UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA E METALOGÊNESE DO ALVO-47, UM NOVO PROSPECTO DE Cu ± Au ± Mo, PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT)

DANILO PINESCHI

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

Área de concentração: Recursos Minerais e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

SÃO PAULO 2022 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

Pineschi, Danilo Geologia, geocronologia e metalogênese do Alvo-47, um novo prospecto de Cu ± Au ± Mo na Província de Alta Floresta (MT) / Danilo Pineschi; orientador Rafael Rodrigues de Assis. -- São Paulo, 2022. 105 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2022.

1. Geocronologia. 2. Metalogênese. 3. Petrologia Ígnea. I. Assis, Rafael Rodrigues de, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA E METALOGÊNESE DO ALVO-47, UM NOVO PROSPECTO DE Cu ± Au ± Mo, PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT)

DANILO PINESCHI

Orientador: Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Dissertação de Mestrado

Nº 890

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Dra. Juliana Charão Marques

Dra. Carolina Penteado Natividade Moreto

SÃO PAULO 2022

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente aos meus pais, Luiz Carlos Pineschi e Maria Júlia Fogaça Pineschi, por todo o amor, carinho e apoio incondicionais, não só durante a confecção deste trabalho, mas durante toda a minha vida. Devo tudo que sou a vocês dois, este trabalho é tanto meu quanto de vocês.

Meus mais profundos agradecimentos ao Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis pela orientação neste trabalho; agradeço pelas discussões acadêmicas e profissionais, pelas conversas descontraídas, pelo companheirismo, pela paciência e por ter me dado o prazer de trabalhar ao seu lado e aprender contigo. Agradeço demais à Profa. Dra. Lucelene Martins por sempre estar ao meu lado quando precisei, dando conselhos valiosíssimos sobre vida e carreira, além de ser uma ótima companhia e uma amiga querida. Agradeço ao Prof. Vinícius Hector Abud Louro pela ajuda durante o trabalho de campo. Agradeço ao MSc e doutorando Daniel do Valle Lemos Santos (Banana) pela inestimável ajuda com os dados de U-Pb, além da companhia na sala C4.

Agradeço aos funcionários do IGc, em especial ao Dr. Kei Sato do Geolab SHRIMP pela ajuda com o tratamento dos dados de U-Pb, ao Henrique da Gráfica, à Jordana do LabPetro, ao Prof. Dr. Renato de Moraes do LMP, ao Cláudio e à Katherine da Seção de Pós-Graduação, aos motoristas, aos seguranças, ao pessoal da lanchonete, da biblioteca, da limpeza, entre outros, pela ajuda de vocês e por sempre manterem o IGc funcionando direitinho.

Agradeço aos meus grandes amigos da Turma 57 (Marcela "Ixcrota", Bilbo, Carioca e Brioche) por todos os momentos da graduação, com nossas piadas, histórias, viagens, rolês, trabalhos de campo e tantas outras desventuras da vida universitária. Agradeço à querida Laine por todo o companheirismo e amizade; o carinho será sempre enorme, sou muito grato por ter te conhecido. Agradeço às amigas do IGc (Fernanda, Futrika e Giovana), à Suelen da Unesp pela ajuda com os corres laboratoriais, ao Andrey da GEOLIT, aos amigos da FEA USP (César e Moraes), à Drica da Química, aos amigos da minha nova casa, a Faculdade de Direito do Largo de São Francisco (Eric, Daniel e Davi), aos colegas da BASF, aos amigos de infância (45, Sérgio e Cidinho), entre tantos outros; vocês são demais!

Por fim, agradeço à minha família e a todas as pessoas com quem tive o prazer de conviver durante a graduação e a pós-graduação, mesmo que tenha sido apenas uma conversa rápida. Peço desculpas por eventualmente ter esquecido de alguém, a memória não é das melhores.

RESUMO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) (ou Província Mineral Juruena-Teles Pires) está localizada na porção sudoeste do Cráton Amazônico e inserida no contexto geotectônico das províncias Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena. A PAAF é composta majoritariamente por unidades plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas interpretadas como formadas em ambiente de arco magmático que evoluiu para um contexto pós-orogênico a intraplaca no período entre 2,1 e 1,7 Ga. No setor leste da PAAF, extremo-norte do Estado de Mato Grosso, granitoides e sequências subvulcânicas hospedam diversas ocorrências primárias, auríferas e polimetálicas. Normalmente são rochas relativamente oxidadas da série da magnetita, tipo I, cálcio-alcalinas a sub-alcalinas, de médio a alto K, meta a peraluminosas. O ouro comumente se encontra incluso em pirita, principal mineral de minério da PAAF; outros minerais de minério são calcopirita, galena, esfalerita, molibdenita, hematita e magnetita. A maior parte das ocorrências auríferas é interpretada como geneticamente relacionada a sistemas magmático-hidrotermais, em especial o sistema pórfiro-epitermal. Apesar de ser uma província eminentemente aurífera, diversas empresas do setor mineral têm descoberto ocorrências e anomalias essencialmente cupríferas, como é o caso do Alvo-47, um novo prospecto de Cu ± Au ± Mo recentemente descoberto no setor leste da PAAF, mais precisamente no município de Matupá (MT), e que representa o objeto de estudo desta dissertação.

O estudo de testemunhos de sondagem e a descrição petrográfica das rochas do Alvo-47 evidenciaram que o alvo é composto por três unidades hospedeiras de mineralização cuprífera: (i) unidade monzogranítica; (ii) unidade quartzo monzonítica; e (iii) unidade monzogranítica/"pórfiro". Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão revelaram que a idade de cristalização da unidade monzogranítica é de 1,873,8 ±7,3 Ma, ao passo que as idades de cristalização das unidades quartzo monzonítica e monzogranítica/"pórfiro" são, respectivamente, de 1,763,5 ±9,1 Ma e de 1,777,9 ±6,4 Ma. Dentro do contexto geológico-geotectônico da PAAF, as características petrográficas das três unidades, em conjunto com suas idades de cristalização, permitem que as unidades (i), (ii) e (iii) sejam inseridas na Suíte Intrusiva Matupá (i) e na Suíte Intrusiva Teles Pires (ii e iii).

Os estilos de alteração hidrotermal que afetam as hospedeiras são, de acordo com proposta deste trabalho, temporalmente dispostos da seguinte maneira: alteração potássica com ortoclásio e biotita, alteração sericítica, silicificação, carbonatação e alteração propilítica. A mineralização cuprífera no Alvo-47 é composta pela paragênese pirita + calcopirita, e ocorre essencialmente na forma venular, com mineralização disseminada subordinada. Embora não tenham sido reconhecidos petrograficamente, Au e Mo estão presentes em pequenas quantidades nas análises geoquímicas do minério. De modo geral, a mineralização do Alvo-47 representa atualmente uma anomalia geoquímica, com teores subeconômicos de Cu (média de ~300 ppm), Au (média de ~0,01 ppm) e Mo (média de ~25 ppm).

O conjunto de características petrográficas e de estilos de alteração hidrotermal possivelmente insere o Alvo-47 no campo de mineralizações do estilo magmático-hidrotermal. A hipótese adotada neste trabalho é a de que o Alvo-47 possa estar relacionado a sistemas Cu-pórfiro, embora apresente características que o diferem do modelo clássico deste sistema. Por fim, a colocação das unidades aqui pertencentes à Suíte Teles Pires poderia ter fornecido calor e fluidos para o desenvolvimento do sistema magmático-hidrotermal responsável pela mineralização do Alvo-47, além de transformar o monzogranito Matupá em um dos muitos hospedeiros de mineralizações na PAAF.

Palavras-chave: Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazônico, geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão, alteração hidrotermal, sistema Cu-pórfiro.

ABSTRACT

The Alta Floresta Gold Province (AFGP; also known as Juruena-Teles Pires Mineral Province), located in the southwestern sector of the Amazonian Craton, comprises parts of the Tapajós-Parima and Rondônia-Juruena tectonic provinces. The province consists of Paleoproterozoic plutonic, volcanic, and volcano-sedimentary units interpreted as originating in magmatic arc to post-orogenic and intraplate settings from 2.1 to 1.7 Ga. Particularly in its eastern sector (northern sector of Mato Grosso State), relatively oxidized, magnetite-bearing, I-type, calc-alkaline to sub-alkaline, medium- to high-K, meta to peraluminous granitic rocks and volcanic sequences host several primary gold and polymetallic deposits. Gold is usually found as inclusions in pyrite, the main ore mineral, with subordinate chalcopyrite, galena, sphalerite, molybdenite, hematite and magnetite. Most gold-rich deposits are interpreted as genetically related to magmatic-hydrothermal deposits, especially the porphyry-epithermal system. Despite being a primarily Au-rich province, several mining companies have put efforts into greenfield exploration campaigns aimed at discovering Cu anomalies. This is the case for Prospect-47, a recently discovered Cu \pm Au \pm Mo anomaly in the eastern sector of the province, more precisely in the town of Matupá, and the subject of this master's dissertation.

Logging of seven drill cores and petrographic description of the rock types that comprise Prospect-47 has revealed that the prospect is composed of three Cu-bearing host rocks: (i) monzogranitic unit; (ii) quartz monzonitic unit; and (iii) monzogranitic/"porphyry" unit. Zircon U-Pb (SHRIMP) geochronology showed that the crystallization age for the monzogranitic unit is $1.873.8 \pm 7.3$ Ma, and the crystallization ages for the quartz monzonitic and monzogranitic/"porphyry" units are, respectively, $1.763.5 \pm 9.1$ Ma and $1.777.9 \pm 6.4$ Ma. The petrography and the geochronology of the three units support their designation, within the geologic-geotectonic context of the AFGP, to the Matupá Intrusive Suite (i) and the Teles Pires Intrusive Suite (ii and iii).

Several types of hydrothermal alteration modify the host rocks to varying degrees and are temporally organized in this work in the following manner: potassic alteration with orthoclase and biotite, sericitic alteration, silicification, carbonation, and propylitic alteration. The Cu ore in Prospect-47 is composed of pyrite + chalcopyrite, essentially of vein-type, with subordinate disseminated mineralization. Even though Au and Mo were not recognized during petrographic analyses, they are present in small quantities, as shown by geochemical studies of the ore. Overall, Cu mineralization in Prospect-47 currently represents a geochemical anomaly, given the sub-economic grades of Cu (~300 ppm in average), Au (~0,01 ppm in average), and Mo (~25 ppm in average).

Petrographic and hydrothermal alteration characteristics of Prospect-47 share similarities with those of magmatic-hydrothermal deposits worldwide, which may place the mineralization of Prospect-47 in the magmatic-hydrothermal field. In this scenario, the designation of a metallogenic model for Prospect-47 is challenging. This work hypothesizes that Prospect-47 may be related to porphyry Cu systems as recognized in the Andean chain, despite showing considerably different characteristics from the classic model.

To sum up, emplacement of the rocks from the Teles Pires Suite studied here may have provided the heat and fluids necessary for the development of the magmatic-hydrothermal system that was responsible for, among others, the Cu mineralization in Prospect-47, while also turning the Matupá monzogranite into one of the many rocks that host Au and Cu mineralization in the AFGP.

Keywords: Alta Floresta Gold Province, Amazonian Craton, zircon U-Pb SHRIMP geochronology, hydrothermal alteration, porphyry Cu systems.

1. INTRODUÇÃO	8
1.1 Apresentação	8
1.2 Localização	10
1.3 Problemática e Justificativa	11
1.4 Objetivos	12
2. MATERIAIS E MÉTODOS	12
2.1 Trabalho de campo	12
2.2 Petrografia em luz transmitida e refletida	13
2.3 Datação pelo método U-Pb SHRIMP em zircão	14
3. GEOLOGIA REGIONAL	15
3.1 Cráton Amazônico	15
3.2 Segmento Leste da Província Aurífera de Alta Floresta	17
3.2.1 Embasamento	21
3.2.2 Unidades de arco magmático	23
3.2.3 Unidades pós-orogênicas a anorogênicas	30
3.2.4 Coberturas sedimentares e vulcânicas mesoproterozoicas e fanerozoicas	33
3.3 Metalogênese do segmento leste da PAAF	34
4. RESULTADOS	36
4.1 Geologia Local	36
4.2 Rochas hospedeiras do Alvo-47	47
4.2.1 Unidade monzogranítica	48
4.2.2 Unidade quartzo monzonítica	52
4.2.3 Unidade monzogranítica/"pórfiro"	56
4.3 Alteração hidrotermal	58
4.3.1 Alteração potássica	60
4.3.2 Alteração sericítica	62
4.3.3 Silicificação	64
4.3.4 Carbonatação	64
4.3.5 Alteração propilítica	66
4.4 Mineralização cuprífera	68
4.5 Geocronologia	70
4.5.1 Monzogranito	70
4.5.2 Quartzo monzonito	72

SUMÁRIO

4.6 Geoquímica do minério	74
5. DISCUSSÃO	77
5.1 Contexto Geológico e Geotectônico	77
5.2 Metalogênese do Alvo-47	79
6. CONCLUSÃO	82
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84
ANEXO I	92
ANEXO II	96
ANEXO III	100

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Principais domínios geológicos da PAAF 10
Figura 1.2. Localização e vias de acesso ao Alvo-4711
Figura 3.1. Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico 17
Figura 3.2. Mapa geológico do segmento leste da PAAF
Figura 4.1. Morro do Granodiorito X1, visto do Alvo-47
Figura 4.2. Feições superficiais do Alvo-47 37
Figura 4.3. Testemunhos de sondagem representando as três unidades que
compõem o Alvo-47 38
Figura 4.4. Aspecto macroscópico do minério cuprífero
Figura 4.5. FX1D-0016 40
Figura 4.6. FX1D-0018
Figura 4.7. FX1D-0041
Figura 4.8. FX1D-0046
Figura 4.9. FX1D-0047
Figura 4.10. FX1D-0057
Figura 4.11. FX1D-0060
Figura 4.12. Diagrama QAP do Alvo-47 48
Figura 4.13. Fotomicrografias da unidade monzogranítica
Figura 4.14. Fotomicrografias da unidade quartzo monzonítica
Figura 4.15. Fotomicrografias da unidade monzogranítica/"pórfiro
Figura 4.16. Quadro paragenético da evolução da alteração hidrotermal no Alvo-
47
Figura 4.17. Fotografia e fotomicrografias da alteração potássica
Figura 4.18. Fotografia e fotomicrografias da alteração sericítica
Figura 4.19. Fotomicrografias da silicificação e da carbonatação
Figura 4.20. Fotografia e fotomicrografias da alteração propilítica
Figura 4.21. Fotomicrografias do minério cuprífero
Figura 4.22. Geocronologia U-Pb em zircão da unidade monzogranítica 71
Figura 4.23. Geocronologia U-Pb em zircão da unidade quartzo monzonítica. 73
Figura 4.24. Geocronologia U-Pb em zircão da unidade monzogranítica/"pórfiro"
Figura 4.25. Relação entre os teores de Au, Cu e Mo e a profundidade dos furos
mais enriquecidos

Figura 4.26. Relação entre os teores de Au, Cu e Mo e a profundidade dos furo	S
menos enriquecidos	6

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Dados geográficos dos furos de sondagem	13
Tabela 3.1. Principais idades U-Pb de cristalização e dados isotópicos S	m-Nd
para o Complexo Cuiú-Cuiú	22
Tabela 3.2. Principais idades U-Pb de cristalização e dados isotópicos S	m-Nd
para a Suíte Intrusiva Pé Quente	24
Tabela 3.3. Principais idades U-Pb de cristalização e dados isotópicos S	m-Nd
para a Suíte Intrusiva Matupá	28
Tabela 3.4. Principais idades U-Pb de cristalização e dados isotópicos S	m-Nd
para o Grupo Colíder	31
Tabela 3.5. Principais idades U-Pb de cristalização e dados isotópicos S	m-Nd
para a Suíte Intrusiva Teles Pires	32

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Sistemas magmático-hidrotermais podem hospedar importantes mineralizações de metais preciosos, de base e/ou raros, sendo compostos por grupos que incluem, dentre outros, o sistema pórfiro-epitermal e o IRGS (intrusion-related gold systems). A maior parte das reservas mundiais de cobre e molibdênio está hospedada em depósitos do tipo pórfiro-epitermal, os quais se associam a intrusões graníticas em nível raso (~5 km), comumente derivadas do magmatismo cálcioalcalino de arcos magmáticos, tanto arcos continentais guanto insulares, sendo mais comuns nos primeiros (Lee & Tang, 2020). Sistemas do tipo pórfiro podem ser classificados em cinco categorias, de acordo com o principal metal de interesse econômico: Cu, Mo, Au, W e Sn (Seedorff et al., 2005). Os pórfiros correspondem a sistemas usualmente de baixos teores (<1% Cu, ~0,1% Mo), que, no entanto, normalmente apresentam grande tonelagem (em geral, maiores que 100 Mt) (Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). As porções mais profundas (~5 km) dos pórfiros podem conter mineralizações de Cu ± Au ± Mo de diversas dimensões (10Mt-10Gt), ao passo que seus setores mais rasos (~1 km) podem hospedar mineralizações de Au ± Ag ± Cu dos tipos intermediate- e high-sulfidation (Sillitoe, 2010).

Nesse contexto, províncias minerais constituídas por rochas derivadas de magmatismo cálcio-alcalino e que hospedam mineralizações do sistema magmáticohidrotermal, a exemplo da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), representam cenários favoráveis para a descoberta de novos depósitos do sistema pórfiroepitermal. A PAAF, também chamada de Província Mineral Juruena-Teles Pires (Alves *et al.*, 2019), representa uma província mineral brasileira de grande potencial, localizada no SW do Cráton Amazônico, norte do Estado de Mato Grosso (Fig. 1). É constituída por granitoides, rochas vulcânicas e rochas vulcanossedimentares paleoproterozoicas cálcio-alcalinas, com magmatismo alcalino mais restrito (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Assis, 2015; Alves *et al.*, 2019). Essas rochas se estendem por mais de 500 km na direção NW-SE, nos domínios das províncias tectônicas Tapajós-Parima (Orosiriano) e Rondônia-Juruena (Orosiriano-Estateriano) (Santos *et al.*, 2000). Estão recobertas, a sul, pelas rochas sedimentares mesoproterozoicas do Grupo Caiabis, e, a norte, pelas rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Alto Tapajós (Alves *et al.*, 2019). As rochas plutônicas mais antigas da PAAF (2,1-1,8 Ga) possuem, em geral, assinatura geoquímica de granitos do tipo-I, e são interpretadas como geradas em arcos magmáticos. Por outro lado, as rochas plutônicas mais recentes (1,8-1,7 Ga) geralmente possuem assinatura de granitos do tipo-A, e são interpretadas como geradas em ambiente pós-orogênico (Paes de Barros, 2007; Silva, 2014; Assis, 2015; Silva, 2017; Alves *et al.*, 2019).

A Província sumariza centenas de ocorrências ¹ auríferas concentradas ao longo do cinturão estrutural NW-SW do Peru-Trairão (Paes de Barros, 2007; Miguel-Jr, 2011), as quais têm sido exclusivamente explotadas por atividade garimpeira. Tais ocorrências podem ser organizadas em dois grupos principais: secundárias (*placer*) e primárias (hidrotermais). Com base no estilo e paragênese do minério, as ocorrências primárias se agrupam em quatro tipos: (i) sistemas disseminados de Au \pm Cu; (ii) sistemas filonares de Au \pm Cu; (iii) sistemas Cu + Mo \pm Au disseminados; e (iv) veios polimetálicos de Au + metais de base (Assis, 2015; Galé *et al.*, 2018). Os quatro tipos são geneticamente associados, em sua maioria, a sistemas do tipo pórfiro-epitermal. Idades de mineralização na PAAF, obtidas pelo método Re-Os em molibdenita e em pirita, registram, até o momento, um único evento aurífero restrito ao intervalo de 1,81-1,76 Ga (Serrato, 2014; Assis *et al.*, 2017).

Inserido no setor leste da província, o Alvo-47, objeto de estudo deste trabalho, representa um novo prospecto de Cu ± Au ± Mo de mineralização sulfetada venular a disseminada. O alvo está hospedado em três litotipos principais: monzogranito, quartzo monzonito e monzogranito/"pórfiro" hidrotermalizados; no conjunto, possivelmente perfazem um sistema magmático-hidrotermal.

Desse modo, este trabalho visa identificar as características geológicas descritivas e genéticas do inédito Alvo-47, bem como a definição das idades de cristalização de suas hospedeiras principais. Busca-se, portanto: (i) identificar os principais minerais de alteração hidrotermal e de minério; (ii) identificar as idades de cristalização das hospedeiras e do minério. Com isso, será possível definir as zonas de alteração hidrotermal e a paragênese do minério do Alvo, bem como caracterizar geocronologicamente as rochas hospedeiras da mineralização cuprífera, auxiliando no conhecimento geológico sobre a PAAF.

