em sílica, enquanto que o Al_2O_3 abrange de 11,33 e 17,29%. Os valores de CaO variam entre 0,02 e 3,80% de modo que esta heterogeneidade se deva, possivelmente, a alteração propilítica com carbonados associados que afetam regionalmente estas rochas, em intensidades diferentes. O Na_2O ocorre entre 0,03 e 4,94% enquanto que o Fe_2O_3 ocorre entre 1,80 e 6,49%.

A partir dos diagramas de Harker (Fig. 10.4), observa-se uma tendência geral de diminuição dos elementos maiores e menores com o incremento de sílica. Essa relação é observada principalmente para o Al_2O_3 , CaO , MgO , P_2O_5 , TiO_2 , e Fe_2O_{3t} , com exceção do K_2O e do Na_2O . Estes elementos, que apresentaram um *trend* de diminuição, indicam a relativa evolução do sistema magmático como um todo. É possível observar que os litotipos oriundos de magmas relativamente menos evoluídos (dacitos) apresentam concentrações mais altas dos elementos maiores do que as rochas decorrentes do magmatismo mais evoluído (riolitos e piroclásticas).

Dentre os elementos analisados o K_2O e o Na_2O apresentam, no geral, uma correlação constante com o incremento de sílica, este fato é o indicativo da ocorrência dos respectivos metassomatismos potássico e propilítico, que, embora ocorram generalizadamente de forma incipiente nas amostras analisadas, ainda assim, afetam as rochas da região.

Os elementos traços, diferente do comportamento dos elementos maiores e menores, não exibem um *trend* de decréscimo significativo com o aumento de SiO_2 , Ba (923 – 2711 ppm), Ce (63,8 – 247,3 ppm), La (33,2 – 104,7 ppm), Y (11,2 – 83,1 ppm), Zr (144,1 – 402,1 ppm), Rb (100,1 – 226,0 ppm). À exceção o Ni (0,3 – 7,7 ppm) e o Sr (35,0 – 364,9 ppm) que apresentam um decréscimo incipiente em relação ao SiO_2 (Fig. 10.5). As concentrações de Ce, Y e Zr podem ser atribuídas às ocorrências de zircão e allanita, que eventualmente foram observados durante a petrografia das amostras com granulação mais grossa.

O padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR), foram normalizados pelo condrito de Nakamura (1974) separadamente para as rochas plutônicas e subvulcânicas (Fig. 10.6A), vulcânicas (Fig. 10.6B) e, por fim, piroclásticas (Fig. 10.6C). Os gráficos de distribuição dos elementos terras raras, para todos os litotipos, exibem típico enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) e empobrecimento em elementos terras raras pesadas (ETRP), característico de magmas calcioalcalinos. A ressalva, o granito porfirítico apresentou valores pouco maiores para

ETRP, embora ainda mantenha o padrão de alcalinidade concordante com os demais litotipos analisados. No geral, as anomalias de Eu são negativas para todos os litotipos, que sugerem um fracionamento eficiente do plagioclásio durante a cristalização destas rochas. A exceção, o granodiorito porfirítico apresenta uma leve anomalia positiva de Eu, provavelmente devido a abundância de cristais de anfibólio, que tendem a gerar anomalias de európio contrárias ao fracionamento dos feldspatos (Rollinson, 1993). As amostras de rochas piroclásticas T10MG 091A, T10MG 092 e T10MG 093 exibiram valores menores de ETRL e ETRP e anomalias negativas de európio incipientes, indicando uma possível heterogeneidade da fonte vulcânica para estas rochas. Algumas amostras de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, apresentaram leves anomalias de Ce, provavelmente devido a alteração potássica que pode causar enriquecimentos de terras raras (Zhiwei & Zhenhua, 2003).

Figura 10.4 – Diagramas de Hacker com a variação dos elementos maiores e menores das amostras provenientes do Garimpo do Papagaio (valores percentuais).

Figura 10.5 – Diagramas de Hacker com a variação dos elementos-traço das amostras do Garimpo do Papagaio (Elementos-traço em ppm; SiO₂ em valores percentuais).

O padrão de distribuição multielementar pelo manto primitivo de [McDonough & Sun \(1995\)](#) foi normalizado em conjunto para todos os litotipos, uma vez em que estes exibem comportamento similar ([Fig. 10.7](#)). A pequena anomalia positiva de Ba para algumas amostras pode ser atribuída a um reflexo da alteração potássica que, mesmo de forma incipiente, afeta estas rochas com geração de microclínio e biotita, que tendem a incorporar este elemento ([Cox et al. 1996](#); [Moore & Sisson, 2008](#)). As anomalias negativas de Nb, Sr e Ti são tipicamente encontradas em granitos do tipo I formados em arcos magmáticos ([Wernick, 2004](#)). Os valores de Pb alternam desde um anomalia pouco negativa a muito positiva, provavelmente pela formação da galena na fase hidrotermal.

Figura 10.6 – Diagramas multielementares (*spidergrams*) de padrão de distribuição de elementos terras raras normalizados pelos valores do condrito de Nakamura (1974). (A) Rochas plutônicas; (B) Rocha vulcânica; (C) Rochas piroclásticas.

Figura 10.7 – Diagrama multielementar (*spidergram*) normalizado pelos valores do manto primitivo de McDonough & Sun (1995) para todos os litotipos.

10.3. Diagramas de Ambiente Tectônica

De acordo com a divisão proposta por [Champion & Heinemann \(1994\)](#) que definem para o limite entre rochas intermediárias e ácidas o valor de 65% de sílica, observa-se que as rochas do Garimpo do Papagaio são predominantemente ácidas ($57,94\% < \text{SiO}_2 < 75,24\%$). São rochas que apresentam percentuais intermediários de CaO ($0,02\% < \text{CaO} < 3,80\%$) e baixos valores de ASI (índice de saturação em alumina; [Fig. 10.3D](#)). Também apresentam boas correlações dos elementos maiores, menores e traços com a variação de sílica (índice de fracionamento ígneo). Segundo [Chappell & White \(2001\)](#), essas características são frequentemente utilizadas na distinção de granitos do tipo I. Granitos desta classe são relacionados a arcabouços de margem continental ativa em ambiente de arco plutonovulcânico ([Cobbing, 2000](#)).

De acordo com os diagramas de [Whalen et al., \(1987\)](#), que distingue os granitos do tipo I-S daqueles do tipo A, a partir de valores de razões $(\text{Ga}/\text{Al}) \cdot 10^4$, permitem classificar essas rochas como típicos granitos do tipo I ([Fig. 10.8](#)). Para estes diagramas foram utilizados os valores obtidos de FeO_T/MgO e Nb na finalidade de evitar que os elementos mais suscetíveis a mobilidade ou enriquecimento durante a alteração hidrotermal existente na região (*e.g.* K, Ca e Ce) influenciem nos resultados. Neste

contexto, os dados plotados nos diagramas de discriminação granítica são condizentes com os as anomalias negativas de Nb, Sr e Ti obtidas no diagrama de [McDonough & Sun \(1995\)](#) (Fig. 10.7).

Figura 10.8 – Diagramas de discriminação granítica propostos por [Whalen et al. \(1987\)](#).

Ao considerar os teores de Rb, Ta e Hf no diagrama de [Harris et al. \(1986\)](#) (Fig. 10.9) observa-se que os litotipos da região do Garimpo do Papagaio foram formadas predominantemente durante o desenvolvimento do arco vulcânico. O Granodiorito inequigranular apresenta características de formação após o evento compressional (Fig. 10.9 A). A amostra de riolito SMG 010 separa-se das demais por apresentar valores anômalos de Ta (Fig. 10.9 B).

Figura 10.9 – Classificação tectônica de [Harris et al. \(1986\)](#). (A) Diagrama para os Granitóides; (B) Diagrama para rochas vulcânicas e piroclásticas.

Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos para rochas de composição granítica foram sugeridos por [Gorton & Schandl \(2002\)](#), utilizando-se de concentrações de Th, Ta, Hf e Yb. De acordo com esses diagramas, representados na [Figura 10.10](#), as rochas da região do Papagaio, em sua maioria, se agrupam nos campos de margem continental ativa. O granodiorito porfirítico e o granito porfiríticos apresentam assinatura de zona vulcânica intraplaca no diagrama Th/Hf vs Ta/Hf e situam-se na zona transicional no diagrama Th vs Ta.

Figura 10.10 – Diagramas de discriminação tectônica de Gorton & Schandl (2002). Margens continentais ativas (MCA), zonas vulcânicas intraplaca (ZVI) e Basaltos de cordilheira meso-oceânica (MORB).

Quanto aos diagramas de discriminação tectônica propostos por [Pearce et al., \(1984\)](#), expostos na [Figura 10.11](#), observa-se que essas amostras apresentam afinidade geoquímica com granitoides de arcos vulcânicos, com sutil tendência para granitos intraplaca, caracterizando uma afinidade geoquímica de granitoides pós-colisionais. Embora estes diagramas não tenham uso adequado às rochas piroclásticas, os dados referentes a estas ainda assim foram utilizados, uma vez em que estas rochas são eminentemente formadas por material vulcânico.

Figura 10.11 – Diagramas de discriminação geotectônica de [Pearce \(1984\)](#). Granitos Intraplaca (GI); Granitos de arco vulcânico (GAV); Granitos de cordilheira oceânica (GCO); Granitos sin-colisionais (GSC).

11. Geocronologia U–Pb

Tendo como objetivo a determinação das idades de cristalização das diferentes rochas identificadas na área mapeada, concentrados de zircões foram separados a partir de oito amostras e datados pelo método U–Pb SHRIMP IIe no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução da Universidade de São Paulo. Foram analisadas uma amostra, respectivamente, para o granodiorito inequigranular (SMG 026), dacito (SMG 018), granodiorito porfirítico (SMG 023) e granito porfirítico (SMG 024). Duas amostras, de regiões distintas do mapa, foram analisadas para os riolitos (SMG 011 e T10MG 091) e as vulcanoclásticas (SMG 013 e SMG 015). Uma segunda amostra de dacito, proveniente da zona mineralizada ao centro da área mapeada, também foi preparada, porém, não foi possível obter zircões para a análise. Entretanto, a amostra de dacito (SMG 018), também é representativa das hospedeiras, visto a existência de cavas garimpeiras, mesmo que em menor proporção, na área mapeada.

Para a obtenção de idades mais concordantes e precisas, as análises foram executadas após a seleção dos grãos de zircões e identificação, a partir da imagem de catodoluminescência, das áreas com inclusões, fraturas, metamitização e demais imperfeições. O zonamento oscilatório é comumente encontrado, indicativo de que os zircões se cristalizaram por magmatismo. Neste contexto, aparentemente não foram encontrados zircões de natureza sedimentar e, em geral, as concórdias forneceram idades concordantes, com bons resultados analíticos, onde as incertezas foram reportadas como 1σ .

O granodiorito inequigranular apresentou idade de 1.797 ± 13 Ma, a mais antiga obtida entre os litotipos analisados. O dacito exibiu idade de 1.796 ± 9 Ma, enquanto que o granodiorito porfirítico de $1.794,0 \pm 8$ Ma, indicando que poderiam estar associados ao mesmo evento vulcânico. Os riolitos resultaram em idades de 1.789 ± 7 e 1.789 ± 8 Ma, podendo estar associado ao mesmo evento que gerou uma das rochas piroclásticas (1.785 ± 12). O granito porfirítico apresentou idade de 1781 ± 5 Ma, a mais nova entre as rochas intrusivas, correlata à idade de 1.780 ± 8 Ma obtida para a segunda rocha piroclástica analisada. Neste contexto é possível afirmar que existiram pelo menos dois eventos vulcanoclásticos distintos na região. Uma síntese das idades U–Pb obtidas e sua localização na área de estudo pode ser observada na [figura 10.1](#).

Figura 11.1 – Localização e respectivas idades U–Pb obtidas na área do mapeamento. Granodiorito inequigranular (SMG 026); Granodiorito porfíritico (SMG 023); Dacito (SMG 018); Riolitos (SMG 011 e T10MG 091); Piroclásticas (SMG 013 e SMG 015). Granito porfíritico (SMG 024).

11.1. Granodiorito Inequigranular

A amostra do granodiorito inequigranular apresentou grãos de zircão relativamente homogêneos, de hábito prismático principalmente euédrico, por vezes subédrico, com comprimento variando principalmente entre 100 a 150µm e apresentando zonação oscilatória no núcleo e borda, raramente com núcleos não zonados (Fig. 11.2A). Eventualmente os zircões apresentaram inclusões. Foram analisados 12 pontos, dos quais apenas sete ficaram dentro da margem de 2% de concordância que foi utilizada para o cálculo da idade.

Para obtenção da idade foram utilizados dados de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ por $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, que resultaram na idade concordante de $1.797,4 \pm 13$ Ma (MSWD = 0,30) (Fig. 11.2B). Esta idade, somada as relações obtidas em campo, indica que este litotipo é o mais antigo entre as rochas analisadas e atuou como o embasamento das demais intrusões

magmáticas posteriores.

Figura 11.2 – Geocronologia U–Pb do granodiorito inequigranular. A) Imagem de catodoluminescência obtida em MEV dos zircões representativos da amostra e respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; B) Diagrama de concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U–Pb de $1.797,4 \pm 13$ Ma.

11.2. Dacito

A amostra do dacito apresentou grãos de zircão que variaram de 50 a 150 μm , com hábito prismático e na maioria das vezes euédrico, por vezes subédrico, apresentando zonação oscilatória, ausente em alguns núcleos (Fig. 11.3A). Poucos cristais apresentaram inclusões. Foram analisados 13 pontos, dos quais oito foram utilizados para o cálculo da idade.

Para obtenção da idade geocronológica foram utilizados dados de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ por $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, que resultaram na idade concordante de $1.796,1 \pm 8,9$ Ma (MSWD = 0,20)

(Fig. 11.3B).

As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ revelaram núcleos herdados mais antigos (1.90 e 1.84 Ga) do que a idade de cristalização da rocha, além de um fragmento de zircão, texturalmente diferenciado dos demais, que resultou em uma idade de ca. 2.1 Ga, indicando que o grão é mais antigo e provavelmente foi assimilado durante a intrusão magmática.

Figura 11.3 – Geocronologia U–Pb do dacito. A) Imagem de catodoluminescência obtida em MEV dos zircões representativos da amostra e respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. As idades em vermelho são referentes ao zircão e aos núcleos herdados; B) Diagrama de concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U–Pb de 1.796,1 $\pm$ 8,9 Ma.

11.3. Granodiorito Porfirítico

O granodiorito porfirítico possui grãos de zircão com hábito prismático euédrico, subordinadamente subédrico, com comprimento variando principalmente entre 100 a 150 μm , zonamento oscilatório que, por vezes, esta ausente nos núcleos (Fig.

11.4A). Eventualmente os zircões apresentaram-se metamitizados e com inclusões. Foram analisados 12 pontos, dos quais apenas um resultou em uma idade discordante e não foi utilizado no cálculo da idade.

Os dados de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ por $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, resultaram em uma idade concordante de $1.794 \pm 7,9$ Ma (MSWD = 2,00) (Fig. 11.4B). Se considerarmos esta idade com a afinidade química e a relação de campo, é possível que a origem do granodiorito porfirítico e do dacito estejam associadas ao mesmo evento magmático.

Figura 11.4 – Geocronologia U–Pb do granodiorito porfirítico. A) Imagem de catodoluminescência obtida em MEV dos zircões representativos da amostra e respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; B) Diagrama de concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U–Pb de $1.794,0 \pm 7,9$ Ma.

11.4. Riolitos

Duas amostras dos riolitos, provenientes de diferentes localizações na área de estudo (Fig. 11.1), foram analisadas com o objetivo de identificar a existência de possíveis eventos distintos entre estas. Ambas apresentaram grãos de zircão de hábito prismático euédrico a subédrico, por vezes arredondados, com comprimento de 100 μm até pouco maiores do que 150 μm . A zonação oscilatória, assim como nos demais litotipos, ocorre tanto no núcleo quanto na borda e raramente os núcleos não apresentam essa textura (Fig. 11.5A e B). Eventualmente os zircões apresentaram inclusões e metamitização parcial.

Foram analisados 15 e 13 pontos, dos quais respectivamente 13 e 6 ficaram dentro da margem admitida para concordância utilizada para os cálculos das idades geocronológicas. Os dados de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ por $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ resultaram nas idades concordantes de $1.789,3 \pm 6,9$ Ma (MSWD = 0,60) e $1.789,0 \pm 8,1$ Ma (MSWD = 1,90) (Fig. 11.5B e C), evidenciando que o magmatismo riolítico na região do Garimpo do Papagaio é decorrente do mesmo evento magmático.

Assim como observado na amostra do dacito, as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ revelaram núcleos herdados mais antigos (ca. 1.93 Ga) em relação a idade de cristalização da rocha, ou mesmo em relação ao embasamento representado pelo granodiorito inequigranular. Estas idades corroboram com uma possível existência de uma crosta profunda e mais antiga na região.

11.5. Granito Porfíritico

A amostra do granito porfíritico apresentou grãos de zircão de hábito prismático euédrico a subédrico, com comprimento variando entre 100 a 150 μm . Diferentemente dos demais litotipos analisados, a zonação oscilatória ocorre principalmente na borda e menos frequente nos núcleos (Fig. 11.6 A). Eventualmente os zircões apresentaram inclusões e raramente metamitização. Foram analisados 12 pontos, dos quais oito ficaram dentro da margem de concordância utilizada para o cálculo da idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ por $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em $1.781,2 \pm 5,5$ Ma (MSWD = 0,81) (Fig. 11.6B). Esta idade em conjunto com as relações obtidas em campo e a afinidade geoquímica, mostram que o corpo subvulcânico de granito porfíritico existente na região sudoeste da área mapeada é um pouco tardio em relação aos demais litotipos e pode representar o evento magmático final na região.

Figura 11.5 – Geocronologia U–Pb dos riolitos. A) e B) Imagem de catodoluminescência obtida em MEV dos zircões representativos de cada amostra e as respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Os valores em vermelho indicam as idades mais antigas obtidas para os núcleos herdados; C) e D) Diagramas de concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U–Pb de 1.789,3 $\pm$ 6,9 Ma e 1.789,0 $\pm$ 8,1.

Figura 11.6 – Geocronologia U–Pb do granito porfírico. A) Imagem de catodoluminescência obtida em MEV dos zircões representativos da amostra e respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; B) Diagrama de concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U–Pb de 1.781,2 $\pm$ 5,5 Ma.

11.6. Rochas Piroclásticas

Duas amostras de rochas vulcanoclásticas de diferentes localizações na área de estudo (Fig. 11.1) foram analisadas objetivando identificar a existência de possíveis eventos distintos associados a este litotipo. A amostra SMG 015 é referente a um tufo acamadado, de composição dacítica com cristaloclastos de plagioclásio muito finos, enquanto que a amostra SMG 013 é um lapilito de composição riolítica com cristaloclastos de quartzo e plagioclásio muito fraturados, indicando uma possível proximidade da fonte vulcânica e associação com um magmatismo pouco mais evoluído.

Ambas apresentaram grãos de zircão de hábito prismático euédrico a subédrico, por vezes arredondados e/ou fraturados. O tamanho médio dos zircões foi de 100µm no tufo e de 200µm no lapilito. A zonação oscilatória, assim como nos demais litotipos, esta sempre presente nas bordas e pode eventualmente se ausentar nos núcleos. Por vezes os zircões ocorrem metamitizados e com inclusões (Fig. 11.7A e B). A amostra de tufo resultou em um concentrado de apenas quatro zircões, provavelmente devido à granulação fina e à distância da amostra com a fonte vulcânica.

Foram analisados 12 pontos do tufo e do lapilito, dos quais respectivamente 8 e 11 ficaram dentro da margem de concordância que foi utilizada para os cálculos das idades geocronológicas. Os dados de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ por $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ resultaram nas idades concordantes de $1.784,9 \pm 12$ Ma (MSWD = 7,80) e $1.780,1 \pm 8,1$ Ma (MSWD = 0,035) (Fig. 11.7B e C), evidenciando que a origem das rochas piroclásticas na região decorreu de um evento vulcânico relativamente contínuo.

Na amostra de tufo, ocorre uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ diferenciada da definida para origem da rocha, encontrada na principal família de zircões. Neste caso, um zircão exibiu um núcleo de idade mais antiga (ca. 2.02 Ga) além de apresentar borda com características metamórficas de ca. 2,0 Ga. A tipologia e as idades obtidas sugerem a existência de uma crosta mais antiga e profunda que serviu de fonte para os zircões herdados no magmatismo vulcânico na região do Garimpo do Papagaio.

Figura 11.7 – Geocronologia U–Pb das rochas piroclásticas. A) e B) Imagem de catodoluminescência obtida em MEV dos zircões representativos de cada amostra e as respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Os valores em vermelho indicam as idades mais antigas obtidas em um zircão herdado; C) e D) Diagramas de concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U–Pb de $1.784,9 \pm 7,8$ Ma e $1.780,1 \pm 8,1$ Ma.

12. Isótopos de Sm–Nd

Foram analisados isótopos de Sm–Nd em 6 amostras, correspondentes a cada um dos litotipos caracterizados: granodiorito inequigranular, dacito, granodiorito porfirítico, riolito, piroclástica de composição dacítica e granito porfirítico. Os dados isotópicos de Sm–Nd, além dos valores calculados para $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ a partir das idades obtidas por U–Pb SHRIMP, podem ser observados na [Tabela 12.1](#).

As idades modelo T_{DM} obtidas para o granodiorito inequigranular (1,80 Ga), adotado como o embasamento da área, foi estimada em 2,06 Ga em função dos menores valores obtidos de Sm (5,10 ppm) e Nd (29,91 ppm). A amostra de dacito, que representa a principal hospedeira da mineralização do Papagaio, com idade de cristalização de ca. 1,79 Ga, resultou em idade T_{DM} de ca. 2,15 Ga, a maior obtida entre os litotipos da região do garimpo. O granodiorito porfirítico, o riolito e a rocha piroclástica de composição dacítica, que se cristalizaram no intervalo de ca. 1,79 – 1,78 Ga, resultaram em valores relativamente próximos de Sm (6,14 – 8,47 ppm), Nd (35,56 – 48,37 ppm) e idades T_{DM} (2,06 – 2,05 Ga). Por fim, o granito porfirítico, última rocha a se cristalizar na área pesquisada (ca. 1,78 Ga), apresentou valores de Sm (15,88 ppm) e Nd (91,61 ppm) significativamente maiores do que os demais litotipos, assim como, a menor idade T_{DM} obtida, de 2,02 Ga. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,10 – 0,11), exibiu pouca variação entre os diversos litotipos.

Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ encontrados são pouco positivos para o granodiorito inequigranular, granodiorito porfirítico, riolito e, também, para a rocha piroclástica ($\epsilon\text{Nd}_{(t)}$: 0,24 – 0,34). O granito porfirítico apresentou um resultado ligeiramente mais alto em relação a este grupo ($\epsilon\text{Nd}_{(t)}$: 0,69). A exceção foi o dacito hospedeiro da mineralização, que apresentou o único valor negativo de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ –0,60. As retas de evolução da razão isotópica do Nd para o conjunto de amostras e rocha total, de acordo com o modelo de [DePaolo \(1981\)](#), são apresentadas na [Figura 12.1](#). Estes valores sugerem uma contribuição de material mantélico em uma fonte da crosta inferior, característica da zona de MASH (*Melting, Assimilation, Storage and Homogenization*) ([Hildreth & Moorbath, 1988](#); [Annen et al. 2006](#)).

Tabela 12.1 – Isótopos de Sm–Nd para as rochas granitoides, vulcânicas e piroclástica na região do Garimpo do Papagaio.

Amostra	Litotipo	SHRIMP U-Pb (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro ($\pm 2\sigma$)	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM} (Ga)
SMG 026	Granodiorito inequigranular	1.797	5,10	29,91	0,10	0,511550	5	-0,48	-21,23	0,24	2,06
SMG 018	Dacito	1.796	8,05	43,34	0,11	0,511615	3	-0,43	-19,95	-0,60	2,15
SMG 023	Granodiorito porfirítico	1.794	6,14	35,56	0,10	0,511576	9	-0,47	-20,71	0,39	2,05
SMG 011	Riolito	1.789	8,61	48,37	0,11	0,511615	5	-0,45	-19,95	0,37	2,05
SMG 015	Piroclástica (dacítica)	1.785	8,47	47,16	0,11	0,511627	4	-0,45	-19,72	0,34	2,06
SMG 024	Granito porfirítico	1.781	15,88	91,61	0,10	0,511603	5	-0,47	-20,18	0,69	2,02

Figura 12.1 – Diagrama de evolução isotópica de Nd em função do tempo para as rochas granitoides (granodiorito inequigranular, granodiorito porfirítico e granito porfirítico), vulcânicas (dacito e riolito) e piroclástica da região do garimpo do Papagaio (DePaolo, 1981). CHUR = Reservatório condritico uniforme.

CAPÍTULO V

RESULTADOS OBTIDOS: CONTEXTO METALOGENÉTICO

13. Alteração Hidrotermal

A alteração hidrotermal é tipificada por uma evolução entre potassificação (feldspato potássico + biotita), sericitização (QSP) e propilitização, que afetaram generalizadamente todos os litotipos descritos na região do Garimpo do Papagaio (vide item 9. do Capítulo IV), em intensidade variada e preferencialmente concentrada nas salbandas dos veios mineralizados. Neste contexto, o dacito, por ser a principal hospedeira da mineralização aurífera, expressa de modo mais aparente a evolução do metassomatismo hidrotermal da região. Entretanto, a alteração no riolito e nas rochas piroclásticas ainda é bem propagada, enquanto que, os granitoides apresentam substituições mais incipientes. O estilo macroscópico característico de cada alteração hidrotermal pode ser observado na Figura 13.1 e o quadro da evolução paragenética, tendo como modelo a hospedeira dacítica, pode ser observado na Figura 13.2.

Figura 13.1 – Rocha hospedeira da mineralização do Garimpo do Papagaio. (A) Dacito porfirítico hospedeiro da mineralização; (B) Alteração potássica pervasiva conferindo tonalidades avermelhadas para a rocha; (C) Alteração sericítica pervasiva obliterando a textura porfirítica original; (D) Alteração propilítica configurando tonalidades esverdeadas para os fenocristais e vênulas de epidoto que cortam a rocha.

Figura 13.2 – Quadro paragenético da evolução da alteração hidrotermal no dacito hospedeiro da mineralização do Garimpo do Papagaio.

A alteração potássica é inicial e distinta pela formação de feldspato potássico e biotita, por vezes com magnetita e sulfetos associados, que ocorrem preferencialmente no estilo pervasivo. (Fig. 13.3A e B). O estilo fissural é raro e, quando ocorre, representa um estágio tardio desta fase, marcado por vênulas de biotita. Por vezes, o metassomatismo potássico ocorre associado a veios de quartzo que são tipificados por um caráter mais dúctil (Fig. 13.1A) em relação aos que cortam as alterações subsequentes.

Os halos da alteração potássica, são normalmente restritos e localizados em dimensões que podem variar de poucos centímetros a até meio metro. São caracterizados principalmente pela formação de feldspato alcalino que substitui principalmente os plagioclásios ígneos, tanto da matriz quanto os fenocristais. O microclínio representa o feldspato hidrotermal, é reconhecido pela desconfiguração da geminação original dos plagioclásios e, por vezes, pela característica geminação *tartan* (Fig. 13.3C, D e E). Substitui preferencialmente o plagioclásio da matriz e os núcleos de oligoclásio dos fenocristais zonados e, em casos em que o metassomatismo é mais intenso, substitui também os cristais de albita (Fig. 13.4). A biotita hidrotermal também esta associada a alteração potássica e ocorre dispersa na matriz, preferencialmente nas

bordas dos fenocristais, por vezes, circundando o núcleo dos plagioclásios zonados e, raramente, pode substituir todo o cristal (Fig. 13.3C, D e F). Este mineral também representa o estilo fissural da alteração potássica, formando vênulas que cortam os cristais hidrotermalizados, evidenciando a fase final deste metassomatismo. A magnetita forma cristais anédricos dispersos no halo hidrotermal, normalmente em conjunto com a biotita. Raramente ocorrem sulfetos associados a este estilo, mas quando ocorrem, formam pequenos aglomerados de pirita disseminados no halo hidrotermalizado (Fig. 13.3A). A hematita foi evidenciada como microinclusões nos feldspatos hidrotermais.

Figura 13.3 – Estilos da alteração potássica. (A) Limite do halo hidrotermal e a característica tonalidade avermelhada conferida ao dacito. (B) Alteração hidrotermal em rocha piroclástica, acompanhando preferencialmente as estruturas primárias de deposição da rocha. (C), (D) e (E) Substituição dos plagioclásios ígneos por microclínio e biotita. Sericita representa uma fase de alteração hidrotermal →

←posterior. (F) substituição total de cristais de plagioclásio por biotita hidrotermal. Clorita representa a alteração propilítica mais tardia. Fotomicrografias A e B, Macroscópicas; C, D e E polarizadores cruzados; F, Sem filtro analizador.

Figura 13.4 – Imagens composicionais de elétrons retroespalhados coloridas artificialmente para o dacito hospedeiro. (A) e (B) Potássio substituindo o cálcio e formando microclínio no núcleo do fenocristal de plagioclásio. Anfibólio representa a alteração propilítica tardia enquanto a rodocrosita e a caulinita representam fases de substituição intempérica. (C) e (D) Alteração potássica substituindo preferencialmente os plagioclásios da matriz. Chamosita e carbonato representam minerais da alteração propilítica.

A alteração sericítica é pervasiva e ocorre de forma mais intensa nos contatos com os veios de quartzo mineralizados (Fig. 13.5A e B), podendo substituir quase que totalmente os minerais da matriz e os fenocristais. Entretanto, também afeta a rocha hospedeira em um contexto mais regional, de forma mais incipiente, substituindo parcialmente os fenocristais de plagioclásio. Quando próxima aos veios sulfetados, confere tonalidades cinza-claro a esbranquiçadas para os dacitos hospedeiros, formando pequenos halos que não ultrapassam 10 cm de sericita + muscovita ± quartzo ± pirita e que podem, até mesmo, descaracterizar a textura porfirítica original da rocha (Fig. 13.1C). Embora seja mais intensa nas salbandas dos veios mineralizados, a alteração sericítica pode substituir parcialmente ou totalmente os fenocristais de plagioclásio e/ou a matriz da rocha. Neste último caso, é comum que a substituição acompanhe as

estruturas e texturas primárias nas rochas anisotrópicas (Fig. 13.5C–F). Embora seja predominantemente pervasiva, raramente ocorrem microvênulas de muscovita representando um estágio fissural e tardio. Raramente é possível encontrar sulfetos disseminados no halo hidrotermal, mas quando ocorrem são preferencialmente identificados em regiões onde a alteração foi mais intensa (Fig. 14.1 C).

Figura 13.5 – Estilos da alteração sericítica. (A) e (B) Alteração sericítica concentrada nas salbandas dos veios de quartzo que cortam o dacito; (C) Alteração sericítica pervasiva seletiva substituindo o núcleo do fenocristal de plagioclásio no dacito; (D) Substituição sericítica acompanhando a textura de fluxo no riolito; (E) Substituição total da matriz da rocha piroclástica de composição riolítica. Observar fragmentos de pirita acompanhando a textura de fluxo da rocha; (F) substituição parcial da matriz da rocha piroclástica de composição dacítica. Fotomicrografias B, C, D E e F polarizadores cruzados.

A alteração propilítica é expressiva tanto de forma pervasiva quanto fissural. Ocorre de modo tardio em relação aos demais metassomatismos e em âmbito mais regional. Quando intensificada, atribui tonalidades esverdeadas as rochas e pode apresentar vênulas e brechas hidrotermais associadas (Fig. 13.6A e B). É inicialmente composta por uma cloritização que substitui preferencialmente os núcleos dos fenocristais de plagioclásios ígneos e hidrotermais e subordinadamente os da matriz (Fig. 13.6 C). É comum a substituição da biotita hidrotermal e, quando não acontece totalmente, confere a cor verde para este mineral. Em sequência, a cloritização dá lugar a uma paragênese de clorita + epidoto + apatita $\pm$ carbonato $\pm$ actinolita $\pm$ albita $\pm$ quartzo, tipificando a alteração propilítica que afeta a rocha (Fig. 13.6 D e E). Epidoto e actinolita indicam altas temperaturas para a propilitização. A fase final deste metassomatismo é marcada pela formação de vênulas de epidoto e/ou carbonato que cortam todas as alterações hidrotermais anteriormente descritas (Fig. 13.6F e G). Embora no geral essa fase final forme preferencialmente microvenulas, por vezes constitui veios mais largos (~2 cm) e então é possível reconhecer a cor rosada que tipifica a calcita manganesífera. Ao microscópio eletrônico foi possível reconhecer a chamosita, substituindo pontualmente o plagioclásio (Fig. 13.4C), além da formação de zircão e baddeleyita exsolvidos em um mesmo cristal. Estes últimos indicam que houve presença de Zr mesmo durante o período de *déficit* em sílica, que ocorreu ao final da propilitização.

Os veios de quartzo que hospedam a mineralização no Garimpo do Papagaio se associam à alteração fissural sílica mais profunda, que corta principalmente os halos das alterações potássica e sericítica. Os veios tardios, de quartzo e carbonato, que se associam a alteração propilítica, possivelmente representam a telescopagem de um ambiente mais raso. Este contexto indica que um sistema epitermal, provavelmente do tipo *intermediate-sulfidation*, como indicado pela presença de calcita manganesífera e rodocrosita, sobrepõe zonas de alteração mais profundas, do tipo pórfiro, devido ao colapso da pluma hidrotermal. As diferentes tipologias deste estilo e sua hierarquia serão detalhadas no item 14 deste Capítulo.

Figura 13.6 – Estilos da alteração propilítica. (A) Alteração propilítica pervasiva conferindo tonalidade esverdeada ao dacito; (B) Brecha hidrotermal gerada pela alteração propilítica fissural. Observar as vênulas propilíticas cortando o veio sulfetado; (C) Cloritização pervasiva substituindo de forma seletiva o núcleo do plagioclásio e minerais da matriz; (D) Alteração propilítica pervasiva, marcada por clorita + epidoto + apatita ± actinolita, substituindo a matriz do dacito; (E) Estilo fissural da alteração propilítica, que ocorre em veios e associada ao quartzo. Observar cristais de pirita fraturados e dispersos na vênula hidrotermal; (F) Vênulas tardias de epidoto + carbonato; (G) Propilitização pervasiva substituindo os fenocristais de plagioclásio e vênulas de carbonato e epidoto cortando vênula de clorita mais antiga. Fotomicrografias A e B Macroscópicas; C, D, E e G, Sem filtro analizador; F, polarizadores cruzados.

14. Tipologia dos veios e vênulas

Os veios são o resultado da passagem dos fluidos hidrotermais e da precipitação de minerais ao longo de fissuras que canalizaram este sistema. No Garimpo do Papagaio os diferentes veios caracterizados normalmente ocorrem associados aos estilos de alteração hidrotermal e podem concentrar a mineralização aurífera, viabilizando a lavra garimpeira que prioriza esta estrutura. A variedade de vênulas encontradas mostrou que existe uma hierarquia sistemática entre as diferentes tipologias, decorrente da evolução do fluido hidrotermal em função da perda de pressão e temperatura.

Os veios ocorrem de forma variada na área de estudo e são mais frequentes no dacito, porém também são encontrados nos demais litotipos existentes. A caracterização estrutural destes é detalhada nos trabalhos de [Quaresma & Hatanaka \(2011\)](#) e [Galé *et al.* \(2015c\)](#), que evidenciaram uma orientação preferencial dos veios mineralizados segundo $\sim N40^{\circ}E$, além de um sistema perpendicular, estéril e tardio, que corta todas as alterações hidrotermais em $\sim N50^{\circ}W$, ambos subverticais. Os veios mineralizados seguem uma direção preferencial, que também foi observada durante o mapeamento geológico ([Fig. 8.1](#)). No geral, são veios finos (1 – 2 cm) que ocorrem em um sistema preferencialmente subparalelo e, subordinadamente, apresentam *sheeted veins*, *stockworks* e brechas hidrotermais que se desenvolveram localmente ([Fig. 14.1](#)). A exceção são os veios tardios de quartzo, que podem ser mais espessos (< 10 cm) e ocorrem exclusivamente orientados. Ainda assim, estas estruturas indicam que a pressão hidrostática superou a pressão litostática durante a percolação dos fluidos.

A partir da mineralogia e da hierarquização dos eventos foi possível definir seis tipos de veios que cortam preferencialmente o dacito hospedeiro da mineralização no Garimpo do Papagaio. As tipologias estão representadas no quadro da evolução paragenética da alteração hidrotermal ([Fig. 13.2](#)) e correspondem a:

- (I): Veio de quartzo associado ao halo da alteração potássica.
- (II): Veio de quartzo $\pm$ sulfetos e óxidos associado ao halo da alteração sericítica.
- (III): Veio de sulfetos $\pm$ quartzo associado ao halo de alteração sericítica.
- (IV): Veio de quartzo $\pm$ clorita $\pm$ epidoto $\pm$ carbonato associado a alteração propilítica.
- (V): Veio de carbonato $\pm$ epidoto associado a alteração propilítica.
- (VI): Veio de quartzo tardio sem relação com os halos hidrotermais.

Figura 14.1 – Modo de ocorrência dos veios no garimpo do papagaio. (A), Cava de garimpo com veios paralelos; (B) *Sheeted veins*; (C) Veios de sulfetos subparalelos em halo de alteração sericítica. Setas indicam pequenas concentrações de sulfetos disseminados; (D), Brecha hidrotermal; (E) e (F), Sistema em *stockwork*.

As tipologias mais antigas (tipos I, II e III) apresentam características semelhantes a sistemática A-B-D observada por [Gustafson & Hunt \(1975\)](#) para os depósitos tipo pórfiro.

Os veios de quartzo tipo I, que cortam os halos de alteração potássica, são formados basicamente por quartzo e, portanto, não hospedam a mineralização. São os veios mais antigos dentro do paleossistema hidrotermal do garimpo e, embora não sejam abundantes, são facilmente identificados por apresentarem uma aparência mais dúctil em relação às demais tipologias, podendo deformar localmente o contato com a rocha (Fig. 14.2A e B).

Os veios classificados como II e III normalmente estão acompanhados pela alteração sericítica que altera a hospedeira de forma mais intensa nas salbandas destes tipos. São diferenciados dos demais por hospedarem a mineralização associada aos sulfetos presentes nestes veios. O tipo II se difere do tipo III por ser majoritariamente composto por quartzo, onde os sulfetos ocorrem em quantidades variadas. Normalmente a pirita $\pm$ calcopirita se concentra nas bordas dos veios, enquanto que o núcleo é preferencialmente preenchido por esfalerita + calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ galena (Fig. 14.2C, D e E). Diferentemente dos veios do tipo I, os do tipo II apresentam uma característica de preenchimento mais rúptil, entretanto, por vezes, podem apresentar feições maleáveis e microbrechas na parede da hospedeira (Fig. 14.2E). Já os veios do tipo III são característicos pelo preenchimento quase que total por sulfetos, em um caráter exclusivamente rúptil (Fig. 14.1C; 14.2F e G). Esta tipologia também forma *sheeted veins* e pode cortar o grupo anterior (Fig. 14.2H e I). A petrografia do minério, associada a estas tipologias, será descrita no item 15 deste capítulo.

O tipo IV é relacionado aos veios que se desenvolveram durante a alteração propilítica. Comumente, não apresentam sulfetos associados, mas quando isto acontece, os cristais estão fragmentados (Fig. 13.6E), indicando que provavelmente foram transportados já cristalizados e são mais antigos do que estes veios. Este tipo agrupa veios de quartzo $\pm$ clorita $\pm$ epidoto e vênulas de clorita $\pm$ epidoto $\pm$ carbonato. Apresentam comumente texturas crustiformes e cortam as tipologias anteriores (Fig. 14.2J e K), indicativo de uma cristalização um pouco mais tardia e mais rasa do paleossistema hidrotermal.

Os veios e vênulas do tipo V, assim como o grupo anterior, também ocorrem associados à alteração propilítica, porém são representados principalmente por carbonato $\pm$ epidoto (Fig. 13.6F e G; 14.2K) que cortam até mesmo os veios do tipo IV, representando o último estágio hidrotermal antes do colapso do sistema mineralizante. Normalmente formam microvênulas que cortam os tipos anteriores, entretanto, por vezes, chegam a formar veios centimétricos (< 2 cm) de calcita manganésifera, evidenciando um sistema *intermediate-sulfidation*. Este padrão representa uma carbonatação fissural dentro da evolução dos padrões de alteração hidrotermal existentes no Garimpo do Papagaio, entretanto, ocorre de forma menos expressiva nos dacitos que hospedam a mineralização e são mais facilmente observados nas rochas

piroclásticas proximais. Por isso, essa tipologia foi interpretada como a fase residual da alteração propilítica.

Figura 14.2 – Tipologia dos veios no Garimpo do Papagaio. (A) e (B) Veios do tipo I evidenciando uma feição dúctil e deformando o contato com a hospedeira; (C) e (D) Veios do tipo II com concentração de sulfetos (pirita $\pm$ calcopirita) preferencialmente na borda; (E) Veio do tipo II com concentração de sulfetos (esfalerita + calcopirita) no núcleo. (F) e (G) Veios do tipo III preenchidos por sulfetos $\pm$ quartzo. (H) *Sheeted vein* formado pelo veio do tipo III; (I) Veios do tipo III e IV cortando veio do tipo II no $\rightarrow$

←veio acamadado. (J) Veio do tipo IV com textura crustiforme cortando zona de alteração potássica pervasiva; (K) Vênula do tipo V (carbonato + epidoto) cortando veio crustiforme do tipo IV. Fotomicrografias: Sem filtro analizador.

Os veios mais novos (tipo VI) são compostos exclusivamente por quartzo, são tardios e perpendiculares aos veios que acompanham as alterações hidrotermais na região. Neste contexto, esta tipologia não tem, aparentemente, relação genética com a mineralização do garimpo e relaciona-se a um evento posterior. Por este motivo, estes veios não foram abordados neste trabalho, porém, uma descrição mais detalhada deste sistema encontra-se no trabalho de [Galé et al. \(2018\)](#) que, a partir de dados microtermométricos, associou a gênese desse sistema a um evento magmático posterior ao episódio mineralizante.

14.1. Recristalização dinâmica do quartzo

Ao microscópio, foi evidenciada uma recristalização dinâmica que afetou preferencialmente os cristais de quartzo em todos os tipos de veios, porém em intensidades variadas.

Os veios do tipo I foram afetados mais intensamente e apresentam cristais totalmente recristalizados. O quartzo expõe extinção ondulante frequente além de estruturas de *bulging* (BLG), migração de borda de grão (GBM) e, raramente, cominuição do mineral por fraturamento rúptil ([Fig. 14.3](#)). Não foi encontrada resposta a catodoluminescência nesta tipologia, provavelmente devido aos cristais de quartzo não apresentarem qualquer preservação das estruturas primárias do mineral. A intensa recristalização do quartzo neste sistema poderia estar atrelada a alta temperatura e profundidade do sistema hidrotermal durante a evolução da alteração potássica.

Assim como nos veios do tipo I, o quartzo normalmente sofreu recristalização dinâmica por migração de borda e *bulging* nos veios II e III. Entretanto, foi possível a identificação de cristais com estruturas primárias preservadas e que responderam a catodoluminescência ([Fig. 14.4A](#)), evidenciando que estes veios poderiam ter se formado ainda em altas temperaturas, porém, pouco menores do que as do tipo I, permitindo a preservação parcial do quartzo.

Figura 14.3 – Texturas de recrystalização dinâmica encontradas nos veios de quartzo do tipo I, II e III. (A) Mobilidade de borda incipiente no quartzo do veio. Observar que o veio tardio de carbonato (tipo V) não apresenta textura de recrystalização em mesma intensidade; (B) Migração de borda (setas) em cristal de quartzo; (C) e (D) Constituição de novos cristais por migração de borda (*bulging*); (E) Migração de borda e nucleação (?) constituindo um novo cristal incluso no cristal maior de quartzo; (F) Quartzo com extinção ondulante e cominuição por fraturamento. Fotomicrografias C e F com polarizadores cruzados e; A, B, D e E com compensador (placa de gipso).

Os tipos IV e V apresentam maior preservação a cristalização dinâmica, que normalmente é evidenciada pela irregularidade no limite entre os cristais. Estes veios não foram submetidos à catodoluminescência, uma vez em que o objetivo desta metodologia foi o de identificar estruturas primárias preservadas no quartzo hidrotermal associado à mineralização. Entretanto, uma vez em que estes veios cortam os anteriores,

são relativamente mais preservados a recristalização dinâmica do quartzo e apresentam texturas de cristalização mais rasa (crustiforme), é possível afirmar que estas tipologias são decorrentes de um hidrotermalismo mais raso e de menor temperatura em relação aos fluidos que geraram as alterações potássica e sericítica.

14.2. Catodoluminescência e Inclusões Fluidas

A caracterização das tipologias das inclusões fluidas em quartzo, proveniente dos veios do Garimpo do Papagaio, e o estudo microtermométrico, foram inicialmente descritos por Galé (2012). Posteriormente, como parte dessa pesquisa, Galé *et al.* (2018) reinterpretaram estes dados e relacionaram inclusões aquocarbônicas e aquosas bifásicas à gênese da mineralização, que corresponderam, respectivamente, a fluidos de alta temperatura ($> 325\text{ }^{\circ}\text{C}$) e moderada a baixa salinidade ($< 7\%$ eq. NaCl) e fluidos de temperaturas moderadas ($\sim 190\text{ }^{\circ}\text{C}$) com salinidade alta a baixa ($< 25\%$ eq. NaCl), ambos de origem magmática.

Análises de catodoluminescência (CL) podem evidenciar as estruturas de crescimento primárias nos cristais de quartzo. Os minerais que compõem os veios do tipo I, associados à alteração potássica, não responderam à CL, provavelmente devido à alta taxa de recristalização dos cristais nesta tipologia (Fig. 14.3). Neste contexto, as inclusões fluidas no quartzo deste tipo podem apresentar mudanças físico-químicas que as descaracterizam em relação ao fluido hidrotermal correspondente.

Entretanto, embora o quartzo ainda apresente altas taxas de recristalização nos veios do tipo II, foi possível identificar cristais preservados e que responderam a CL, apresentando as estruturas de crescimento primário do mineral (Fig. 14.4A e B). Neste contexto, as inclusões fluidas aprisionadas ao longo da borda de crescimento do cristal corresponderam exclusivamente as inclusões aquocarbônicas (Fig. 14.4C e D).

Figura 14.4 – Quartzo com estruturas primárias e crescimento e inclusões fluidas associadas. Linha verde representa o crescimento de borda do cristal. (A) Imagem de catodoluminescência evidenciando as linhas de crescimento preservadas em quartzo do veio tipo II. As cores em vermelho representam pontos de carbonatos; (B) Configuração do quartzo preservado ao microscópio convencional. (C) e (D) Inclusões aquocarbônicas dispostas ao longo das linhas de crescimento do quartzo no veio do tipo II; →

← (E) Inclusões aquocarbônicas em quartzo incluído na pirita no veio do tipo III. Fotomicrografias: C, D e E, Sem filtro analisador; B, Polarizadores cruzados; E, Luz refletida na primeira foto.

Os veios do tipo II, por serem majoritariamente preenchidos por sulfetos, apresentam cristais de quartzo envoltos por estes minerais e, portanto, preservados aos eventos de recristalização dinâmica. As inclusões fluidas encontradas nestes cristais também correspondem principalmente a fluidos aquocarbônicos (Fig. 14.4E). A existência de inclusões fluidas aquocarbônicas ao longo de estruturas primárias corrobora as interpretações propostas por Galé *et al.* (2018) de que fluidos quentes e profundos tiveram uma relação direta com o transporte e a deposição do conteúdo metalífero do Garimpo do Papagaio.

15. Mineralogia do Minério

Os minerais de minério ocorrem principalmente associados aos veios do tipo II e III que acompanham a alteração sericítica na região, muito embora, possam ser encontrados, subordinadamente, dispersos nos halos de alteração potássica (Fig. 13.3A) e sericítica (Fig. 14.1C) e como fragmentos nos veios que acompanham a propilitização (tipo IV) (Fig. 13.6E). Estes minerais também podem ocorrer, mesmo que raramente, fragmentados nas lavas riolíticas e como *lapili* nas rochas piroclásticas.

A associação dos minerais de minério que ocorrem no Garimpo do Papagaio, de forma geral, é representada por pirita (5 – 90%), calcopirita (10–30%), esfalerita (2–30%), galena (2–5%), magnetita (1–20%) e arsenopirita (0 – 5%), além de covelita e calcocita como produtos de alteração da calcopirita, e de hematita que substitui a magnetita.

Nos veios do tipo II, onde o quartzo é predominante sobre os sulfetos (Fig. 14.2 C, D e E), os minerais de minério se distribuem de forma heterogênea da borda para o núcleo. Neste contexto, a pirita é o sulfeto mais abundante nas paredes do veio e forma cristais médios a finos (< 200 µm), euédricos a subédricos. Pequenos cristais anédricos de calcopirita também podem estar associados, normalmente preenchendo fraturas ou o espaço entre os cristais de pirita.