¹ Embora inúmeros trabalhos efetuados na PAAF citem a presença de depósitos auríferos, a maioria absoluta é explotada por garimpos. O depósito filonar do Paraíba corresponde atualmente ao único exemplo cujos recursos foram efetivamente explorados e cubados. Assim, opta-se pela denominação de ocorrências em vez de depósitos.



Figura 1.1. Principais domínios geológicos da Província Aurífera de Alta Floresta, com a localização do Alvo-47 (modificado de Alves *et al.*, 2019).

1.2 Localização

O Alvo-47 está localizado no município de Matupá (MT), próximo ao limite com o município de Guarantã do Norte (MT) (Fig. 2), nas cercanias da ocorrência aurífera disseminada do X1. A partir de Cuiabá (MT), o acesso ocorre pela rodovia BR-163 sentido norte, passando pelo município de Sinop (MT) até chegar ao município de Matupá (MT), ao longo de pouco mais de 700 km de rodovia asfaltada. De Matupá (MT), continua-se pela BR-163 por aproximadamente 15 km no sentido norte, quando é necessário seguir, no sentido oeste, por estrada vicinal que leva à entrada da área do alvo, em percurso inferior a 1 km. De modo alternativo, podem-se pegar voos comerciais de Cuiabá (MT) até o Aeroporto Municipal Presidente João Batista Figueiredo em Sinop (MT) ou até o Aeroporto Regional Orlando Villas-Bôas em Matupá (MT). Dos aeroportos, o trajeto se repete ao anteriormente descrito, seguindo pela BR-163 até a entrada do alvo.



Figura 1.2. Localização e vias de acesso ao Alvo-47, com a localização de algumas ocorrências conhecidas da província.

1.3 Problemática e Justificativa

Ao longo das últimas duas décadas, a descoberta de novos depósitos de metais preciosos e metais de base tem se tornado cada vez mais difícil, ao passo que o custo por descoberta cresce de maneira acentuada (Groves & Santosh, 2015). Dada a importância da mineração para a economia global, a exploração de regiões com elevado potencial mineral e a consequente descoberta de novos depósitos são condições imprescindíveis para garantir o fornecimento de bens minerais usados nos mais diversos aspectos da vida em sociedade.

Dentro deste contexto, o conhecimento geológico na PAAF tem se dado por meio de trabalhos de mapeamento e de metalogênese realizados pela CPRM (Lacerda-Filho *et al.*, 2004; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Alves *et al.*, 2019), bem como por estudos mais sistemáticos focados na sua história magmática, tectônica e metalogenética, sobretudo em áreas de ocorrências auríferas (Paes de Barros, 1994, 2007; Moura, 1998; Assis, 2011, 2015; Miguel-Jr, 2011; Rodrigues, 2012; Trevisan, 2015; Oliveira, 2017; Moreira, 2019; Rios, 2019). Esses trabalhos têm identificado os principais atributos geológicos da província (e.g., rochas hospedeiras; tipos, estilos e paragênese da alteração hidrotermal; paragênese do minério; regime de fluidos; idade das hospedeiras e do minério; afinidades geoquímicas das hospedeiras), os quais permitem uma melhor compreensão dos metalotectes e da metalogênese do ouro na região.

As ocorrências da PAAF são principalmente auríferas, enquanto mineralizações de Cu ± Au ± Mo, a exemplo do Alvo-47, são menos conhecidas e carecem de estudos. O alvo corresponde, portanto, à primeira mineralização cuprífera da província a ser estudada de modo mais sistemático. A presença do alvo nas imediações da ocorrência aurífera do X1 (Rodrigues, 2012), e sua proximidade com outras ocorrências auríferas, como o garimpo Pé Quente (Assis, 2011) e o depósito Paraíba (Paes de Barros, 1994; Trevisan, 2015; Moreira, 2019), faz do Alvo-47 um prospecto particular, pois o entendimento de sua evolução geológica, quando analisado em conjunto com as características dos depósitos e ocorrências próximas, pode levar ao aperfeiçoamento dos modelos genéticos aplicados à PAAF, de modo a auxiliar campanhas exploratórias futuras.

1.4 Objetivos

Este trabalho visa a definir as zonas de alteração e a paragênese do minério cuprífero do Alvo-47, tendo como base os possíveis eventos magmático-hidrotermais responsáveis por sua geração, bem como caracterizar geocronologicamente as rochas hospedeiras da mineralização cuprífera. Para tal, buscou-se: (i) identificar os principais minerais de alteração hidrotermal e de minério; (ii) identificar as idades de cristalização das hospedeiras. De posse desses dados, será possível propor um modelo genético preliminar para a mineralização do alvo.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Trabalho de campo

Foi realizada uma etapa de campo entre os dias 13 e 27 de setembro de 2019, essencialmente centrada no município de Guarantã do Norte (MT). Essa fase teve por objetivo o reconhecimento da área de estudo a partir da descrição sistemática de testemunhos de sondagem provenientes de sete furos do Alvo-47, os quais foram disponibilizados pela Aura Minerals Inc, empresa detentora dos direitos de exploração da região do Alvo-47. A Tabela 2.1 mostra alguns dados geográficos dos furos de sondagem do Alvo-47. Por motivos de sigilo, os dados de localização não podem ser apresentados. No entanto, a elevação, o azimute, o mergulho e o comprimento dos furos são reais.

Os testemunhos dos sete furos de sondagem foram sistematicamente descritos, de modo a permitir o reconhecimento das rochas hospedeiras, os tipos, estilos e paragênese da alteração hidrotermal e do minério. Posteriormente, ocorreu coleta sistemática de aproximadamente 170 amostras de setores representativos das hospedeiras, halos hidrotermais e do minério, para as etapas de petrografia e geocronologia.

Furo	Elevação (m)	Azimute	Mergulho (°)	Final do furo (m)
FX1D-0016	296,13	180	-60	151,38
FX1D-0018	298,58	180	-60	196,24
FX1D-0041	298,67	180	-45	201,75
FX1D-0046	296,89	180	-50	138,38
FX1D-0047	303,34	180	-50	193,56
FX1D-0057	293,60	0	-45	169,86
FX1D-0060	302,57	180	-55	154,15

Tabela 2.1 - Dados geográficos dos sete furos de sondagem do Alvo 47.

2.2 Petrografia em luz transmitida e refletida

A partir dos testemunhos de sondagem obtidos durante a etapa de campo, 37 seções delgadas polidas foram confeccionadas, dentre as quais 15 seções de rochas hospedeiras com pouca alteração hidrotermal, 15 dos estilos de alteração hidrotermal e 7 da mineralização cuprífera. As seções possuem espessura de 30 µm e foram analisadas sob luz transmitida e refletida no Laboratório de Microscopia Petrográfica (LMP) e no Laboratório de Petrografia Sedimentar (LabPetro), ambos localizados no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP).

No LMP, foi utilizado o microscópio petrográfico Zeiss Axioimager com câmera AxioCam MRc, e as imagens foram obtidas por meio do software Zeiss Axiovision SE64 Rel 4.9.1. No LabPetro, foi usado o microscópio petrográfico Leica modelo DM750P com câmera Leica MC170HD, e as imagens foram obtidas com uso do software LAS – Leica Application Suite. As contagens modais de 3 seções representativas das três unidades das hospedeiras foram feitas com o microscópio Leica do LabPetro, utilizando o *charriot* acoplado à platina do microscópio, em uma malha de 0,2 x 0,2 cm. Nas outras seções, a estimativa da moda foi visual. As abreviações de nomes de minerais usadas nas pranchas de fotomicrografias estão de acordo com Kretz (1983), exceto sericita, que recebeu a denominação "Ser", e minerais opacos não caracterizados, os quais receberam a denominação "Op".

2.3 Datação pelo método U-Pb SHRIMP em zircão

Três amostras foram selecionadas para datação pelo método U-Pb em cristais de zircão, em equipamento SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) modelo IIe, no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). As condições de operação são descritas por Williams (1997) e por Sato *et al.* (2014). A concentração dos cristais de zircão ocorreu no Laboratório de Separação e Preparação (LSP) do CPGeo (IGc-USP), de acordo com os procedimentos descritos por Loios (2009).

As amostras, que inicialmente se apresentavam como testemunhos de sondagem de 5 cm de diâmetro e comprimentos variando entre 10 e 20 cm, foram diminuídas com o uso de marreta e prensa da marca Siemens, passando em seguida por moinho de disco, até atingir granulometria de areia fina. O material foi então peneirado em um conjunto de peneiras vibratórias, o qual realizou a separação em três níveis de granulação: (i) maior que 0,250 mm, (ii) entre 0,100 e 0,250 mm, (iii) menor que 0,100 mm. O material correspondente aos níveis (i) e (iii) foi coletado e armazenado, enquanto o material entre 0,100 e 0,250 mm foi recolhido e seguiu para a mesa vibratória Wilfley, que separa o material em meio aquoso por densidade. O material leve/médio foi ou carreado pela água ou concentrado em caneca específica, sendo posteriormente armazenado. O material pesado, que é o de interesse, foi concentrado em caneca específica e posteriormente passou por secagem com o uso de lâmpadas térmicas. Em seguida, o material pesado passou pela etapa de separação magnética, em equipamento tipo FRANTZ, com inclinação frontal de 10°, dividindo-o em porções magnéticas e não magnéticas, inicialmente sob uma corrente de 0,5 A. A fração não magnética foi então submetida à separação por líquidos densos, primeiro com bromofórmio (CHBr₃, densidade = $2,89 \text{ g/cm}^3$) e depois com iodeto de metileno (CH₂I₂, densidade = $3,325 \text{ g/cm}^3$). A fração densa (que concentra os cristais de zircão) passou novamente pelo separador magnético FRANTZ, dessa vez sob corrente de 1,0 A. A fração não magnética resultante passou por lavagem

com ácido nítrico (HNO₃) para dissolução de sulfetos que ficaram concentrados junto aos cristais de zircão. Por fim, os cristais de zircão foram catados manualmente com auxílio de lupa e pinça, escolhendo-se os cristais mais límpidos e com o menor número possível de fraturas e/ou inclusões para montagem em discos com resina epóxi.

Durante a montagem dos discos (*mounts*), foram adicionados cristais de zircão do padrão TEMORA (Black *et al.*, 2004) junto aos outros cristais, de modo a normalizar possível fracionamento isotópico durante a análise U-Pb no SHRIMP, bem como para calibrar razões U/Pb. Os discos foram polidos até a exposição dos cristais na superfície, sendo então recobertos com uma fina (6,4 nm) camada de Au. Antes de entrarem no SHRIMP, foram feitas imagens de catodoluminescência e de microscopia eletrônica de varredura (MEV) dos *mounts*, para seleção dos pontos ideais para análise. A correção do Pb comum, durante as análises no SHRIMP, foi feita com base no ²⁰⁴Pb medido pelo equipamento. O diâmetro do feixe de laser (*spot size*) foi de 30 μm. As idades foram calculadas com o Isoplot[©] 3.75 (Ludwig, 2012), instalado como macro no Excel[©] 2003, e as incertezas (referentes a razões e idades) estão dentro de 2σ.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Cráton Amazônico

Nas últimas décadas, diversas interpretações têm sido sugeridas para a evolução geotectônica do Cráton Amazônico, com a proposta de compartimentações em diferentes unidades geotectônicas e o estabelecimento de limites para suas províncias geocronológicas-tectônicas. Muitos dos modelos inicialmente propostos são atualmente ultrapassados, a exemplo do modelo fixista (Amaral, 1974; Almeida, 1978; Santos & Loguércio, 1984; Amaral, 1984), mas esses modelos serviram de base para a atual compreensão de sua evolução geológica.

Na linha mobilista, atualmente mais aceita e comprovada, a estruturação cratônica foi resultante de sucessivos eventos de acreção e diferenciação crustal, por meio do desenvolvimento de faixas moveis, a partir de um núcleo arqueano, e a região teria se cratonizado por volta de ~1,0 Ga (Tassinari, 1981; Cordani & Brito Neves, 1982; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000). Apesar

de mais aceito e comprovado, esse modelo também apresenta problemas, como a falta de zonas de sutura indicando o processo acrescionário, entre outros.

O Cráton pode ser subdividido, de acordo com Tassinari & Macambira (1999), em seis províncias geocronológicas principais (Fig. 3.1): Amazônia Central (AC, > 2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas (MI, 2,2-1.95 Ga); Ventuari-Tapajós (VT, 1,95-1.8 Ga); Rio Negro-Juruena (RNJ, 1,8-1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (RSI, 1,55-1,3 Ga); e Sunsás (SU, 1,3-1,0 Ga). Os autores se basearam em análises geocronológicas para a construção do modelo, principalmente pelo método Rb-Sr, com K-Ar, Sm-Nd (idades-modelo), U-Pb em zircão e Pb-Pb em rocha total subordinados.

Por outro lado, Santos *et al.* (2000) propuseram um modelo alternativo de subdivisão para o Cráton, baseado em geocronologia pelo método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS e SHRIMP). Os autores argumentam que o modelo de Tassinari & Macambira (1999) apresenta limitações inerentes aos métodos utilizados (e.g. fácil abertura do sistema isotópico Rb-Sr em regiões deformadas ou de alto grau metamórfico) e, por isso, todas as províncias devem ser reinterpretadas à luz de dados U-Pb e Sm-Nd mais robustos. As novas províncias, segundo os autores, são: Carajás-Imataca (CI, 3,10-2,53 Ga); Transamazonas (TA, 2,25-2,00 Ga); Tapajós-Parima (TP, 2,10-1,87 Ga); Amazônia Central (AC, 1,88-1,70 Ga); Rio Negro (RN, 1,86-1,52 Ga); Rondônia-Juruena (RJ, 1,76-1,47 Ga); e Sunsás (SU, 1,33-0,99 Ga).

Dados geológicos, geoquímicos, geofísicos e geocronológicos obtidos por Scandolara *et al.* (2014, 2017) na região nomeada pelos autores como Orógeno Juruena, localizada na porção mais oeste da PAAF e noroeste do Estado de Mato Grosso, possibilitam a interpretação dessa região do Cráton Amazônico como um orógeno paleoproterozoico com unidades petrotectônicas e ordenamento tectonoestrutural bem definidos. O orógeno possui direção preferencial E-W, e essa direção, suas inflexões e seus aspectos cinemáticos e geométricos internos não corroboram o padrão de direção NW-SE originalmente proposto para as províncias geocronológicas (Scandolara *et al.*, 2017).

De modo semelhante, Carneiro *et al.* (2018) apresentam dados geofísicos obtidos na Província Mineral Tapajós, localizada ao norte da PAAF, os quais não mostram evidências claras da existência de rochas supracrustais similares àquelas geradas em ambientes de arcos magmáticos insulares. Os dados obtidos pelos autores mostram a existência de estruturas de orientação E-W em profundidade (15 km), associadas a blocos com mergulho para norte, e que são interpretadas como a

continuação em profundidade de estruturas similares da Província Amazônia Central. Essas evidências apontam para a formação das províncias paleoproterozoicas em ambientes de arcos continentais, com episódios de *flat subduction* e migração do arco (Carneiro *et al.*, 2018; Fernandes & Juliani, 2019), ao invés de em arcos insulares, e que foram gerados a partir de uma margem continental ativa de idade arqueana. Os autores e Scandolara *et al.* (2017) propõem, corretamente, uma revisão dos modelos de Tassinari & Macambira (1999), Santos *et al.* (2000) e Cordani & Teixeira (2007).



Figura 3.1. Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico, com base em simplificações dos modelos de (a) Tassinari & Macambira (1999) e (b) Santos *et al.* (2000).

3.2 Segmento Leste da Província Aurífera de Alta Floresta

As primeiras ocorrências auríferas em Peixoto de Azevedo foram descobertas em 1979, durante a construção da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163). Seguiu-se a ela intensa atividade garimpeira, tendo seu auge em 1989. A atividade garimpeira atraiu empresas de mineração, nacionais e internacionais, as quais ampliaram as descobertas por meio de trabalhos de exploração. A produção entrou em declínio a partir de 1993 com a queda do preço do ouro, e se mantém longe de atingir os níveis da década de 1980 (Alves *et al.*, 2019). A produção histórica, segundo dados do antigo

Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), é estimada em 180 toneladas, das quais 160 foram produzidas na década de 1980 e o restante nas décadas seguintes.

As regiões auríferas do norte do Estado de Mato Grosso receberam, historicamente, denominações diversas. Dardenne & Schobbenhaus (2001) utilizaram o termo Província Aurífera de Alta Floresta, enquanto Moura & Botelho (2002) e Silva & Abram (2008) utilizaram o termo Província Aurífera Juruena-Teles Pires. Por outro lado, Lacerda-Filho *et al.* (2004), Moreton & Martins (2005) e Souza *et al.* (2005) denominaram a região de Província Mineral de Alta Floresta, e, mais recentemente, Alves *et al.* (2019) usaram a denominação Província Mineral Juruena-Teles Pires, por se tratar de uma região com diversas *commodities* minerais. A utilização do nome Província Aurífera de Alta Floresta nesta dissertação deve-se ao fato de que, apesar de existirem ocorrências cujo metal principal não é o ouro (como é o caso deste trabalho), a grande maioria das ocorrências apresenta ouro como metal principal.

A PAAF está inserida no contexto geotectônico da porção sul do Cráton Amazônico e compreende rochas paleoproterozoicas das províncias geocronológicas Tapajós-Parima (Orosiriano) e Rondônia-Juruena (Orosiriano a Estateriano) de Santos *et al.* (2000). Elas são recobertas a sul pelas rochas sedimentares mesoproterozoicas do Grupo Caiabis e a norte pelas rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Alto Tapajós (ou Gráben do Cachimbo) (Alves *et al.*, 2019). A PAAF é constituída majoritariamente por sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleo e mesoproterozoicas, e por unidades deformadas e com metamorfismo em fácies xisto-verde, restritas às suas porções central e noroeste (Assis, 2015). Em seu segmento leste, as unidades são essencialmente representadas por rochas plutônicas e vulcânicas cálcio-alcalinas oxidadas, de médio a alto potássio, meta- a peraluminosas, pertencentes à série da magnetita de Ishihara (1977) (granitos tipo I), além de rochas vulcânicas, subvulcânicas e granitoides alcalinos (granitos do tipo A) mais restritos.

No contexto geológico do setor leste (Fig. 3.2), essas unidades podem ser agrupadas em quatro conjuntos principais (Assis, 2015): (i) embasamento granítico deformado e com presença de metamorfismo (2,69 a 1,99 Ga), (ii) unidades de arco magmático (granitos tipo I; 1,97-1,78 Ga); (iii) unidades pós-orogênicas a anorogênicas (1,78-1,75 Ga); (iv) unidades vulcânicas e sequências sedimentares clásticas mesoproterozoicas a cenozoicas. Vale ressaltar que as relações de contato

18

que ocorrem entre os conjuntos e entre as diferentes unidades de cada conjunto são, com algumas exceções, passíveis de questionamento, pois os afloramentos das rochas da PAAF se dão em relevo arrasado e quase sempre na forma de blocos e matacões, com graus variados de intemperismo. Para maiores informações quanto às unidades geológicas que ocorrem além dos limites do setor leste da PAAF, sugerem-se os trabalhos de Lacerda-Filho *et al.* (2004), Souza *et al.* (2005), Silva & Abram (2008), Galé (2012, 2018), Serrato (2014), Duarte (2015), Almeida (2017) e Alves *et al.* (2019).



Figura 3.2. Mapa geológico do segmento leste da PAAF, com a localização do Alvo-47 (segundo Alves et al., 2019).

3.2.1 Embasamento

O embasamento é representado pelo Complexo Cuiú-Cuiú (CCC) e pela Formação Jarinã, que estão, segundo Alves *et al.* (2019), inseridos no Domínio Peixoto de Azevedo (DPA) da Província Tapajós-Parima. Corresponde, segundo os autores, a unidades do denominado Arco Magmático Cuiú-Cuiú (AMCC), em conjunto com as suítes Pé Quente e Nhandu. Representam as unidades mais antigas e servem de embasamento para o DPA.