Embora a diferença da proporção dos minerais constituintes da borda para o núcleo seja gradual, nas porções centrais a calcopirita e/ou a esfalerita podem se tornar dominantes em relação à pirita formam uma paragénese de calcopirita + esfalerita + pirita $\pm$ galena $\pm$ magnetita $\pm$ ouro (Fig. 15.1A e B). Em subsequência, a arsenopirita ocorre de forma subordinada e representa um fluido com condições mais redutoras (Einaudi *et al.*, 2003). Entretanto, foi reconhecida uma fase tardia de formação da magnetita, evidenciando que o período final de formação do veio foi condições oxidadas.

A calcopirita é abundante por toda a zona central dos veios tipo II e é caracterizada por formar cristais anédricos que podem, até mesmo, englobar os cristais de pirita cristalizados anteriormente. A esfalerita também ocorre de forma anédrica, porém, em quantidades que podem variar localmente, de mais abundante até o desaparecimento total, de acordo com a associação paragenética. Normalmente apresentam coloração alaranjada quando observada em luz sem filtro analisador, porém, tonalidades mais amareladas indicam uma provável variação nos teores de ferro durante o evento hidrotermal. Por vezes, ocorrem inclusões de calcopirita na esfalerita, tipificando a doença da calcopirita (*chalcopyrite disease*) (Fig. 15.1C). A pirita também ocorre na zona central como cristais que podem ser euédricos a anédricos ($< 200 \mu\text{m}$) e como fragmentos inclusos na calcopirita e na esfalerita. Microinclusões de calcopirita e esfalerita podem ser observados em alguns cristais de pirita. A galena não é abundante, porém, ocorre normalmente associada à calcopirita quando a esfalerita se torna menos presente, além de preencher microfraturas na pirita. Forma pequenos cristais anédricos que podem apresentar microinclusões de bismuto e/ou teores de prata associados ($< 4\%$) (Fig. 15.1D, E e F). A arsenopirita ocorre de forma subordinada, normalmente intercrescida entre os demais minerais. Forma cristais euédricos a subédricos, com inclusões de pirita e se diferencia da pirita por apresentar uma cor sutilmente mais clara, ao microscópio eletrônico foi possível identificar inclusões de galena e zonamento decorrente de variações nos teores de arsênio. O ouro ocorre como microinclusões na pirita, normalmente onde ocorre galena, e apresenta altos teores de prata (30 – 40%) (Fig. 15.1G). A magnetita ocorre em dois estágios, o primeiro formando cristais euédricos a subédricos que ocorrem de forma subordinada por toda a zona central, em conjunto com a calcopirita e a esfalerita. O segundo estágio representa uma fase tardia, em que a magnetita pode fragmentar os minerais mais antigos e ocorre

preferencialmente anédrica, por vezes, martitizada (substituição por hematita próxima às fraturas) (Fig. 15.1H). Covelita e calcocita representam substituições por processos intempéricos da calcopirita.

Os veios do tipo III são tipificados por estarem quase que completamente preenchidos pelos minerais de minério, entretanto, apresentam uma paragênese mais homogênea em relação aos veios do tipo II, marcada principalmente por pirita $\pm$ esfalerita $\pm$ calcopirita. A pirita corresponde quase que a totalidade do preenchimento do veio (>95%), em cristais euédricos a subédricos, com textura porosa, que chegam a formar agregados maciços do mineral (Fig. 15.2 A). A esfalerita forma minerais isolados ao longo do veio e, por vezes, apresenta inclusões de calcopirita (Fig. 15.2 B), porém com uma proporção menor de minerais inclusos. A calcopirita preenche preferencialmente fraturas e interstícios dos cristais de pirita (Fig. 15.2C). O ouro não foi identificado nesta tipologia, porém, o aumento dos teores evidenciados na geoquímica indica a possibilidade da existência de microinclusões auríferas na pirita.

O minério disseminado ocorre de modo localizado nos halos de alteração potássica e sericítica e representa uma parcela pouco significativa do estilo da mineralização no Garimpo do Papagaio. É representado pela pirita $\pm$ calcopirita que formam microagregados de cristais muito finos e dispersos nos halos hidrotermais, que por sua vez, ocorrem sempre nas proximidades dos veios de quartzo. Ao microscópio eletrônico de varredura, foi possível verificar microcristais de scheelita associados a propilitização.

Além do minério disseminado que ocorre nos halos das alterações hidrotermais, foi identificada a presença de sulfetos dispersos nas lavas riolíticas e nas rochas piroclásticas, sem relação aparente com hidrotermalismo *in situ*. No geral, estes sulfetos se apresentam fraturados, por vezes exibem corrosão em forma de golfos e acompanham as estruturas de fluxo ou da deposição das rochas piroclásticas (Fig 15.3).

Figura 15.1 – Microscopia de minérios do veio tipo II. (A) Cristais de pirita na borda e o núcleo dominado por esfalerita e calcopirita com magnetita; (B) Núcleo do veio dominado por calcopirita, com galena, magnetita, arsenopirita e esfalerita associadas; (C) Esfalerita com inclusões de calcopirita (doença da calcopirita); (D) Microinclusões de bismuto na galena; (E) Galena alterada com teores de prata; →

←(F) Galena preenchendo microfraturas na pirita e arsenopirita; (G) Forma de ocorrência do ouro (incluso na pirita); (H) Magnetita martitizada e tardia com inclusões de calcopirita e pirita. Fotomicrografias: A, B, C, G e H, luz refletida; D, E e F, imagem de elétrons retroespalhados.

Figura 15.2 – Minerais de minério do veio tipo III. (A) Veio quase totalmente preenchido por pirita; (B) Cristal de esfalerita com microinclusões de calcopirita; (C) Calcopirita preenchendo interstícios e inclusa na pirita. Fotomicrografias B e C: Luz refletida.

Figura 15.3 – Sulfetos dispersos em lavas riolíticas e rochas piroclásticas. (A) Sulfetos fragmentados acompanhando a estrutura de fluxo riolítica; (B), (C) e (D) Sulfetos fragmentados e com golfos de →

←corrosão em rochas piroclásticas. Fotomicrografias: A, luz refletida; B e D luz transmitida, sem filtro analizador.

16. Isótopos estáveis de D/H, O e S

Os dados de isótopos estáveis, no Garimpo do Papagaio, foram obtidos a partir de δD , $\delta^{18}O$ e $\delta^{34}S$, provenientes do halo de alteração sericítica e dos veios do tipo II e III, todos associados à mineralização. Os resultados dos valores isotópicos medidos encontram-se sintetizados na [Tabela 16.1](#).

Tabela 16.1 – Dados isotópicos de δD , $\delta^{18}O$ e $\delta^{34}S$ obtidos em sericita, quartzo e pirita.				
Proveniência	Mineral	VALORES MEDIDOS		
		$\delta D_{SMOW} (‰)$	$\delta^{18}O_{SMOW} (‰)$	$\delta^{34}S_{CDT} (‰)$
Disseminado (Halo sericítico)	<i>Quartzo</i>	—	10,29	—
	<i>Sericita</i>	-47,8	7,16	—
	<i>Sericita</i>	-60,6	—	—
	<i>Pirita</i>	—	—	2,73
Veio tipo II	<i>Quartzo</i>	—	9,89	—
	<i>Quartzo</i>	—	10,31	—
	<i>Pirita</i>	—	—	1,76
Veio tipo III	<i>Quartzo</i>	—	8,26	—
	<i>Pirita</i>	—	—	2,65
	<i>Pirita</i>	—	—	2,15
	<i>Pirita</i>	—	—	2,05

Os valores de δD foram obtidos para sericita proveniente do halo de alteração hidrotermal sericítico. Devido à dificuldade na separação deste mineral, foram analisados dois concentrados, sendo que, em apenas um foi feito também análise de $\delta^{18}O$, em motivo do alto conteúdo de quartzo presente em uma das amostras. Os valores variaram entre $-60,6‰ < \delta D_{sericita} < -47,8‰$, evidenciando heterogeneidade e empobrecimento isotópicos, concordante com o *range* de reservatório de água magmática primária ([Fig. 16.1](#)), de acordo com as propostas de [Taylor \(1997\)](#) e [Hoefs \(2009\)](#).

Figura 16.1 – Variação dos valores de δD (SMOW) para a sericita da zona hidrotermalizada no Garimpo do Papagaio (adaptado de [Taylor, 1997](#); [Hoefs, 2009](#)).

Os dados de $\delta^{18}O$ adquiridos em quartzo e sericita, associados ao halo de alteração e aos veios do tipo II e III, apresentaram valor de $\delta^{18}O_{\text{sericita}}$ de +7,16 e $\delta^{18}O_{\text{quartzo}}$ entre +8,26‰ a +10,31‰, sugerindo uma fonte magmática para estes fluidos ([Fig. 16.2](#)).

Figura 16.2 – Variação dos valores de $\delta^{18}O$ (SMOW) para o quartzo e a sericita, provenientes da alteração sericítica e dos veios sulfetados no Garimpo do Papagaio (adaptado de [Hoefs, 2009](#)).

Os resultados de $\delta^{34}S$ obtidos nas piritas, dos veios e disseminada, variaram entre +1,76‰ a +2,73‰. Embora os dados demonstrem uma homogeneidade, formam um pequeno *trend* de enriquecimento em $\delta^{34}S_{(‰)}$ entre as tipologias ([Fig. 16.3](#)). Os valores medidos são concordantes com o *range* de reservatório de rochas graníticas, proposto por [Seal \(2006\)](#) e [Hoefs \(2009\)](#).

Figura 16.3 – Valores de $\delta^{34}\text{S}$ (CDT) para as piritas analisadas, provenientes das principais feições mineralizadas no Garimpo do Papagaio (adaptado de Hoefs, 2009).

16.1 Temperatura e composição isotópica do fluido

O fracionamento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ entre o quartzo e a sericita, em condições de equilíbrio, é relacionado à temperatura e, portanto, pode ser utilizado como geotermômetro (Eslinger *et al.*, 1979). Assumindo que os cristais de quartzo e sericita que foram coletados no halo hidrotermal estão em equilíbrio isotópico, é possível calcular a temperatura a partir das equações propostas. Deste modo, a temperatura calculada foi de 349°C. Esta temperatura complementa a proposta de Galé *et al.* (2018), que obteve o valor mínimo para o fluido hidrotermal mineralizante de 325 °C, a partir da crepitação das inclusões fluidas aquocarbônicas.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ para os fluidos responsáveis pela formação do quartzo e da sericita foram calculados através das temperaturas obtidas pela equação de Eslinger *et al.* (1979) e pelos dados microtermométricos (Galé *et al.*, 2018), e variaram entre $-22,6\text{‰} < \delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} < -5,1\text{‰}$ e $+2,23\text{‰} < \delta\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} < +4,99\text{‰}$. Os resultados calculados para a composição isotópica do hidrogênio e oxigênio para o fluido hidrotermal em equilíbrio com o quartzo e a sericita, respectivamente para as temperaturas de 325°C e 349°C, podem ser observados na Tabela 16.2. O gráfico representativo deste cálculo com os principais reservatórios de fluidos hidrotermais propostos por Taylor (1974) pode ser observado na Figura 16.4.

Tabela 16.2 – Dados de δD e $\delta^{18}O$ calculados para composição isotópica do fluido, a partir de sericita e quartzo.

Proveniência	Mineral	$\delta^{18}D_{H_2O}$ (‰)		$\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰)	
		325°C	349°C	325°C	349°C
Disseminado (Halo sericítico)	Quartzo	—	—	4,26	4,97
	Sericita	-17,9	-22,6	—	—
	Sericita	-5,1	-9,8	4,40	4,90
Veio tipo II	Quartzo	—	—	3,86	4,57
	Quartzo	—	—	4,28	4,99
Veio tipo III	Quartzo	—	—	2,23	2,94

Figura 16.4 – Composições isotópicas de oxigênio e deutério calculadas para o fluido em equilíbrio com o quartzo e a sericita a 325 °C (Inclusões fluidas em Galé *et al.* 2018) e 349 °C (equação de Eslinger *et al.*, 1979), e comparação com os principais reservatórios de fluidos hidrotermais (Taylor, 1974). Os pontos plotados representam os valores obtidos em amostra pura de sericita para as temperaturas calculadas. Como referência estão expostas a linha do intemperismo, relacionada à caulinita (Savin & Epstein, 1970), e a linha meteórica (Craig, 1961).

CAPÍTULO VI

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

17. Discussões e conclusões

17.1. Contexto Geológico e Geotectônico

O Garimpo do Papagaio se localiza em uma região constituída por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas predominantemente dacíticas geradas em um arco magmático continental Paleoproterozoico.

O mapeamento geológico mostra que os litotipos existentes na região são: *i)* **Granitoides:** Granodiorito inequigranular, granodiorito porfirítico e granito porfirítico; *ii)* **Vulcânicas:** Dacito e riolito; *iii)* **Rochas piroclásticas** que variam de composição dacítica a riolítica.

A constatação de texturas excepcionalmente bem preservadas em rochas vulcanoclásticas é uma evidência da conservação do nível crustal do Cráton Amazônico. Isto vem sendo igualmente comprovado através de vários trabalhos desenvolvidos na Província Mineral do Tapajós (*e.g.* [Juliani et al., 2005](#); [Fernandes 2009](#); [Tokashiki, 2016](#), [Roverato et al., 2016](#)). No entanto, essa preservação não é constatada com a mesma intensidade no setor leste da PAAF (*e.g.* [Assis et al., 2014](#); [Bettencourt et al., 2016](#)). A erosão diferenciada entre as regiões de Paranaíta e o leste da província pode estar relacionada à evolução tectônica da região, que poderia ter soerguido a região onde atualmente situa-se o município de Peixoto de Azevedo e a exposto sobre processos erosivos mais agressivos em relação ao setor oeste da PAAF. Além disso, o mapeamento geológico mostra que existiu um deslocamento significativo de blocos. Este processo também está relacionado à preservação das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. Isto justificaria a existência de rochas plutônicas (*e.g.* granodiorito equigranular) ao lado das unidades efusivas.

Consequentemente, a preservação de unidades de rochas supracrustais rasas na região é importante do ponto de vista metalogenético, visto que há potencial para a preservação de depósitos epitermais auríferos.

A relação de campo e as idades dos litotipos sugerem que na região de Paranaíta ocorreram pelo menos três eventos magmáticos sobre um embasamento composto por granitoides (Granodiorito inequigranular; 1.797 ± 13 Ma). O primeiro evento corresponde à intrusão e efusão de magmas dacíticos (1.796 ± 9 Ma) e de granodioritos porfiríticos (1.794 ± 8 Ma), este último, com abundância de anfibólio. O segundo evento

é representado por uma nova fase vulcânica, responsável pela gênese dos riolitos (1.789 ± 9 Ma e 1.789 ± 7 Ma), com uma fase dacítica tardia associada, identificada pela ocorrência de rochas piroclásticas desta composição (1.785 ± 12 Ma). A topografia da região, as estruturas inferidas e as encontradas em campo evidenciam que houve um período com grandes deslocamentos de blocos após o segundo evento vulcânico. O terceiro evento vulcanoplutônico é marcado pela intrusão de granitos porfíricos (1.781 ± 5 Ma) e pela geração de rochas piroclásticas riolíticas (1.780 ± 8 Ma). A evolução do vulcanismo de composição dacítica para riolítica, evidencia o aumento de SiO_2 e, conseqüentemente, a evolução do sistema magmático. Os dados geocronológicos associados a estes eventos podem ser observados na [Figura 17.1](#).

Figura 17.1 – Geocronologia e associação dos litotipos da região do Papagaio com os eventos magmáticos.

O granodiorito inequigranular que corresponde ao embasamento do sistema vulcânico na região é uma rocha não magnética com assinatura calcioalcalina de alto potássio, peraluminosa, do tipo I, pós-orogênica com idade U–Pb de ca. 1.8 Ga. Essas características são semelhantes aquelas descritas por [Souza et al. \(2005\)](#) para a Suíte Intrusiva Juruena e, portanto, a parte sul da área mapeada não seria relacionada à Suíte Colíder, como proposto por [Silva & Abram \(2008\)](#). Neste contexto, é possível afirmar que a Suíte Juruena apresentou idade modelo (T_{DM}), até então desconhecida na região, de ca. 2,06 Ga, correlata a idade das fontes das Suítes São Pedro, São Romão, Matupá e

Nhandú (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008).

As características petrográficas e litogeoquímicas, além das idades U–Pb (1.796 – 1.780 Ma) e modelo (T_{DM}) (2,15 – 2,02 Ga) indicam que os eventos vulcânicos posteriores ao granodiorito inequigranular se correlacionam com as rochas da Suíte Colíder. Desta forma, esta suíte seria formada por um magmatismo inicial dacítico que, gradualmente evolui para magmas mais ácidos e potássicos, oxidados e hidratados. Neste contexto, o magmatismo granítico/riolítico representaria o evento magmático final da suíte, que pode ter sido responsável pela gênese da mineralização aurífera e de metais de base no Garimpo do Papagaio. Isto também justificaria a presença de sulfetos fragmentados e dispersos, exclusivamente, nas vulcânicas e vulcanoclásticas riolíticas da região. Ademais, a idade deste magmatismo é correlacionável às idades Re–Os definidas por Rocha (2016) e Assis *et al.* (2017) nos sulfetos do setor leste da PAAF (1.82 a 1.78 Ga). A evolução vulcânica da Suíte Colíder na região do Garimpo do Papagaio, que permaneceu ativa por aproximadamente 16 Ma, é esquematizada na Figura 17.2.

Os granitos, classificados como do tipo I de médio a alto potássio, apresentam fenocristais de plagioclásio zonados, típicos de rochas calcioalcalinas. Estas características tipificam magmas gerados em arcos magmáticos continentais maduros (Bonin, 1987; Wernick, 2004). A presença de minerais acessórios como allanita e titanita, além de baddeleyíta e zircão hidrotermais, é decorrente de um sistema enriquecido em Ce, Y, La, Zr, Th e U, que também foi evidenciado nos resultados litogeoquímicos. De acordo com Wilson (1989), o enriquecimento destes elementos é um diagnóstico na diferenciação do arco continental em relação ao oceânico. Ademais, a formação de extensas camadas de ignimbritos se relaciona a este magmatismo de fonte crustal (Gill, 1981). As idades U–Pb obtidas, representativas do intervalo do tempo de magmatismo ativo na região (1,80 – 1,78 Ga), indicam que o arco magmático estava em seu estágio final, uma vez em que o magmatismo perde suas características calcioalcalinas a partir de 1,75 Ga, para dar origem aos granitos alcalinos do tipo A, representativos do estágio magmático final, posterior à subducção (Suíte intrusiva Teles Pires).

Figura 17.2 – Proposta da evolução magmática da Suíte Colíder na região do Garimpo do Papagaio. (I) Primeiro evento vulcânico representado pelo magmatismo granodiorítico/dacítico. (II) Início do magmatismo de composição riolítica. (III) Deslocamento de blocos alterando a topografia da região e associado ao terceiro evento magmático, representado pela intrusão do granito porfirítico. Este evento também seria responsável pela origem dos fluidos magmáticos hidrotermais mineralizantes.

Os resultados de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (−0,60 a 0,69) indicaram a participação de fonte crustal para a idade mais antiga ($T_{\text{DM}} = 2,15$ Ga) e mantélica para as idades mais novas ($T_{\text{DM}} < 2,06$ Ga). Determinados autores justificam a origem da fonte primitiva, no sul do Cráton Amazônico, pela subducção de um arco insular (e.g. Santos *et al.*, 2000; Tassinari & Macambira, 2004; Cordani *et al.*, 2009). Entretanto, resultados de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ preferencialmente negativos, indicativos de fusão crustal, também são frequentemente encontrados na PAAF (Paes de Barros, 2007; Assis, 2015; Duarte, 2015; Rocha, 2016; Silva, 2017) e na Província Mineral do Tapajós (e.g. Echeverri-Misas, 2015, Tokashiki,

2015, Cassini, 2016). As idades T_{DM} obtidas neste trabalho são concordantes com Duarte (2015), que propõe a idade de ca. 2.1 Ga como o início da participação de material mantélico na fonte do magmatismo que ocorre na PAAF. Neste sentido, a heterogeneidade de valores de $\epsilon Nd(t)$, que evoluem de negativos a levemente positivos, pode ser justificada pela participação de fontes mantélicas que se associam a fonte da crosta inferior na zona de MASH (Hildreth & Moorbath, 1988). Este evento pode ser decorrente de uma convecção induzida na cunha mantélica, que eleva as temperaturas isotérmicas e causa a fusão parcial do manto em profundidades mais rasas devido à interação com a crosta subductada. Após a fusão, ocorre ascensão do material mantélico na fonte pré-existente da crosta continental. (Fig. 17.3) (Wyllie, 1984; Wilson, 1989). Este evento também justificaria um distúrbio magmático-tectônico que poderia ter gerado a fertilidade do magma, permitindo o evento mineralizante em ca. 1.78 Ga (Chiaradia *et al.*, 2012; Loucks, 2014; Assis *et al.*, 2017). Os valores positivos de $\epsilon Nd(t)$, relacionados às idades T_{DM} mais novas, também indicam que a crosta oceânica subductada não continha quantidades significativas de sedimentos terrígenos derivados da crosta continental. Tais fatores também justificam a formação de um prisma acrescionário pouco desenvolvido, reduzindo a possibilidade da preservação dessa estrutura.

Figura 17.3 – Evolução do arco magmático na PAAF e a origem das fontes por fusão parcial do manto. (A) Formação única de fonte crustal em > 2,1 Ga; (B) Contribuição de material juvenil em aproximadamente 2,0 Ga (Modificado de Wyllie, 1984).

Os zircões encontrados, no geral, apresentaram homogeneidade e características concordantes com a origem magmática. Entretanto, alguns cristais mostraram tamanho, hábito e texturas discordantes das famílias principais, além de eventualmente ocorrerem fragmentados. Estas características são atribuídas aos zircões herdados que variaram

entre ca. 1,85 e 2,15 Ga. Estes grãos seriam provenientes da crosta mais profunda e antiga que serviu como fonte de material crustal durante a evolução do arco magmático no Paleoproterozoico. Estas idades são discordantes daquelas estabelecidas para o intervalo geocronológico da Província Rio Negro–Juruena (1,80 – 1,55 Ga), e são correlatas às idades observadas nas províncias Ventuari–Tapajós (1,95 – 1,80 Ga) e Maroni–Itacaiúnas (ca. 2,20–1,95 Ga), como proposto por [Tassinari & Macambira \(2004\)](#). Desta forma, o arco magmático na região teria se formado a partir de uma crosta oceânica que foi subductada sob a crosta continental do Tapajós.

17.2. Contexto Metalogenético

O Garimpo do Papagaio se desenvolve em veios auríferos com cobre e zinco associados, bem como chumbo em baixos teores, hospedados em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas Paleoproterozoicas predominantemente dacíticas. Muito embora não tenham sido identificadas lavras sobre os demais litotipos anteriormente descritos, as alterações magmáticas–hidrotermais afetaram todas as rochas da região, em estilos semelhantes, porém, com intensidades diferentes. A alteração hidrotermal no Garimpo do Papagaio é principalmente a potássica, que evolui para sericítica e, posteriormente, para propilitização, que também ocorre nas zonas laterais distais do sistema, mas não foram observadas alterações sódicas e argílicas. Este padrão é semelhante ao descrito nos depósitos no segmento leste da PAAF como, por exemplo, o Luizão, Francisco, Pombo, Serrinha, Pé Quente, Trairão e X1, assim como o Juruena, no setor oeste ([Moura *et al.* 2006](#); [Paes de Barros, 2007](#); [Biondi, 2009](#); [Dias, 2012](#); [Assis *et al.*, 2014](#)).

[Galé *et al.* \(2018\)](#) reconhecem a participação de fluidos magmáticos profundos e de alta temperatura na mineralização do Papagaio, o que implica na colocação de magmas intrusivos e hidratados nas suas proximidades. O minério hospeda-se preferencialmente em dacitos e vulcanoclásticas dacíticas e, subordinadamente, riolitos e piroclásticas riolíticas. Também ocorrem fragmentos de sulfetos nas rochas vulcanoclásticas riolíticas, o que demonstra que a mineralização ocorreu durante a atividade vulcânica. Desta forma, o último evento magmático proposto para a Suíte Colíder na região do garimpo, correspondente a intrusão de magmas hidratados, oxidados e do tipo I, representado pelo granito porfirítico, poderia ter sido responsável pela mineralização do Garimpo do Papagaio ([Fig. 17.2](#)).

Foram hierarquizados pelo menos cinco fases de veios relacionados à evolução do sistema hidrotermal do depósito, quais sejam: **(I)** veios de quartzo estéreis associado à alteração potássica; **(II)** veios de quartzo com minerais de minério, por vezes associado à alteração sericítica; **(III)** veios sulfetados com alteração sericítica bem desenvolvida nas salbandas; **(IV)** e **(V)** veios de quartzo e carbonato tardios. Os veios do tipo I apresentam estruturas de geração em regime dúctil que também foram, por vezes, observadas nos veios do tipo II, enquanto que os demais veios são todos lineares, formados em regime rúptil. A plasticidade dos tipos I e II decorre da alta temperatura que originou a alteração potássica (Fournier, 1999). A hierarquia de veios que evolui de dúctil e estéril a rúptil e mineralizado, associados à alteração potássica e sericítica respectivamente, é semelhante à observada em sistema de veios A-B-D descrito por Gustafson & Hunt (1975) no depósito El Salvador (Chile). Neste contexto, a magnetita hidrotermal, martitizada, que ocorre de forma pouco tardia nos veios do tipo II, poderia representar um estágio pouco desenvolvido de veios do tipo M (vênulas de magnetita). A ocorrência desses estilos de veios foi identificada em vários depósitos do tipo ouro pórfiro (*gold-rich porphyry*) e pode estar relacionada à evolução de um primeiro fluido, mais profundo, que resfria concomitantemente à migração da câmara magmática para níveis crustais rasos, resultando na interação dos fluidos derivados da consolidação do magma com fluidos externos (Roedder, 1984; Sillitoe, 2000; Seedorff *et al.*, 2005; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010). Neste contexto, este sistema de veios é pela primeira vez descrito na Província Aurífera de Alta Floresta.

A composição de δD e $\delta^{18}O$ para o fluido em equilíbrio com sericita hidrotermal mostrou uma mistura de fluidos magmáticos com fluidos meteóricos, assim como também observado no estudo de inclusões fluidas (Galé *et al.*, 2018). Estes resultados se assemelham com uma série de depósitos epitermais (Fig. 17.4 A), segundo Pat Shanks (2014). Quando comparado com resultados compilados dos depósitos do tipo Pórfiro, a assinatura isotópica do fluido se assemelha com os valores conhecidos para o depósito de El Salvador, no Chile (Fig. 17.4 B), onde Gustafson & Hunt (1975) reconheceram o sistema de veios A-B-D, que por sua vez, é resultado da mistura de fluidos magmáticos e meteóricos, que geram mudanças significativas nas características dos veios decorrentes da evolução do hidrotermalismo (Sillitoe, 2010). Desta forma, os dados isotópicos obtidos para o fluido mineralizante do Garimpo do Papagaio indicam que a mistura de fluidos poderia ter sido, também, responsável pelo desenvolvimento do sistema de veios A-B-D.

Figura 17.4 - Composição de δD e $\delta^{18}O$ para o fluido hidrotermal em equilíbrio com minerais hidrotermais de vários depósitos do sistema pórfiro-epitermal (segundo [Pat Shanks, 2014](#)) e a localização aproximada da sericita em equilíbrio com o fluido hidrotermal no Garimpo do Papagaio (circulo vermelho). (A) Depósitos epitermais; (B) Depósitos do tipo pórfiro.

As rochas na região se mostram muito bem preservadas quanto ao metamorfismo regional, porém, o quartzo nos veios encontra-se recristalizado e apresenta estruturas de deformação em alta temperatura. De acordo com [Passchier & Trouw \(1996\)](#), o processo de recristalização pode ser facilitado pela hidrólise, o que em processos hidrotermais, descarta a necessidade de um metamorfismo regional na gênese

das microestruturas de quartzo nos veios do Garimpo do Papagaio. Neste contexto, a recristalização dinâmica que gerou estruturas *bulging* e migração de borda no quartzo dos veios do tipo I, III e III, poderia estar vinculada à passagem de diversos pulsos hidrotermais em ambiente profundo de alta temperatura. A preservação de inclusões fluidas aquocarbônicas em quartzo primário também é um indicativo de ambiente profundo, que teria sido responsável pelo desenvolvimento das alterações potássica e sericítica. Entretanto, os veios associados à alteração propilítica (tipo IV e V), são mais tardios e apresentam-se mais preservados pela recristalização dinâmica em relação aos tipos anteriores. Este evento foi gerado em menor temperatura e profundidade (epizonal), após a precipitação do sistema metalífero, o que justifica a melhor preservação do quartzo nestes dois tipos.

As imagens de catodoluminescência nos veios do tipo II, além de cristais de quartzo envoltos por pirita em veios do tipo III, mostraram que fluidos aquocarbônicos tiveram participação no transporte do conteúdo metalífero do Garimpo do Papagaio. Os resultados de isótopos de D, O e S mostraram que fluidos magmáticos poderiam ter se interagido com fluidos meteóricos. Estas evidências corroboram com a proposta de [Galé et al. \(2018\)](#), de que os fluidos hidrotermais na região poderiam ser oriundos de profundidades mesotermiais e que a desgaseificação do CO₂ decorreria na precipitação do minério. O transporte de metais por fluidos magmáticos, quentes e profundos, ricos em CO₂ já foi observado em outros depósitos (e.g. [Lai & Chi, 2007](#); [Soloviev, 2011](#); [Chen & Wang, 2011](#)). Entretanto, a presença de arsenopirita, altos teores de prata no ouro e microinclusões de bismuto na clivagem da galena, são características de fluidos mais reduzidos e de profundidades epitermais ([Arehart et al., 1993](#); [Corbett, 2004](#); [Kesler et al. 2010](#)). Ademais, a magnetita hidrotemal, que se cristaliza de forma tardia nos veios do tipo II, ocorre fraturada e martitizada, característico de um ambiente vulcânico, porém, com fluidos ácidos e oxidados ([Ohmoto, 2003](#); [Nadoll et al. 2014](#)). Por fim, os veios do tipo IV e V também são representativos de uma cristalização rasa. Dessa forma é possível perceber que os fluidos interagiram com as rochas, no Garimpo do Papagaio, sobre diferentes profundidades em sistema que variou a fugacidade de oxigênio.

De forma geral, a evolução da mineralogia do minério pode ser dividida em cinco associações paragenéticas: *i*) pirita ± calcopirita *ii*) calcopirita + esfalerita + pirita ± galena ± magnetita ± ouro; *iii*) arsenopirita; *iv*) magnetita e; *v*) pirita ± esfalerita ± calcopirita. As quatro primeiras são associadas ao veio do tipo II e a última representa o

veio III. Estas associações mostram que a pirita é o sulfeto dominante e que a esfalerita e a galena se alternam gradualmente em um intervalo definido. O ouro ocorre incluso exclusivamente na pirita quando a galena esta presente. A esfalerita apresenta inclusões de calcopirita (doença da calcopirita), que são indicativas de temperaturas de cristalização entre 300 – 500 °C, (Barton e Bethke, 1987; Nagase & Kojima, 1997). A galena, por sua vez, apresenta eventualmente teores de prata associados a sua estrutura. De acordo com Van Hook (1960) e Renock & Becker (2011) estes teores estariam relacionados a uma solução sólida entre a galena e a argentita que pode ocorrer em temperaturas entre 350 – 430 °C. Estes dados são condizentes com os valores propostos por Galé *et al.* (2018) obtidos por microtermometria em inclusões fluidas aquocarbônicas (325 °C) e com os cálculos para a temperatura do fluido a partir de isótopos estáveis (349 °C). Desta forma, a mineralogia do minério mostra que sua precipitação ocorreu a partir de fluidos derivados da consolidação de magmas, quentes, ácidos e oxidados.

O Garimpo do Papagaio representa um depósito que se desenvolveu em um ambiente pórfiro e evoluiu para condições epitermais devido ao rebaixamento do sistema hidrotermal (Fig. 17.5). A formação de um depósito profundo que evolui e é sobreposto por fluidos com características mais rasas já foi observado por outros autores, a exemplo do depósito de Buttle, EUA (*e.g.* Rusk *et al.* 2004; Seedorff & Einaudi, 2004; Rusk *et al.* 2008; Reed *et al.* 2013). Este processo de telescopagem é relacionado à perda do potencial hidrotemal em função da cristalização parcial da câmara magmática, que rebaixa o sistema e desenvolve as características epitermais sobre o pórfiro mais profundo (Sillitoe, 2010). Nesse contexto, um fluido profundo e de alta temperatura perderia suas propriedades resultando na precipitação do minério e, posteriormente, interagiria com fluidos externos no mesmo local (*e.g.* Bodnar, 1995; Cline, 1995; Sillitoe, 2010). Este processo também poderia justificar o alto grau de deformação do quartzo dos veios mais antigos, uma vez em que as fraturas serviram como precursoras da percolação hidrotermal por sucessivos e longos períodos. O rebaixamento do sistema hidrotermal seria o responsável pela geração dos veios mais novos com características mais superficiais e que cortam o sistema pórfiro mais antigo. Neste sentido, os veios tardios de carbonato, a formação de rodocrosita, calcita manganésífera e arsenopirita, mostram que o evento de telescopagem foi representado por sistema epitermal com características *intermediate-sulfidation* (Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Einaudi *et al.*, 2003).

Figura 17. 5 – Evolução na formação do Garimpo do Papagaio e o processo de telescopagem que sobrepõe o sistema epitermal sobre o pórfiro.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M. (1978). A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do hemisfério norte. In: CONOR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. Anais... Recife, SBO. v. 6, p 2393-2407.
- Almeida F.F.M.; Hasui Y.; Brito Neves B.B.; Fuck R.A. (1981). Brazilian structural provinces: na introduction. Earth Science. Rev. 17, 1-29.
- Álvarez, N. (2012). Final report Apiacas Project. Frontera Minerals Company, Relatório Interno.
- Annen, C.; Blundy, J.D.; Sparks, R.S.J., (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. Journal of Petrology 47, 505–539.
- Arehart G. B., Chrysosoulis S. L., and Kesler S. E. (1993) Gold and arsenic in iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits; implications for depositional processes. Economic Geology 88, 171-185.
- Assis, R. R. ; Xavier, R. P. ; Paes de Barros, A.J ; Barbuena, D. ; Trevisan, V. G. ; Ramos, G. ; Teixeira, R. V. ; Miguel-Jr, E. ; Rodrigues, R. M. ; Stabile, A. ; Santos, T. J. S. ; Miranda, G. M. T. ; Barros, M. A. S. ; Pinho, F. E. C. (2014). Metalogênese do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico.. In: Maria da Glória da Silva; Manoel Barretto da Rocha Neto; Hardy Jost; Raul Minas Kuyumjian. (Org.). Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras. 1ªed.Belo Horizonte (MG): CPRM - Serviço Geológico do Brasil, v. 1, p. 305-340.
- Assis R. R. (2015). Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 363p.
- Assis R. R., Xavier R. P., Creaser R. (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, 112, 1937-1957. DOI: 10.5382/econgeo.2017.4535
- Barbin V., Schvoerer M. (1997). Chathodoluminescence et geosciences. Académie des sciences. 325, 157-169.
- Barton P.B. Jr. (1970). Sulfide petrology: Mineralogical Society of America. Special Paper, 3: 187-198.
- Barton, P. B. Jr., Bethke, P. M. (1987). Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. American Mineralogist, 72, 451-67.
- 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., Moreto C.P.N., Fernandes C.M.D., Pereira V.P. (2016) Metallogenetic 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 68 22-49.
- 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. Rev. Brasil. de Geociências, 39(2): 213-229
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Alenikoff J.N., Valley J.W., Mundif R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I. S., Foudoulis C. (2004). Improved 206Pb/238U microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. Chemical Geology, 205, 115-140.
- Bodnar, R.J., (1995) Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course Series, v. 23, p. 139–152.
- Bonin, B. (1987). From orogenic to anorogenic magmatism: a petrological model for the transition calc-alkaline–alkaline complexes Revista Brasileira de Geociências 17, 366–371

- Botelho N.F., Moura M.A. (1998) Granite-ore deposit relationships in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5):427-438.
- Carneiro, C.C.; Carreiro-Araújo, S.; Juliani, C.; Crósta, A.P.; Monteiro, L.V.S.; Fernandes, C.M.D. (2014) Arcabouço crustal da região sul do Cráton Amazonas. Evidências geofísicas e implicações tectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 47, Salvador. [CD-ROM].
- Cas, R. A. F., Wright, J. V. (1987). *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Chapman and Hall, London. 528p.
- Cassini, L. V. (2016). Alteração hidrotermal e gênese da mineralização aurífera do Patrocínio, Província Mineral do Tapajós (PA). Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 151p.
- Champion D.C. & Heinemann M.A. (1994). Igneous rocks of northern Queensland: 1:500,000 map and explanatory notes. *Austral. Geol. Surv. Organization Record* 1994/11.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48:489-499.
- Chen, Y.; Wang, Y. (2011). Fluid inclusion study of the Tangjiaping Mo deposit, Dabie Shan, Henan Province: implications for the nature of the porphyry systems of postcollisional tectonic settings. *International Geology Review*, 53:5-6, 635-655
- Chiaradia M., Ulianov A., Kouzmanov K., Beate. (2012) Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas?. *Nature - Scientific Reports*. (2): 685
- Clayton R. B., Mayeda T. K. (1963). The use of bromide pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis: *Geochemica and Cosmochimica Acta*, v. 27. p. 43-72.
- Cline, J.S, (1995). Genesis of porphyry copper deposits: The behavior of water, chloride, and copper in crystalline melts: *Arizona Geological Society Digest* 20, p. 69–82.
- Cobbing J. (2000). Characteristics of granite typologies. In: Cobbing J. (ed.). *The geology and mapping granite batholiths*. Springer, New York, 147p.
- Corbett, G.J., (2002), Structural controls to Porphyry Cu-Au and Epithermal Au-Ag deposits in *Applied Structural Geology for Mineral Exploration*, Australian Institute of Geoscientists Bulletin 36, p. 32-35.
- Corbett, G., (2004) Epithermal and Porphyry Gold. Geological models in *Pacrim Congress 2004*, Adelaide, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 15-23.
- Corbett, G. (2005) Epithermal Au-Ag deposit types – implications for exploration. *Proexplo Conference*. Lima. 15p.
- Coenen T., Brenny B. J. M., Vesseur E. J., Polman A. (2015). Cathodoluminescence microscopy: Optical imaging and spectroscopy with deep-subwavelength resolution. *Materials Research Society*, v40, 359-365. doi.org/10.1557/mrs.2015.64
- Cordani, U. G., Teixeira, W., D'Agrella, M. S., Trindade, R. I. (2009). The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15, 396-407.
- Cox R.A., Dempster T.J., Bell B.R., Rogers G. (1996). Crystallization of the Shap Granite: Evidence from zoned Kfeldspar megacrysts: *Geological Society [London] Journal*, 153:625–635.
- Craig H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters: *Science*, v. 133, p. 1702-1703
- Dall'Agnol, R., Bettencourt, J.S., Jorge Jofio, X.S., Medeiros, H., Costi, H.T. and Macambira, M.J.B., 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, (17) 4 : 382-403
- Dardene, M. A.; Schobbenhaus, C. (2001). *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Ed. Universidade de Brasília, 392p

- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1,R2-diagrams and major element analysis—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.
- Dentith M.; Mudge S. T. (2014). *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge University Press
- DePaolo D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291:193–196.
- Dezula S. E. M, Barros M. A. S., Pierosan R., Santos J. O. S., Assis R. R. (2018). Granito Aragão — Suíte intrusiva Nhandú — um granito oxidado, tipo A2, de 1967 a 1964 Ma na Província Aurífera Alta Floresta — Cráton Amazônico. *Geologia USP - Serie Científica* 18(1):3, 03-20.
- Dias M. A. D. (2012). Estudos de Inclusões Fluidas em Veios de Quartzo Associados ao Granito Nhandu no Depósito de Ouro Trairão - Província Aurífera Alta Floresta – MT. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 90p.
- Duarte, T. B. (2015). Geologia, geoquímica e geocronologia do domínio vulcânico do Arco Magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade estadual de Campinas, Campinas, 124p
- Echeverri-Misas, C. M. E. (2015). Geologia e alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozóicas na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 285p.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. *Society of Economic Geology*. In: X Special Publication. p. 285-313.
- Eslinger E.V., Savin S.M., Yeh H. (1979). Oxygen isotope geothermometry of diagenetically altered shales. *SEPM Spec. Pub.* 26, 113-124
- Faure G, Mensing TM (2005) *Isotopes Principles and Applications*, Third Edition. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, NJ, 897 pp
- Fernandes C.M.D. (2009) Estratigrafia e petrogênese das seqüências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás; Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, 190p.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.U., (1984). *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- Fournier, R.O., (1999) Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 94, p. 1193–1211.
- Galé M. G. 2012. O depósito do Papagaio, alteração hidrotermal, regime de fluidos e geoquímica e idade, Província Aurífera de Alta Floresta – MT. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Mato Grosso, Cuiabá, 96.
- Galé M.G., Corrêa da Costa P. C., Pinho F. E. C., Barros M. A. S., Juliani C.; (2015a). Vulcânicas Hospedeiras da Mineralização de Ouro do Garimpo do Papagaio, Província Aurífera de Alta Floresta (MT): Litogeoquímica e Idades., XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos IX International Symposium On Tectonics, anais, Vitória-ES.
- Galé M.G., Corrêa da Costa P.C., Assis R.R., Juliani C. (2015b) Alteração hidrotermal e fonte dos fluidos mineralizantes do ouro no garimpo do Papagaio, Província Aurífera de Alta Floresta (MT). 14 ° Simpósio de Geologia da Amazônia, Anais, Marabá-PA
- Galé M.G., Corrêa da Costa P. C., Pinho F. E. C., Barbosa E. S., Juliani C.; (2015c). Caracterização Estrutural de Fraturas e Veios de Quartzo do Garimpo do Papagaio, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos IX International Symposium On Tectonics, anais, Vitória-ES
- Galé M.G., Juliani C., (2016) O garimpo do Papagaio, uma mineralização do tipo ouro pórfiro, Província Aurífera de Alta Floresta, Brasil, VII Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Anais, Ouro Preto - MG.

- Galé M. G., Corrêa da Costa P. C., Assis R. R., Pinho F. E. C., Juliani C. (2018). Estudo de inclusões fluidas em quartzo do garimpo do Papagaio, um sistema magmático-hidrotermal, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. *Geologia USP - Série Científica*, v18, n.1, 207-226, DOI: <http://dx.doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-136701>
- Gamalielsson J; Lundell, B. (2014) Sustainability of Open Source software communities beyond a fork: How and why has the LibreOffice project evolved?. *Journal of Systems and Software*. 89: 128-145
- GEOMIN (2010) – Papagaio Prospect. Relatório interno. Cuiabá, 18p.
- Giesemann A., Jager H. J., Norman A. L., Krouse H. R., Brand W. A. (1994). On line sulfur isotope determination using an elemental analyser coupled to a mass spectrometer: *Analytical Chemistry*, v.66, p.2816-2819.
- Gill, J. B. (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Berlin: Springer-Verlag, 358p.
- Gorton M. P., Schandl E. S., (2000). From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, vol. 38, pp. 1065-1073.
- Gustafson, L.B., and Hunt, J.P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 70, no. 5, p. 857-912.
- Hamilton P. H., O'Nions R.K., Bridgewater D., Nutman A. (1983). Sm-Nd studies of Archean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history; *Earth and Planetary Science Letters*, 62 (1983), pp. 263-272
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M. P. & Reis A. C. (eds). *Collision tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc., 19: 67-81.
- Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. (1987). Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulphate and adularia-sericite types. In: LXXXII *Economic Geology*, p. 1- 26.
- Hedenquist J. W., Arribas A., Jr., Gonzalez-Urien E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13: 245–277
- Heider M., Andrade R. H. P. (2016) Ouro In: *Sumário Mineral 2015*, Brasília; Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Ministério de Minas e Energia (MME), pg. 92-94. V 35. ISSN 0101 2053
- Hildreth, W.; Moorbath, S., (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455–489.
- Hoefs J. (2009). *Stable isotope geochemistry*, 6 ed. Springer, Berlin.
- Irvine T.N. & Baragar W.R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-546.
- Ishihara, S., (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27:293-305.
- Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6):1255-1259
- JICA/MMAJ. (2000) Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil: final report. Tokyo: Japan International Cooperation Agency. Metal Mining Agency of Japan, 137 p.
- Juliani, C.; Rye, R.O.; Nunes, C.M.D.; Silva, R.H.C.; Monteiro, L.V.S.; Neumann, R.; Alcover Neto, A.; Bettencourt, J.S.; Snee, L.W. (2005) Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age and stable isotopes constraints. *Chemical Geology*, 215: 95–125.

- Juliani, C.; Carneiro, C.C.; Carreiro-Araújo, S.A.; Fernandes, C.M.D.; Monteiro, L.V.S.; Crósta, A.P. (2013) Estruturação dos arcos magmáticos Paleoproterozoicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, Belém. [CD-ROM].
- Juliani, C.; Carneiro, C. de C.; Fernandes, C.M.D.; Monteiro, L.V.S.; Crósta, A.P.; Carreiro-Araújo, S.A.; Echeverri-Misas, C.M.; Tokashiki, C.C.; Aguiar-Bocanegra, M.A. (2014) Arcos magmáticos continentais Paleoproterozoicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 47, Salvador. [CD-ROM].
- Kesler, S. E.; Deditius, A. P., Reich M. M., Utsunomiya, S., Ewing R. (2010) Role of Arsenian Pyrite in Hydrothermal Ore Deposits: A History and Update. Conference: 6th Geological Society of Nevada on Great Basin Evolution and Metallogeny. Reno.
- Kirkham, R.V. (1972) Porphyry deposits, in Blackadar, R.G., ed., Report of Activities Part B, November 1971 to March 1972: Geological Survey of Canada, Paper 72-1b, p. 62-64.
- Kirkham, R.V., Dunne, K.P.E., (2000) World distribution of porphyry, porphyry-associated skarn, and bulk-tonnage epithermal deposits and occurrences: Geological Survey of Canada, Open File 3792a, 26 p.
- Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., (1988), Comb quartz layers in felsic intrusions and their relationship to the origin of porphyry deposits, in Taylor, R.P., and Strong, D.F., eds., Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits: The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 39, p. 50-71.
- Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., (1995), Porphyry copper, gold, molybdenum, tungsten, tin, silver, in Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., eds., Geology of Canadian Mineral Deposit Types: Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 8, p. 421-446
- Klein E.L, Almeida M.E, Vasquez M.L, Bahia R. B. C., Santos M. L. E. & Ferreira A.L. (2001). Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós. Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-X), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT, 81 pp.
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente R. C., Oliveira C.C., Albuquerque M.C. (2004) Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso, Programa de Geologia do Brasil, CPRM, Cuiabá, 220 p.
- Lai, J.; Chi, G. (2007). CO₂-rich fluid inclusions with chalcopyrite daughter mineral from the Fenghuangshan Cu–Fe–Au deposit, China: implications for metal transport in vapor. *Mineralium Deposita* 42:293–299.
- Li, X. (2006). Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, (71) 2. 13-16.
- Ludwig K.R. (2003), Isoplot/Ex version 3.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley, California, Berkeley Geochronology Center Special Publication 4.
- Linåker, J., Munir, H., Wnuk K., Mols, C. E. (2018). Motivating the contributions: An Open Innovation perspective on what to share as Open Source Software. *Journal of Systems and Software*. 135: 17-36.
- Loucks R. R. (2014) Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*, 61:1, 5-16
- Mackenzie, W. and Guilford, C., (1982). Atlas of Igneous Rocks and Their Textures. Halsted, 148p.
- McDonough W.F., Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120:223- 253.
- McKinstry, H. E., (1959), Mineral assemblages in sulfide ores, the system Cu-Fe-S-O: *Economic Geology*, v. 54, p. 975-1001.
- McKinstry, H. E., (1963), Mineral assemblages in sulfide ores, the system Cu-Fe-As-S: *Economic Geology*, v. 58, p. 483-505.