O Complexo Cuiú-Cuiú ocorre, de acordo com Alves et al. (2019), como uma região de relevo dissecado e arrasado, com raros afloramentos na forma de blocos e matações dispersos, também ocorrendo em cavas de garimpo e como lajedos. É intrudido ou mantém contatos tectônicos com as suítes Pé Quente e Nhandu, com as quais define o AMCC, e pelos granitos tardios das suítes Guarantã, Matupá e Teles Pires. São recobertos ou possuem contatos tectônicos com o Grupo Colíder, além de haver intrusões e digues de rochas vulcânicas e subvulcânicas relacionadas à Suíte Intrusiva Flor da Serra. É composto por granitos, granodioritos e tonalitos não individualizados do Complexo Xingu segundo Paes de Barros (2007), e o Complexo Xingu foi correlacionado, junto com gnaisses, migmatitos e anfibolitos, ao Complexo Cuiú-Cuiú por Souza et al. (2005). Assis (2015) divide estas rochas em gnaisse Nova Guarita e em biotita tonalito foliado, ao passo que Alves et al. (2019) identificam dois grupos principais de litotipos, os ortognaisses migmatíticos e os metagranitoides foliados. Idades de cristalização para o CCC variam de 1,973 ±3 Ma (Rios, 2019) a 2,689 ±5 Ma (Moreira, 2019), obtidas pelos métodos U-Pb SHRIMP e U-Pb LA-ICP-MS em zircão. A idade neoarqueana obtida por Moreira (2019) confirma a presença de um núcleo arqueano preservado na porção central do DPA, algo que Paes de Barros (2007) havia sugerido depois de obter uma idade Pb-Pb em zircão de 2,861 ±4 Ma, que o autor interpretou como sendo um *inlier* do Gnaisse Gavião da Província Amazônia Central, mas que não comprovava a existência de rochas arqueanas na região. As idades modelo de neodímio para o manto empobrecido (T_{DM}) de 2,3 a 2,62 Ga e valores ɛNd(t) negativos (-0,8 a -4,35) indicam uma fonte predominantemente paleoproterozoica a neoarqueana, com magmas mantélicos apresentando contribuição crustal. A Tabela 3.1 apresenta um resumo das principais idades de cristalização e dados isotópicos Sm-Nd para o CCC.

		Culu-Culu.			
Rocha	ldade de cristalização (Ma)	Método	ldade modelo (T₀m)	εNd(t)	Referência
Flogopita xisto	1,973 ±3	U-Pb LA-ICP- MS			Rios (2019)
Biotita tonalito foliado	1,977 ±8,1	U-Pb SHRIMP	2,3-2,37 Ga	-0,96 a -1,98	Assis (2015)
Gnaisse	1,980 ±8,8	U-Pb SHRIMP	2,39-2,41 Ga	-2,43 a -2,74	Assis (2015)
Hornblenda quartzo diorito	1,981 ±8,1	U-Pb LA-ICP- MS			Quispe (2016)
Hornblenda-biotita monzogranito	1,982 ±7,9	U-Pb LA-ICP- MS	2,52-2,67 Ga	-2,14 e -3,84	Oliveira (2017)
Ortognaisse tonalítico	1,984 ±3	U-Pb LA-ICP- MS	2,62 Ga	-4,35	Paes de Barros (2007)
Ortognaisse granítico	1,992 ±7	U-Pb SHRIMP			Souza <i>et al.</i> (2005)
Biotita tonalito	1,996 ±16	U-Pb LA-ICP- MS	2,31 Ga	-0,8	Moreira (2019)
Granitoide foliado	2,009 ±4	U-Pb SHRIMP			Dezula <i>et al.</i> (2018)
Biotita gnaisse tonalítico	2,013 ±10	U-Pb LA-ICP- MS			Alves <i>et al.</i> (2019)
Monzogranito foliado	2,012 ±11	U-Pb LA-ICP- MS	2,32-2,49 Ga	-1,92 a -3,36	Silva (2017)
Biotita metatonalito foliado	2,014 ±5,1	U-Pb SHRIMP			Trevisan (2015)
Granodiorito foliado	2,028 ±17	U-Pb LA-ICP- MS	2,39-2,45 Ga	-1,9 a - 2,42	Silva (2017)
Biotita-hornblenda gnaisse	2,029 ±11	U-Pb LA-ICP- MS			Alves <i>et al.</i> (2019)
Tonalito	2,034 ±26	U-Pb LA-ICP- MS	2,34 Ga	-1,4	Moreira (2019)
Biotita metatonalito foliado	2,045 ±11	U-Pb LA-ICP- MS	2,39 Ga	-3,24	Alves <i>et al.</i> (2019)
Biotita gnaisse	2,689 ±5	U-Pb SHRIMP			Moreira (2019)

Tabela 3.1 - Principais idades U-Pb de cristalização e dados isotópicos Sm-Nd para o Complexo Cuiú-Cuiú.

Ortognaisse 2,816 ±4	Pb-Pb por evaporação	Paes de Barros (2007)
----------------------	-------------------------	--------------------------

A Formação Jarinã (Alves *et al.*, 2010, 2019) ocorre em áreas de relevo plano a ondulado, aflorando na forma de blocos e matacões compondo morros abaulados. Recobre as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, com intrusões por granitoides das suítes Matupá, Pé Quente e Teles Pires. É composta principalmente por ignimbritos de composição dacítica, com dacitos, riodacitos e andesitos subordinados. Alves *et al.* (2010) dataram um dacito pelo método U-Pb TIMS em zircão e obtiveram idade de cristalização de 1,987 ±14 Ma. Os autores também realizaram análises isotópicas Sm-Nd em outras duas amostras, e obtiveram idades modelo T_{DM} de 2,55 e 2,57 Ga, além de valores εNd(t) de -4,59 e -5,4. Alves *et al.* (2019) consideram que a Formação Jarinã representa a porção vulcânica do Arco Magmático Cuiú-Cuiú.

As rochas do CCC são classificadas geoquimicamente como dioritos, monzodioritos, tonalitos, granodioritos e granitos cálcio-alcalinos de médio a alto potássio do tipo-I, magnesianos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, com características de arco magmático continental. Alguns termos são enriquecidos em Ba e Sr e empobrecidos em Rb e Y. De modo geral mostram anomalias negativas para Nb, Ta, Ti e P, indicando geração em ambiente de subducção. Em diagramas de Harker, são consideradas rochas menos evoluídas e mostram um padrão de fracionamento desde os dioritos-monzodioritos até os tonalitos-granodioritos (Paes de Barros, 2007; Assis, 2015; Alves *et al.*, 2019; Moreira, 2019).

3.2.2 Unidades de arco magmático

As unidades deste grupo, cujas descrições se encontram abaixo, são representadas, em ordem geocronológica, pela Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa, Suíte Intrusiva Pé Quente, granito Novo Mundo, granito Flor da Mata, Suíte Intrusiva Nhandu, granito Aragão, Suíte Guarantã do Norte, Suíte Intrusiva Matupá, Suíte Intrusiva Flor da Serra, e granito Peixoto. No conjunto com o Complexo Cuiú-Cuiú, representam, no segmento leste da PAAF, o Domínio Peixoto de Azevedo da Província Tapajós-Parima (Alves *et al.*, 2019).

A Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa (Assis, 2008, 2011; Miguel-Jr, 2011) ocorre, de acordo com Assis (2011), em afloramentos intemperizados, na forma de pacotes maciços ou blocos rolados. Em contato intrusivo ocorrem suítes plutônicas

representadas por granodiorito, sieno-monzogranito, álcali-feldspato granito porfirítico e monzogranito porfirítico. Truncando as unidades plutônicas e vulcanossedimentares ocorrem diques de rochas vulcânicas máficas e félsicas, e todas as unidades são recobertas pelos sedimentos da Formação Dardanelos. A Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa é composta por arenito arcoseano, grauvaca-feldspática e arcóseo lítico, todos com componentes vulcanoclásticos e de granulação muito fina a média, além de conglomerados arenosos polimíticos matriz-suportado subordinados. Miguel-Jr (2011) analisou 44 cristais de zircão de grauvaca-feldspática pelo método U-Pb LA-ICP-MS, e o conjunto apresenta um pico principal em 1,925 Ma e picos menores em 1,720, 1,780, 1,965 e 1,990 Ma, com a idade mais jovem e mais antiga de, respectivamente, 1,707 e 2,009 Ma. A população mais jovem estabelece, segundo o autor, a idade máxima de deposição da sequência vulcanoclástica.

A Suíte Intrusiva Pé Quente (SPQ) (Assis, 2011, 2015; Miguel-Jr, 2011; Alves et al., 2019) ocorre, de acordo com Assis (2011), na forma de blocos de dimensões normalmente inferiores a 2 m, e que se concentram em área de topografia arrasada, com raros matacões e lajedos (Alves et al., 2019). A suíte é intrusiva nos ortognaisses do CCC, com intrusões por granitos da Suíte Intrusiva Nhandu (Assis, 2015; Alves et al., 2019). É composta por diorito, monzodiorito, monzonito (Assis, 2011), hornblendabiotita granito e granodiorito (Miguel-Jr, 2011), biotita tonalito foliado (apenas em testemunho de sondagem; Assis, 2015), monzogranito e sienogranito (Alves et al., 2019). Com base em dados de campo e petrográficos, Alves et al. (2019) propõem o agrupamento dos termos monzograníticos na unidade Monzogranito Pezão, ao passo que os outros litotipos são agrupados na unidade Pé Quente Indivisa, devido ao mapeamento deficiente dessas litologias. Idades de cristalização para a SPQ variam de 1,974 ±6 Ma (Trevisan, 2015) a 1,994 ±5 Ma (Dezula *et al.,* 2018), obtidas pelos métodos U-Pb SHRIMP e U-Pb LA-ICP-MS em zircão. Trevisan (2015), Dezula et al. (2018) e Rios (2019) realizaram datações em litotipos que foram posteriormente agrupadas na SPQ por Alves et al. (2019). Idades modelo T_{DM} variam de 2,41 a 2,51 Ga, com valores ɛNd(t) de -2,88 a -3,36. A Tabela 3.2 apresenta um resumo das principais idades de cristalização e dados isotópicos Sm-Nd da SPQ.

Tabela 3.2 - Principais idades U-Pb de cristalização e dados isotópicos Sm-Nd para a Suíte Intrusiva Pé Quente.

Rocha	Idade de cristalização (Ma)	Método	Idade modelo (Т _{DM})	εNd (t)	Referência
Feldspato pórfiro	1,974 ±6	U-Pb SHRIMP			Trevisan (2015)
Tonalito	1,977 ±6	U-Pb LA- ICP-MS			Rios (2019)
Monzonito	1,979 ±31	U-Pb LA- ICP-MS	2,41 a 2,51 Ga	-2,88 a -3,36	Miguel-Jr (2011), Assis (2015)
Monzogranito foliado	1,987 ±4,2	U-Pb SHRIMP			Trevisan (2015)
Monzogranito foliado	1,994 ±5	U-Pb SHRIMP			Dezula <i>et al.</i> (2018)

O Granito Novo Mundo aflora, segundo Paes de Barros (2007), na forma de blocos e matacões em áreas com relevo suave que formam um conjunto de colinas. O autor não observou em campo relações de contato direto com as encaixantes do entorno, as quais são gnaisses granodioríticos e tonalíticos correlacionáveis pelo autor, à época, ao Complexo Xingu. O mapeamento realizado por Paes de Barros (2007) permitiu ao autor a individualização de duas porções do Granito Novo Mundo, representadas na porção norte por monzogranito, com granodiorito e sienogranito subordinados, e na porção sul, por sienogranito, monzogranito, quartzo monzonito e monzonito subordinados. As rochas são cortadas por diques de composição basáltica e andesítica (Paes de Barros, 2007) e por diques de até 25 cm de aplito (Trevisan, 2012). Idades de cristalização obtidas por Paes de Barros (2007) pelos métodos Pb-Pb por evaporação em zircão e U-Pb SHRIMP em zircão apresentam valores de 1,964 \pm 1 Ma, 1,970 \pm 3 Ma e 1,956 \pm 12 Ma. O sienogranito apresentou idade T_{DM} de 2,76 Ga com εNd(t) de -7,62, enquanto o monzonito revelou idade T_{DM} de 2,55 Ga e εNd(t) de -4,58 (Paes de Barros, 2007).

O Granito Flor da Mata (Ramos, 2011) aflora, segundo a autora, a nordeste da cidade de Novo Mundo e foi anteriormente compreendido por Paes de Barros (2007) como pertencente à Suíte Intrusiva Teles Pires. É composto principalmente por rochas com composições intermediárias entre monzonito e granodiorito, mas a autora afirma que a contagem modal foi inviabilizada em função da alteração hidrotermal, o que possivelmente afeta a caracterização dessas rochas. Embora não existam dados geocronológicos disponíveis para a unidade, Ramos (2011) propõe que ele seja

temporalmente equivalente ao granito Novo Mundo devido às suas similaridades petrográficas e geoquímicas.

A Suíte Intrusiva Nhandu (SIN), individualizada por Souza et al. (1979) como "Granitos do Nhandu", aflora, de acordo com Alves et al. (2019), na forma de matações e blocos arredondados no sopé de morros, e, mais raramente, como lajedos. É intrusiva no Complexo Cuiú-Cuiú e em parte da Suíte Intrusiva Pé Quente (Alves et al., 2019). É constituída por termos plutônicos como granito e monzogranito, com granodiorito e sienogranito subordinados, e por termos subvulcânicos como granito e monzonito, ambos finos e porfiríticos, além de monzogranito microporfirítico, micromonzodiorito, granófiro, e encraves de gabro e de diorito (Souza et al., 2005). Adicionalmente, Barros et al. (2015) descrevem monzogranito de granulação grossa e porfirítico como a rocha principal, com um monzogranito subvulcânico de granulação fina subordinado. As primeiras idades de cristalização para a SIN foram obtidas por JICA/MMAJ (2000) e por Silva & Abram (2008) pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão, revelando idades de 1,848 ±17 Ma, 1,879 ±5,5 Ma e 1,889 ±17 Ma, respectivamente. No entanto, novas datações U-Pb SHRIMP em zircão realizadas por Silva et al. (2013) (1,955 ±15 Ma), Barros et al. (2015) (1,953 ±6 Ma e 1,962±7 Ma), Rocha (2016) (1,946 ±21 Ma, 1,954 ±4,5 Ma e 1,969 ±7.3 Ma) e Dezula et al. (2018) (1,964 ±11 Ma e 1,967 ±2 Ma) mostram que as idades obtidas por JICA/MMAJ (2000) e Silva & Abram (2008) possivelmente não representam rochas da SIN. Barros et al. (2015) consideraram erroneamente a idade U-Pb SHRIMP de 1,956 ±12 Ma obtida por Paes de Barros (2007) para o granito Novo Mundo como uma idade relativa ao granito Nhandu, e inseriram o granito Novo Mundo dentro da SIN. Os mesmos autores, com base nos mesmos critérios geocronológicos, tomaram a idade de cristalização de 1,931 ±12 Ma (U-Pb LA-ICP-MS em zircão) obtida por Miguel-Jr (2011) para o granito Aragão (Vitório, 2010), e o inseriram na SIN. Idades modelo T_{DM} de 5 amostras do granito Nhandu apresentaram valores de 2,27 a 2,54 Ga, com valores εNd(t) de -0,12 a -6,42 (Rocha, 2016).

O granito Aragão (Vitório, 2010) corresponde a um corpo granítico alongado (19 x 5 km) na direção NE-SW e que aflora a sudoeste da cidade de Novo Mundo. É constituído por sienogranito e monzogranito, de granulação fina a média, isotrópico, e equigranular, podendo ocorrer termos com textura porfirítica (Miguel-Jr, 2011; Assis *et al.*, 2014). Miguel-Jr (2011) obteve para uma amostra do granito Aragão idade U-Pb LA-ICP-MS em zircão de 1,931 ±12 Ma, interpretada como a idade de cristalização.

Barros *et al.* (2015) correlacionaram essa idade ao granito Nhandu, e inseriram o granito Aragão dentro do que os autores denominaram Suíte Intrusiva Nhandu.

A Suíte Guarantã do Norte (SGN) (Alves et al., 2019), anteriormente denominada como granito Guarantã por Assis (2015), ocorre nas cercanias de Guarantã do Norte (MT) em regiões de relevo arrasado e com poucos afloramentos, que ocorrem na forma de blocos e matacões dispersos, e raramente como lajedos. È intrusivo no Complexo Cuiú-Cuiú, com intrusões de granitos da Suíte Teles Pires (Alves et al., 2019). É composto por biotita tonalito (apenas em testemunho de sondagem), biotita granodiorito (Assis, 2015), e biotita monzogranito, localmente cortado por diques de composição andesítica (Alves et al., 2019). Idade de cristalização de 1,894 ±6 Ma U-Pb TIMS em zircão de granodiorito obtida por JICA/MMAJ (2000) é atribuída à SGN por Alves et al. (2019), enquanto Assis (2015) obteve idades U-Pb SHRIMP em zircão de 1,901 ±6,8 Ma e 1,904 ±4,6 Ma para biotita tonalito e biotita granodiorito, respectivamente. Rios (2019) obteve uma idade U-Pb SHRIMP de 1,899 ±12 Ma para um leucomonzogranito associado à mineralização do garimpo Serrinha de Guarantã, e o associou à SGN. Pereira (2017) obteve idade U-Pb SHRIMP de 1,900 ±25 Ma em aplito sienítico do alvo Nilva no garimpo do Pé Quente, e o correlacionou à Suíte Pé Quente. No entanto, esta idade é mais bem atribuída à SGN. Idades T_{DM} obtidas por Assis (2015) variam de 2,4 a 2,5 Ga para o biotita tonalito e o biotita granodiorito, com valores εNd(t) compreendidos entre -3,21 e -5,13.

A Suíte Intrusiva Matupá (SIM) (Moreton & Martins, 2005), também denominada de granito Matupá (Paes de Barros, 1994; Moura, 1998), aflora em áreas de pequenas serras que se destacam em meio à superfície arrasada, na forma de blocos não deformados e pouco fraturados, matacões e grandes lajedos (Paes de Barros, 1994; Moura, 1998; Alves *et al.*, 2019). É intrusiva no Complexo Cuiú-Cuiú, nas suítes Pé Quente, Nhandu e Guarantã do Norte, e na Formação Jarinã, com intrusões da Suíte Intrusiva Teles Pires (Alves *et al.*, 2019). Paes de Barros (1994) e Moura (1998) descrevem monzogranito e granodiorito para a SIM, ao passo que Moreton & Martins (2005) a divide em quatro fácies: (i) monzogranito (granito Matupá); (ii) monzogranito, monzonito e granófiro. O granodiorito Jorge (Teixeira, 2012; Assis, 2015), é correlacionado por Assis (2015) à fácies 1 da SIM. De modo semelhante, as suítes granodiorítica e granítica União do Norte (Assis, 2008, 2011; Miguel-Jr, 2011)

são correlacionadas à SIM por Assis *et al.* (2012). Alves *et al.* (2019) descrevem ainda sienogranito, e subdividem a SIM em cinco corpos graníticos: SIM indivisa, Serrinha de Matupá, Fazenda Figueira Branca, Fazenda Chapadão e Vila Rochedo. Idades de cristalização variam de 1,853 ±23 Ma (Miguel-Jr, 2011) a 1,894 ±6 Ma (JICA/MMAJ, 2000), pelos métodos U-Pb SHRIMP em zircão e U-Pb LA-ICP-MS em zircão. Idades modelo T_{DM} variam de 2,15 a 2,47 Ga, com valores ϵ Nd(t) entre 0,05 e -4,29. A Tabela 3.3 apresenta um resumo das principais idades de cristalização e dados isotópicos Sm-Nd para a SIM.

			-1		
Rocha	Idade de cristalização (Ma)	Método	ldade modelo (Т _{DM})	εNd(t)	Referência
Granito	1,837 ±13 a 1,878 ±7,5	U-Pb SHRIMP	2,25 a 2,36 Ga	0,05 a -3,44	Rocha (2016)
Granodiorito	1,853 ±23	U-Pb LA-ICP- MS			Miguel-Jr (2011)
Monzogranito	1,859 ±8	U-Pb LA-ICP- MS			Neto & Moura (2021)
Granodiorito	1,863 ±4,8	U-Pb SHRIMP	2,28 a 2,33 Ga	-2,08 a -2,50	Assis (2015)
Sienogranito	1,864 ±19	U-Pb LA-ICP- MS			Neto & Moura (2021)
Monzogranito	1,869 ±10	U-Pb SHRIMP			Silva <i>et al.</i> (2014)
Monzogranito	1,872 ±12	U-Pb SHRIMP	2,34 a 2,47 Ga	-2,66 a -4,29	Moura (1998)
Biotita monzogranito	1,875 ±12	U-Pb LA-ICP- MS			Oliveira (2017)
Granodiorito	1,881 ±5	U-Pb LA-ICP- MS			Neto & Moura (2021)
Sienogranito	1,888 ±9	U-Pb SHRIMP			Lima Jr. (2017)
Granito	1,894 ±6	U-Pb LA-ICP- MS			JICA/MMAJ (2000)
Granito			2,15 Ga	-0,98	Silva & Abram (2008)

Tabela 3.3 - Principais idades U-Pb de cristalização e dados isotópicos Sm-Nd para a Suíte Intrusiva Matupá.