- McPhie, J.; Allen, R.; Doyle, M., (1993). Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, 198p.
- Middlemost A.K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37: 215-224.
- 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, 86p.
- Moore J.G. & Sisson T.W. (2008). Igneous phenocrystic origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks from the Sierra Nevada batholith. *Geosphere*, 4(2):387-400.
- Moreton L.C. & Martins E.G. (2005) Geologia e recursos minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- Moura, M.A. O, (1998); Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. 238 f. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- Moura, M.A., Botelho, N.F., Olívio, G.R., Kyser, T.K., (2006). Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution: *Economic Geology*, v. 101, p.585-605.
- Nagase, T. E., Kojima, S. (1997). An SEM examination of the chalcopyrite disease texture and its genetic implications. *Mineralogical Magazine*, 61(1), 89-97.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J. L., French, D., Walshe, J. (2014). The chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews* (61) 1-32.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba Fe, Mg, Na e K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochemica and Cosmochemica Acta*. 38: 757-775.
- Neder R. D.; Figueiredo, B. R.; Beaudry, C.; Collins, C.; Leite, J. A. D. (2000) The Expedito Massive Sulfide Deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*. 30(2): 222-225
- Ohmoto, H., (2003). Nonredox transformations of magnetite–hematite in hydrothermal systems. *Economic Geology*. 98, 157–161.
- Paes de Barros A.J. (2007) Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154 p.
- Passchier, C. W., Trouw, A.J. (1996) *Microtectonics*. Springer, 289p., Berlim.
- Pat Shanks III, W. C. (2014) Stable Isotope Geochemistry of Mineral Deposits, In: *Hydrothermal Processes Above the Yellowstone Magma Chamber: Large Hydrothermal Systems and Large Hydrothermal Explosions*. Treatise on Geochemistry 2nd Edition.
- Pearce J.A.; Harris N.B.W.; Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, R.S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58:63-81.
- Pilger, R. H. Jr. (1984) Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Geol. Soc. Lond.* 141, 793-802.
- Pimentel, M.M. (2001). Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Brasília: UnB; Relatório Interno.
- Pinho, M. A. S. B; Lima, E. F.; Fetter, A.; Schumus, W. R. V.; Chemale Jr. (2001). Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri porção centro-sul do Cráton Amazônico –Aripuanã -Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 31 (1): 37-42.

- Pinho, M. A. S. B. (2002); Proposta De Nova Terminologia Estratigráfica Para Rochas Vulcano-Plutônicas Paleoproterozóicas Do Norte Do Estado De Mato Grosso, Porção Ocidental Sul Do Cráton Amazônico; *Revista Brasileira de Geociências* 32(1):153-156
- Pinho M.A.S.B., Chemale-Jr F., Van Schumus W.R., Pinho F.E.C. (2003). 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*, 126(1) 1-25.
- Pessoa, M. R.; Andrade, A. F.; Nascimento, J. D.; Santos, J. O. S.; Oliveira, J. R.; Lopes, R. da C.; Prazeres, W. V. (1977). Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM.
- Quaresma, G. S., Hatanaka, T. G. T. (2011). Mapeamento Litoestrutural e Geoquímica do garimpo Papagaio, Província Aurífera Alta Floresta. (Trabalho de Conclusão de Curso). Cuiabá: Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT, 95p.
- Rambo J. M. (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 de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 146p.
- Reed, M., Rusk, B. Palandri J. (2013) The Butte Magmatic-Hydrothermal System: One Fluid Yields All Alteration and Veins. *Economic Geology*, v. 108, pp. 1379–1396.
- Renock, D.; Becker, U. (2011). A first principles study of coupled substitution in galena. *Ore Geology Reviews*. 42: 71-83.
- Rocha M. L. B. P. (2016) Estudos geoquímicos e geocronológicos aplicados às rochas graníticas do Garimpo Trairão – MT. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil; 122p.
- Rodrigues R.M. (2012). Caracterização geológica e metalogenética do Depósito X1 – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT). Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil; 70p.
- Roedder, E. (1984), Fluid inclusions: *Reviews in Mineralogy*, v. 12, 644 p
- Roest W. R., Verhoef, J., Pilkington M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal *Geophysics*, 57:1. 116-125.
- Rollinson, H.R. (1993). *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, England.
- Ross, P. S. & Bédard, L. P. (2009). Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences* 46, 823–839.
- Roverato M., Giordano, D., Echeverri-Misas C. M., Juliani, C. (2016) Paleoproterozoic felsic volcanism of the Tapajós Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 310, 98–106.
- Rusk, B. G.; Reed, M. H.; Dilles, J. H., Klemm, L. M.; Heinrich, C. A. (2004). Compositions of magmatic hydrothermal fluids determined by LA-ICP-MS of fluid inclusions from the porphyry copper–molybdenum deposit at Butte, MT. *Chemical Geology* 210: 173– 199
- Rusk, Brian G., Mark H. Reed, and John H. Dilles.(2008) Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology* 103.2: 307-334.
- 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.
- Santos J.O.S. (2000). Os terrenos PaleoProterozoicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 p.

- Santos J. O. S., Hartmann L. A., Gaudette H. E., Groves D. I., McNaughton N. J., Fletcher I. R. (2000) A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping an U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453–488.
- Santos J. O. S., Groves D. I., Hartmann L. 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*, v36, 278-299. <https://doi.org/10.1007/s001260100172>
- Santos, J. O. S., (2003) Geotectônica dos escudos das Guianas and Brasil-Central. In: Bizzi, L. A. *et al.* (Eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM: Brasília, 2003. p.169-226
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., et al. (2004). 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*, 131:73-109
- Santos J. O. S., Hartmann L. A., 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: *Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém: Anais SBG, CD-ROM.
- Savin S. M., and Epstein S. (1970). The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 25-42
- 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. (2017). 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*. 73: 223-247.
- Seal R. R. (2006). Sulfur geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 61:633- 677.
- Seedorff, E., Einaudi, M.T., (2004), Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: I. Sequence and abundance of hydrothermal mineral assemblages, flow paths of evolving fluids, and evolutionary style: *Economic Geology*. 99: 3–37.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M., (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, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 83p.
- Shand S. J. (1943). *The eruptive rocks*. Jhon Wiley, New York, 444p.
- Sharp Z. D. (2017). *Principles of Stable Isotope Geochemistry*, 2nd Edition. Upper Saddle River, NJ: Pearson Prentiss Hall, p. 385p doi: 10.5072/FK2GB24S9F
- Siivola J. & Schmid R. (2007). *Liste of mineral abbreviations*. UGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.
- Sillitoe, R.H., (1973), The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 68, p. 700-815.
- Sillitoe, R.H., (1995), The influence of magmatic-hydrothermal models on exploration strategies for volcano-plutonic arcs: *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, v. 23, p. 511–525.
- Sillitoe, R.H., (2000), Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery: *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 315-345.
- Sillitoe, R.H., (2010), *Porphyry Copper Systems: Economic Geology*, v. 105, no.1, p. 3-41
- Sillitoe R.H. & Hedenquist J.W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. In: Simmons, S.F., and Graham, I., eds.,

Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids; Rulers and Witnesses of Processes within the Earth: Economic Geology, Special Publication 10: 315-343.

- Sinclair, W.D., 2007, Porphyry deposits: Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods, W.D. Goodfellow (ed.), Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 223-243.
- 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, MT, Brazilian Journal of Geology, 44(3): 433-455.
- Silva M. G. & Abram M.B. (2008) Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena–Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212 p.
- Silva M. L. T. (2017). Geologia, petrologia e metalogenia do depósito de ouro Santa Helena, Mato Grosso. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília; Brasília, 396: 104p.
- Smith, J.V. and Brown, W.L., (1988). Feldspar minerals. Springer-Verlag, Berlin, 828p.
- Simmons S.F. (1995). Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits. In: Thompson, J.F.H. (ed.), Magmas, Fluids and Ore Deposits: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 23: 455-477.
- Soloviev S. G. (2011). Geology, Mineralization, and Fluid Inclusion Characteristics of the Kensu W-Mo Skarn and Mo-W-Cu-Au Alkaline Porphyry Deposit, Tien Shan, Kyrgyzstan. Economic Geology, v. 106, pp. 193–222
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, V. S., Liz, J. D., Pierosan, R. (2003). Depósitos de Fluxo Piroclástico Primários: Caracterização e Estudo de um Caso no Vulcanismo Ácido NeoProterozoico do Escudo Sul-rio-grandense. Pesquisas em Geociências, 30(1): 3-26.
- Souza, A. M. M., Faria C. A. S., Landim J. P. P, Leal J. W. L. (1979). Projeto São Manuel, Reconhecimento geológico do limite Pará - Mato Grosso. Brasília. DNPM. 27 p
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. (2005) Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164 p.
- Tassinari C. C. G. (1996). O Mapa Geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos. Tese (Livre Docência). São Paulo: Instituto de Geociências, USP, 139p.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schmus W.R., Bettencourt J.S., Taylor P.N. (1996). Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazon Craton), and tectonic implications. Inst. Geol. Rev., 38(2):161-175.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. (1999) Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22(3): 174–182.
- Tassinari C.G.C. & Macambira M.J.B. (2004) A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. (Org.) Neto-Mantesso, V., Bartorelli, A, Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. de B., p. 471–486.
- Taylor H.P.Jr. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Econ. Geol., 69:843-883.
- Taylor, H. P. Jr. (1997). Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes, H. L. (ed.) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 3rd edn. Wiley Interscience, New York, 229–303
- Taylor B.E. (2007). Epithermal gold deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5: 113-139.

- Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Cordani, U. G., Kawashita, K. (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. Precambrian Research 42 (3-4), 213-227
- Terry R. D., Chillingar G. V., (1955). Summary of “Concerning some additional aids in studying formations” In: M.S. Shvetsov (ed.) Sediment. Petrol., 25: 229–234.
- Tokashiki C.C. (2015) Mineralizações low- e intermediate- sulfidation de ouro e de metais base em domos de riolito PaleoProterozoicos na porção sul da Província Mineral do Tapajós. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, 188p.
- Tosdal, R.M., Richards, J.P., (2001), Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits: Reviews in Economic Geology, v. 14, p. 157–181.
- Tosdal R.M., Dilles J.H., Cooke D.R. 2009. From Source to Sinks in Auriferous MagmaticHydrothermal Porphyry and Epithermal Deposits. Elements, 5: 289-295.
- Trevisan V.G. (2015). Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au $\pm$ Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, 129p.
- Uytenbogaardt, W.; Burke, E.A.J., (1971). Tables for microscopic identification of ore minerals. Second edition. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 430p.
- Van Hook, H. J. (1960) The ternary system $\text{Ag}_2\text{S}-\text{Bi}_2\text{S}_3-\text{PbS}$ ¹. Economic Geology. Vol. (55) 759-788.
- Wernick E. (2004). Rochas magmáticas: Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. Editora UNESP, p. 655.
- Whalen J. B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95: 407-419.
- White N.C. & Hendequist J.W. (1990). Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. Journal of Geochemical Exploration, 36: 445-474.
- White N.C. & Hendequist J.W. (1995). Epithermal gold deposit: styles, characteristics and exploration. SEG Newsletter, 23: 1-9
- Williams IS (1998) U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben MA, Shanks WC III, and Ridley WI (eds.) Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology, vol. 7, pp. 1–35. Littleton, CO: Society of Economic Geologists
- Williams, H.; Turner, F.J.; Gilbert, C.H., (1962). Petrography. An introduction to the study of rocks in thin section. Freeman and Company, San Francisco, 406p.
- Wilson M (1989). Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. 1st ed., Springer, 466 pp. London
- Wyllie, P. J.. (1981) Plate tectonics and magma genesis. Geol. Rundsch. 70, 128-53.
- Ye, X. (2018) 1.05 - Open Data and Open Source GIS. Comprehensive Geographic Information Systems, In: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. 42-49p
- Xavier R. P., Assis R. R., Miguel-Jr E., Santos T. J. S., Paes de Barros A. J. (2011). Gold $\pm$ copper and goldbase metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province. In: 12° Simpósio de Geologia da Amazônia. Roraima: SBG [CD-ROM].
- Zhiwei, B.; Zhenhua, Z. (2003). Rare-earth element mobility during ore-forming hydrothermal alteration: A case study of Dongping gold deposit Hebei Province, China. Chinese Journal of Geochemistry, 22(1), 45–57.

ANEXOS

ARTIGO PUBLICADO NA REVISTA SÉRIE CIENTÍFICA DO INSTITUTO
DE GEOCIÊNCIAS – USP

Aceito em 1º de fevereiro de 2018

DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v18-136701

Galé M. G., Corrêa da Costa P. C., Assis R. R., Pinho F. E. C., Juliani C. (2018). Estudo de inclusões fluidas em quartzo do garimpo do Papagaio, um sistema magmático-hidrotermal, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. *Geologia USP - Série Científica*, v18, n.1, 207-226,

Estudo de inclusões fluidas em quartzo do Garimpo do Papagaio, um sistema magmático-hidrotermal, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico.

Fluid inclusions study on quartz from a magmatic-hydrothermal system in the Papagaio Artisanal Mining District, Alta Floresta Gold Province (MT), Amazon Craton.

Estudo de inclusões fluidas, Garimpo do Papagaio

Marcelo Garcia Galé¹, Paulo César Corrêa da Costa², Rafael Rodrigues de Assis³,
Francisco Egídio Cavalcante Pinho², Caetano Juliani³

¹Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências,
Universidade de São Paulo - USP - Rua Virgulina Rios Salvato, nº 263, Jd Patrícia,
Mogi Mirim – SP, Brasil. CEP: 13.807-751 - (19) 9 8101 3755; (19) 3862 6735
(magagale@hotmail.com)

²Faculdade de Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT.
(pccorrea@cpd.ufmt.br; aguapei@yahoo.com)

³Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências,
Universidade de São Paulo - USP. (cjuliani@usp.br)

RESUMO

O garimpo aurífero do Papagaio, localizado em Paranaíta (MT), insere-se no setor noroeste da Província Aurífera de Alta Floresta, sul do Cráton Amazônico. Está hospedado em dacito porfirítico inicialmente afetado por alteração potássica que é sobreposta por forte alteração sericitica pervasiva e, por fim, por alteração propilitica. O minério é representado pela paragenese pirita + calcopirita + esfalerita ± galena ± calcocita ± covelita e ocorre associado a sistemas de veios de quartzo e *stockworks* que truncam os setores de alteração hidrotermal potássica e sericitica. Estudos de inclusões fluidas dos veios mineralizados e estéreis presentes no garimpo permitiram identificar três grupos de inclusões fluidas: Tipo I - inclusões aquocarbônicas; Tipo II - aquosas bifásicas; Tipo III - aquosas tri- a multifásicas. Nos veios mineralizados houve a crepitação das inclusões do Tipo I a 325°C. Foram encontradas temperaturas de homogeneização de 115,1°C a 216,2°C e salinidades entre 0,5 a 24,0% para as inclusões do Tipo II. Nos veios estéreis, as inclusões do Tipo II resultaram em temperaturas de homogeneização total entre 135,9°C e 190,3°C e salinidades de 26,0 a 30,2%. No tipo III a homogeneização total ocorreu entre 323,2°C e 402,9°C com salinidade superior a 40,0%. Portanto, fluidos de elevada temperatura e salinidade com características de origem magmática tiveram um papel essencial na formação das zonas mineralizadas do garimpo. Nesse contexto, a colocação de corpos subvulcânicos teria sido essencial na gênese da mineralização aurífera do Papagaio, pois teria servido como fonte de calor, fluido e metais para a instalação de um sistema magmático-hidrotermal profundo, relacionado ao ambiente dos depósitos do tipo pórfiro e IRGS.

Palavras-chave: Cráton Amazônico; Província Aurífera de Alta Floresta; Inclusões Fluidas; Microtermometria; Fluidos Magmáticos.

ABSTRACT

The Papagaio artisanal gold mining in Paranaíta (MT), located in the northwest sector of the Alta Floresta Gold Province in the southern Amazon Craton. The mineralization is hosted in porphyritic dacite initially affected by a potassic alteration that is superimposed by a strong pervasive sericitic alteration and, finally, by propylitic alteration. The ore paragenesis consists of pyrite + chalcopyrite + sphalerite $\pm$ galena $\pm$ chalcocite $\pm$ covellite that is located in a quartz veins systems and stockworks that cuts hydrothermal potassic and sericitic alteration zones. Studies of fluid inclusions of the mineralized and barren veins present in the mining identified three groups of fluid inclusions: Type I - aqueous-carbonic inclusions; Type II - aqueous biphasic; and Type III - aqueous tri- to multiphase. In the mineralized veins, the Type I inclusions decrepitated at 325 °C. Type II inclusions have homogenization temperatures of 115.1°C to 216.2°C and salinities of 0.5 to 24.0%. In the barren veins, Type II inclusions yielded total homogenization temperatures between 135.9°C and 190.3°C and salinities of 26.0 to 30.2%. In type III inclusions, the total homogenization was between 323.2°C and 402.9°C with salinity greater than 40.0%. Therefore, high-temperature and high-salinity fluids with characteristics of magmatic origin had an essential role in the formation of the mineralized zones of the artisanal mining. In this context, the placement of subvolcanic bodies would have been essential for the genesis of the gold mineralization at Papagaio. These subvolcanic bodies would have served as a source of heat, fluid, and metals for the development of a deep magmatic-hydrothermal system, possibly associated with the environment of the Porphyry and IRGS systems.

Keywords: Amazon Craton; Alta Floresta Gold Province; Fluid Inclusions; Microthermometry; Magmatic Fluids.

INTRODUÇÃO

A partir de meados da década de 1970, a região norte do estado de Mato Grosso passou a atrair a atenção nacional devido ao início de atividades garimpeiras que se desenvolviam às margens do rio Teles Pires. O auge dessa atividade se estendeu até o final da década de 1990, com a descoberta de mais de uma centena de depósitos de pequeno porte ($< 5t$) e de baixo a moderado teores, que se concentraram ao longo de uma faixa com mais de 500km de extensão, estruturalmente orientada segundo W-NW, denominada de Província Mineral Alta Floresta por Dardene e Schobbenhaus (2001), Província Aurífera Juruena–Teles Pires (Silva e Abram, 2008), Domínio Alta Floresta (Santos et al., 2001) e, em trabalhos mais recentes, Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) (Paes de Barros, 2007; Assis et al., 2014), como adotado neste trabalho.

O estudo da origem dos fluidos, bem como o entendimento de reações entre estes e suas rochas encaixantes, é fundamental para a compreensão da gênese e classificação de depósitos minerais hidrotermais. A partir desse conceito que, ao final dos anos 1990, iniciou-se uma série de pesquisas relacionadas à origem dos depósitos da província. Desde então, dados obtidos a partir de microtermometria em inclusões fluidas e isótopos estáveis têm evidenciado fluidos magmáticos como importantes contribuintes para as gêneses dos depósitos auríferos da PAAF (e.g. Moura, 1998; Botelho e Moura, 1998; Moura et al., 2006; Silva e Abram, 2008; Biondi, 2009; Rodrigues, 2012; Dias, 2012; Rambo, 2014; Serrato, 2014; Assis, 2015; Trevisan, 2015; Bettencourt et al., 2016).

Apesar de a Província exibir grande potencial em hospedar mineralizações auríferas de natureza magmática-hidrotermal, sua geologia ainda necessita de estudos mais detalhados, particularmente em áreas-chave que permitam uma melhor definição do ambiente em que esses depósitos teriam se formado. Isso se torna mais crítico visto que a maior abrangência dos estudos, até então, é focada nos sistemas de $Au \pm Cu$ disseminados em rochas graníticas. Os depósitos filonares correspondem a uma das tipologias mais novas propostas para a província (Mesquita et al., 2015) e, apesar de sua importância econômica, estão relacionados ao grupo com o menor grau de conhecimento na PAAF quanto ao contexto geológico e metalogenético.

Neste sentido, o objetivo deste trabalho é caracterizar e contextualizar o regime de fluidos por meio da sistemática de inclusões fluidas dos veios de quartzo do garimpo do Papagaio, um sistema aurífero de $Au \pm Cu \pm Zn$ confinado a *stockworks* e sistemas de veios alojados em zonas de alteração sericítica que afetam unidades vulcânicas de idade 1,78 Ga. No conjunto, esses resultados permitirão caracterizar as principais características físico-químicas dos fluidos responsáveis pelo evento mineralizante no depósito, permitindo, portanto, uma avaliação mais consistente e crítica quanto ao seu modelo genético. Em adicional, permitirá uma melhor compreensão quanto à evolução dos sistemas magmático-hidrotermais responsáveis pela gênese das mineralizações auríferas na província.

PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA - PAAF

Situada na porção sul do Cráton Amazônico, a PAAF (Figura 1) engloba os limites entre as províncias geocronológicas Ventuari – Tapajós (1,95 a 1,8 Ga.) e Rio Negro – Juruena (1,8 – 1,55 Ga) no modelo de Tassinari e Macambira (1999, 2004). Contudo, no modelo de Santos et al. (2000), a província insere-se entre as províncias tectônicas Tapajós–Parima (2,03 – 1,88 Ga) e Rondônia–Juruena (1,82 – 1,54 Ga). Independentemente da compartimentação adotada, Tassinari (1996), Tassinari e Macambira (1999), Souza et al. (2005), Santos et al. (2006), Silva e Abram (2008) e Cordani et al. (2009) consideram que as unidades plutono-vulcânicas que compõem essas províncias foram geradas em ambiente de arcos magmáticos insulares que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton formado pela Província Amazônia Central no Paleoproterozóico. No entanto, a ausência de zonas de sutura, abundância de sequências sedimentares continentais, dados geoquímicos e isotópicos em unidades plutônicas e vulcânicas têm coletivamente indicado que a região teria se originado a partir da construção arcos continentais (Juliani et al., 2013, 2014; Carneiro et al., 2014; Galé e Juliiani, 2016).

Figura 1 – Localização da Província Aurífera de Alta Floresta na compartimentação geocronológica e tectônica do Cráton Amazônico (Modificado de Tassinari e Macambira, 1999).

O embasamento da PAAF é atualmente representado por dois complexos metamórficos, Bacareí-Mogno (2.24 Ga; Pimentel, 2001) e Cuiú-Cuiú (1.99 Ga; Pessoa et al., 1977), que abrangem rochas metamórficas de médio a alto grau, além de plutônicas relacionadas a retrabalhamentos no decorrer do evento Jarí-Falsino, entre 1.3 e 1.1 Ga (JICA/MMAJ, 2000).

Sobrepostas ao embasamento ocorrem vulcânicas e plutônicas ácidas a intermediárias, de idades paleo- a mesoproterozóica (Figura 2), representadas pelo granito Nhandu (1.88-1.87 Ga), suíte intrusiva Matupá (1.87-1.86 Ga), suíte Juruena (1.81 Ga), suíte São Pedro (1.78 Ga), grupo Colíder (~1.78 Ga), suíte intrusiva Teles Pires (1.78-1.75 Ga) e suíte Nova Canaã (1.74 Ga) (Souza et al., 2005; Silva e Abram, 2008; Paes de Barros, 2007; Barros et al., 2009; Assis, 2015). Essas unidades são recobertas por sedimentos plataformais mesoproterozóicos do Grupo Beneficente, depositados em *rift* continental de direção SE-NW, originado por pelo menos dois pulsos tafrogênicos, de idades 1.72 e 1.36 Ga (Leite e Saes, 2003).

As mineralizações na PAAF são predominantemente auríferas e ocorrem alinhadas ao longo de um cinturão de direção NW-SE. Com base na alteração hidrotermal, paragênese, estilo e geoquímica do minério, tais depósitos têm sido agrupados, em quatro tipologias principais: (1) depósitos de Au $\pm$ Cu disseminados (e.g. depósitos Luizão, Pé Quente, Serrinha e X1); (2) depósitos filonares de Au $\pm$ Cu (e.g. Edú, Peteca, Paraíba e Basílio), ambos dominantemente representados por pirita com concentrações variáveis de calcopirita e hematita; (3) depósitos disseminados de Cu + Mo $\pm$ Au (e.g. Ana e Jaca), com pirita, molibdenita e concentrações variáveis de hematita e calcopirita; e (4) depósitos de Au + Zn + Pb $\pm$ Cu (e.g. depósito do Francisco, Bigode e Luiz) representados por pirita + esfalerita + galena, além de calcopirita e digenita subordinadas. A grande maioria dos depósitos, inserida nos grupos (1) e (2), encontra-se principalmente hospedada em sistemas graníticos cálcio-alcalinos oxidados (granitos tipo I; portadores de magnetita) e, portanto, possivelmente equivalentes à sistemas magmático-hidrotermais do tipo Au-pórfiro. Os grupos (3) e (4), no entanto, por estarem hospedados em subvulcânicas, vulcanossedimentares e granitos alcalinos epizonais oxidados (granitos tipo A₂), exibem atributos geológicos compatíveis com os sistemas epitermais de *low a intermediate sulfidation* (Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016).

Domínios geológicos da Província Alta Floresta

ERA	Símbolo	Domínio geológico	Unidades litológicas e idade (Ma.)
Fanerozoico		Coberturas superficiais	Depósitos aluvionares
			Coberturas detrito-lateríticas e ferruginosas
Proterozoico		Bacias do tipo rift e/ou graben	Beneficente (<1714 U-Pb); Dardanelos (<1383 U-Pb)
		Granitos anorogênicos	Granito Teles Pires (1750 U-Pb)
			Granito São Romão (1770 U-Pb)
		Granitos tardi a pós-colisionais	Intrusivas máficas Guadalupe Paranaíta (?) Nova Canaã (1743 U-Pb) Apicás (1780 - 1700 U-Pb) São Pedro (1784 U-Pb) Juruna (1810 U-Pb)
		Sequência de arco vulcânico e intra-arco	Suíte Colíder (1781 - 1801 U-Pb)
		Complexo metamórfico	Complexo Bacari-Mogno Nova Monte Verde (1785 U-Pb) Suíte Vitória; seq. vulcano sedimentar Marcelo Cabeça
		Granitos pós-orogênicos	Granito Nhandu (1800 U-Pb) Suíte Intrusiva Matupa (1872 Pb-Pb)
		Terrenos granito-gnaiss	Complexo Cuiú-Cuiú (2005 - 2030 U-Pb)

Figura 2 – Localização e domínios geológicos da Província Aurífera de Alta Floresta (Compilado de Lacerda Filho et al., 2004; Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007).

MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização da rocha hospedeira e das alterações hidrotermais foi feita a partir da descrição macroscópica de amostras provenientes dos testemunhos de sondagens executados nas proximidades das cavas garimpeiras.

Os estudos de inclusões fluidas e identificação dos minerais de minério foram efetuados a partir de quatro laminas bipolidas representativas de veios de quartzo coletadas diretamente nas cavas do garimpo do Papagaio. Foram analisados cristais de quartzo provenientes de veios estéreis e mineralizados que cortam as rochas hospedeiras do depósito. Esse estudo focou a descrição e caracterização dos tipos e grupos de inclusões, assim como individualiza-las em assembleias.

A petrografia das inclusões fluidas foi realizada a temperatura ambiente (25°C) em lâminas bipolidas confeccionadas no Laboratório de Laminação da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). A caracterização petrográfica das inclusões fluidas foi realizada, de acordo com a metodologia proposta por Roedder (1984), Bodnar (2003) e Goldstein (2003), em um microscópio petrográfico convencional da ZEISS Axiophot e Leica DM-EP. As análises microtermométricas foram obtidas no Laboratório de microtermometria do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG - UNICAMP), em uma platina de aquecimento/resfriamento LINKAM THMSG600 adaptada a um microscópio convencional LEICA® DMLP, com calibração em inclusões sintéticas aquosalinas e aquocarbônicas manufaturadas pela SYN FLINC. Os cálculos referentes à salinidade das inclusões foram efetuados a partir da equação de Bodnar (2003) para as inclusões aquosas bifásicas e Diamond (1992) para as inclusões aquocarbônicas.

Os cálculos de estimativa de pressão dos fluidos hidrotermais foram efetuados em software FLINCOR, a partir da metodologia proposta por Bakker (2003).

GEOLOGIA DO GARIMPO DO PAPAGAIO

Localizado a margem direita do Rio Apiacás (Figura 2), o garimpo aurífero do Papagaio corresponde a um complexo de *shafts* e cavas inseridos em um morrote que se destaca no relevo local, em uma região com perfis pedogenéticos relativamente bem desenvolvidos, o que dificulta a ocorrência de afloramentos contínuos e representativos.

As zonas mineralizadas ocorrem hospedadas em um dacito, cinza escuro de textura porfírica bem desenvolvida e fortemente magnético devido à presença de magnetita. Os fenocristais de plagioclásio, dispersos em matriz afanítica, não ultrapassam 30% do volume total da rocha e exibem comprimentos que variam de 0,5 a 3,0 mm (Figura 3A). Embora foliações cataclásticas e miloníticas tenham sido localmente observadas nas zonas de falhas por Quaresma e Hatanaka (2011), indícios de deformação regional estão ausentes. Adicionalmente a rocha exibe afinidades geoquímicas cálcio-alcalina de médio a alto K (Galé et al., 2015). Galé (2012) reporta idade concordante de cristalização para a hospedeira dacítica, pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, de $1.781,4 \pm 7.5$ Ma (MSWD = 1,3 n=20).

Alteração Hidrotermal

A alteração hidrotermal afetou generalizadamente a rocha hospedeira do Garimpo do Papagaio, mas em intensidade variada, se concentrando particularmente nas salbandas dos veios mineralizados. Foram reconhecidas quatro tipologias principais da alteração hidrotermal relacionadas à mineralização, temporalmente sequenciadas em: (1) alteração potássica; (2) alteração sericítica; (3) alteração sílica e; (4) alteração propilítica. Em adicional, silicificação tardia é representada por veios de quartzo estéreis. A evolução paragenética dos minerais que se cristalizaram durante a fase magmática e, posteriormente, na fase hidrotermal pode ser observada na Tabela 1.

Tabela 1 - Quadro paragenético do paleossistema hidrotermal do garimpo do Papagaio.

Mineral	Fase	Cristalização magmática	Alteração potássica	Alteração sericítica	Silicificação (veios mineralizados)	Alteração propilítica	Silicificação (veios estéreis)
Minerais magmáticos	Plagioclásio	██████████					
	Quartzo	██████████					
	Biotita	██████████					
	K-feldspato	██████████					
Minerais hidrotermais	Quartzo		██████████	██████████	██████████		██████████
	Microclínio		██████████				
	Biotita		██████████				
	Sericita			██████████			
	Pirita			██████████	██████████		
	Calcopirita			██████████	██████████		
	Hematita			██████████			
	Esfalerita				██████████		
	Ouro				██████████		
	Galena				██████████		
	Magnetita				██████████		
	Epidoto					██████████	
	Clorita					██████████	
	Apatita					██████████	
	Carbonato					██████████	

A alteração potássica pervasiva corresponde ao primeiro estágio hidrotermal reconhecido, exhibe paragenese microclínio + biotita $\pm$ quartzo $\pm$ hematita e confere a característica tonalidade avermelhada à rocha (Figura 3B), ao longo de halos centimétricos (>2 cm) a pouco mais um metro. Ocorre, sobretudo, a partir da substituição parcial ou total do plagioclásio ígneo. Seguiu-se um estágio de alteração sericítica pervasiva a fissural, representada pela paragenese quartzo + sericita + pirita (QSP), que alterou as tonalidades das rochas para acinzentadas e, por vezes, descaracteriza a textura porfirítica original (Figura 3C), muitas vezes com formação de pseudomorfos de sericita. A alteração sílica é fissural e encontrada na forma de veios e vênulas de quartzo que, embora possam ocorrer em dimensões maiores, variam principalmente entre 0,5 a 2 cm de largura e cortam as alterações anteriores. Finalmente, observa-se alteração propilítica pervasiva e fissural de intensidade moderada a fraca e tardia que ocorre regionalmente e oblitera as tipologias supracitadas, representada pela associação epidoto + clorita + apatita $\pm$ carbonatos $\pm$ actinolita $\pm$ albita $\pm$ sericita (Figura 3D). Tipicamente substitui os núcleos mais cálcicos do plagioclásio e os feldspatos potássicos hidrotermais e, quando fissural, ocorre na forma de vênulas de epidoto + clorita $\pm$ carbonatos.

Figura 3 – (A) Dacito porfirítico que hospeda o minério aurífero no garimpo do Papagaio; (B) Alteração potássica pervasiva a base de microclínio, responsável pelas tonalidades avermelhadas da hospedeira; (C) Alteração sericítica pervasiva responsável pela não preservação da textura ígnea do dacito hospedeiro; (D) Alteração propilítica pervasiva que configura tonalidade esverdeada à hospedeira, além de vênulas tardias de epidoto que truncam os estágios anteriores da alteração hidrotermal.

Estilo e paragénese do Minério

As zonas mineralizadas no garimpo do Papagaio estão relacionadas aos sistemas de veios de quartzo e *stockworks* das regiões de intensa silicificação e, subordinadamente, ocorrem sulfetos disseminados nos halos de alteração potássica e sericítica.

O minério venular (Figura 4 A) ocorre preferencialmente em veios de direção N40°E com mergulhos subverticais que se alternam de NW para SE. A associação do minério é representada por pirita (5-90%), calcopirita (10-30%), esfalerita (2-30%), além de galena, calcocita e covelita (~2%) subordinada. Um segundo sistema de veios, contudo, estéreis e menos frequentes, ocorrem em direção perpendicular (NW) ao primeiro conjunto.

A pirita é o sulfeto mais abundante em todo o sistema hidrotermal, ocorre como cristais euédricos a subédricos de granulação fina a média (Figura 4 A, B) e está presente em todas as gerações de veios e vênulas associados ao minério. Nos veios mais tardios, no entanto, a calcopirita e a esfalerita são comumente encontradas e podem, até mesmo, se tornarem dominante sob a pirita em alguns casos (Figura 4 C). A calcopirita forma cristais anédricos, comumente associada, ou até mesmo, como pequenas inclusões na esfalerita, caracterizando a textura da “doença da calcopirita” (*chalcopyrite disease*), (Barton e Bethke, 1987; Nagase e Kojima, 1997). A esfalerita ocorre normalmente nas zonas mais centrais dos veios de quartzo ou mesmo preenchendo fraturas, indício de que, junto com a calcopirita, estaria associada a uma fase mais tardia do evento hidrotermal mineralizante. Pode ser maciça, formar cristais anédricos, amigdaloidais ou mesmo veios. Galena, calcocita e covelita ocorrem como minerais

acessórios e, os dois últimos, representam estágios mais tardios e relacionados à substituição da calcopirita.

Figura 4 – (A) Pirita associada ao veio de quartzo que trunca zona de alteração sericítica em hospedeira dacítica; (B) Pirita euédrica a subeuédrica em veio mineralizado. (C) Paragênese representada por calcopirita + esfalerita + pirita em veios mineralizados. FOTOMICROGRAFIAS: luz refletida. Legenda: Py: pirita; Qz: quartzo; Ccp: calcopirita; Sp: esfalerita.

O minério disseminado ocorre de forma sutil nos halos da alteração sericítica e, raramente, na alteração potássica. Esse domínio é eminentemente representado por pirita que ocorre como cristais dispersos de hábito euédricos a subédricos de granulação fina.

O ouro não foi observado em microscópio petrográfico convencional, o que sugere sua ocorrência preferencial como micro inclusões na pirita e/ou na calcopirita.

INCLUSÕES FLUIDAS

Com o objetivo de distinguir os atributos físico-químicos (*e.g.* temperatura, salinidade, composição) do fluido hidrotermal e mecanismos de precipitação do minério operantes no garimpo do Papagaio, os estudos de inclusões fluidas (IFs) foram efetuados tanto em cristais de quartzo provenientes de veios mineralizados quanto dos veios estéreis. Essa sistemática buscou encontrar eventuais diferenças genéticas entre os distintos sistemas de veios do depósito.

Considerando as relações de fases observadas a temperatura ambiente (25°C), as inclusões fluídas analisadas, independente de suas proveniências, podem ser agrupadas nas seguintes tipologias: **Tipo I** - inclusões aquocarbônicas, com ocorrência restrita de cristais sólidos ($L_{H_2O} + L_{CO_2} + V_{CO_2} \pm S$); **Tipo II** – inclusões aquosas bifásicas ($L_{H_2O} + V_{H_2O}$); **Tipo III** – inclusões aquosas tri- à multifásicas ($L_{H_2O} + V_{H_2O} + S$), portadoras de sólidos que, por vezes, apresentam índices de refração semelhantes aos do quartzo hospedeiro e hábito cúbico, sugestivos de corresponderem a cristais de saturação de

halita. Em menor proporção foram também observadas IFs monofásicas, preenchidas possivelmente apenas por $\text{H}_2\text{O}_{(l)}$, que ocorrem juntamente com inclusões dos tipos II e III. Inclusões fluidas carbônicas monofásicas também estão presentes, no entanto, em número reduzido no grupo I.

Veios mineralizados

Apresentam espessura geralmente inferior a sete centímetros, orientação para NE com mergulho subvertical e/ou dispostos em sistemas *stockworks* pouco desenvolvidos, similar a diversos outros sistemas mineralizados descritos no setor leste da província, a exemplo dos depósitos Luizão e Francisco (Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Assis et al., 2014). Os cristais de quartzo analisados exibem granulação média a fina e são provenientes de veios com pirita + calcopirita + esfalerita $\pm$ galena $\pm$ calcocita $\pm$ covelita.

Nessa tipologia de veios, os fluidos são representados por inclusões pertencentes aos tipos I, II e III. Independente do grupo tipológico, todas as inclusões apresentaram formas arredondadas a irregulares, com dimensões que não excedem os 12 μm de comprimento. As inclusões do tipo I são primárias, ocorrem preferencialmente em nuvens isoladas ou em linhas orientadas ao longo das bordas de crescimento do cristal e raramente coexistem com as do tipo II e III. Porém, quando coexistentes, feições de estrangulamento (*necking down*) são frequentes (Figura 5A e B). A porcentagem da fase de vapor (V_{CO_2}) é amplamente variável, de 20 a 90% do volume total da inclusão, (moda entre 50 a 70%; Figura 6). As inclusões do tipo II são mais frequentes e podem coexistir com as do tipo III, ao longo de nuvens isoladas ou trilhas secundárias (Figura 5C). São inclusões que exibem grande homogeneidade quanto à porcentagem da fase volátil ($10\% < \text{V}_{\text{H}_2\text{O}} < 30\%$), portanto, sem evidências de *boiling*, o que sugere fluido capturado em alta pressão decorrente de um nível crustal profundo. As inclusões do tipo III são mais frequentes em zonas de alteração propilítica intensa, são tri- a multifásicas e frequentemente apresentam mais de um cristal de saturação (S) incluso. Esses cristais de saturação exibem formatos heterogêneos, de cúbico a acicular, e ocupam entre 2 a 70% do volume total da inclusão (Figs. 5D-G), sugerindo o aprisionamento accidental de sólidos de composição variada.

Figura 5 – Inclusões fluidas provenientes de veios mineralizados: (A) Inclusão primária do tipo I, sub-angular, e com aproximadamente 20% de preenchimento da fase de vapor (V_{CO_2}); (B) Inclusão do tipo I com textura de estrangulamento (necking down) e alta porcentagem (~90%) da fase de vapor (V_{CO_2}); (C) Inclusões do tipo II e III distribuídas em formas de nuvens e trilhas secundárias (setas); (D) Coexistência entre as inclusões dos tipos II e III; (E-G) Heterogeneidade quanto ao tamanho, forma e quantidade dos cristais sólidos observados nas inclusões do tipo III. Observar a variação no tamanho e hábito do cristal de saturação (S) das inclusões do tipo III

Figura 6 – Distribuição heterogênea da porcentagem da fase carbônica (V_{CO_2}) em relação ao volume total das inclusões fluidas do tipo I provenientes de veios mineralizados.

Veios estéreis

Os veios estéreis são mais novos do que os mineralizados e formados por cristais de quartzo de dimensões regulares e granulação muito grossa. Os fluidos são eminentemente representados por inclusões do tipo II, e em menor proporção pelas do tipo III. De modo geral, ambos os grupos são coexistentes nos cristais hospedeiros de quartzo.

As inclusões fluidas do tipo I não foram observadas nesse sistema de veios. As inclusões do tipo II ocorrem principalmente em densos arranjos planares (Figura 7A) e subordinadamente como trilhas pseudossecundárias, acompanhando o crescimento do quartzo, ou individualmente isoladas (Figura 7B). Exibem constante e baixa porcentagem da fase vapor em relação ao volume total da IF (~15%) (Figura 7C), homogeneidade em suas dimensões (~25,0 μm), com raros casos que excedem os 50,0 μm , porém, são heterogêneas quanto à forma (hexagonais a subarredondadas). Também foram observadas trilhas secundárias de inclusões do tipo II. As inclusões do tipo III são primárias, no geral trifásicas, ocorrem como nuvens isoladas (Figura 7B) e, a exemplo do caso anterior, exibem variações quanto à forma (hexagonais a subarredondadas) e homogeneidade na dimensão (~25,0 μm), na porcentagem da fase de vapor (~25%) e quanto ao cristal de saturação (~5%). A fase sólida possivelmente corresponde à halita, em decorrência de seu hábito cúbico e da similaridade entre o seu índice de refração o do cristal de quartzo hospedeiro da inclusão (Figura 7D).

Figura 7 – Inclusões fluidas em cristais de quartzo provenientes de veios estéreis: (A) Inclusões fluidas do tipo II distribuídas em arranjo planar; (B) Nuvem de inclusões fluidas do tipo III (linha tracejada) coexistentes com inclusões primárias do tipo II (setas). Adicionalmente, inclusões secundárias, dispostas em fraturas cicatrizadas (fraturas extra-cristais) também podem ser observadas; (C) Inclusões do tipo II, com baixa porcentagem (~15%) da fase vapor (V_{H_2O}); (D) Inclusão aquosa trifásica (tipo III) com pequeno cristal de saturação (halita?).

MICROTERMOMETRIA

Os dados microtermométricos referentes às inclusões fluidas do garimpo do Papagaio encontram-se sumarizados na Tabela 2.

Tabela 2 – Resumo dos dados microtermométricos para os diferentes tipos de inclusões fluidas provenientes dos veios estéreis e mineralizados do garimpo do Papagaio. Legenda: Temperatura do eutético (Te); Temperatura de fusão do gelo (Tfg); Temperatura de homogeneização total (TH); Temperatura de dissolução da hidrohalita (Tdhh); Temperatura de fusão do CO₂ (Tf_{CO2}); Temperatura de dissolução do clatrato (Tdcl); Temperatura de homogeneização do CO₂ (TH_{CO2}).

		Veios mineralizados			Veios estéreis	
		Tipo I	Tipo II	Tipo III	Tipo II	Tipo III
Te (°C)	<i>Min.</i>	-	-68,2	-64,9	-77,4	-63,8
	<i>Max.</i>	-	-20,4	-28,3	-70,6	-41,4
Tfg (°C)	<i>Min.</i>	-	-22,5	-	-32,3	-
	<i>Max.</i>	-	0,0	-	-25,7	-
TH (°C)	<i>Min.</i>	-	115,1	-	135,9	323,2
	<i>Max.</i>	-	216,2	-	190,3	402,9
Tdhh (°C)	<i>Min.</i>	-	-28,1	-26,7	-	-
	<i>Max.</i>	-	-18,2	-24,4	-	-
Tf_{CO2} (°C)	<i>Min.</i>	-59,3	-	-	-	-
	<i>Max.</i>	-56,6	-	-	-	-
Tdcl (°C)	<i>Min.</i>	6,1	-	-	-	-
	<i>Max.</i>	8,8	-	-	-	-
TH_{CO2} (°C)	<i>Min.</i>	18,9	-	-	-	-
	<i>Max.</i>	30,9	-	-	-	-
Salinidade (% em peso eq. NaCl)	<i>Min.</i>	2,4	0,5	-	26,0	40,0
	<i>Max.</i>	7,2	24,0	-	30,2	47,8

Veios mineralizados

A temperatura de fusão da fase carbônica (Tf_{CO2}) das inclusões do tipo I apresentou uma moda em -56,6 °C com uma pequena variação até -59,2°C (Figura 8 A). Essas temperaturas indicam que o CO₂ corresponde ao componente volátil dominante. No decorrer do resfriamento desse grupo de inclusões, houve a nucleação de clatrato entre 6,1° e 8,8°C, representativas, portanto, de baixas salinidades: de 2,4% a 7,2% em peso equivalente de NaCl (Figura 8 B). A homogeneização do CO₂ ocorreu predominantemente para a fase líquida (86,5% dos casos), no intervalo de 18,9° a 30,9 °C, com moda em 29,0°C (Figura 8 C). Essa tipologia de inclusões apresentou crepitação, relativamente homogênea, a partir dos 325°C e anteriormente a sua homogeneização total, impossibilitando, portanto, a obtenção desse parâmetro.

As inclusões do tipo II exibem dois intervalos principais para as temperaturas do eutético (Te): (i) entre -68,2° e -58,9°C e (ii) mais representativo (89,5 % dos casos), entre -43,5° a -20,4°C, com moda em -35,0 °C (Figura 8 D). Embora não frequente, houve a formação de hidrohalita em algumas inclusões do grupo, a qual exibiu temperaturas de dissolução entre -28,1° e -18,2°C. A temperatura de fusão do gelo (Tfg) oscilou de -22,5 até 0°C, demonstrativas de baixos a elevados valores de salinidade (0,5 < salinidade < 24% peso eq. NaCl; Figura 8 E). A temperatura de homogeneização total

(TH) para esse grupo variou de 115,1° a 216,2°C (Figura 8 F). De acordo com Davis et al. (1990), as temperaturas encontradas para o ponto eutético e dissolução da hidrohalita, nem sempre presente, são sugestivas de composições próximas de um sistema NaCl-MgCl₂-H₂O, além dos dois intervalos de temperaturas existentes para o ponto eutético, em que as temperaturas mais baixas (-68,2°C e -58,9°C) seriam resultado da metaestabilidade deste sistema. Nesse contexto, a variação na temperatura de fusão do gelo (-22,5°C a 0°C) também poderia ser justificada devido à metaestabilidade do sistema em função da presença de magnésio.

Não foi possível a obtenção de dados microtermométricos para as inclusões do tipo III, visto a grande heterogeneidade tanto nas dimensões da fase sólida quanto na quantidade de cristais aprisionados, assim como frequentemente corresponderem a inclusões multifásicas. Essa grande variedade é típica do aprisionamento acidental de fases sólidas contaminantes no fluido mineralizante, o que teria permitido a adesão de cristais à parede da inclusão, ou então, precipitação na superfície de crescimento do cristal de quartzo hospedeiro com seu posterior aprisionamento na inclusão. Essas características impossibilitam estimativas confiáveis dos parâmetros físico-químicos do fluido, visto sua heterogeneidade e instabilidade.

Veios estéreis

As inclusões fluidas do tipo II dos veios estéreis exibem temperaturas do eutético que variam de -77,4°C a -70,7°C, com moda entre -74,0°C a -73,0°C (Figura 9A). A temperatura de fusão do gelo está compreendida entre -32,3°C a -25,7°C, sugestivas de fluidos de altas salinidades (de 26 a 30,2 % em peso equivalente em NaCl; Figura 9B). A temperatura de homogeneização total ocorre no intervalo de 135,9°C a 190,3°C, com moda em 150,0°C (Figura 9C). As inclusões fluidas do tipo III, no entanto, apresentaram Te entre -63,8°C e -41,4°C (Figura 9D). Essas inclusões exibem homogeneização total a partir da dissolução da fase sólida (halita?). Contudo, observou-se a homogeneização de apenas três inclusões, no intervalo de 323,2°C a 402,9°C. Não foi possível a obtenção de uma maior quantidade de dados devido às inclusões começarem a crepitar a partir dos 403°C, indicativo, portanto, de fluido elevada salinidade, possivelmente superior a 40,0 % peso eq. NaCl.

As temperaturas de fusão do gelo (-32,3°C a -25,7°C) nas inclusões do tipo II e eutético do tipo III (-63,8°C e -41,4°C) podem ser justificadas com a presença de CaCl₂ e/ou MgCl₂ no sistema hidrotermal. Deste modo, as temperaturas encontradas para o eutético das inclusões do tipo II (-77,4°C a -70,7°C) seriam decorrentes da metaestabilidade destes sistemas composicionais (Davis et al., 1990; Goldstein e Reynolds, 1994).

Figura 8 – Dispersão dos dados microtermométricos referentes às inclusões fluidas do tipo I e II observadas nos veios mineralizados: (A) Fusão do CO₂ das inclusões aquocarbônicas (tipo I); (B) Salinidade das inclusões aquocarbônicas (tipo I) a partir da fusão do clatrato em inclusões com CO₂ puro (-56,6°C); (C) Temperatura de homogeneização do CO₂ das inclusões do tipo I; (D) Temperaturas do ponto eutético (Te) das inclusões aquosas bifásicas (tipo II); (E) Salinidade das inclusões do tipo II a partir das temperaturas de fusão do gelo; e (F) Temperaturas de homogeneização total (TH) das inclusões aquosas bifásicas (tipo II).

Figura 9 – Variação dos dados microtermométricos das inclusões fluidas dos tipos II e III provenientes de veios estéreis do garimpo do Papagaio: (A) Temperatura do eutético (Te) das inclusões aquosas bifásicas (tipo II); (B) Salinidade das inclusões do tipo II; (C) Temperatura de homogeneização total (TH) das inclusões do tipo II; (D) Variação da temperatura do ponto eutético (Te) das inclusões aquosas trifásicas (tipo III).