Granito	2,35 Ga	3,09	Souza <i>et al.</i> (2005)
---------	---------	------	-------------------------------

A Suíte Intrusiva Flor da Serra (SIFS), caracterizada por Moreton & Martins (2005), aflora como blocos, matacões e raros lajedos, constituindo diques com espessura entre 4 e 30 m e algumas dezenas de metros em extensão, além de *stocks* de pequena dimensão (4 x 5 km) (Assis, 2011; Alves *et al.*, 2019). São intrusivas no Complexo Cuiú-Cuiú e nas suítes Pé Quente, Nhandu, Guarantã do Norte e Matupá, com feições de mistura de magma com as duas últimas, o que pode sugerir contemporaneidade entre elas (Alves *et al.*, 2019). É composta por gabro, diorito, monzogabro, microgabro, andesito e basalto (Moreton & Martins, 2005; Assis, 2011; Alves *et al.*, 2019). Souza *et al.* (2005) obtiveram uma idade T_{DM} em gabro de 2,34 Ga e εNd(t) de -2,08, a qual permanece como a única datação até o momento. Alves *et al.* (2019) sugerem que pode haver uma correlação entre a SIFS e a Suíte Intrusiva Matupá, pela fato de haver indícios de mistura de magma entre as duas unidades.

O granito Peixoto aflora, segundo Paes de Barros (2007) e Silva (2014), nas proximidades de Peixoto de Azevedo (MT), na forma de matacões e blocos que constituem morros e serras. É composto por monzogranito, granodiorito e tonalito (Paes de Barros, 2007), ao passo que Silva (2014) divide o Granito Peixoto em duas unidades com base em dados composicionais e geocronológicos: (i) granodiorito e (ii) monzogranito. Paes de Barros (2007) obteve uma idade de cristalização de 1,792 ±2 Ma (Pb-Pb por evaporação em zircão) em monzogranito, o que o levou a excluir o granito Peixoto da correlação com a Suíte Intrusiva Matupá, conforme proposto por Moreton & Martins (2005). Silva (2014) obteve idades U-Pb SHRIMP em zircão para o granodiorito e para o monzogranito de, respectivamente, 1,761 ±12 Ma e 1,869 ±10 Ma, o que a levou a restringir o termo granito Peixoto apenas ao granodiorito e correlacionar o monzogranito à Suíte Intrusiva Matupá. Oliveira (2017) obteve uma idade T_{DM} de 2,18 Ga com ϵ Nd(t) de -1,18 para o biotita granodiorito estudado por Silva (2014), evidenciando uma fonte paleoproterozoica com contribuição crustal para o granodiorito.

Com base na geoquímica, as rochas dessas unidades apresentam características, de modo geral, semelhantes, com variações pontuais entre as unidades. São granitoides tipo-I, metaluminosos a fracamente peraluminosos, magnesianos, cálcio-alcalinos de alto potássio a shoshoníticos, com predomínio de

granitoides caracterizados como de arco de margem continental. Geralmente são termos mais enriquecidos em SiO₂ (> 65%), e apresentam um caráter expandido de suas composições, variando de tonalitos a sienogranitos. Em diagramas tipo Harker é possível perceber evolução magmática com base no fracionamento de fases minerais como plagioclásio, titanita, entre outras. Mostram maior enriquecimento nos elementos terras-raras (ETR) leves em relação aos pesados, com moderada a forte anomalia negativa em Eu. Em diagramas multi-elementares, geralmente apresentam anomalias negativas de Nb e Ta, o que é comumente associado a ambientes de subducção. Os dados isotópicos Sm-Nd evidenciam fontes principalmente paleoproterozoicas a neoarqueanas para os magmas, com contribuição crustal (Silva, 2014; Assis, 2015; Alves *et al.*, 2019).

3.2.3 Unidades pós-orogênicas a anorogênicas

As unidades deste grupo, cujas descrições se encontram abaixo, são representadas pelo Grupo Colíder e pela Suíte Intrusiva Teles Pires. Essas duas unidades representam um par plutono-vulcânico, com o Grupo Colíder representando a porção vulcânica e a Suíte Intrusiva Teles Pires a porção plutônica. Este grupo representa, no segmento leste da PAAF, a Província Rondônia-Juruena (Alves *et al.*, 2019).

O Grupo Colíder, também chamado de Suíte Colíder (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008), aflora numa faixa NE-SW da cidade de Colíder (MT) até o extremo leste da PAAF, e numa faixa NW-SE ao longo de toda a borda sul do Gráben do Cachimbo, indo até o extremo oeste da PAAF. Recobre e/ou mantém contatos com praticamente todas as unidades de arco magmático, com intrusões da Suíte Intrusiva Teles Pires, e é recoberto pelas rochas sedimentares mesoproterozoicas do Grupo Beneficente a noroeste e da Formação Dardanelos a sul, assim como pelas rochas sedimentares fanerozoicas do Grupo Alto Tapajós a norte (Alves *et al.*, 2019). Alves *et al.* (2019), com base em dados de campo e petrográficos, individualizaram três formações: Formação Braço Sul (tufo e ignimbrito), Formação Bom Jaguar (riolito, riodacito, quartzo traquito, basalto e andesito) e Formação Braço Norte (arenitos líticos, grauvacas, conglomerados e pelitos, todos vulcanogênicos). Souza *et al.* (2005) descrevem também rochas subvulcânicas como granito, quartzo monzonito, monzonito, monzogranito e granófiro, todos equigranulares e de granulação fina. Idades de cristalização obtidas por U-Pb SHRIMP em zircão, U-Pb LA-ICP-MS e U-

Pb TIMS variam de 1,757 ±14 Ma (Bini *et al.*, 2015) a 1,820 ±28 Ma (Duarte, 2015), o que é incompatível com o agrupamento dessas rochas em uma única unidade, sendo sugerido o desmembramento do Grupo Colíder em mais de uma unidade. Idades modelo T_{DM} variam de 2,02 a 2,78 Ga, com valores ϵ Nd(t) de 2,05 a -3,75. A Tabela 3.4 apresenta um resumo das principais idades de cristalização e dados isotópicos Sm-Nd para o Grupo Colíder.

Rocha	Idade de cristalização (Ma)	Método	Idade modelo (Т _{DM})	εNd(t)	Referência
Ignimbrito	1,757 ±14	U-Pb SHRIMP			Bini <i>et al.</i> (2015)
Diversas vulcânicas	1,770 ±6 a 1,778 ±6	U-Pb LA- ICP-MS	2,02 a 2,16 Ga	1,5 a -1,4	Pinho <i>et al.</i> (2003)
Quartzo- feldspato pórfiro	1,773 ±5,7	U-Pb SHRIMP	2,12 a 2,18 Ga	-1,38 a - 1,69	Assis (2015)
Riolito pórfiro	1,781 ±8	U-Pb LA- ICP-MS	2,34 Ga	-3,75	Pimentel (2001)
Riolito pórfiro	1,785 ±6,3	U-Pb LA- ICP-MS			Silva & Abram (2008)
Riolito pórfiro	1,786 ±17	U-Pb LA- ICP-MS			JICA/MMAJ (2000)
Diversas vulcânicas	1,786 ±12 a 1,820 ±28	U-Pb LA- ICP-MS	2,2 a 1,9 Ga	0,4 a 2,05	Duarte (2015)
Riolito pórfiro	1,792 ±8	U-Pb LA- ICP-MS	2,78 Ga	-3,06	Alves <i>et al.</i> (2010)
Ignimbrito	1,801 ±11	U-Pb LA- ICP-MS			Pinho <i>et al.</i> (2001)
Riolito	1,810 ±9	U-Pb LA- ICP-MS			Santos <i>et al.</i> (2019)

Tabela 3.4 - Principais idades U-Pb de cristalização e dados isotópicos Sm-Nd para o Grupo Colíder.

A Suíte Intrusiva Teles Pires (SITP) aflora principalmente na parte nordeste do segmento leste da PAAF, sendo que ocorre em área de relevo de colinas intercalada com porções arrasadas. É intrusivo no embasamento e em praticamente todas as unidades de arco magmático, além do Grupo Colíder (Alves *et al.*, 2019). Segundo Alves *et al.* (2019), a SITP foi subdividida, com base em dados petrográficos e de mapeamento geológico, em cinco corpos: SITP indivisa (álcali-feldspato granito,

sienogranito, quartzo monzonito, quartzo sienito), Sienito Rio Cristalino (sienito, quartzo sienito), Quartzo Monzonito Nova Esperança (quartzo (micro)monzonito, quartzo (micro)sienito, micromonzogranito), Granito Terra Nova do Norte (sienogranito) e Granito Rio Horizonte (álcali-feldspato granito, (micro)sienogranito, riolito, quartzo-feldspato pórfiro). Correlacionável à SITP, destaca-se o Pórfiro União do Norte (Assis, 2008, 2011; Miguel-Jr, 2011), constituído por álcali-feldspato granito e monzogranito, e que é intrusivo tanto na Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa quanto no Granodiorito União do Norte (Assis, 2011). Idades de cristalização obtidas por U-Pb SHRIMP em zircão, U-Pb LA-ICP-MS e Pb-Pb por evaporação em zircão variam de 1,757 ±16 Ma (Santos, 2000) a 1,793 ±7 Ma (Neto & Moura, 2021). Idades modelo T_{DM} variam de 1,94 a 2,3 Ga, com valores de εNd(t) entre -3,4 a 3,0. A Tabela 3.5 apresenta um resumo das principais idades de cristalização e dados isotópicos Sm-Nd para a Suíte Intrusiva Teles Pires.

Rocha	Idade de cristalização (Ma)	Método	ldade modelo (Т _{DM})	εNd(t)	Referência
Biotita granito	1,757 ±16	U-Pb SHRIMP	2,10 Ga		Santos (2000)
Granito	1,759 ±3 a 1,767 ±2	U-Pb LA- ICP-MS	1,94 a 2,28 Ga	3,0 a -3,4	Pinho <i>et al.</i> (2003)
Quartzo monzonito	1,765 ±9	U-Pb SHRIMP			Alves <i>et al.</i> (2019)
Quartzo monzonito	1,771 ±4	U-Pb SHRIMP			Alves et al. (2019)
Quartzo- feldspato pórfiro	1,774 ±7,5	U-Pb LA- ICP-MS	2,24 a 2,3 Ga	-2,65 a - 2,84	Miguel-Jr (2011), Assis (2015)
Microgranito	1,775 ±4	Pb-Pb em zircão			Alves <i>et al</i> . (2010)
Leucogranito	1,782 ±17	U-Pb LA- ICP-MS			Silva & Abram (2008)
Sienogranito	1,790 ±6	U-Pb LA- ICP-MS			Neto & Moura (2021)
Quartzo- feldspato pórfiro	1,791 ±3	U-Pb LA- ICP-MS			Alves <i>et al</i> . (2019)

Tabela 3.5 - Principais idades U-Pb de cristalização e dados isotópicos Sm-Nd para a Suíte Intrusiva Teles Pires.

Monzogranito	1,793 ±7	U-Pb LA- ICP-MS	Neto & Moura (2021)
--------------	----------	--------------------	------------------------

Com base em dados geoquímicos, essas unidades representam um magmatismo predominantemente de alto potássio a shoshonítico. Representam em grande parte plutônicas e vulcânicas do tipo-A, subtipo A2, com termos de características pós-orogênicas e termos anorogênicos, metaluminosas a fracamente peraluminosas, cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas, fortemente evoluídas, ferrosas, constituídas principalmente por riolito e sienogranito. Diagramas de ETR mostram um maior enriquecimento nos leves em relação aos pesados, com fortes anomalias negativas de Eu. Diagramas multielementares mostram maior enriquecimento em Ba, Sr, P e Ti em rochas com menos quartzo, e enriquecimento em Rb, Th e U em rochas com mais quartzo. Os dados isotópicos Sm-Nd evidenciam fontes paleoproterozoicas, com magmas mantélicos apresentando contribuição crustal (Silva & Abram, 2008; Assis, 2011, 2015; Godoy *et al.*, 2018; Alves *et al.*, 2019; Santos *et al.*, 2019).

3.2.4 Coberturas sedimentares e vulcânicas mesoproterozoicas e fanerozoicas

O Grupo Caiabis, representado pela Formação Dardanelos, recobre parcialmente praticamente todas as unidades paleoproterozoicas. É representada por sequências de arenito e arenito arcoseano, ambos de granulação média, com frequentes leitos conglomeráticos. Apresentam estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas interpretadas como um sistema de leques aluviais de rios entrelaçados (Moreton & Martins, 2005). Leite & Saes (2003) obtiveram idades Pb-Pb por evaporação em cristais de zircão detrítico compreendidas entre 1,987 ±4 Ma e 1,377 ±13 Ma, e sugeriram a idade de 1,44 Ga como representativa da idade máxima para o início da sedimentação da Formação Dardanelos. Derrames basálticos intercalados nos sedimentos da Fm. Dardanelos foram datados pelo método K-Ar por Silva *et al.* (1980), os quais revelaram idades entre 1400 e 1200 Ma. Os autores admitiram esse intervalo como a idade de formação da Fm. Dardanelos, o que se mostra coerente com o trabalho de Leite & Saes (2003).

O Grupo Alto Tapajós (Reis, 2006), inserido na Bacia do Alto Tapajós de acordo com Santiago *et al.* (1980), recobre as rochas paleoproterozoicas do segmento leste da PAAF em seu limite norte. É composta, segundo Alves *et al.* (2019), por três formações, assim dispostas da base para o topo: Formação Serra Estreita (quartzo
arenito fino, arenito sublítico microconglomerático), Formação Araúna (argilito e siltito) e Formação Três Quedas (ritmito composto por argilito, siltito e arenito fino). As três formações são sobrepostas pela Formação Rio das Pombas (quartzo arenito médio), e todas as formações possuem intrusões do Diabásio Cachimbo. Não existem datações para as rochas sedimentares do Grupo Alto Tapajós, e são sugeridas idades paleozoicas (siluro-devonianas) com base em relações de campo, composicionais e deposicionais (Alves *et al.*, 2019).

O Diabásio Cachimbo é constituído por extensos corpos na forma de soleiras e diques, que afloram como blocos subarredondados com feições de esfoliação esferoidal nos vales do Ribeirão Rochedo e do Rio Nhandu. É intrusivo em todas as rochas sedimentares do Grupo Alto Tapajós, e é composto por diabásio localmente porfirítico (Alves *et al.*, 2019). Não existem dados geocronológicos, mas é proposta idade mais nova que o Paleozoico, devido ao fato do diabásio intrudir o pacote sedimentar do Grupo Alto Tapajós, e é sugerida idade mesozoica por correlação com o Diabásio Cururu, datado entre 175 a 180 Ma pelo método K-Ar por Silva *et al.* (1974).

As coberturas detrito-lateríticas e os depósitos aluvionares completam a estratigrafia do segmento leste da PAAF. Afloram como blocos ou capas de laterização de diferentes unidades e ao longo dos grandes rios da região, respectivamente. As lateritas são compostas por aglomerados areno-argilosos e cascalhos, ambos parcialmente lateritizados e semiconsolidados, ao passo que as aluviões são formadas por sedimentos inconsolidados, como areia quartzosa fina a grossa intercalada com seixos, cascalhos e material silto-argiloso. Não possuem datação, mas são consideradas coberturas recentes, de idade cenozoica (Alves *et al.*, 2019).

3.3 Metalogênese do segmento leste da PAAF

No segmento leste da PAAF existem dois grupos principais de ocorrências minerais (em sua grande maioria auríferas), as ocorrências secundárias tipo *placer* ou *paleoplacer*, eluvionares e coluvionares (atualmente inativas), e as ocorrências primárias hidrotermais. Os garimpos em atividade explotam de maneira rudimentar as ocorrências primárias hidrotermais, pois, apesar de diversos trabalhos de exploração realizados por empresas de mineração, nenhuma mina entrou em operação durante as quatro décadas de produção da província (Alves *et al.*, 2019).

A maioria das ocorrências primárias hidrotermais se encontra numa faixa NW-SE no segmento leste da PAAF, com aproximadamente 30 km de largura e 140 km de extensão, denominada Lineamento Peru-Trairão por Miguel-Jr. (2011). As ocorrências primárias têm, em grande parte, gênese magmática-hidrotermal, mas outros modelos genéticos (e.g metamórfico-hidrotermal) são também discutidos. As ocorrências primárias hidrotermais podem ser agrupadas em quatro estilos principais (Assis, 2015; Galé *et al.*, 2018): (i) Au ± Cu disseminados em sistemas graníticos (e.g. X1, Pé Quente, Luizão, Serrinha, Pombo, cf. Moura, 1998; Biondi, 2009; Assis, 2015); (ii) sistemas filonares de Au ± Cu (Paraíba, Buriti, Gilmar, Aniceto, Carrapato, cf. Miguel-Jr, 2011; Poggi, 2019); (iii) Cu + Mo ± Au disseminados (e.g. Ana, Jaca); e (iv) Au + metais de base filonares (Francisco, Bigode, cf. Assis, 2011, Assis *et al.*, 2014).

As mineralizações ocorrem, de modo geral, hospedadas em corpos graníticos paleoproterozoicos oxidados tipo-I cálcio-alcalinos, metaluminosos a peraluminosos, de médio a alto potássio, magnesianos, ou hospedadas por rochas sedimentares epiclásticas, e por rochas plutônicas e subvulcânicas paleoproterozoicas oxidadas do tipo-A alcalinas, metaluminosas a peraluminosas, de alto potássio a shoshoníticas, e ferrosas (Assis, 2011; Assis et al., 2014; Trevisan, 2015). Vale ressaltar que as hospedeiras não necessariamente são geneticamente relacionadas à mineralização. Ademais, o(s) evento(s) mineralizante(s) ainda é(são) relativamente desconhecido(s), sendo que as idades Re-Os obtidas em sulfetos (pirita, molibdenita) apontam para um único evento mineralizante entre 1,81-1,76 Ga (Xavier et al., 2013; Serrato, 2014; Assis et al., 2017). É possível que haja mais de um evento mineralizante, pois dados recentes indicam que as intrusões félsicas mais antigas (~1,9 Ga) poderiam ser geneticamente relacionadas às mineralizações no alvo Nilva do garimpo do Pé Quente (Pereira, 2017) e no garimpo da Porteira (Oliveira, 2017), e não apenas hospedeiras. Oliveira (2017) afirma, ainda, que a hospedeira do garimpo da Porteira, um hornblenda-biotita monzogranito (1,98 Ga), e o sistema hidrotermal associado à hospedeira podem ser a fonte dos metais e responsáveis pelo transporte desses metais. O autor, contudo, não descarta que intrusões mais recentes da região tenham sido responsáveis pela mineralização.

As mineralizações são associadas à alteração hidrotermal, sendo que as mais comuns (mas não necessariamente associadas diretamente à mineralização) são a potássica (microclínio, biotita, magnetita), fílica ou sericítica (quartzo, muscovita, sericita, pirita), propilítica (epidoto, clorita, carbonato) e silicificação e carbonatação na

forma de veios mineralizados (~1-10 cm de espessura). A pirita representa o principal mineral de minério, com calcopirita, magnetita, hematita, ouro nativo ou *electrum* (nos quatro estilos de ocorrências), galena e esfalerita subordinados (estes dois apenas no estilo (iv)) (Alves *et al.*, 2019). Rios (2019), com base em estudos no garimpo Serrinha de Guarantã, sugere que a maioria das ocorrências da PAAF têm ligação genética com magmas máficos, que ocorrem na forma de diques de diabásio, e esses magmas máficos teriam sido a fonte de enxofre e metais das ocorrências. Ainda segundo o autor, essa hipótese é corroborada também pela fonte mantélica de carbonatos hidrotermais, obtida por meio de dados isotópicos de C e O. No entanto, essa afirmação carece de maiores estudos.

Os modelos genéticos propostos para as ocorrências da PAAF incluem ouro orogênico (Paes de Barros, 1994; Silva & Abram, 2008), *intrusion-related gold systems* (Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008); *low- to intermediate-sulfidation* (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Assis, 2011, 2015; Trevisan, 2015) e Au-pórfiro (Paes de Barros, 1994; Moura, 1998; Silva & Abram, 2008; Assis, 2011, 2015; Rodrigues, 2012; Trevisan, 2015; Galé, 2018). No entanto, muitos desses autores apontam para o fato de que as ocorrências comumente apresentam características que as distinguem dos modelos metalogenéticos clássicos da literatura. Ramos (2011) afirma, ainda, que os granitos estudados por ela (granitos Pé Quente, Aragão, Guarantã, Matupá e Pórfiro União do Norte) não se enquadram especificamente em nenhum tipo único de modelo genético.