Geotermobarometria das inclusões

Isócronas construídas a partir do cruzamento de pares de inclusões aquosas bifásicas e aquocarbônicas permitem estimar que os fluidos responsáveis pela formação dos veios mineralizados exibem temperaturas mínimas de aprisionamento entre 315°C e 325°C, correspondentes a pressões de 1,49 kbar a 1,67 kbar (Figura 10 A). Entretanto, observa-se que nos veios estéreis, as temperaturas (152°C < T < 170°C) e pressões (<0,48 kbar) são inferiores (Figura 10 B). Ressalta-se que para os veios mineralizados o intervalo mínimo foi definido a partir do cruzamento das isócoras das inclusões analisadas (ponto de intersecção), enquanto que o intervalo superior, definido a partir da temperatura de crepitação das inclusões aquocarbônicas. O intervalo superior das inclusões aquosas bifásicas, contudo, foi definido a partir da maior temperatura de aprisionamento registrada durante a microtermometria desse grupo de inclusões. Esses dados são compatíveis, portanto, com a evolução paragenética do depósito (Tabela 1), uma vez em que o minério estaria relacionado aos estágios iniciais do sistema magmático-hidrotermal do garimpo Papagaio e, portanto, a maiores pressões e temperaturas, enquanto os veios estéreis registram a fase tardia desse sistema, em condições mais diluídas e oxidantes.

Neste contexto, o garimpo do Papagaio mostra condições de temperatura similares ao observado para os depósitos auríferos disseminados do Pé Quente e X1, porém, com pressões inferiores (Assis, 2015).

Figura 10 – Diagramas de pressão versus temperatura calculados a partir de Bakker (2003). (A) Veios mineralizados com temperaturas entre 315°C e 325°C e pressões de 1,49 kbar e 1,67 kbar; (B) Veios estéreis de temperaturas entre 152°C e 170°C e pressões abaixo de 0,48 kbar.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A estreita relação espacial entre os padrões da alteração hidrotermal, zonas mineralizadas e sistemas graníticos de $1.781,4 \pm 7.5$ Ma do garimpo do Papagaio, indicam que a precipitação do minério esteve vinculada a um sistema magmático-hidrotermal paleoproterozoico.

A mineralização ocorre hospedada em dacito porfirítico de afinidade cálcio-alcalina de médio a alto K, posicionado em ambiente pós-orogênico (Galé et al., 2015). As fases acessórias observadas na rocha hospedeira (e.g. magnetita e anfibólio) são típicas de granitos hidratados e oxidados (granitos tipo I, série da magnetita). No conjunto, esses dados são semelhantes ao de rochas hospedeiras descritas em sistemas do tipo Cu±Au pórfiro e Au pórfiro (Sillitoe, 2010; Seedorff et al., 2005; Sinclair, 2007; Taylor, 2007; Sun et al., 2015).

No contexto da província, os estilos e tipologias da alteração hidrotermal (e.g. alterações potássica, sericitica e propilítica) observadas no depósito do Papagaio são similares aos depósitos estudados no segmento leste da PAAF, a exemplo dos depósitos do Francisco (Assis, 2011), Luizão (Paes de Barros, 2007), Pombo (Biondi et al., 2006, 2007; Biondi, 2009), Serrinha (Moura et al., 2006), Pé Quente (Assis, 2011), Trairão (Dias, 2012), X1 (Rodrigues, 2012) e Juruena (Serrato, 2014), este último situado em seu setor oeste. O zoneamento da alteração hidrotermal foi iniciado pela alteração potássica que evoluiu para alteração sericitica quando mais proximal ao minério e foi, por sua vez, parcialmente sobreposta pela alteração propilítica de cunho mais regional. Esse padrão de distribuição das zonas de alteração hidrotermal é semelhante ao descrito para os inúmeros depósitos do leste da província (Assis et al., 2014). Entretanto, não foi constatada alteração sódica no garimpo do Papagaio, tal como reconhecida nos depósitos do Edu (Silva e Abram, 2008) e do Pé Quente (Assis, 2011).

O estudo de inclusões fluidas revela que os veios mineralizados exibem regime de fluidos distintos do observado nos veios estéreis. Nos veios sulfetados, três tipos de inclusões foram encontradas: (i) aquocarbônicas; (ii) aquosas bifásicas e; (iii) aquosas salinas trifásicas.

Os fluidos aquocarbônicos (tipo I) são primários, de alta temperatura ($>325^{\circ}\text{C}$) e baixa salinidade (2,4 a 7,2 % em peso eq. NaCl). Remetem a inclusões fluidas com grande variação na porcentagem do CO_2 em relação ao volume total da inclusão e que apresentaram temperaturas de crepitação relativamente homogêneas ($\sim 330^{\circ}\text{C}$), indicativos de processos de imiscibilidade de fluidos em nível crustal profundo, na transição do ambiente hipotermal ao mesotermal (> 5 km) (Bakker e Jansen, 1991;

Baker, 2002), visto que a solubilidade do CO₂ é diretamente proporcional ao aumento de pressão e alcalinidade do magma (Lowenstern, 2001). Uma vez que as hospedeiras graníticas do garimpo do Papagaio exibem afinidade geoquímica cálcio-alcalina de alto K (Galé et al., 2015), sugere-se que oscilações do nível crustal devam ter sido mais eficientes e determinantes na solubilidade do CO₂ dentro da câmara magmática, do que controles geoquímicos do magma, pois fluidos exsolvidos em profundidade na crosta exibem altas razões CO₂/H₂O quando comparados àqueles derivados de sistemas próximos à superfície (Lowenstern, 2001).

Os fluidos aquosos (tipo II) são de menor temperatura (115,1°C a 216,2°C) e maior salinidade (~0,5% a ~24,0%) em relação aos fluidos aquocarbônicos. A ausência de estruturas de estrangulamento das inclusões (*necking down*), somado a perda de CO₂, decréscimo de temperatura e aumento da salinidade são um indicativo de que este fluido é mais novo e não tão profundo em relação ao fluido anterior. Entretanto, a ausência de evidência de *boiling* pode estar associada a pressões ainda significativas, o que descarta um ambiente muito raso (epitermal) para este fluido. Nesse contexto, os fluidos aquosos poderiam ser provenientes da cristalização de magmas em ambiente subvulcânico (Baker, 2002) decorrente da mudança no nível crustal e da ascensão da câmara magmática. Respectivamente, a diminuição de CO₂ e o aumento de salinidade do sistema hidrotermal implicariam no aumento da acidez dos fluidos, o que poderia estar relacionado à geração das alterações potássica e sericitica.

Os fluidos aquosos trifásicos (tipo III) apresentam heterogeneidade tanto no tamanho quanto na quantidade de cristais inclusos (tri- a multifásicas), o que indica corresponderem a sólidos acidentalmente capturados em regime heterogêneo de fluidos. Este fato inviabilizou a utilização de seus dados microtermométricos, por corresponderem a fluidos em sistema não estável. Entretanto, mesmo com salinidades e temperaturas desconhecidas, sugere-se tratar de um fluido aquoso e tardio na história evolutiva do depósito, pois o aprisionamento acidental dos cristais seria resultado da perda da solubilidade de determinados elementos, decorrente de um ambiente com menor pressão e temperatura (epitermal?) em relação ao anterior. Uma possível mistura com fluidos de origem indefinida (meteórica?), também poderia ter contribuído na perda de temperatura e diluição dos fluidos no sistema hidrotermal e, inclusive, favorecido a formação da alteração propilítica.

As inclusões fluidas dos veios mineralizados foram aprisionadas em maiores temperaturas e pressões do que as dos veios estéreis, indício de que a precipitação do minério poderia estar associada a uma fase precoce e mais profunda do sistema magmático-hidrotermal. Este contexto condiz com a ausência de evidências do registro de *boiling* nas inclusões aquosas dos veios mineralizados, o que, de acordo com Baker (2002), é uma característica de ambientes profundos (>5km). Desta forma, os fluidos responsáveis pela formação de veios estéreis possivelmente migraram em regime mais raso e em estágio tardio em relação aos fluidos mineralizantes e, portanto, teriam sido aprisionados posteriormente, após o colapso do sistema hidrotermal metalífero.

Nesse contexto, o processo de desgaseificação de CO₂, pode ter resultado em mudanças nas condições físico-químicas e, consequentemente, poderia ter implicado na precipitação do conteúdo metalífero do garimpo do Papagaio. Isso pode ser decorrente da variação do nível crustal durante a colocação do corpo magmático que, de acordo com Baker (2002), pode ter variado inicialmente de 7 a 5 km. São nestas profundidades em que ocorre a mudança no estado de solubilidade do CO₂ e, portanto, também justifica a formação dos fluidos aquosos posteriores. Os dados de temperatura de homogeneização total *versus* salinidade para cada um dos tipos de fluidos são expressos na Figura 11.

Figura 11 – Correlação entre temperatura de homogeneização total das inclusões (TH) e salinidade (%peso eq. NaCl), para as inclusões descritas nos veios mineralizados e estéreis do garimpo do Papagaio. As setas azuis indicam provável interação com fluidos externos.

Microinclusões de calcopirita em cristais de esfalerita (“*chalcopyrite disease*”) da zona mineralizada indicam que o minério pode ter se precipitado em temperaturas entre 200°C a 400°C (Nagase e Kojima, 1997), coerentes, portanto, com os dados obtidos pelas inclusões fluidas.

Os veios estéreis, por sua vez, são tardios em relação aos mineralizados, e predominantemente representados por um regime de fluidos salinos (Figura 10), possivelmente derivados da interação entre fluidos aquosos bifásicos de baixa temperatura e aquosos trifásicos de alta temperatura. Neste cenário, fluidos trifásicos hipersalinos (40-47,7% eq. em peso NaCl) de elevada temperatura (323-402°C), representadas pelas inclusões tipo III, provavelmente originados a partir da exsolução de fluidos magmáticos, teriam interagido com fluidos aquosos salinos (26-30% eq. em peso NaCl) de menor temperatura (135-190°C) (inclusões do tipo II) de origem ígnea ou sedimentar. Portanto, esse regime de fluidos pode estar relacionado a um pulso mais tardio em relação ao evento hidrotermal mineralizante.

Coletivamente, a ocorrência de fluidos aquocarbônicos de origem primária e aquosos bifásicos, as correlações entre temperaturas de homogeneização total e salinidades são indicativas de que um paleossistema magmático-hidrotermal teria sido o responsável pela gênese do garimpo aurífero do Papagaio. Neste contexto, um sistema em imiscibilidade teria exsolvido fluidos ricos em CO₂ (processo de desgaseificação magmática) e promovido à precipitação do minério. Posteriormente, fluidos aquosos magmáticos teriam interagido com fluidos externos, mais frios e oxidantes (meteóricos?), o que teria culminado no rebaixamento da temperatura do sistema. Os fluidos estéreis igualmente de origem magmática, são mais novos e também teriam interagido com fluidos externos mais frios. O modelo evolutivo do paleossistema hidrotermal do garimpo do papagaio pode ser observado na figura 12.

Figura 12 – Modelo evolutivo do paleossistema hidrotermal do garimpo do Papagaio.

Estruturas deformacionais descritas anteriormente na região (Silva e Abram, 2008; Quaresma e Hatanaka, 2011) são encontradas apenas localmente nas rochas hospedeiras da mineralização e registros de uma deformação regional não são evidentes. Entretanto, estruturas como *stockworks* e brechas hidrotermais, que caracterizam um ambiente raso sem compressão significativa no momento de instalação do sistema hidrotermal, são facilmente encontradas em toda a zona mineralizada do garimpo. Deste modo pode-se concluir que a deformação progressiva existente na região não afetou significativamente as rochas do depósito e tampouco teria colaborado como fonte de fluidos para a mineralização, visto que a concordância do sentido dos veios com as estruturas regionais seria decorrente do plano de fraqueza das rochas que canalizou os fluidos mineralizantes em uma direção preferencial.

A existência de fluidos aquocarbônicos de alta temperatura e baixa salinidade e fluidos aquosos bifásicos de temperaturas e salinidades variadas indica que a saturação de fluidos por parte da hospedeira deve ter ocasionado fraturamento hidráulico das encaixantes (rebaixamento da pressão), as quais promoveram a liberação de fluidos magmáticos e consequente interação com fluidos externos, a níveis crustais mais rasos, a qual estaria ilustrada pelas brechas hidráulicas. Todas essas características são, portanto, similares às descritas para depósitos profundos gerados em arco

magmático, como sistemas do tipo pórfiro, a exemplo das descritas por Sinclair, (2007); Taylor, (2007); Sillitoe, (2010), Pirajno, (1992, 2009) e Sun et al. (2015) ou mesmo *Intrusion Related Gold Systems* (IRGS) (e.g. Hart e Goldfarb, 2005; Hart, 2005; Hart, 2007). De acordo com a profundidade da fonte dos fluidos e da preservação do nível crustal, sistemas magmático-hidrotermais semelhantes (e.g. pórfiros de Au±Cu, epitermal *high- intermediate- e low sulfidation*) vêm sendo sugeridos para as mineralizações associadas ao magmatismo ácido no sul do Cráton Amazônico (Juliani et al., 2005, Paes de Barros, 2007; Xavier et al., 2011; Assis et al., 2014; Assis, 2015; Bettencourt et al., 2016).

Por fim, as seguintes características podem ser sumarizadas quanto às zonas mineralizadas do garimpo do Papagaio: (i) íntima relação genética e espacial com sistemas magmáticos oxidados do tipo I que se desenvolveram em ambiente de margem continental ativa; (ii) zoneamento da alteração hidrotermal, com relativa extensão dos estilos; (iii) zonas mineralizadas originadas a partir da interação entre fluidos aquocarbônicos com aquosos bifásicos; e (iv) fluidos com conteúdo metalífero provenientes de ambiente profundo, mesotermal.

Neste contexto, a colocação de corpos subvulcânicos na PAAF tem sido reportada como essencial na gênese de suas mineralizações auríferas. Assis (2015) reporta idades Re-Os em pirita e molibdenita de $1,785 \pm 1$ Ma para os depósitos auríferos disseminados do setor leste da província, assim como idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1.779 ± 6 a 1.777 ± 6 em sericita do sistema epitermal *low sulfidation* do Francisco. Observa-se, portanto, que esses dados se mantêm similares e compatíveis aos dados aqui reportados, inseridos no segmento noroeste da província, a exemplo da idade U-Pb de cristalização de $1781,4 \pm 7.5$ Ma obtidas para o dacito hospedeiro. Neste cenário, essas evidências reforçam a hipótese de que a colocação de corpos subvulcânicos de idade 1,78-1,77 Ga, possivelmente correlacionados ao grupo Colíder, teriam sido responsáveis pela metalogênese do ouro na Província Aurífera de Alta Floresta.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Professor Dr. Roberto Perez Xavier e ao IG-UNICAMP pelo auxílio na aquisição e interpretação de dados de inclusões fluidas. Também agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), PROCAD 68/2010 nº 23038.000675/2010-15, CT-Mineral/MCT/CNPq (Proc.: 550342/2011-7), INCT- Geociam (Proc.: 573733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS pelo auxílio financeiro e a GEOMIN Geologia e Mineração Ltda. pelo auxílio no acesso ao campo e doação das amostras de testemunho.

REFERENCIAS

- Assis, R. R. (2011). *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*. Dissertação (Mestrado). Campinas: Instituto de Geociências, Unicamp, 428p.
- Assis R. R. (2015). *Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos*. Tese (Doutorado). Campinas: Instituto de Geociências, Unicamp, 363p.

- Assis, R. R., Xavier, R. P., Paes de Barros, A. J., Barbuena, D., Trevisan, V. G., Ramos, G., Teixeira, R. V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R. M., Stabile, A., Santos, T. J. S., Miranda, G. M. T., Barros, M. A. S., Pinho, F. E. C. (2014). Metalogênese do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: Silva, M. G. S., Rocha Neto, M. B., Jost, H., Kuyumjian, R. M., (Eds.), *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*, 1, 305-340. Belo Horizonte: CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Baker, T., (2002). Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, 97, 1111–1117.
- Bakker, R. J., Jansen, B. H. (1991). Experimental post-entrapment water loss from synthetic CO₂-H₂O inclusions in natural quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2215-2230.
- Bakker, R. J. (2003). Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, 194, 3-23.
- Barros, M. A. S., Chemale JR., F., Nardi, L. V. S., Lima, E. F. (2009). Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: Geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 11-23.
- Barton, P. B. Jr., Bethke, P. M. (1987). Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. *American Mineralogist*, 72, 451-67.
- 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., Moreto, C. P. N., Fernandes, C. M. D., Pereira, V. P. (2016). Metallogenetic 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*, 68, 22-49.
- Biondi, J. C., Franke, N. D., Carvalho, P. R., Villanova, S. N. (2006). Mineralogia e química do minério de Au-Cu (Bi) do depósito Pombo (Terra Nova do Norte – MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 36(4), 603-622.
- Biondi, J. C., Franke, N. D., Carvalho, P. R., Villanova, S. N. (2007). Petrografia e petroquímica das zonas de alteração hipogênicas do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, Terra Nova do Norte (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1), 129-147.
- 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.
- Bodnar, R. J. (2003). Introduction to fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (ed.) *Fluid Inclusions: Analysis and interpretation*. Quebec: Mineralogical Association of Canada. 1-8 (Short Course, 32).

- Botelho, N. F., Moura, M. A. (1998) Granite-ore deposit relationships in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5), 427-438.
- Carneiro, C. C., Carreiro-Araújo, S., Juliani, C., Crósta, A.P., Monteiro, L. V. S., Fernandes, C. M. D. (2014) Arcabouço crustal da região sul do Cráton Amazonas. Evidências geofísicas e implicações tectônicas. In: *XLVII Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador: SBG [CD-ROM].
- Cordani, U. G., Teixeira, W., D'Agrella, M. S., Trindade, R. I. (2009). The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15, 396-407.
- Dardene, M. A., Schobbenhaus, C. (2001). *Metalogênese do Brasil*. Brasília: Universidade de Brasília.
- Davis, D. W., Lowenstein, T. K., Spencer, R. J. (1990). Melting Behavior of fluid inclusions in laboratory - Grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O, and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 591-601.
- Diamond, L. W. (1992). Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 273-280.
- Dias, M. A. D. (2012). *Estudos de inclusões fluidas em veios de quartzo associados ao Granito Nhandu no depósito de ouro Trairão - Província Aurífera Alta Floresta – MT*. Dissertação (Mestrado). Cuiabá: Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT, 90p.
- Galé, M. G. (2012). *O depósito do Papagaio, alteração hidrotermal, regime de fluidos, geoquímica e idade, Província Aurífera de Alta Floresta – MT*. Dissertação (Mestrado). Cuiabá: Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT, 96p.
- Galé, M. G., Corrêa da Costa, P. C., Pinho, F. E. C., Barros, M. A. S., Juliani, C. (2015). Vulcânicas Hospedeiras da Mineralização de Ouro do Garimpo do Papagaio, Província Aurífera de Alta Floresta (MT): Litogeoquímica e Idades. *XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / IX International Symposium on Tectonics*. Vitória: SBG.
- Galé, M. G., Juliani, C. (2016). A Província Aurífera de Alta Floresta: Evolução Tectônica e Mineralizações. *XLVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre: SBG.
- Goldstein, R. H., Reynolds, T. J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, short courses, 31, 199p.
- Goldstein, R. (2003). Petrographic analysis of fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (ed.) *Fluid Inclusions: Analysis and interpretation*. Quebec: *Mineralogical Association of Canada*. 9-53 (Short Course, 32).

- Hart, C. J. (2005) Classifying, distinguishing and exploring for intrusion-related gold systems. *Gangue*, 87(1), 1-9.
- Hart, C. J. R., Goldfarb, R. J. (2005). Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems. *Realising New Zealand's mineral potential: proceedings*. Auckland: New Zealand Minerals Conference, 125–133.
- Hart, C. J. R. (2007). Reduced Intrusion-related Gold Systems. In: Good fellow, W. D. (ed.), *Mineral Deposits of Canada*. Geological Association of Canada, 95-112. Special Publication, 5.
- JICA/MMAJ. (2000) *Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil: final report*. Tokyo: Japan International Cooperation Agency. Metal Mining Agency of Japan, 137 p.
- Juliani, C., Rye, R. O., Nunes, C. M. D., Silva, R. H. C., Monteiro, L. V. S., Neumann, R., Alcover Neto, A., Bettencourt, J. S., Snee, L. W. (2005) Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age and stable isotopes constraints. *Chemical Geology*, 215(1), 95–125.
- Juliani, C., Carneiro, C. C., Carreiro-Araújo, S. A., Fernandes, C. M. D., Monteiro, L. V. S.; Crósta, A. P. (2013) Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. In: *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém: SBG [CD-ROM].
- Juliani, C., Carneiro, C. C., Fernandes, C. M. D., Monteiro, L. V. S., Crósta, A. P., Carreiro-Araújo, S. A., Echeverri-Misas, C. M., Tokashiki, C. C., Aguiar-Bocanegra, M.A. (2014) Arcos magmáticos continentais paleoproterozóicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. In: *XLVII Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador: SBG [CD-ROM].
- Lacerda Filho, J. V., Abreu Filho, W., Valente R. C., Oliveira C. C., Albuquerque M. C. (2004). *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*. Cuiabá: Programa de Geologia do Brasil, CPRM.
- Leite, J. A. D., Saes, G. S. (2003). Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP. Série Científica*, 3 (1), 113-127.
- Lowenstern, J. B. (2001). Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems, *Mineralium Deposita*, 36 (6), 490-502.
- Mesquita, M. J., Teixeira, R., Trevisan, V. G., Xavier, R. P., Assis, R. R., Quispe, P., Moreto, M., Schmitt, V., Matos, J. H. S. N., Agnoletto, E., Paes de Barros, A. J., Miguel-Jr, E. (2015). Gold deposits in ductile shear zone of the Paleoproterozoic Alta Floresta Province (Brazil). *13th SGA Biennial Meeting*. Nancy: SGA

- Moura, M. A. (1998). *O Maciço granítico Matupá no Depósito de ouro Serrinha (MT): Petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, UnB. 241p.
- Moura, M. A., Botelho, N. F., Olívio, G. R., Kyser, T. K. (2006). Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101, 585-605.
- Nagase, T. E., Kojima, S. (1997). An SEM examination of the chalcopyrite disease texture and its genetic implications. *Mineralogical Magazine*, 61(1), 89-97.
- Paes de Barros, A. J. (2007). *Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. Tese (Doutorado). Campinas: Instituto de Geociências, Unicamp, 154p.
- Pessoa, M. R., Santiago, A. F., Andrade, A. F., Nascimento, J. O., Santos, J. O. S., Oliveira, J. R., Lopes, R. C., Prazeres, W. V. (1977). *Projeto Jamanxim: Relatório Final*. Manaus: CPRM, Superintendência de Manaus.
- Pimentel, M. M. (2001). Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. *Relatório Interno*. Brasília: UnB.
- Pirajno, F. (1992). *Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists*. Berlin: Springer-Verlag.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*, Perth: Geological Survey of Western Australia, Springer Science Business Media B.
- Quaresma, G. S., Hatanaka, T. G. T. (2011). *Mapeamento Litoestrutural e Geoquímica do garimpo Papagaio, Província Aurífera Alta Floresta*. (Trabalho de Conclusão de Curso). Cuiabá: Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT, 95p.
- Rambo, J. M. (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 (Mestrado). Cuiabá: Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT, 146p.
- Rodrigues, R. M. (2012). *Caracterização geológica e metalogenética do Depósito XI – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT)*. Dissertação (Mestrado). Campinas: Instituto de Geociências, Unicamp, 70p.
- Roedder, E. (1984). *Reviews in Mineralogy volume 12: Fluid inclusions*. Virginia: Mineralogical Society of America.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. (2000) A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping an U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453–488.

- 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(1), 278–299.
- Santos J. O. S, Hartmann L. A., 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. *IX Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém: SBG [CD-ROM].
- Seedorff, E., Dilles J. H., Proffett Jr J. M., Einaudi M. T., Zurcher L., Stavast W. J. A., Johnson D. A., Barton M. D. (2005). Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, 100th Anniversary volume, 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 (Mestrado). Campinas: Instituto de Geociências, Unicamp, 66p.
- Sillitoe, R.H. (2010). Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105(1), 3–41
- Silva, M. G., Abram, M. B. (2008). *Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso*. Goiânia: Serviço Geológico Brasileiro, CPRM.
- Sinclair, W. D. (2007). Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (ed.). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Littleton: Economic Geology. 223-243. *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5.
- Souza, J. P., Frasca, A. A. S., Oliveira, C. C. (2005). *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta*. Brasília: Serviço Geológico Brasileiro, CPRM.
- Sun, W., Huang, R., Li H., Hu, Y. B., Zhang, C. C., Sun, S. J., Zhang, L.P., L, X. D. C. V., Zartman, R. E., Xing Ling, M. (2015). Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, 65(1), 97-131.
- Taylor, B. E. (2007). Epithermal gold deposits. In: Goodfellow W. D. (ed.). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Littleton: Economic Geology. 113-139. *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5.
- Tassinari, C. C. G. (1996). *O Mapa Geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos*. Tese (Livre Docência). São Paulo: Instituto de Geociências, USP, 139p.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3), 174-182.
- Tassinari, C. G. C., Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Neto-Mantesso, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves,

B. B. (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1, 471–486. São Paulo: Beca.

Trevisan, V. G. (2015). *Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. Dissertação (Mestrado). Campinas: Instituto de Geociências, Unicamp, 129p.