4. RESULTADOS

4.1 Geologia Local

Em superfície, o Alvo-47 se encontra em área de pastagem aplainada, onde predominam solos argilo-arenosos, próximo ao morro do granodiorito X1 (Fig. 4.1). Os afloramentos são escassos e se apresentam bastante intemperizados, na forma de lajedos ou pequenos blocos, de tamanho, em média, não mais do que 1 metro. As rochas descritas em superfície são essencialmente granito porfirítico ("pórfiro") (Fig. 4.2A) e monzogranito (Fig. 4.2B). Ambas os litotipos são comumente associadas a veios (~10 cm) de quartzo leitoso, que truncam os dois litotipos e se encontram como fragmentos dispersos.



Figura 4.1. Morro do Granodiorito X1, visto do Alvo-47.



Figura 4.2. Feições superficiais do Alvo-47. (A) Granito porfirítico ("pórfiro") em afloramento em bloco. (B) Afloramento, em lajedo, de monzogranito intemperizado.

As descrições de testemunhos de sondagem permitiram a identificação de três hospedeiras: monzogranito, quartzo monzonito e monzogranito/"pórfiro" (Fig. 4.3). Todas as hospedeiras apresentam textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio e de feldspato alcalino com tamanhos que variam entre 6 e 20 mm e que ocupam de 10 a 15% da rocha em volume. O monzogranito possui granulação média a localmente grossa e textura inequigranular. O quartzo monzonito possui granulação em geral muito fina a fina, localmente com granulação média, e textura inequigranular. O monzogranito/"pórfiro" possui granulação fina a média, também com textura inequigranular.

Os principais tipos de alteração hidrotermal observados nas hospedeiras foram principalmente alteração potássica com ortoclásio e biotita, silicificação e alteração propilítica; tais tipos apresentam maior intensidade no monzogranito. Alteração sericítica e carbonatação foram observadas em menor proporção, novamente de

modo mais pronunciado no monzogranito. A mineralização cuprífera, composta por calcopirita + pirita, é essencialmente venular, com mineralização disseminada subordinada (Fig. 4.4).

As relações de contato evidenciam que o quartzo monzonito e o monzogranito/"pórfiro" são mais jovens que o monzogranito, pois essas rochas comumente truncam o monzogranito. Em termos de volume, o monzogranito e o quatzo monzonito são as rochas mais interceptadas pelos furos (~40% e ~50% respectivamente), seguidos pelo monzogranito/"pórfiro" (~10%). As Figuras 4.5, 4.6, 4.7, 4.8, 4.9, 4.10 e 4.11 representam seções esquemáticas do furos de sondagem estudados.



Figura 4.3. Rochas hospedeiras do Alvo-47. (A) Unidade monzogranítica. FX1D0018 – 96,2 m. (B) Unidade quartzo monzonítica. FX1D0041 – 30,9 m. (C) Unidade monzogranítica/"pórfiro". FX1D0047 – 34,1 m.



Figura 4.4. Aspecto macroscópico do minério cuprífero, essencialmente venular, com mineralização disseminada subordinada. (A) Sulfeto maciço em veio de quartzo leitoso + calcita. FX1D-0047 – 50,8 m. (B) Sulfeto maciço em brecha hidrotermal. FX1D0047 – 71,9 m. (C) Veio de quartzo mais sulfetos com halo de alteração potássica sobreposta por alteração sericítica. FX1D-0046 – 74,0 m.



Figura 4.5. FX1D-0016, ilustrando os litotipos e alterações hidrotermais observadas. Em cada intervalo é mostrada a média dos teores de Au, Cu e Mo.



Figura 4.6. FX1D-0018, ilustrando os litotipos e alterações hidrotermais observadas. Em cada intervalo é mostrada a média dos teores de Au, Cu e Mo.



Figura 4.7. FX1D-0041, ilustrando os litotipos e alterações hidrotermais observadas. Em cada intervalo é mostrada a média dos teores de Au, Cu e Mo.



Figura 4.8. FX1D-0046, ilustrando os litotipos e alterações hidrotermais observadas. Em cada intervalo é mostrada a média dos teores de Au, Cu e Mo.



Figura 4.9. FX1D-0047, ilustrando os litotipos e alterações hidrotermais observadas. Em cada intervalo é mostrada a média dos teores de Au, Cu e Mo.



Figura 4.10. FX1D-0057, ilustrando os litotipos e alterações hidrotermais observadas. Em cada intervalo é mostrada a média dos teores de Au, Cu e Mo.



Figura 4.11. FX1D-0060, ilustrando os litotipos e alterações hidrotermais observadas. Em cada intervalo é mostrada a média dos teores de Au, Cu e Mo.

4.2 Rochas hospedeiras do Alvo-47

Analisaram-se de modo detalhado 37 lâminas delgadas polidas provenientes de 6 dos 7 testemunhos de sondagem descritos na etapa de campo, pois testemunhos do FX1D-0047 não foram disponibilizados para confecção de seções delgadas polidas. Das 37 lâminas, 15 representam as rochas hospedeiras, 15 representam os variados tipos de alteração hidrotermal e 7 representam o minério cuprífero. Os tipos de alteração hidrotermal e a mineralização cuprífera serão tratados em capítulos posteriores.

Com base nas análises petrográficas, foi possível individualizar três unidades hospedeiras principais: (i) unidade monzogranítica; (ii) unidade quartzo monzodiorítica e (iii) unidade monzogranítica/"pórfiro". A Fig. 4.12 apresenta a estimativa modal das hospedeiras analisadas, sendo que as amostras separadas para geocronologia de cada unidade, AM-65, AM-101 e AM-100, foi feita contagem modal de pontos.

Ressalta-se que as estimativas modais das unidades podem sofrer interferências de alterações hidrotermais posteriores, o que pode prejudicar a precisão das mesmas. Por exemplo, quartzo aparentemente hidrotermal ocorre sobretudo nas unidades (i) e (iii), enquanto a alteração potássica, na forma de sobrecrescimentos de feldspato potássico hidrotermal (ortoclásio e raramente microclínio) nas bordas dos cristais de plagioclásio ígneo, afeta em menor ou maior intensidade as três unidades. Outro ponto de atenção é em relação à unidade (iii): por conta da escassez de amostras, foi confeccionada apenas uma seção delgada polida (AM-100) desta unidade. Desse modo, corre-se o risco de não haver representatividade da unidade (iii) em relação ao todo. Abaixo são apresentadas as principais características petrográficas das três unidades. Uma síntese das principais características mineralógicas das hospedeiras pode ser visualizada no Anexo I.



Figura 4.12. Diagrama QAP de Streckeisen (1976) representando os litotipos das três unidades do Alvo-47. Os *trends* (linhas vermelhas) das principais séries magmáticas são de Lameyre & Bowden (1982). Os símbolos maiores e de cor dourada representam as amostras nas quais foi feita contagem modal.

4.2.1 Unidade monzogranítica

Esta unidade é composta por rochas de composição félsica, representadas por biotita monzogranito. São rochas isotrópicas, fracamente magnéticas, de estrutura maciça, holocristalinas, com matriz de textura granular hipidiomórfica. Possuem textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio (labradorita) de 10 a 30 mm cujas bordas normalmente se encontram alteradas para feldspato potássico, hábito subédrico a euédrico prismático alongado, com geminação polissintética juntamente (ou não) com geminação lei da albita/Carlsbad, e que perfazem de 10 a 15% em volume. A matriz possui textura faneríticafina a localmente grossa, de granulação que varia entre ~0,1 e ~5,5 mm e com índice de cor (IC) comumente entre 5 e 7%, podendo localmente chegar a 11%. Os cristais maiores (> 1,5 mm) são quase exclusivamente de minerais félsicos. A associação mineral é composta de plagioclásio (25-30%), feldspato potássico (35-50%), quartzo (20-25%), biotita (5-11%) e rara hornblenda (1%). Os minerais acessórios são representados por zircão, apatita, titanita, magnetita, ilmenita, pirita e calcopirita. Os minerais de alteração hidrotermal são feldspato potássico, albita, sericita, clorita, titanita, epidoto e hematita.

Plagioclásio (andesina) se apresenta na forma de cristais subédricos a anédricos, com tamanhos que variam entre ~0,4 e ~5,5 mm. Diversos cristais apresentam geminação polissintética acompanhadas ou não de geminação do tipo lei da albita/Carlsbad. As bordas dos cristais maiores (> 2mm) costumam exibir trechos irregulares indicativos de corrosão e desequilíbrio químico, com crescimento de feldspato potássico possivelmente de origem hidrotermal nesses trechos (Fig. 4.13A), enquanto em outras partes as bordas são retilíneas e com contatos bem definidos entre os cristais. Inclusões de diversos minerais, principalmente os minerais acessórios, são uma feição relativamente comum nos cristais de plagioclásio. O interior dos cristais (por vezes as bordas também) normalmente encontra-se sericitizado em maior ou menor intensidade, em especial o interior dos maiores.

Feldspato potássico (ortoclásio) se apresenta na forma de cristais anédricos, localmente subédricos, com tamanhos que variam de ~0,2 a ~3 mm. É comum a presença de pertitas (Fig. 4.13B), extinção concêntrica foi observada em alguns cristais, geminação lei da albita/Carlsbad ocorre principalmente nos cristais maiores de ortoclásio, enquanto geminação em grade é uma feição que ocorre nos poucos cristais de microclínio. Inclusões de diversos minerais, em especial os acessórios, são comuns nos cristais maiores de feldspato potássico. A sericitização ocorre no interior dos cristais, mas em menor intensidade em relação aos cristais de plagioclásio.

Quartzo ocorre na forma de cristais euédricos a subédricos com tamanhos que variam de ~0,1 a ~1,5 mm. É relativamente comum a presença de bolsões de cristais de tamanho fino a médio (~0,8 a ~1,5 mm), com contatos poligonais entre si e de hábito subédrico a euédrico, representando porções de quartzo hidrotermal. De forma subordinada, quartzo anédrico compõe a matriz de granulação fina em conjunto com os outros minerais, possivelmente representando cristais de origem ígnea (Fig. 4.13C).

Biotita se apresenta como cristais subédricos a euédricos prismáticos de tamanhos entre ~0,3 a ~1 mm. Os cristais comumente se encontram associados aos minerais acessórios, particularmente os opacos e o zircão (Fig. 4.13D). Alteração para clorita é característica frequente nos cristais de biotita, sobretudo nas bordas dos cristais. Hornblenda é rara, e, quando observada, encontra-se quase completamente alterada para biotita, clorita e epidoto; apenas os centros dos cristais costumam estar preservados.

Dentre os minerais acessórios, apatita costuma ser encontrada dispersa pela matriz e como inclusão em diversos minerais, em especial nos félsicos. Zircão se encontra quase unicamente como inclusão nos cristais de biotita, gerando halos pleocroicos nesta última (Fig. 4.13E). Titanita, magnetita e ilmenita estão preferencialmente associados à biotita. Pirita e calcopirita são raros, podendo estar associados aos máficos ou dispersos pela matriz.

Dentre os minerais de alteração hidrotermal, feldspato potássico ocorre como produto de alteração nas bordas dos cristais de granulação média de plagioclásio e sericita normalmente é produto da alteração dos cristais de feldspatos, particularmente seus interiores. Albita é pouco comum, ocorrendo como produto de alteração da andesina. Clorita e epidoto são produtos de alteração dos minerais máficos, enquanto titanita e hematita se apresentam como alterações de magnetita e ilmenita (Fig. 4.13F).



Figura 4.13. Fotomicrografias em luz transmitida (A-E) e em luz refletida (F) das seções delgadas polidas da Unidade monzogranítica do Alvo-47. (A) Cristal de plagioclásio ígneo envolto por crescimento de ortoclásio de origem hidrotermal, além de quartzo. AM-65. (B) Cristal de ortoclásio ígneo, com presença de pertitas e geminação lei da albita/Carlsbad. Notar crescimento de ortoclásio hidrotermal na parte superior do cristal. AM-63. (C) Cristais de quartzo intersticial em meio à matriz, representando quartzo de origem ígnea. AM-25. (D) Cristais de biotita com hábito prismático euédrico a subédricos em associação com magnetita. Alguns cristais de biotita estão alterados para clorita. AM-65. (E) Cristais de biotita em associação com minerais acessórios, em especial o zircão, que se apresenta como inclusões na biotita e gera halo pleocroicos ao redor das inclusões. AM-92. (F) Cristal de magnetita parcialmente alterado para hematita hidrotermal. AM-69. (A-C): Nicóis cruzados. (D-F): Nicóis paralelos.

4.2.2 Unidade quartzo monzonítica

Esta unidade é composta por rochas de composição intermediária, em que predomina hornblenda biotita quartzo monzodiorito com piroxênio, além de biotita hornblenda guartzo monzodiorito com piroxênio subordinado. São rochas isotrópicas, moderadamente (localmente fortemente) magnéticas, de estrutura maciça, holocristalinas, com matriz de textura granular hipidiomórfica. Textura micrográfica foi observada localmente em algumas seções (Fig. 4.14A), o que pode indicar que a cristalização das rochas da unidade se deu em um ambiente subvulcânico. Possuem textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio (labradorita ou bytownita) de 6 a 10 mm cujas bordas se encontram guase sempre corroídas e alteradas para feldspato potássico, hábito subédrico a euédrico prismático alongado, com geminação polissintética juntamente (ou não) com geminação lei da albita/Carlsbad, e que perfazem de 5 a 15% em volume. A matriz é fanerítica fina a média com uma clara separação entre uma porção de granulação fina (~0,2 a ~0,8 mm) e uma porção de granulação média (~1,5 a ~4 mm), com IC comumente entre 18 e 20%. A associação mineral é composta de plagioclásio (48-53%), feldspato potássico (12-15%), quartzo (5%), biotita (8-10%) hornblenda (7-9%) e piroxênio (3-5%). Os minerais acessórios são representados por zircão, apatita, titanita, magnetita, ilmenita, pirita e calcopirita. Os minerais de alteração hidrotermal são feldspato potássico, biotita, sericita, titanita, clorita, epidoto e hematita.

Plagioclásio na matriz (essencialmente labradorita) representa o mineral félsico principal, na forma de cristais subédricos a anédricos, com tamanhos que variam entre ~0,2 e ~4 mm. Os cristais de dimensão média exibem geminação polissintética acompanhadas ou não de geminação do tipo lei da albita/Carlsbad, enquanto os de dimensão fina comumente se apresentam sem geminação. As bordas dos cristais de dimensão média, assim como ocorre com os fenocristais, apresentam-se usualmente corroídas e alteradas para feldspato potássico possivelmente de origem hidrotermal (Fig. 4.14B); os cristais de dimensão fina, por outro lado, costumam exibir contatos mais retilíneos com os outros minerais da matriz. Inclusões de diversos minerais, principalmente os minerais acessórios, são uma feição relativamente comum nos cristais de plagioclásio. A sericitização, de baixa intensidade, ocorre sobretudo nos fenocristais e nos cristais de dimensão média.

Feldspato potássico (ortoclásio) se apresenta na forma de cristais subédricos a anédricos, com tamanhos que variam de ~0,3 a ~3,5 mm. São mais abundantes como cristais de dimensão fina, ocorrendo de maneira subordinada na matriz de granulação média. A presença de pertitas é mais usual nos cristais de dimensão média; extinção concêntrica foi observada em poucos cristais maiores; geminação lei da albita/Carlsbad é pouco comum e ocorre principalmente nos cristais maiores. Tal qual ocorre com os cristais de plagioclásio, inclusões de outros minerais da matriz nos cristais de ortoclásio são relativamente comuns.

Quartzo ocorre habitualmente na forma de cristais anédricos a localmente subédricos em meio à matriz de granulação fina, com tamanhos que variam de ~0,1 a ~0,3 mm. É pouco abundante de modo geral, ficando restrito a essa ocorrência de modo intersticial ou como inclusões em cristais maiores de outros minerais da matriz.

Biotita se apresenta como cristais anédricos a subédricos (euédricos prismáticos apenas de modo restrito), com tamanhos entre ~0,4 a ~1,5 mm, mas geralmente não ultrapassam 0,8 mm. A biotita aparenta ser produto de alteração da hornblenda e/ou do piroxênio, estando geralmente presente nas bordas destes dois minerais (Fig. 4.14C), mas também ocorrem cristais isolados de biotita sem associação aparente com a hornblenda e/ou o piroxênio. Normalmente os cristais de biotita estão associados aos outros minerais máficos e aos minerais acessórios, em especial os opacos. Localmente, a biotita se encontra alterada para clorita.

A hornblenda se encontra na forma de cristais subédricos a anédricos de tamanhos entre ~0,5 e ~1,3 mm, normalmente com suas bordas inteiramente corroídas e alteradas para biotita; apenas alguns cristais localmente se encontram intactos (Fig. 4.14D), indicando desequilíbrio químico durante a cristalização. Os cristais usualmente estão fragmentados e com diversas inclusões de outros minerais da matriz; alguns raros cristais exibem geminação simples. O piroxênio se apresenta na forma de cristais anédricos com tamanhos entre ~0,5 e ~1,5 mm, também com suas bordas frequentemente alteradas para biotita, assim como ocorre com a hornblenda. Em alguns pontos o piroxênio se apresenta intacto, por vezes formando aglomerados de cristais (Fig. 4.14E).

Os minerais acessórios frequentemente se encontram associados aos minerais máficos, com exceção da apatita, que costuma ser encontrada dispersa pela matriz e como inclusão em diversos minerais, félsicos e máficos. Zircão se encontra quase unicamente como inclusão nos cristais de biotita, gerando halos pleocroicos nesta última. Titanita está habitualmente associada à ilmenita, possivelmente como exsolução de excesso de Ti na ilmenita. Magnetita e ilmenita são relativamente

abundantes na matriz em comparação com a unidade granodiorítica. São cristais anédricos a subédricos de dimensão fina e habitualmente são observadas exsoluções de ilmenita na magnetita (Fig. 4.14F). Pirita e calcopirita são pouco comuns, sendo esta última quase sempre observada como inclusão na pirita; podem estar associadas aos máficos ou dispersos pela matriz.

Dentre os minerais de alteração hidrotermal, feldspato potássico ocorre como produto de alteração nas bordas dos fenocristais e dos cristais de dimensão média de plagioclásio, enquanto sericita normalmente é produto da alteração dos cristais de feldspatos, sendo restrita a eles. Clorita e epidoto são produtos de alteração dos minerais máficos, a clorita mais associada à biotita e o epidoto mais associado à hornblenda. Titanita e hematita representam produtos de alteração da magnetita e da ilmenita.



Figura 4.14. Fotomicrografias em luz transmitida (A-E) e em luz refletida (F) das seções delgadas polidas da Unidade quartzo monzonítica do Alvo-47. (A) Textura micrográfica em quartzo monzonito (contorno pontilhado amarelo), evidenciando possível ambiente subvulcânico de colocação desta unidade. AM-96. (B) Fenocristal de plagioclásio com bordas corroídas e presença de crescimento de ortoclásio hidrotermal nas suas bordas. AM-77. (C) Cristais de biotita com hábito anédrico e de provável origem hidrotermal crescendo a partir de alteração em cristal de piroxênio ígneo. AM-96. (D) Cristais de hornblenda e de piroxênio ígneos parcialmente alterados para biotita, além de presença de ilmenita e apatita associados. AM-36. (E) Aglomerado de cristais de piroxênio ígneo largamente inalterados. AM-36. (F) Cristal de magnetita com exsolução de ilmenita. AM-77. (A-B): Nicóis cruzados. (C-F): Nicóis paralelos.

4.2.3 Unidade monzogranítica/"pórfiro"

Esta unidade é composta por uma rocha de composição félsica, classificada como monzogranito com biotita. É uma rocha isotrópica, muito fracamente magnética, de estrutura maciça, holocristalina, com textura granular hipidiomórfica. Possui textura fanerítica fina a média, com cristais de dimensões que variam entre ~0,2 e ~3 mm, e IC de 4%. A associação mineral é composta de plagioclásio (35%), feldspato potássico (38%), quartzo (20%), biotita (4%) e hornblenda (<1%). Os minerais acessórios são representados por zircão, apatita, titanita, magnetita, ilmenita, pirita e calcopirita. Os minerais de alteração hidrotermal são feldspato potássico, sericita e clorita. O uso do termo "pórfiro" para esta unidade se deve a dois motivos: em amostra de mão, a rocha se assemelha ao quartzo-feldspato pórfiro X1 descrito por Rodrigues (2012) e por Assis (2015); adicionalmente, o Alvo-47 está localizado geograficamente muito próximo ao Depósito X1. No entanto, a descrição petrográfica revelou características fundamentalmente distintas daquelas descritas pelos autores citados. Essa diferença observada pode ter ocorrido devido ao viés gerado pela baixa amostragem desta unidade no presente trabalho.

Plagioclásio (labradorita) se apresenta na forma de cristais subédricos a anédricos de tamanhos entre ~0,5 e ~3 mm, com geminação polissintética e albita/Carlsbad na maioria dos cristais de granulação média (Fig. 4.15A). A alteração potássica, com plagioclásio sendo substituído por feldspato potássico nas bordas dos cristais, ocorre, nessa unidade, de modo menos pronunciado. A sericitização que afeta sobretudo o interior dos cristais maiores possui baixa a média intensidade. Inclusões de outros minerais da matriz são relativamente comuns nos cristais de granulação média.

Feldspato potássico (ortoclásio) ocorre como cristais subédricos a principalmente anédricos de tamanhos entre ~0,4 e ~2,5 mm, comumente com presença de pertitas (Fig. 4.15B), além da presença de inclusões de outros minerais da matriz nos cristais maiores de granulação média. O quartzo se apresenta na forma de cristais frequentemente anédricos e localmente subédricos, de tamanhos entre ~0,2 e ~1,3 mm, sendo que os cristais maiores geralmente formam pequenos bolsões de quartzo.

Biotita representa o mineral máfico dominante, na forma de cristais subédricos ou raramente euédricos prismáticos, com tamanhos entre ~0,2 e ~0,8 mm. Por vezes os cristais se encontram parcialmente alterados, com presença de clorita nesses

locais (Fig. 4.15C). A rara hornblenda se apresenta de modo reliquiar, quase sempre alterada para biotita nas suas bordas.

Minerais acessórios como pirita normalmente estão associados aos poucos cristais de minerais máficos; a apatita, no entanto, possui uma distribuição mais ampla e menos restrita. Dentre os minerais de alteração hidrotermal, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio) ocorrem usualmente como alterações nas bordas dos cristais de granulação média de plagioclásio. A sericita é restrita aos cristais de granulação média fundamentalmente de plagioclásio. Clorita e titanita se apresentam como alteração dos cristais de biotita (Fig. 4.15D), ao passo que epidoto não foi reconhecido nesta unidade.



Figura 4.15. Fotomicrografias em luz transmitida das seções delgadas polidas da Unidade monzogranítica/"pórfiro" do Alvo-47. (A) Cristal de plagioclásio ígneo em associação com ortoclásio e quartzo ígneos, representando textura hipidiomórfica granular. Notar sericitização de baixa intensidade no interior do cristal de plagioclásio. AM-100. (B) Cristal de ortoclásio ígneo pertítico próximo a cristal de ortoclásio com manchas possivelmente de alteração potássica, além de fraca sericitização sobreposta. AM-100. (C) Cristal de biotita subédricos parcialmente alterado para clorita. AM-100. (D) Cristal de biotita praticamente inteiro alterado para clorita em associação com titanita e pirita. AM-100. (A-B): Nicóis cruzados. (C-D): Nicóis paralelos.

4.3 Alteração hidrotermal

As rochas das três unidades do Alvo-47 foram, de modo variável, afetadas por diversos tipos pervasivos e fissurais de alteração hidrotermal; estes estilos são mais expressivos na unidade monzogranítica, principal hospedeira da mineralização cuprífera, ocorrendo de modo menos pronunciado nas unidades quartzo monzonítica e monzogranítica/"pórfiro". Ressalta-se que a observação, em termos petrográficos, do metassomatismo hidrotermal na unidade monzogranítica/"pórfiro" foi prejudicada devido à escassez desta unidade nos testemunhos disponibilizados. As descrições a seguir são essencialmente baseadas, portanto, nas características observadas nas outras duas unidades.

Com base nas análises macroscópicas e nas observações petrográficas, buscou-se estabelecer a sequência temporal de evolução desses estilos, chegandose na seguinte proposta: (1) alteração potássica; (2) alteração sericítica; (3) silicificação; (4) carbonatação; e (5) alteração propilítica. O quadro paragenético da evolução do metassomatismo hidrotermal no Alvo-47 pode ser observado na Figura 4.16.

Fase Mineral		Alteraçao potássica	Alteração sericítica	Silicificação	Minério venular	Carbonatação	Alteração propilítica
	Ortoclásio		1				
	Microclínio	-					
	Biotita						
	Magnetita	-					
nais	Hematita	-					
tern	Pirita	_					
dro	Calcopirita	-		-	-		-
s hi	Sericita						
rais	Quartzo						_
line	Muscovita		_				
2	Calcita		—				-
	Clorita						
	Epidoto						
	Titanita						
Estilo da alteração		Pervasiva	Pervasiva	Fissural a pervasiva	Venular	Pervasiva a fissural	Pervasiva a fissural

Figura 4.16. Quadro paragenético da evolução da alteração hidrotermal no Alvo-47.

4.3.1 Alteração potássica

A alteração potássica ocorre de forma pervasiva e é responsável por conferir a tonalidade avermelhada à unidade monzogranítica (Fig. 4.17A), sendo representada pela paragênese ortoclásio ± microclínio ± biotita ± magnetita ± hematita ± pirita ± calcopirita. Macroscopicamente, este estilo de alteração hidrotermal comumente acompanha as porções mais distais de veios e vênulas de quartzo mineralizados em pirita ± calcopirita, formando halos de alteração que podem variar de alguns poucos centímetros a dezenas de centímetros. Alteração potássica no estilo fissural ocorre raramente, com vênulas de quartzo + biotita cortando a matriz (Fig. 4.17E).

O ortoclásio hidrotermal frequentemente substitui, nas duas unidades, tanto o ortoclásio ígneo quanto o plagioclásio ígneo que ocorrem na matriz e como fenocristais, inicialmente pelas bordas e avançando até o interior dos cristais de acordo com a intensidade da alteração (Fig. 4.17B). A alteração confere um aspecto "manchado" ao ortoclásio ígneo, principalmente na unidade monzogranítica (Fig. 4.17C). Biotita e magnetita são muito comuns como produto de alteração de anfibólio e/ou piroxênio ígneos na unidade quartzo monzodiorítica (o mesmo não ocorre na unidade granodiorítica), além de ocorrerem de modo disperso na matriz desta mesma unidade (Fig. 4.17D). Hematita ocorre como inclusões submilimétricas no ortoclásio hidrotermal. Pirita e calcopirita podem ocorrer de modo disseminado nos halos de alteração potássica, normalmente como inclusões em ortoclásio, biotita e/ou magnetita.



Figura 4.17. Fotografia de testemunho de sondagem (A) e fotomicrografias em luz transmitida (B-E) de seções delgadas polidas, mostrando a alteração potássica presente no Alvo-47. (A) Tonalidade avermelhada conferida pela alteração potássica à unidade monzogranítica. FX1D-0018, 56,1 m. (B) Ortoclásio hidrotermal avançando sobre plagioclásio ígneo. Notar que a sericita se sobrepõe parcialmente ao ortoclásio hidrotermal. AM-103. (C) Aspecto "manchado" em ortoclásio ígneo conferido pelo crescimento criptocristalino de ortoclásio hidrotermal. AM-03. (D) Biotita e magnetita como produto de alteração hidrotermal potássica em piroxênio ígneo na unidade quartzo monzonítica. AM-60. (E) Alteração potássica fissural representada por vênula de biotita + quartzo. AM-83. (B,C,E): Nicóis cruzados. (D): Nicóis paralelos.

4.3.2 Alteração sericítica

A alteração sericítica habitualmente ocorre restrita aos feldspatos, sejam eles plagioclásio e ortoclásio ígneo ou ortoclásio hidrotermal da alteração potássica, mas também ocorre de forma pervasiva, sobretudo nas porções mais proximais dos veios mineralizados em pirita e calcopirita. Confere uma tonalidade verde-claro à unidade monzogranítica (Fig. 4.18A), sendo representada pela paragênese sericita ± quartzo ± muscovita ± calcita ± pirita ± calcopirita. A sericitização se sobrepõe à alteração potássica, obliterando os minerais desta última, em especial o ortoclásio hidrotermal.

A sericita ocorre na forma de agregados subédricos de granulação muito fina a fina (<0,1 mm a ~0,2 mm), geralmente restritos ao interior dos feldspatos ígneos e/ou hidrotermais quando distantes de veios sulfetados (Fig. 4.18B). Costuma cristalizar em fraturas e/ou em descontinuidades dos cristais de feldspato, por vezes alterandoos completamente e formando pseudomorfos de plagioclásio ígneo (Fig. 4.18C). Os agregados podem ocorrer de modo pervasivo, principalmente nas salbandas dos veios mineralizados em pirita e calcopirita, quando chegam a obliterar quase totalmente quaisquer minerais ígneos ou minerais hidrotermais de alterações anteriores (Fig. 4.18D). Muscovita anédrica de dimensão fina (~0,5 mm), quartzo, calcita, pirita e calcopirita são observados em conjunto com a sericita principalmente nos halos sericíticos (Fig 4.18E).



Figura 4.18. Fotografia de testemunho de sondagem (A) e fotomicrografias em luz transmitida (B-E) de seções delgadas polidas, mostrando a alteração sericítica presente no Alvo-47. (A) Tonalidade verdeclara conferida à unidade monzogranítica pela alteração sericítica. FX1D-0047, 159,1 m. (B) Sericitização restrita ao interior de cristais de plagioclásio, feição comum nas três unidades. AM-12. (C) Pseudomorfo de fenocristal de plagioclásio formado por sericita. AM-20. (D) Intensa alteração sericítica em região próxima à mineralização venular cuprífera, com formação de muscovita e obliterando a alteração potássica anterior. AM-40. (E) Halo sericítico de alta intensidade, notar possível sobreposição da carbonatação e da alteração propilítica em relação à alteração sericítica. AM-40. (B-D): Nicóis cruzados. (E): Nicóis paralelos.

4.3.3 Silicificação

A silicificação ocorre essencialmente de modo fissural nas duas unidades, mas ocorre também de modo pervasivo principalmente na unidade monzogranítica, olbiterando os minerais de alteração potássica e alteração sericítica anteriores. É representada pela paragênese quartzo ± pirita ± calcopirita ± calcita. A silicificação estar temporalmente ligada à geração de zonas de brechas hidrotermais que são preenchidas principalmente por quartzo, carbonato, pirita, calcopirita, além de fragmentos de rochas das três unidades.

Quando ocorre de modo fissural, o quartzo pode ocorrer na forma de cristais de dimensão grossa (> 5 mm) e bem desenvolvidos, também ocorrendo na forma de cristais anédricos e de dimensão fina. Em conjunto com outros minerais da paragênese, formam vênulas e veios podendo chegar a mais de 5 cm de espessura no caso dos veios, estendendo-se por dezenas de centímetros, normalmente com halos centimétricos de alteração sericítica ou alteração potássica associados (Fig. 4.19A). Essas vênulas e veios truncam os minerais das alterações potássica e sericítica, e são truncados por vênulas de clorita e epidoto da alteração propilítica. No entanto, essa relação temporal por vezes se apresenta de forma ambígua. De modo pervasivo, usualmente há a formação de bolsões de quartzo de dimensão fina a média (~0,5 a ~2 mm) e hábito subédrico a euédrico, que obliteram os minerais ígneos e os minerais hidrotermais de alterações anteriores (Fig. 4.19B).

4.3.4 Carbonatação

A carbonatação ocorre de modo pervasivo e de modo fissural nas duas unidades, embora seja mais frequente na unidade quartzo monzonítica; é representada pela paragênese calcita ± quartzo. Nas duas unidades, a carbonatação pervasiva sobrepõe-se aos minerais hidrotermais de alterações anteriores, principalmente formando cristais subédricos a anédricos de calcita de dimensão fina que substituem plagioclásio ígneo e ortoclásio hidrotermal na maioria das vezes (Fig. 4.19C). A carbonatação fissural é mais rara, ocorrendo na forma de vênulas de calcita anédrica de dimensão fina a média (Fig. 4.19D). De modo geral, a observação deste estilo de metassomatismo hidrotermal é dificultada pelo fato de que a carbonatação se confunde em diversos pontos com porções de alteração sericítica e de alteração propilítica. Adicionalmente, foi possível observar vênulas de carbonato cortando vênulas de clorita + epidoto e, em outros pontos na mesma lâmina, vênulas de clorita

+ epidoto cortando vênulas de carbonato, dificultando o estabelecimento de temporalidade entre ambas (Figs. 4.19E, 4.19F).



Figura 4.19. Fotomicrografias em luz transmitida de seções delgadas polidas, mostrando a silicificação e a carbonatação presentes no Alvo-47. (A) Vênula de quartzo anédrico e de dimensão fina, com alteração sericítica em suas salbandas AM-10. (B) Bolsões de quartzo hidrotermal crescendo sobre a matriz ígnea e sobre minerais hidrotermais de alterações anteriores. AM-02. (C) Carbonatação pervasiva, com geração de calcita em padrão anastomosado crescendo sobre ortoclásio hidrotermal. AM-03. (D) Carbonatação fissural cortando porções com alteração potássica e alteração sericítica. AM-28. (E) Vênula de calcita truncando vênula de epidoto + clorita AM-29. (F) Na mesma lâmina, observase uma vênula de epidoto + clorita truncando vênula de calcita. AM-29. (A-D): Nicóis cruzados. (E-F): Nicóis paralelos.

4.3.5 Alteração propilítica

A alteração propilítica é tardia em relação aos outros estilos e ocorre de forma pervasiva e de forma fissural, normalmente conferindo uma tonalidade verde-escura à unidade monzogranítica e, de forma mais restrita, à unidade quartzo monzonítica (Fig. 4.20A); é representada pela paragênese clorita + epidoto \pm calcita \pm quartzo \pm titanita \pm pirita \pm calcopirita. De modo pervasivo, oblitera a maior parte dos minerais ígneos e os hidrotermais de alterações anteriores (Fig. 4.20B), por vezes com formação de pseudomorfos de feldspatos substituídos por clorita. Em especial, biotita ígnea ou hidrotermal e sericita hidrotermal são alteradas para clorita, que apresenta comumente composição mais magnesiana devido às tonalidades mais claras de birrefringência que lhe são características, mas ocorre também clorita de composição mais rica em Fe, caracterizada pela cor de interferência azulada (Fig. 4.20C). De modo fissural, ocorre na forma de vênulas de epidoto + clorita \pm calcita \pm quartzo \pm pirita (Fig. 4.20D).

Os cristais de clorita e epidoto são essencialmente anédricos e de granulação fina, enquanto os cristais dos outros minerais da paragênese possuem hábito subédrico a anédrico e granulação que varia de fina a média, não ultrapassando ~1,5 mm. Titanita normalmente se apresenta como produto de alteração da biotita e da magnetita (Fig. 4.20E), ao passo que o epidoto pode ocorrer como produto de alteração da hornblenda, especialmente na unidade quartzo monzodiorítica. A alteração propilítica não costuma ocorrer próxima aos veios mineralizados em pirita e calcopirita.



Figura 4.20. Fotografia de testemunho de sondagem (A) e fotomicrografias em luz transmitida (B-E) de seções delgadas polidas, mostrando a alteração propilítica presente no Alvo-47. (A) Tonalidade verdeescura conferida à unidade monzogranítica pela alteração propilítica. FX1D-0018, 53,5 m. (B) Intensa alteração propilítica obliterando minerais hidrotermais de alteração sericítica anterior. AM-67. (C) Clorita composicionalmente mais rica em Fe, caracterizada pelos tons azulados de interferência. AM-03. (D) Alteração propilítica fissural e pervasiva, com presença de epidoto em ambos os casos sobrepondo-se à alteração potássica. AM-103. (E) Região de intensa alteração propilítica, com formação de titanita a partir de minerais máficos hidrotermais de alterações anteriores. AM-40. (B,E): Nicóis paralelos. (C,D): Nicóis cruzados.

4.4 Mineralização cuprífera

No Alvo-47, a mineralização cuprífera ocorre nas formas disseminada e venular, sendo representado em ambas por uma paragênese simples de pirita + calcopirita. A mineralização venular é a mais significativa, ocorrendo de forma mais pronunciada na unidade monzogranítica e de modo subordinado nas unidades quartzo monzonítica e monzogranítica/"pórfiro". A mineralização disseminada é secundária e ocorre nas três unidades em proporções relativamente semelhantes. Ressalta-se que ouro e molibdenita (fonte mais provável de Mo), apesar de não terem sido reconhecidos nas análises petrográficas, estão presentes em pequenas quantidades (<0,05 ppm Au e <50 ppm Mo) na mineralização cuprífera de acordo com os dados geoquímicos do minério, muito provavelmente na forma de microinclusões em pirita.

A mineralização venular ocorre espacialmente associada ao evento de silicificação, e de forma secundária associada aos eventos de alteração sericítica e alteração potássica. Apresenta-se na forma de cristais subédricos a anédricos de pirita e calcopirita com dimensão fina a média, podendo chegar a 4 mm (Fig. 4.21A), e que nas zonas de brechas hidrotermais podem ultrapassar 5 cm. Ocorrem em paragênese com os minerais descritos para a paragênese da silicificação, em especial o quartzo e a calcita, além dos minerais das paragêneses potássica e sericítica. A pirita é preponderante em relação à calcopirita nos veios e vênulas de quartzo, normalmente é fortemente fraturada e a calcopirita preenche boa parte dessas fraturas (Fig. 4.21B), ocorrendo também como inclusões anédricas (Fig. 4.21C) ou nas bordas dos cristais de pirita (Fig. 4.21D).

A mineralização disseminada se encontra espacialmente associada aos halos de alteração potássica e aos halos de alteração sericítica e propilítica. Apresenta-se na forma de cristais principalmente anédricos a localmente subédricos de pirita e calcopirita (Fig. 4.21E), com dimensão predominantemente fina (~0,2 a ~0,8 mm), raramente chegando à dimensão média (~1,3 mm). A pirita ocorre dispersa em meio às paragêneses potássica, sericítica e propilítica descritas anteriormente, eventualmente ocorrendo inclusa em ortoclásio e/ou em biotita da paragênese potássica. A calcopirita normalmente ocorre na forma de inclusões anédricas em cristais de pirita, por vezes inclusa em biotita, mas também ocorre de forma dispersa nas paragêneses citadas acima (Fig. 4.21F).



Figura 4.21. Fotomicrografias em luz refletida da mineralização cuprífera presente no Alvo-47. (A) Veio de quartzo (contorno pontilhado) mineralizado em calcopirita e pirita. Notar alteração sericítica nas salbandas do veio e mineralização disseminada composta por calcopirita. AM-108. (B) Calcopirita preenchendo fraturas em pirita de mineralização venular. AM-04. (C) Cristal maciço de calcopirita em associação com calcopirita preenchendo fraturas em pirita, mineralização venular. AM-05. (D) Veio de quartzo com mineralização de pirita e calcopirita, esta última preenchendo fraturas na pirita e também ocorrendo nas bordas de cristais de pirita. AM-05. (E) Mineralização disseminada essencialmente composta por pirita anédrica em associação com alteração potássica. AM-33. (F) Mineralização disseminada composta por calcopirita em associação com alteração sericítica. AM-54. (A-F): Nicóis paralelos.
4.5 Geocronologia

Com o objetivo de determinar as idades de cristalização das rochas hospedeiras, concentrados de cristais de zircão foram preparados a partir de três amostras representativas das três unidades, quais sejam: AM-65, representativo da unidade monzogranítica; AM-101, representativo da unidade quartzo monzodiorítica; e AM-100, único representante da unidade monzogranítica/"pórfiro". As amostras foram datadas pelo método U-Pb (SHRIMP) no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do CPGeo, IGc-USP. No intuito de obter as idades mais precisas possíveis, as análises isotópicas foram feitas em cristais cuja seleção evitou áreas com inclusões, fraturas, metamictizações e demais imperfeições. Zoneamento oscilatório é comum nos cristais das três unidades, indicando origem magmática (Corfu et al., 2003). De modo subordinado, há a presença, em todas as unidades, de cristais de coloração cinza-escura nas imagens de catodoluminescência, indicando uma maior concentração de U nessas regiões. No entanto, análises foram feitas em alguns desses cristais, pois não se julgou que a maior concentração de U seria tanta a ponto de inviabilizar as análises. Uma síntese dos principais dados isotópicos obtidos pela datação U-Pb no SHRIMP pode ser encontrada no Anexo II. As imagens de lupa em luz refletida e as imagens de catodoluminescência dos cristais das três amostras podem ser visualizadas no Anexo III.