Xavier, R. P., Assis, R. R., Miguel-Jr, E., Santos, T. J. S., Paes de Barros, A. J. (2011). Gold ± copper and goldbase metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province. In: *XII Simpósio de Geologia da Amazônia*. Roraima: SBG [CD-ROM].

TABELAS DOS RESULTADOS DE GEOCRONOLOGIA U – PB

Tabela - Análises de Geocronologia U-Pb por Shrimp IIe da amostra SMG 011 (Riolito)

Amostra	Concentrações					Razões (Corr. 204)							Idades (Ma.)						Discordância
Zircão	U	Th	$^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	^{206}Pb	common ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	±	Erro							
Spot	(ppm)	(ppm)		(ppm)	(%)		(%)		(%)		(%)	(corr.)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	1σ (± Ma.)	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	1σ (± Ma.)	$^{208}\text{Pb} / ^{232}\text{Th}$	1σ (± Ma.)	%
SMG-011-1.1	186	98	0,55	51	0,45	4,89	1,5	0,320	1,0	0,1107	1,15	0,7	1790	15	1811	21	1728	29	+1
SMG-011-2.1	158	100	0,66	43	0,48	4,80	1,4	0,318	1,0	0,1096	0,90	0,8	1779	16	1792	16	1732	30	+1
SMG-011-2.2	84	41	0,50	23	1,03	4,68	3,2	0,315	1,3	0,1076	2,90	0,4	1767	19	1760	53	1764	64	-0
SMG-011-3.1	173	102	0,61	48	0,09	4,85	1,4	0,325	1,0	0,1082	0,94	0,7	1814	16	1770	17	1822	53	-3
SMG-011-4.1	142	110	0,80	39	0,69	4,87	1,5	0,320	1,1	0,1103	1,09	0,7	1791	17	1805	20	1741	31	+1
SMG-011-5.1	233	218	0,96	64	0,27	4,80	1,2	0,319	1,0	0,1090	0,72	0,8	1786	15	1782	13	1701	22	-0
SMG-011-5.2	222	113	0,52	62	0,37	4,89	1,6	0,323	1,0	0,1098	1,27	0,6	1805	15	1796	23	1820	34	-1
SMG-011-6.1	1790	1550	0,89	500	0,00	4,86	1,2	0,324	0,8	0,1087	0,85	0,7	1810	12	1777	16	1753	18	-2
SMG-011-7.1	415	308	0,77	115	0,13	4,86	1,2	0,322	0,9	0,1095	0,76	0,8	1798	14	1791	14	1713	23	-0
SMG-011-8.1	179	246	1,42	49	0,59	4,75	1,6	0,317	1,0	0,1089	1,26	0,6	1773	15	1781	23	1586	22	+1
SMG-011-9.1	321	216	0,70	94	-0,06	5,35	1,3	0,340	0,9	0,1141	1,01	0,7	1886	15	1866	18	1851	22	-1
SMG-011-10.1	157	83	0,55	42	0,77	4,72	2,2	0,313	1,4	0,1094	1,69	0,6	1755	22	1790	31	1709	48	+2
SMG-011-11.1	172	88	0,53	47	0,42	4,82	1,9	0,320	1,0	0,1093	1,56	0,6	1789	16	1788	28	1706	34	-0
SMG-011-12.1	155	97	0,65	43	0,19	4,71	1,9	0,321	1,1	0,1063	1,58	0,6	1796	17	1737	29	1790	38	-4
SMG-011-13.1	144	97	0,70	35	2,32	4,28	5,4	0,284	5,0	0,1094	2,20	0,9	1611	71	1790	40	1296	81	+11
SMG-011-14.1	83	80	0,99	21	3,68	4,58	9,0	0,299	2,2	0,1111	8,77	0,2	1688	33	1817	159	1611	148	+8

Tabela - Análises de Geocronologia U-Pb por Shrimp IIe da amostra de piroclástica riolítica (SMG 013)

Amostra	Concentrações					Razões (Corr. 204)							Idades (Ma.)						Discordância
Zircão	U	Th	$^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	^{206}Pb	common ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	±	Erro							
Spot	(ppm)	(ppm)		(ppm)	(%)		(%)		(%)		(%)	(corr.)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	1σ (± Ma.)	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	1σ (± Ma.)	$^{208}\text{Pb} / ^{232}\text{Th}$	1σ (± Ma.)	%
SMG-013-1.1	132	96	0,75	36	0,33	4,71	1,5	0,3177	1,1	0,1075	1,1	0,7	1778	16	1757	20	1741	31	-1
SMG-013-2.1	141	98	0,72	38	0,52	4,77	1,4	0,3161	1,0	0,1094	0,9	0,8	1771	16	1790	16	1740	33	+1
SMG-013-3.1	199	104	0,54	54	0,51	4,84	1,5	0,3183	1,0	0,1102	1,1	0,7	1781	15	1802	20	1738	30	+1
SMG-013-4.1	123	67	0,56	34	0,33	4,83	1,5	0,3206	1,1	0,1092	1,0	0,7	1793	17	1786	18	1778	37	-0
SMG-013-5.1	112	112	1,03	28	1,75	4,41	1,9	0,2890	1,6	0,1107	1,1	0,8	1636	23	1810	21	1390	30	+11
SMG-013-5.2	95	58	0,63	26	0,70	4,79	1,7	0,3169	1,2	0,1097	1,3	0,7	1775	18	1794	24	1722	59	+1
SMG-013-6.1	117	66	0,58	32	0,42	4,70	2,1	0,3168	1,1	0,1076	1,8	0,5	1774	17	1760	33	1673	38	-1
SMG-013-7.1	116	72	0,64	32	0,59	4,68	1,8	0,3167	1,1	0,1071	1,4	0,6	1773	17	1751	26	1682	41	-1
SMG-013-8.1	258	198	0,79	71	0,10	4,81	1,3	0,3214	0,9	0,1086	1,0	0,7	1797	15	1777	18	1748	23	-1
SMG-013-9.1	123	66	0,56	33	0,63	4,69	2,0	0,3147	1,1	0,1082	1,6	0,6	1764	17	1769	30	1727	39	+0
SMG-013-10.1	108	75	0,72	30	0,47	4,78	2,1	0,3212	1,1	0,1081	1,8	0,5	1795	18	1767	33	1770	40	-2
SMG-013-11.1	104	58	0,58	28	0,67	4,80	1,6	0,3158	1,1	0,1102	1,1	0,7	1769	18	1802	20	1765	56	+2

Tabela - Análises de Geocronologia U-Pb por Shrimp IIe da amostra de rocha piroclástica dacítica (SMG 015)

Amostra	Concentrações					Razões Radiogênicas (Corr. 204)							Idades (Ma.)						Discordância
Zircão	U	Th	$^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	^{206}Pb	common ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	±	Erro							
Spot	(ppm)	(ppm)		(ppm)	(%)		(%)		(%)		(%)	(corr.)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	1σ (± Ma.)	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	1σ (± Ma.)	$^{208}\text{Pb} / ^{232}\text{Th}$	1σ (± Ma.)	%
SMG015-1.1	223	132	0,61	60	0,52	4,76	3,0	0,315	2,9	0,1095	1,07	0,9	1765	44	1791	20	1668	52	+2
SMG015-1.2	260	156	0,62	71	0,51	4,79	1,2	0,316	0,9	0,1100	0,68	0,8	1771	14	1799	12	1727	25	+2
SMG015-2.1	92	53	0,59	25	0,99	4,69	2,2	0,315	1,2	0,1078	1,78	0,6	1767	19	1763	32	1721	53	-0
SMG015-2.2	153	118	0,80	41	0,48	4,74	1,4	0,317	1,0	0,1086	1,00	0,7	1773	16	1776	18	1730	29	+0
SMG015-3.1	143	75	0,54	39	0,62	4,81	1,6	0,315	1,1	0,1108	1,23	0,7	1765	16	1813	22	1716	32	+3
SMG015-3.2	142	84	0,61	38	0,74	4,64	1,7	0,310	1,1	0,1087	1,31	0,6	1740	16	1777	24	1615	32	+2
SMG015-3.3	766	886	1,20	191	1,20	4,44	1,4	0,293	1,3	0,1099	0,39	1,0	1656	19	1798	7	1692	29	+9
SMG015-3.4	137	63	0,48	37	1,04	4,69	1,7	0,311	1,1	0,1093	1,34	0,6	1747	17	1789	24	1793	49	+3
SMG015-1.3	633	783	1,28	178	-0,02	4,95	0,9	0,326	0,8	0,1100	0,37	0,9	1820	13	1800	7	1773	16	-1
SMG015-2.3	218	87	0,41	71	0,28	5,64	2,2	0,373	1,1	0,1097	1,95	0,5	2042	20	1795	35	5230	251	-16
SMG015-4.1	619	1059	1,77	107	8,15	3,63	12,6	0,212	6,5	0,1244	11	0,5	1238	73	2020	191	926	123	+42
SMG015-4.2	320	281	0,91	95	2,86	5,91	1,5	0,347	0,9	0,1235	1,15	0,6	1922	15	2007	20	1856	40	+5

Tabela - Análises de Geocronologia U-Pb por Shrimp IIe da amostra do dacito (SMG 018)

Amostra	Concentrações					Razões (Corr. 204)							Idades (Ma.)						Discordância
Zircão	U	Th	$^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	^{206}Pb	common ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	±	Erro							
Spot	(ppm)	(ppm)		(ppm)	(%)		(%)		(%)		(%)	(corr.)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	1σ (± Ma.)	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	1σ (± Ma.)	$^{208}\text{Pb} / ^{232}\text{Th}$	1σ (± Ma.)	%
SMG-018-1.1	145	87	0,62	40	0,50	4,92	1,4	0,3210	1,1	0,1112	0,9	0,8	1795	17	1819	17	1739	34	+2
SMG-018-2.1	208	104	0,52	69	0,67	7,18	1,1	0,3886	1,0	0,1341	0,6	0,9	2116	18	2152	10	2038	33	+2
SMG-018-3.1	63	43	0,71	18	1,00	5,38	2,9	0,3379	1,4	0,1155	2,5	0,5	1877	23	1887	45	1966	75	+1
SMG-018-4.1	439	329	0,77	125	0,59	5,35	1,4	0,3337	1,3	0,1163	0,5	0,9	1856	21	1900	10	1830	28	+3
SMG-018-5.1	287	270	0,97	78	0,12	4,79	1,0	0,3176	0,9	0,1094	0,5	0,9	1778	14	1789	9	1706	19	+1
SMG-018-5.2	75	84	1,16	18	3,91	4,53	3,2	0,2909	1,3	0,1129	2,9	0,4	1646	19	1846	53	1642	46	+12
SMG-018-6.1	123	119	1,00	36	0,42	5,41	1,7	0,3427	1,1	0,1146	1,3	0,7	1899	18	1873	23	1832	33	-2
SMG-018-7.1	207	285	1,42	53	1,16	4,58	1,3	0,3012	1,0	0,1104	0,8	0,8	1697	15	1806	14	1635	20	+7
SMG-018-8.1	121	67	0,57	33	0,71	4,90	2,2	0,3192	1,1	0,1114	1,9	0,5	1786	17	1823	34	1795	38	+2
SMG-018-9.1	247	308	1,29	66	0,97	4,87	1,2	0,3138	0,9	0,1126	0,7	0,8	1759	14	1842	13	1691	20	+5
SMG-018-10.1	174	152	0,91	48	0,46	4,91	1,6	0,3218	1,3	0,1106	0,9	0,8	1798	21	1809	16	1682	56	+1
SMG-018-11.1	442	830	1,94	123	0,06	4,91	1,0	0,3241	0,9	0,1098	0,5	0,9	1810	13	1795	8	1790	16	-1
SMG-018-12.1	159	90	0,59	43	0,44	4,69	1,7	0,3151	1,0	0,1078	1,4	0,6	1766	16	1763	25	1700	34	-0
SMG-018-13.1	784	788	1,04	223	-0,18	5,01	0,9	0,3297	0,8	0,1103	0,3	0,9	1837	13	1804	5	1800	17	-2

Tabela - Análises de Geocronologia U-Pb por Shrimp IIe da amostra de granodiorito porfirítico (SMG 023)

Amostra	Concentrações					Razões (Corr. 204)							Idades (Ma.)						Discordância
Zircão	U	Th	$^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	^{206}Pb	common ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	±	Erro							
Spot	(ppm)	(ppm)		(ppm)	(%)		(%)		(%)		(%)	(corr.)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	1σ (± Ma.)	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	1σ (± Ma.)	$^{208}\text{Pb} / ^{232}\text{Th}$	1σ (± Ma.)	%
SMG-023-1.1	77	73	0,98	21	0,72	4,98	2,3	0,3241	1,3	0,1115	2,0	0,5	1810	20	1823	36	1835	38	+1
SMG-023-2.1	143	73	0,52	39	0,50	4,81	1,5	0,3194	1,1	0,1092	1,1	0,7	1787	16	1786	20	1749	38	-0
SMG-023-3.1	123	69	0,58	34	0,33	4,72	1,6	0,3186	1,1	0,1075	1,1	0,7	1783	17	1758	20	1797	38	-2
SMG-023-4.1	243	239	1,02	67	0,38	4,90	1,1	0,3202	0,9	0,1109	0,6	0,8	1791	14	1814	11	1797	21	+1
SMG-023-5.1	164	86	0,54	44	0,67	4,86	1,9	0,3164	1,0	0,1114	1,7	0,5	1772	16	1822	30	1748	30	+3
SMG-023-6.1	138	68	0,51	38	0,56	4,85	2,1	0,3189	1,1	0,1102	1,8	0,5	1784	16	1803	33	1812	38	+1
SMG-023-7.1	86	57	0,69	23	1,38	4,85	2,1	0,3160	1,2	0,1114	1,8	0,6	1770	19	1822	32	1744	49	+3
SMG-023-8.1	121	58	0,49	34	0,39	5,04	1,5	0,3275	1,1	0,1115	1,0	0,7	1826	17	1825	19	1857	61	-0
SMG-023-9.1	165	116	0,73	45	0,62	4,83	1,4	0,3176	1,0	0,1103	0,9	0,7	1778	16	1805	17	1766	30	+2
SMG-023-10.1	176	155	0,91	40	2,75	4,17	2,2	0,2709	1,0	0,1117	2,0	0,5	1545	14	1827	36	1698	30	+17
SMG-023-11.1	147	86	0,61	41	0,44	4,91	1,6	0,3246	1,1	0,1098	1,2	0,7	1812	17	1795	22	1737	38	-1
SMG-023-12.1	153	77	0,52	42	0,50	4,74	1,6	0,3185	1,1	0,1078	1,2	0,6	1782	16	1763	23	1691	43	-1

Tabela - Análises de Geocronologia U-Pb por Shrimp IIe da amostra do granito porfírico (SMG 024)

Amostra	Concentrações					Razões (Corr. 204)							Idades (Ma.)						Discordância
Zircão	U	Th	$^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	^{206}Pb	common ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	±	Erro							
Spot	(ppm)	(ppm)		(ppm)	(%)		(%)		(%)		(%)	(corr.)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	1σ (± Ma.)	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	1σ (± Ma.)	$^{208}\text{Pb} / ^{232}\text{Th}$	1σ (± Ma.)	%
SMG-024-1.1	59	37	0,66	16	1,55	4,93	2,3	0,3137	1,4	0,1140	1,9	0,6	1759	22	1864	33	1784	55	+6
SMG-024-2.1	73	41	0,57	20	1,10	4,83	3,7	0,3181	2,2	0,1100	3,0	0,6	1780	35	1800	54	1810	67	+1
SMG-024-3.1	977	1041	1,10	271	0,18	4,85	1,0	0,3225	0,8	0,1091	0,5	0,8	1802	13	1784	9	1763	16	-1
SMG-024-4.1	435	206	0,49	113	0,88	4,57	1,0	0,3031	0,9	0,1094	0,6	0,8	1706	13	1789	11	1676	24	+5
SMG-024-5.1	67	40	0,62	18	1,57	4,75	2,2	0,3079	1,3	0,1118	1,8	0,6	1730	20	1829	32	1610	56	+6
SMG-024-6.1	158	110	0,71	43	0,62	4,80	2,3	0,3179	1,1	0,1096	2,0	0,5	1780	16	1793	37	1664	51	+1
SMG-024-7.1	382	367	0,99	103	0,31	4,66	1,1	0,3132	0,9	0,1078	0,6	0,8	1756	14	1763	11	1685	19	+0
SMG-024-8.1	1789	723	0,42	491	-0,04	4,79	0,8	0,3195	0,8	0,1088	0,2	1,0	1787	12	1779	4	1724	15	-1
SMG-024-9.1	703	628	0,92	177	2,13	4,49	1,2	0,2954	0,8	0,1102	0,9	0,7	1668	12	1803	17	1583	18	+8
SMG-024-10.1	145	155	1,10	37	1,93	4,61	1,7	0,2982	1,1	0,1122	1,3	0,6	1682	16	1836	24	1016	31	+10
SMG-024-11.1	1453	643	0,46	403	-0,12	4,84	0,8	0,3226	0,8	0,1089	0,2	1,0	1803	12	1781	4	1737	16	-1
SMG-024-12.1	96	65	0,70	27	0,66	4,71	3,2	0,3202	1,2	0,1067	2,9	0,4	1791	19	1745	54	1704	78	-3

Tabela - Análises de Geocronologia U-Pb por Shrimp IIe da amostra do granodiorito inequigranular (SMG 026)

Amostra	Concentrações					Razões (Corr. 204)							Idades (Ma.)						Discordância
Zircão	U	Th	$^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	^{206}Pb	common ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	±	Erro							
Spot	(ppm)	(ppm)		(ppm)	(%)		(%)		(%)		(%)	(corr.)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	$1\sigma (\pm \text{Ma.})$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$1\sigma (\pm \text{Ma.})$	$^{208}\text{Pb} / ^{232}\text{Th}$	$1\sigma (\pm \text{Ma.})$	%
SMG-026-1.1	425	496	1,20	113	0,62	4,73	1,0	0,3116	0,9	0,1102	0,5	0,9	1749	13	1802	10	1678	17	+3
SMG-026-2.1	284	335	1,22	79	0,23	4,88	1,1	0,3228	0,9	0,1096	0,6	0,8	1803	14	1793	12	1765	20	-1
SMG-026-3.1	234	220	0,97	64	0,44	4,82	1,8	0,3200	1,0	0,1092	1,6	0,5	1790	15	1787	29	1622	23	-0
SMG-026-4.1	432	321	0,77	120	0,20	4,97	1,0	0,3244	0,9	0,1111	0,5	0,9	1811	14	1818	8	1780	19	+0
SMG-026-5.1	199	181	0,94	55	0,39	4,81	1,7	0,3195	1,4	0,1093	0,8	0,9	1787	23	1788	15	1744	31	+0
SMG-026-6.1	150	89	0,61	39	1,57	4,63	1,7	0,3053	1,0	0,1101	1,4	0,6	1718	16	1800	25	1552	56	+5
SMG-026-7.1	574	332	0,60	150	0,69	4,62	1,0	0,3066	0,9	0,1092	0,5	0,9	1724	13	1786	8	1428	18	+4
SMG-026-8.1	277	319	1,19	73	1,40	4,81	1,2	0,3078	0,9	0,1134	0,7	0,8	1730	14	1855	13	1156	23	+8
SMG-026-9.1	138	69	0,51	39	0,22	5,10	1,6	0,3276	1,0	0,1129	1,2	0,6	1827	16	1846	22	1912	32	+1
SMG-026-10.1	241	262	1,12	65	0,35	4,68	1,2	0,3142	0,9	0,1081	0,7	0,8	1761	14	1767	13	1584	21	+0
SMG-026-11.1	164	139	0,87	44	0,74	4,68	1,4	0,3102	1,0	0,1094	0,9	0,7	1741	16	1789	17	1550	27	+3
SMG-026-12.1	156	67	0,44	43	0,65	4,83	1,5	0,3193	1,1	0,1098	1,1	0,7	1786	16	1796	20	1711	59	+1

Tabela - Análises de Geocronologia U-Pb por Shrimp IIe da amostra do riolito (T10-MG091)

Amostra	Concentrações					Razões (Corr. 204)							Idades (Ma.)						Discordância
Zircão	U	Th	$^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	^{206}Pb	common ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	±	Erro							
Spot	(ppm)	(ppm)		(ppm)	(%)		(%)		(%)		(%)	(corr.)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	$1\sigma (\pm \text{Ma.})$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$1\sigma (\pm \text{Ma.})$	$^{208}\text{Pb} / ^{232}\text{Th}$	$1\sigma (\pm \text{Ma.})$	%
T10-MG091-1.1	137	64	0,48	39	1,21	5,40	1,8	0,3311	1,1	0,1183	1,4	0,6	1844	17	1930	25	1926	44	+5
T10-MG091-2.1	64	53	0,86	17	1,39	4,63	2,7	0,3121	1,4	0,1077	2,3	0,5	1751	21	1761	43	1723	51	+1
T10-MG091-3.1	58	41	0,73	16	0,78	5,13	2,0	0,3262	1,4	0,1140	1,5	0,7	1820	22	1864	27	1907	50	+3
T10-MG091-4.1	236	221	0,97	66	0,08	5,01	1,1	0,3268	1,0	0,1112	0,6	0,8	1823	15	1820	11	1834	23	-0
T10-MG091-4.2	823	314	0,39	228	0,08	4,87	0,9	0,3217	0,8	0,1098	0,3	0,9	1798	13	1796	6	1758	18	-0
T10-MG091-5.1	160	109	0,70	43	0,82	4,80	1,4	0,3154	1,0	0,1104	1,0	0,7	1767	16	1806	18	1760	32	+2
T10-MG091-6.1	108	55	0,52	29	0,91	4,69	1,8	0,3113	1,2	0,1092	1,4	0,6	1747	18	1786	25	1740	48	+3
T10-MG091-7.1	93	77	0,85	26	1,56	5,19	3,3	0,3302	1,2	0,1140	3,1	0,4	1839	20	1864	56	1903	50	+2
T10-MG091-6.2	289	258	0,92	80	0,12	4,83	1,1	0,3218	0,9	0,1088	0,6	0,8	1799	14	1779	12	1806	33	-1
T10-MG091-8.1	37	30	0,83	11	1,81	5,42	4,6	0,3327	1,7	0,1182	4,3	0,4	1851	28	1929	76	1872	101	+5
T10-MG091-9.1	162	144	0,92	44	0,53	4,72	1,9	0,3151	1,0	0,1086	1,6	0,5	1766	16	1776	30	1696	36	+1
T10-MG091-10.1	148	71	0,50	41	1,37	5,25	2,7	0,3268	1,1	0,1166	2,4	0,4	1823	18	1904	43	1874	90	+5
T10-MG091-11.1	51	51	1,03	14	1,00	4,94	2,3	0,3192	1,5	0,1123	1,8	0,6	1786	23	1837	32	1814	45	+3

TABELA DOS RESULTADOS E CÁLCULOS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Amostra	Profundidade de coleta (m)	Mineral	Proveniência	δD_{SMOW} (‰)	$\delta^{18}O_{SMOW}$ (‰)	$\delta^{34}S_{CDT}$ (‰)	$\delta^{18}D_{H_2O}$ SMOW‰		$\delta^{18}O_{H_2O}$ SMOW‰	
				VALORES MEDIDOS			325°C	349°C	325°C	349°C
SMG 004	Superfície	Quartzo	Veio tipo II		9,89				3,86	4,57
SMG 004	Superfície	Quartzo	Halo hidrotermal		10,29				4,26	4,97
SMG 004	Superfície	Sericita	Halo hidrotermal	-47,8	7,16		-5,1	-9,8	4,40	4,90
T1MG 007	40	Quartzo	Veio tipo II		10,31				4,28	4,99
T1MG 007	40	Pirita	Veio tipo II			1,76				
T1MG 026	138	Quartzo	Veio tipo III		8,26				2,23	2,94
T1MG 026	138	Sericita	Halo hidrotermal	-60,6			-17,9	-22,6		
T1MG 026	138	Pirita	Halo hidrotermal			2,73				
T1MG 026	138	Pirita	Veio tipo III			2,65				
T6MG 074	254	Pirita	Veio tipo III			2,15				
T6MG 074	254	Pirita	Veio tipo III			2,05				

Cálculo da temperatura:

Amostra	$d^{18}O_{qtz}$ (‰)	$d^{18}O_{ms}$ (‰)	Δ Qtz-Ms‰	T °C
SMG 004	10,29	7,16	3,13	349,42

Δ_{min-H_2O}		
Mineral	325°C	349°C
Quartz (O)	6,03	5,32
Sericite (O)	2,76	2,26
Sericite (H)	-42,67	-38