4.5.1 Monzogranito

Os cristais de zircão da unidade monzogranítica são incolores a moderadamente rosados, principalmente de aspecto alongado (alguns ovoides), de hábito prismático euédrico, por vezes subédrico e localmente anédrico, com comprimentos que variam de ~80 a ~350 µm. Eventualmente alguns cristais apresentam inclusões e fraturas, não sendo reconhecidas texturas de alteração química nas bordas dos cristais. Nas imagens de catodoluminescência (CL), a grande maioria dos cristais apresenta zoneamento oscilatório concêntrico magmático bem definido, com coloração gradando de cinza-claro nos núcleos a tons mais escuros de cinza nas bordas dos cristais. Possíveis núcleos xenocrísticos em alguns cristais foram evitados durante as análises. Foram feitas 20 análises em 19 cristais, e as 9 análises mais concordantes (discordância $\leq 2\%$) foram utilizadas para o cálculo da idade de cristalização. Essas 9 análises possuem valores de U que variam entre 51 e 353 ppm, Th entre 29 e 264 ppm, e razões ²³²Th/²³⁸U que variam entre 0.55 e 1,33,

valores que tipicamente representam zircões de origem magmática (Hoskin & Schaltegger, 2003). As 9 análises geraram uma idade ${}^{206}Pb/{}^{238}U$ concórdia de 1,873,8 ±7,3 Ma (n = 9, MSWD = 2,0), que foi interpretada como a idade de cristalização do monzogranito (Fig. 4.22). Três idades ${}^{207}Pb/{}^{206}Pb$ concordantes obtidas nos pontos 5.1 (1,935 ±19 Ma), 17.1 (1,975 ±10 Ma) e 19.1 (1,927 ±9 Ma) foram interpretadas como sendo de zircões herdados.



Figura 4.22. Geocronologia U-Pb em zircão da unidade monzogranítica. (A) Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão concordantes, acompanhados de suas respectivas idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. (B) Diagrama de concórdia ²⁰⁷Pb/²³⁵U *vs.* ²⁰⁶Pb/²³⁸U para o monzogranito.

4.5.2 Quartzo monzonito

Os cristais de zircão da unidade quartzo monzonítica são predominantemente incolores, com alguns levemente a moderadamente rosados, de aspecto alongado (alguns poucos ovoides), de hábito prismático euédrico e por vezes subédrico, com comprimentos que variam de ~70 a ~400 µm. Alguns cristais apresentam inclusões e fraturas, e não foram reconhecidas texturas de alteração guímica nas bordas dos cristais. Nas imagens de catodoluminescência (CL), alguns cristais apresentam zoneamento oscilatório magmático definido, com coloração cinza-clara de núcleo a borda. Boa parte dos cristais apresenta tons mais escuros de cinza por todo o cristal, indicando maior concentração de U. Foram feitas 20 análises em 18 cristais, e as 5 análises mais concordantes (discordância $\leq 2\%$) foram utilizadas para o cálculo da idade de cristalização. Essas 5 análises possuem valores de U que variam entre 127 e 224 ppm, Th entre 73 e 195 ppm, e razões ²³²Th/²³⁸U que variam entre 0,53 e 0,92, valores típicos de zircões de origem magmática (Hoskin & Schaltegger, 2003). As 5 análises forneceram uma idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U concordante de 1,763,5 ±9,1 Ma (n = 5, MSWD = 1,9), que foi interpretada como a idade de cristalização do quartzo monzonito (Fig. 4.23).





Figura 4.23. Geocronologia U-Pb em zircão da unidade quartzo monzonítica. (A) Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão concordantes, acompanhados de suas respectivas idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. (B) Diagrama de concórdia ²⁰⁷Pb/²³⁵U *vs.* ²⁰⁶Pb/²³⁸U para o quartzo monzonito.

4.5.3 Monzogranito/"pórfiro"

Os cristais de zircão da unidade monzogranítica/"pórfiro" são, em sua maioria, levemente rosados, com alguns moderadamente rosados e outros incolores, de aspecto alongado ou ovoide, hábito prismático euédrico e por vezes subédrico, com comprimentos que variam de ~50 a ~450 µm. Alguns cristais apresentam inclusões e fraturas, possivelmente foram reconhecidas texturas de alteração química nas bordas alguns poucos cristais (<5% da população total). Nas imagens de de catodoluminescência (CL), alguns cristais apresentam zoneamento oscilatório magmático bem definido, com coloração cinza-clara no núcleo, gradando para tons mais escuros de cinza nas bordas. Parte dos cristais apresenta tons mais escuros de cinza por praticamente todo seu interior, indicando maior concentração de U. Foram feitas 11 análises em 10 cristais, e as 5 análises mais concordantes (discordância ≤ 2%) foram utilizadas para o cálculo da idade de cristalização. As 5 análises possuem valores de U que variam entre 152 e 685 ppm, Th entre 116 e 370 ppm, e razões ²³²Th/²³⁸U que variam entre 0.53 e 1.06, valores comumente associados a zircões de origem magmática (Hoskin & Schaltegger, 2003). Essas 5 análises forneceram uma idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U concordante de 1,777,9 ±6,4 Ma (n = 5, MSWD = 3,5), que foi interpretada como a idade de cristalização do monzogranito/"pórfiro" (Fig. 4.24).



Figura 4.24. Geocronologia U-Pb em zircão da unidade monzogranítica/"pórfiro". (A) Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão concordantes, acompanhados de suas respectivas idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. (B) Diagrama de concórdia ²⁰⁷Pb/²³⁵U *vs.* ²⁰⁶Pb/²³⁸U para o monzogranito/"pórfiro".

4.6 Geoquímica do minério

Dados de geoquímica do minério, disponibilizados pela Aura Minerals Inc. e tomados quase sempre de 2 m em 2 m, mostram que, de modo geral, há uma correlação positiva entre os teores de Au e de Cu das análises, como mostram as Figuras 4.25 e 4.26. Por outro lado, a correlação entre Au e Mo e entre Cu e Mo não se mostra evidente na maioria das análises. Teores de Au variam entre <0,01 g/t a 0,17 g/t, teores de Cu variam de <50 ppm a 9500 ppm, e teores de Mo variam entre <1 a 996 ppm. Os dados mostram que o monzogranito e o monzogranito/"pórfiro", litotipos que predominam nos furos FX1D-0016, FX1D-0018 e FX1D-0047, são, de modo geral, mais enriquecidos nesses metais com relação ao quartzo monzonito, que predomina nos furos restantes. Os maiores teores de Au e Cu foram observados no FX1D-0047, de 0,17 g/t Au e 9500 ppm Cu, e o maior teor de Mo foi observado no

FX1D-0016, com 996 ppm Mo. Os dados evidenciam que, atualmente, nenhum dos metais possui teores econômicos de explotação, fazendo do Alvo-47 uma anomalia geoquímica.



Figura 4.25. Relação entre os teores (em ppm) de Au, Cu e Mo e a profundidade dos furos (em m). (A) FX1D-0016, (B) FX1D-0018, (C) FX1D-0047. Os teores de Cu foram divididos por 1000 e os de Mo foram divididos por 10 para facilitar a visualização.



Figura 4.26. Relação entre os teores (em ppm) de Au, Cu e Mo e a profundidade dos furos (em m). (A) FX1D-0041, (B) FX1D-0046, (C) FX1D-0057 e (D) FX1D-0060. Os teores de Cu foram divididos por 1000 e os de Mo foram divididos por 10 para facilitar a visualização.

5. DISCUSSÃO

5.1 Contexto Geológico e Geotectônico

A partir das características petrográficas e dos dados geocronológicos das hospedeiras, é possível estabelecer correlações entre as unidades do Alvo-47 descritas neste trabalho e o amplo contexto geológico-geotectônico do segmento leste da PAAF descrito em outros trabalhos (Moreton & Martins, 2005; Souza et al., 2005, Silva & Abram, 2008; Alves et al., 2019). A unidade monzogranítica apresenta idade U-Pb SHRIMP em zircão de 1,873,8 ±7,3 Ma, que é semelhante às idades obtidas em outros trabalhos para granitos da Suíte Intrusiva Matupá (Moura, 1998; Miguel-Jr, 2011; Silva et al., 2014; Assis, 2015; Rocha, 2016; Oliveira, 2017; Neto & Moura, 2021; cf. Tabela 3.3). Nesse sentido, a unidade monzogranítica pode ser inserida na fácies 1 da Suíte Matupá (Moreton & Martins, 2005; Neto & Moura, 2021), que se insere, por sua vez, no Domínio Peixoto de Azevedo da Província Tapajós-Parima (Santos et al., 2004; Alves et al., 2020). A petrografia embasa esta decisão, pois as características petrográficas descritas para esta unidade se assemelham às descritas para rochas da Suíte Matupá por Moura (1998), Moreton & Martins (2005), Souza et al. (2005), Silva & Abram (2008), Silva (2014), Alves et al. (2019), Neto & Moura (2021). Ao descrever o Granito Matupá, Paes de Barros (1994) comenta que as rochas menos afetadas por processos hidrotermais provavelmente seriam classificadas como biotita granodiorito, e que os processos pós-magmáticos que incidiram no Granito teriam alterado sua composição para biotita monzogranito.

A unidade quartzo monzonítica apresenta idade U-Pb SHRIMP em zircão de 1,763,5 ±9,1 Ma, que é semelhante às idades obtidas em outros trabalhos para granitoides da Suíte Intrusiva Teles Pires e para as vulcânicas e subvulcânicas do Grupo Colíder (Pinho *et al.*, 2003; Silva & Abram, 2008; Miguel-Jr, 2011; Assis, 2015; Duarte, 2015; Alves *et al.*, 2019). As características petrográficas desta unidade mostram semelhanças com a fácies quartzo monzonítica do Quartzo Monzonito Nova Esperança, descrito por Alves *et al.* (2019) e inserido, pelos autores, na Suíte Teles Pires. Adicionalmente, idades U-Pb SHRIMP de 1,765 ±9 Ma e de 1,771 ±4 Ma obtidas para a mesma fácies do Quartzo Monzonito Nova Esperança (Alves *et al.*, 2019) aumentam a semelhança entre as idades e características petrográficas da unidade quartzo monzonítica com o quartzo monzonito descrito por Alves *et al.* (2019). Embora sejam descritos micro quartzo monzonitos no Grupo Colíder (Moreton & Martins, 2005;

Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008), sugere-se, por conta do exposto acima, a inserção da unidade quartzo monzonítica na Suíte Intrusiva Teles Pires, que se insere, por sua vez, na Província Rondônia-Juruena (Santos *et al.*, 2000; Alves *et al.*, 2019).

A unidade monzogranítica/"pórfiro" apresenta idade U-Pb SHRIMP em zircão de 1,777,9 ±6,4 Ma, novamente semelhante às idades obtidas em outros trabalhos para granitoides da Suíte Intrusiva Teles Pires e para as vulcânicas e subvulcânicas do Grupo Colíder (Pinho et al., 2003; Silva & Abram, 2008; Miguel-Jr, 2011; Assis, 2015; Duarte, 2015; Alves et al., 2019). A ausência de dados geoguímicos de rocha total dificulta a inserção desta unidade na Suíte Teles Pires ou no Grupo Colíder. O Pórfiro União do Norte, com idade U-Pb LA-ICP-MS de 1,774 ±7,5 Ma (Miguel-Jr, 2011), tem características tectônicas de granitos do tipo A, de acordo com Assis (2011) e Assis et al. (2012). Já o Quartzo-Feldspato Pórfiro X1, com idade U-Pb SHRIMP de 1,773 ±5,7 (Assis, 2015), apresenta características de granitos do tipo I (Assis, 2015). A distinção entre tipo A e tipo I é usada por Assis (2015) para designar o Pórfiro União do Norte à Suíte Teles Pires e o Quartzo-Feldspato Pórfiro X1 ao Grupo Colíder. A despeito dessa situação, as características petrográficas da unidade monzogranítica/"pórfiro" permitem correlacioná-la à Suíte Teles Pires, em especial ao monzogranito descrito por Alves et al. (2019) pertencente à unidade litoestratigráfica Granito Rio Horizonte (Alves et al., 2019). O monzogranito deste trabalho também se assemelha à rocha descrita e datada em 1,793 ±7 Ma por Neto & Moura (2021). No entanto, Neto & Moura (2021) descrevem a presenca de biotita e hornblenda em proporções maiores às que foram observadas neste trabalho. Tal discrepância pode ter ocorrido devido à baixa amostragem da unidade monzogranítica/"pórfiro", ou a variações faciológicas, sendo necessário um maior número de análises petrográficas para confirmar ou não a correlação. Em suma, sugere-se, com base no exposto acima, que a unidade monzogranítica/"pórfiro" seja incluída na Suíte Intrusiva Teles Pires, que se insere, por sua vez, na Província Rondônia-Juruena (Santos et al., 2000; Alves et al., 2019).

Os dados petrográficos e geocronológicos obtidos neste trabalho evidenciam que o Alvo-47 é composto por rochas do segundo e terceiro eventos magmáticos principais da PAAF (Assis, 2015). A Suíte Matupá, representando o segundo evento magmático, do final do Orosiriano, é aqui hospedeira de mineralização cuprífera e possivelmente se correlaciona ao Arco Juruena, enquanto a Suíte Teles Pires, representando o terceiro evento magmático, do início do Estateriano, é também

hospedeira de mineralização cuprífera e possivelmente se correlaciona ao ambiente pós-colisional do Arco Juruena (Assis, 2015). De modo alternativo, segundo Alves *et al.* (2020), o Alvo-47 estaria dentro do contexto da Suíte Matupá, que representaria um regime tectônico extensional intra-placa pós-orogênico em relação ao Arco Magmático Cuiú-Cuiú (2,045-1,955 Ma), enquanto a Suíte Teles Pires estaria contida em um ambiente de estiramento continental sem relação com um episódio de subducção (Alves *et al.*, 2019).

5.2 Metalogênese do Alvo-47

A mineralização cuprífera no Alvo-47 é principalmente venular, com mineralização disseminada ocorrendo de modo subordinado. Diversos tipos de alteração hidrotermal afetam, com diferentes graus de intensidade, as três rochas hospedeiras, quais sejam (em ordem temporal, segundo proposta deste trabalho): alteração potássica, alteração sericítica, silicificação, carbonatação e alteração propilítica. As características listadas acima são, em maior ou menor proporção, comuns a outras ocorrências descritas na PAAF, como a Paraíba, Serrinha, Santa Helena, Pé Quente, Francisco, X1, Juruena, Pezão, Trairão, Porteira, Papagaio (Paes de Barros, 1994, 2007; Moura, 1998; Assis, 2011, 2015; Rodrigues, 2012; Serrato, 2014; Trevisan, 2015; Rocha, 2016; Oliveira, 2017; Silva, 2017; Galé, 2018), e inserem o Alvo-47 dentro de um contexto de mineralizações de estilo eminentemente magmático-hidrotermal. Destaca-se, todavia, que determinadas características, tais como presença de alteração sódica com albita, e Au como principal mineral de minério, praticamente não foram observadas no Alvo-47, mas são feições recorrentes nas ocorrências supracitadas.

Neste cenário, tendo em vista as características menos usuais da mineralização do Alvo-47 em relação às demais ocorrências da PAAF – Cu como principal elemento de interesse, não reconhecimento de Au como mineral da paragênese do minério e mineralização cuprífera essencialmente venular –, a correlação desta ocorrência com os quatro estilos principais apontados para a PAAF (Assis, 2015; Galé, 2018) é bastante dificultada. No entanto, com base nas características petrográficas das hospedeiras, da alteração hidrotermal e do minério, propõe-se a inclusão do Alvo-47 no grupo (iii), que é o dos sistemas disseminados de Cu + Mo ± Au, tal como são observados nas ocorrências Ana e Jaca.

Os tipos de alteração hidrotermal e a paragênese do minério descritos neste trabalho se assemelham às descrições clássicas de depósitos tipo Cu-pórfiro ao redor do mundo, em especial a sequência temporal de eventos hidrotermais e do estilo da mineralização, indo de disseminado para venular, além da presença de brechas hidrotermais mineralizadas (Lowell & Guilbert, 1970, Rose, 1970; Sillitoe, 1973, 2010; Gustafson & Hunt, 1975; Gustafson, 1978; Dilles & Einaudi, 1992; Cooke *et al.*, 2005; Seedorff *et al.*, 2005; Sinclair, 2007; Richards, 2018). Rose (1970), Seedorff *et al.* (2005), Sillitoe (2010), entre outros, apontam que os maiores teores de metais, nos depósitos Cu-pórfiro, normalmente ocorrem associados com a alteração potássica ou com a alteração sericítica, o que foi observado neste trabalho. Adicionalmente, depósitos tipo Cu-pórfiro são normalmente associados com granitos oxidados da série da magnetita (Ishihara, 1977; Sillitoe, 2010), e a associação mineral definida por Ishihara (1977) como diagnóstica da série da magnetita é observada no Alvo-47, ou seja, foram observadas as seguintes fases minerais: magnetita, ilmenita, pirita, titanita, epidoto e biotita.

As variáveis locais de cada mineralização do tipo Cu-pórfiro, tais como profundidade de colocação dos corpos graníticos, concentração de metais, enxofre e voláteis no magma, dentre outros, explicam as variações observadas em cada depósito ou ocorrência frente ao modelo básico (Gustafson & Hunt, 1975). Provavelmente o mesmo deve ocorrer com diversas ocorrências da PAAF que, embora apresentem características próprias e distintas do modelo básico, partem de uma base comum do sistema Cu(Au)-pórfiro.

O enriquecimento supergênico dos teores de Cu normalmente confere ao deposito tipo Cu-pórfiro boa parte de sua economicidade (Sillitoe, 1973, 2010; Gustafson & Hunt, 1975; Cooke *et al.*, 2005). Nesse sentido, o presente nível de exposição do Alvo-47 sugere que as antigas zonas supracrustais já se encontram praticamente todas erodidas, o que pode ser um dos fatores que explicam os teores subeconômicos do alvo. Adicionalmente, o fator erosivo que atuou não só na região do Alvo-47 como também em diversas ocorrências da PAAF pode explicar o porquê de depósitos tipo pórfiro serem raros em terrenos de idade anterior ao Mesozoico (Sillitoe, 1972).

Devido à falta de evidências de que estilos de alteração hidrotermal mais profundos, como a alteração potássica, foram sobrepostos por estilos rasos de alteração, como a alteração argílica avançada e associações de sulfetos tipo *high*-

sulfidation (Sillitoe, 1994, 2010), um evento de telescopagem de alta intensidade não é sugerido para o Alvo-47. Alternativamente, Seedorff & Einaudi (2004) apontam que alguns depósitos, como o de Henderson, nos EUA, não possuem uma zona de alteração argílica avançada. Os autores propõem que o fluido hidrotermal, ao ascender a níveis de subsuperfície, não desenvolve estilos de alteração hidrotermal normalmente atribuídos a essa profundidade, hipótese que pode também ser sugerida para o Alvo-47.

No Alvo-47, as brechas hidrotermais mineralizadas em pirita e calcopirita podem ocorrer em função de telescopagem do sistema (Sillitoe, 1994) – hipótese não endossada neste trabalho – como também podem ser resultado da expulsão de fluidos sujeitos a pressões maiores que a pressão litostática, que causam fraturamento hidráulico (Tosdal & Richards, 2001; Seedorff et al., 2005). Tal processo é normalmente atribuído ao evento de second boiling no magma, e os espaços gerados por esse fraturamento são preenchidos por fragmentos das hospedeiras, por minerais hidrotermais e por minerais de minério, podendo formar zonas de bonanza, ou alto teor (Tosdal & Richards, 2001; Seedorff et al., 2005). Zweng & Clark (1995) propuseram que brechas hidrotermais são mais comuns em depósitos tipo Cu-pórfiro formados em profundidades rasas (1-2 km), por conta da menor pressão litostática. Tosdal & Richards (2001), no entanto, mostram que muitos depósitos tipo Cu-pórfiro formados em ambientes rasos (1-2 km) não possuem prevalência de brechas hidrotermais, ou seja, o ambiente raso, embora facilite a ocorrência de brechas hidrotermais, não é, por si só, capaz de fazer com que o depósito seja preferencialmente constituído por minério hospedado em brechas hidrotermais no lugar de minério essencialmente venular. A presença de textura gráfica na unidade quartzo monzonítica sugere um ambiente mais raso de colocação para essas rochas, mas essa informação sozinha não é capaz de fornecer informações precisas sobre a profundidade de colocação das unidades ígneas do Alvo-47; o fato observado neste trabalho é o de que ambos os estilos mineralizantes, venular e em brechas, ocorrem no alvo, com preponderância do venular. É possível, portanto, que o evento mineralizante gerador do Alvo-47 possa ter ocorrido em um ambiente mais raso, oferecendo mais um subsídio capaz de explicar o caráter subeconômico da mineralização do Alvo-47 (Richards, 2018).

Diante do exposto, propõe-se que o sistema magmático-hidrotermal gerador da mineralização no Alvo-47 possa fazer parte do sistema Cu-pórfiro. No entanto,

atenção deve ser dada ao fato de que as características observadas para o Alvo-47, apesar de se assemelharem às do sistema Cu-pórfiro, não são suficientes para enquadrá-lo com precisão neste sistema, pois estudos mais aprofundados, como os de geoquímica de rocha total e os de inclusões fluidas, por exemplo, não foram realizados neste trabalho. Desse modo, as propostas de outros sistemas magmático-hidrotermais que já foram sugeridos para ocorrências na PAAF, tais como *intrusion-related gold systems* (Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008) e *low- to intermediate-sulfidation* (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Assis, 2011, Assis, 2015; Trevisan, 2015), não podem ser descartadas para o alvo.

6. CONCLUSÃO

Esta dissertação de mestrado apresentou os primeiros dados petrográficos e geocronológicos do Alvo-47, um novo prospecto de Cu ± Au ± Mo na Província Aurífera de Alta Floresta. A combinação dos dados aqui obtidos nos permite fazer algumas suposições iniciais sobre a evolução geotectônica e metalogenética do alvo, inserindo-o no contexto mais amplo da PAAF. O alvo está localizado na porção leste da PAAF, próximo a ocorrências auríferas bem estudadas como X1 (Rodrigues, 2012; Assis, 2015) e Pé Quente (Assis, 2015). O estudo de testemunhos de sondagem provenientes de sete furos permitiu o estabelecimento de três unidades hospedeiras de mineralização cuprífera: (i) unidade monzogranítica – composta por biotita monzogranito; (ii) unidade quartzo monzonítica – composta por hornblenda biotita quartzo monzonito com piroxênio; e (iii) unidade monzogranítica/"pórfiro" – composta por monzogranito que se assemelha macroscopicamente ao quartzo-feldspato pórfiro X1 estudado por Rodrigues (2012) e por Assis (2015), mas que possui nítidas diferenças microscópicas, tais como granulação média e textura equigranular.

Dados geocronológicos obtidos nesta dissertação revelam que o monzogranito possui idade de cristalização U-Pb SHRIMP em zircão de 1,873,8 ±7,3 Ma, o quartzo monzonito possui idade U-Pb SHRIMP em zircão de 1,763,5 ±9,1 Ma, e o monzogranito/"pórfiro" possui idade U-Pb SHRIMP em zircão de 1,777,9 ±6,4 Ma. Com base nas idades obtidas e na petrografia das unidades, juntamente com a discussão apresentada anteriormente, propõe-se que as unidades do Alvo-47 sejam incluídas, respectivamente, na fácies 1 da Suíte Intrusiva Matupá (monzogranito), e na Suíte Intrusiva Teles Pires (guartzo monzonito e monzogranito/"pórfiro"). Nesse

contexto, o monzogranito Matupá pode se relacionar ao Arco Juruena do segundo evento magmático principal da PAAF, enquanto o quartzo monzonito e o monzogranito Teles Pires podem se relacionar ao ambiente pós-colisional do Arco Juruena, representando o terceiro evento magmático principal (Assis, 2015). Uma outra hipótese coloca o monzogranito Matupá como representante de regime tectônico extensional intraplaca pós-orogênico em relação ao Arco Cuiú-Cuiú, ao passo que o quartzo monzonito e o monzogranito Teles Pires representariam um ambiente de estiramento continental não relacionado à subducção (Alves *et al.*, 2019).

Os tipos de alteração hidrotermal que afetam as unidades do Alvo-47 são, em ordem temporal, segundo proposta desta dissertação: alteração potássica com ortoclásio e biotita, alteração sericítica, silicificação, carbonatação e alteração propilítica. Adicionalmente, verificou-se a existência de mineralização cuprífera representada por calcopirita + pirita principalmente venular, com mineralização disseminada subordinada. Esse conjunto de informações possivelmente insere a mineralização do Alvo-47 no campo magmático-hidrotermal, de modo semelhante a diversas ocorrências da PAAF. As características locais da mineralização do alvo fazem-no diferir consideravelmente de outras ocorrências e do modelo clássico de depósitos estilo Cu-pórfiro (e.g., Sillitoe, 2010). Com base na discussão anteriormente apresentada, propõe-se preliminarmente que o Alvo-47 possa estar inserido no contexto de mineralizações do estilo Cu-pórfiro. Nesse cenário, o quartzo monzonito e o monzogranito Teles Pires poderiam ter participado ativamente do evento magmático gerador de calor e fluidos necessários ao aparecimento de diversas ocorrências auríferas de estilo magmático-hidrotermal na PAAF e no Alvo-47, tornando o monzogranito Matupá uma das muitas hospedeiras deste evento mineralizante. A obtenção de novos dados sobre o Alvo-47 e sobre as diversas ocorrências da PAAF certamente expandirá o conhecimento não só desta importante província metalogenética brasileira, bem como de mineralizações do sistema magmático-hidrotermal (pórfiro-epitermal principalmente) ambientes em paleoproterozoicos, atualmente pouco conhecidas.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, B.S., 2017, Sistemas isotópicos U-Pb, Lu-Hf e Sm-Nd aplicados ao evento vulcânico Colíder: Um exemplo de SLIP (Silicic Large Igneous Province) paleoproterozóica na Província Aurífera Alta Floresta, cráton Amazônico. [Tese de Doutorado]: Rio de Janeiro, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Centro de Tecnologia e Ciências, Faculdade de Geologia, 236p.
- Almeida, F.F.M., 1978, A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do hemisfério Norte, *in* Anais do 30° Congresso Brasileiro de Geologia, Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 6, p. 407.
- Alves, C.L., Rizzotto, G.J., Rios, F.S., Barros, M.A.S.A., 2020, The Orosirian Cuiú-Cuiú magmatic arc in Peixoto de Azevedo domain, Southern of Amazonian Craton: Journal of South American Earth Sciences, v. 102, 102648, <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102648</u>.
- Alves, C.L., Rizzotto, G.J., Rios, F.S., Gonçalves, G.F., 2019, Áreas de relevante interesse mineral - Projeto evolução crustal e metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires: Informe de recursos minerais, Série Províncias Minerais do Brasil, 22. Goiânia: CPRM, 226p.
- Alves, C.L., Sabóia, A.M., Martins, E.G., Stropper, J.L., 2010, Programa Geologia do Brasil - Levantamentos Geológicos Básicos - Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso: Geologia e Recursos Minerais das folhas São José do Xingu SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura SC.22-Y-B, Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 120p.
- Amaral, G., 1974, Geologia pré-Cambriana da região amazônica. [Tese de Livre Docência]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 212p.
- Amaral, G., 1984, Província Tapajós e Província Rio Branco, *in* Almeida, F.F.M., Hasui, Y., org., O pré-Cambriano do Brasil: São Paulo, Blucher, p. 6-35.
- Assis, R.R., 2008, Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). [Trabalho de Formatura]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 81p.
- Assis, R.R., 2011, Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. [Dissertação de Mestrado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 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 de Doutorado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 320p.
- Assis, R.R., Xavier, R.P., Paes de Barros, A.J., Barbuena, D., Miguel-Jr., E., 2012, Contexto geológico e litogeoquímica das unidades plutônicas-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT): Revista Brasileira de Geociências, v. 42, No. 1, p. 130-161.
- Assis, R.R., *et al.*, 2014, Metalogênese do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico, *in* Silva, M.G., Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumjian, R.M., org., Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras. Belo Horizonte: CPRM, p. 305-342.

- Assis, R.R., Xavier, R.P., Creaser, R.A., 2017, Linking the Timing of Disseminated Granite-Hosted Gold-Rich Deposits to Paleoproterozoic Felsic Magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: Insights from Pyrite and Molybdenite Re-Os Geochronology: Economic Geology, v. 112, p. 1937-1957, https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4535.
- Barros, M.A.S.A., Paes de Barros, A.J., Santos, J.O.S., Rocha, M.L.B.P., 2015, Extension of the Tapajós domains to the Alta Floresta Gold Province: evidence from U-Pb SHRIMP ages of the Nhandu Intrusive Suite at 1962 and 1967 Ma, *in* Anais do 14° Simpósio de Geologia da Amazônia, Marabá: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 86-88.
- Bini, E.G., Barros, M.A.S.A., Pierosan, R., Santos, J.O.S., 2015, Petrography and geochronology of felsic volcanic rocks at the eastern portion of Serra do Cachimbo, south-central Amazonian Craton, Brazil, *in* Anais do 6° Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, CD-ROM.
- Biondi, J.C., 2009, Condições de gênese do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo (Terra Nova do Norte – MT) estimadas com microtermometria de inclusões fluidas e termometria de clorita: Revista Brasileira de Geociências, v. 39, No. 2, p. 213-229.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J, Williams, I. S., Foudoulis, C., 2004, Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element related matrix effect; SHRIMP, ID–TIMS, ELA–ICP–MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards: Chemical Geology, v. 205, p. 115-140, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003.
- Carneiro, C.C., Juliani, C., Carreiro-Araújo, S.A., Monteiro, L.V.S., Crósta, A.P., Fernandes, C.M.D., 2018, New Crustal Framework in the Amazon Craton Based on Geophysical Data: Evidences of Deep East-West Trending Suture Zones: IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, v. 16, No. 1, p. 20-24.
- Cooke, D.R., Hollings, P., Walshe, J.L., 2005, Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls: Economic Geology, v. 100, p. 801-818, <u>https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.801</u>.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., 1982, The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic: Revista Brasileira de Geociências, v. 12, n. 1-3, p. 78-88.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., 2007, Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton, *in* Hatcher Jr, R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Catalán, J.R, org., 4-D Framework of Continental Crust: Colorado, Geological Society of America Memoir 200, p. 297-320.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003, Atlas of zircon textures: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53, p. 469-500, <u>https://doi.org/10.2113/0530469</u>.
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C., 2001, Metalogênese do Brasil: Brasíllia, Editora Universidade de Brasília, 392p.
- Dezula, S.E.M., Barros, M.A.S.A., 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. Série Científica, v. 18, No. 1, p. 3-20, <u>https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-434</u>.
- Dilles, J.H., Einaudi, M.T., 1992, Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada; a 6-km vertical

reconstruction: Economic Geology, v. 87, p. 1963-2001, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.8.1963.

- Duarte, T.B., 2015, Geologia, geoquímica e geocronologia do Domínio Vulcânico do arco magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas.
 [Dissertação de Mestrado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 103p.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., 2019, The tectonic controls on the Paleoproterozoic volcanism and the associated metallogeny in the South Amazonian craton, Brazil: Sr–Nd–Pb isotope constraints: Precambrian Research, v. 331, 105354, <u>https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105354</u>.
- Galé, M.G., 2012, O depósito do Papagaio, alteração hidrotermal, regime de fluidos, geoquímica e idade, Província Aurífera de Alta Floresta – MT. [Dissertação de Mestrado]: Cuiabá, Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, 87p.
- 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, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 171p.
- Galé, M.G., Costa, P.C.C., Assis, R.R., Pinho, F.E.C., Juliani, C., 2018, Estudo de inclusões fluidas em quartzo do garimpo do Papagaio, um sistema magmáticohidrotermal, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: Geol. USP, Sér. cient., v.18, n.1, p. 207-226, <u>https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-136701</u>.
- Godoy, A.M., Vieira, O.A.R.P., Silva, J.A., Manzano, J.C., Araújo, L.M.B., 2018, Geologia e litogeoquímica do batólito granítico Universal - Suíte Teles Pires, Apiacás (MT): UNESP. Geociências, v. 37, No. 1, p. 21-37.
- Groves, D.I., Santosh, M., 2015, Province-scale commonalities of some world-class gold deposits: Implications for mineral exploration: Geoscience Frontiers, v. 6, p. 389-399, <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2014.12.007</u>.
- Gustafson, L.B., 1978, Some major factors of porphyry copper genesis: Economic Geology, v. 73, p. 600-607, <u>https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.5.600</u>.
- Gustafson, L.B., Hunt, J.P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Economic Geology, v. 70, p. 857-912, <u>https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857</u>.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53, p. 27-62, <u>https://doi.org/10.2113/0530027</u>.
- Ishihara, S., 1977, The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks: Mining Geology, v. 27, p. 293-305, <u>https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293</u>.
- Japan International Cooperation Agency/Metal Mining Agency of Japan (JICA/MMAJ)., 2000, Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta MT, Japan, 137p.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals, American Mineralogist, v. 68, p. 277-279.
- Lacerda-Filho, J.F., Abreu-Filho, W., Valente, C.R., Oliveira, C.C., Albuquerque, M.C., 2004, Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: Programa Geologia do Brasil, Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. Goiânia: CPRM, 200p.
- Lameyre, J., Bowden, P., 1982, Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 14, p. 169-186, <u>https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6</u>.

- Lee, A.T., Tang, M., 2020, How to make porphyry copper deposits: Earth and Planetary Science Letters, v. 529, 115868, <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115868</u>.
- Leite, J.A.D., Saes, G.S., 2003, Geocronologia Pb/Pb de Zircões Detríticos e Análise Estratigráfica das Coberturas Sedimentares Proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico: Geologia USP. Série Científica, v. 3, p. 113-127, <u>https://doi.org/10.5327/S1519-874X2003000100009</u>.
- Lima Jr., M.S., 2017, Geologia, controle e regime de fluidos dos depósitos auríferos na região da fazenda Figueira Branca, SE da PAAF, Terra Nova do Norte / MT. [Dissertação de Mestrado]: Cuiabá, Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra.
- Loios, V.A.P., 2009, Métodos de preparação e separação de minerais no CPGeo–IGc-USP, *in* Boletim de Resumos Expandidos Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil, v. 10, p. 107–109.
- Lowell, J.D., Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: Economic Geology, v. 65, p. 373-408, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.65.4.373.
- Ludwig, K.R., 2012, User's Manual for Isoplot 3.75. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 5, 75p.
- Miguel-Jr, E., 2011, Mineralizações auríferas do lineamento Peru-Trairão, Província Aurífera de Alta Floresta-MT: controle estrutural e idade U-Pb das rochas hospedeiras. [Dissertação de Mestrado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 66p.
- Moreira, I.C., 2019, Petrogênese dos granitoides e rochas ortoderivadas do depósito Paraíba, Peixoto de Azevedo, Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazonas. [Dissertação de Mestrado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 87p.
- Moreton, L.C., Martins, E.G., 2005, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita – Folha SC. 21-Z-B. Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN - Alta Floresta). Goiânia: CPRM, 68p.
- Moura, M.A., 1998, O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia. [Tese de Doutorado]: Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 238p.
- Moura, M.A., Botelho, N.F., 2002, Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro da Província Aurífera Juruena-Teles Pires (MT): Revista Brasileira de Geociências, v. 32, No. 3, p. 377-386.
- Neto, J.T., Moura, M.A., 2021, Paleoproterozoic arc magmatism in the southern Amazonian Craton, Brazil: Constraints from geology, geochemistry, and geochronology of granitic rocks: Journal of South American Earth Sciences, v. 109, 103229, <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103229</u>.
- Oliveira, D.R.P., 2017, O Depósito de Au Porteira, Peixoto De Azevedo (MT): Geologia, Petrologia, Geocronologia E Metalogênese. [Dissertação de Mestrado]: Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 93p.
- Paes de Barros, A.J., 1994, Contribuição à geologia e controle das mineralizações auríferas da região de Peixoto de Azevedo-MT. [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 145p.
- 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]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 154p.

- Pereira, A.P.C., 2017, Balanço de massa, química mineral e espectroscopia de reflectância do depósito de ouro Pé Quente, Província Aurífera de Alta Floresta, MT. [Dissertação de Mestrado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 86p.
- Pimentel, M., 2001, Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. [Relatório Interno]: Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
- Pinho, M.A.S.B., Lima, E.F., Fetter, A., Van Schmus, W.R., Chemale-Jr, F., 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, v. 31, No. 1, p. 37-42.
- Pinho, M.A.S.B., Chemale-Jr., F., Van Schmus, 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, v. 126, p. 1-25, <u>https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00126-8</u>.
- Poggi, L., 2019, O depósito de Au-Cu-Mo Paraíba (MT): integração de técnicas espectrais e convencionais para a exploração mineral. [Dissertação de Mestrado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 135p.
- Quispe, P.E.C., 2016, Geologia, geoquímica e geocronologia dos granitoides foliados e rochas subvulcânicas da região de Peixoto de Azevedo setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. [Dissertação de Mestrado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 124p.
- Ramos, G.S., 2011, Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). [Trabalho de Formatura]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 75p.
- Reis, N.J., 2006, O Quadro Estratigráfico da Bacia Alto Tapajós na Região de Apuí, Amazonas – Implicações sobre seu Status Paleozóico, *in* Anais do 43º Congresso Brasileiro de Geologia. Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 104.
- Richards, J.P., 2018, A Shake-Up in the Porphyry World? Economic Geology, v. 113, p. 1225-1233, <u>https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4589</u>.
- Rios, F.S., 2019, O depósito de Au (Cu-Ag) Serrinha de Guarantã, Cráton Amazônico, Brasil: um depósito aurífero não convencional associado ao sistema pórfiroepitermal paleoproterozoico Juruena Teles Pires. [Dissertação de Mestrado]: Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 137p.
- Rocha, M.L.B.P., 2016, Estudos geoquímicos e geocronológicos aplicados às rochas graníticas do garimpo Trairão MT. [Tese de Doutorado]: Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 122p.
- Rodrigues, R.M., 2012, Caracterização geológica e metalogenética do depósito X1 Província Aurífera de Alta Floresta, região de Matupá (MT). [Dissertação de Mestrado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 70p.
- Rose, A.W., 1970, Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits: Economic Geology, v. 65, p. 920-936, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.65.8.920.
- Santiago, A.F., Santos, J.O.S., Maia, R.G.N., 1980, Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós, *in* Anais do 31º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 786-797.
- Santos, F.S., Pierosan, R., Barros, M.A.S.A., Geraldes, M.C., Lima, M.F., 2019, Petrology of the Colíder Group volcanic successions in the northernmost Mato Grosso, Brazil: A contribution to the knowledge of the felsic volcanism of the Alta

Floresta Gold Province: Journal of South American Earth Sciences, v. 89, p. 10-29, <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.10.007</u>.

- Santos, J.O.S., Loguercio, S.O.C., 1984, A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis - Alto Xingu, *in* Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, F.R., Asmus, H.E., org., Geologia do Brasil: Brasília, DNPM, p. 93-127.
- 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 and U-Pb and Sm-Nd Geochronology: Gondwana Research, v. 3, No. 4, p. 452-488, <u>https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3</u>.
- Santos, J.O.S., Van Breemen, O.B., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 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, v. 131, p. 73-109, https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.01.002.
- Santos, R.A., 2000, Contribuição à análise estrutural de mineralizações auríferas do Norte de Mato Grosso. Projeto PROMIN Alta Floresta, Relatório de Consultoria Interna. Salvador: CPRM.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Onoe, A.T., Souza, M.D., 2014, Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results: Geol. USP, Sér. Cient., v.14, n.3, p. 3-18, <u>https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400030001</u>.
- Scandolara, J.E., Ribeiro, P.S.E., Frasca, A.A.S., Fuck, R.A., Rodrigues, J.B., 2014, Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Vespor suite in the Juruena arc, Roosevelt-Juruena terrain, Brazil: Implications for Proterozoic crustal growth and geodynamic setting of the SW Amazonian craton: Journal of South American Earth Sciences, v. 53, p. 20-49, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.04.001.
- Scandolara, J.E., Correa, R.T., Fuck, R.A., Souza, V.S., Rodrigues, J.B., Ribeiro, P.S.E., Frasca, A.A.A., 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, v. 73, p. 223-247, <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.005</u>.
- 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, v. 99, p. 3–37, <u>https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.1.3</u>.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Profett, J.M., Jr., 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, p. 251-298, <u>https://doi.org/10.5382/AV100.10</u>.
- Serrato, A.A.A., 2014, Geocronologia e evolução do sistema hidrotermal do depósito aurífero de Juruena, Provincia Aurífera de Alta Floresta (MT), Brasil. [Dissertação de Mestrado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 66p.

- Sillitoe, R.H., 1972, A Plate Tectonic Model for the Origin of Porphyry Copper Deposits: Economic Geology, v. 67, p. 184-197, <u>https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.2.184</u>.
- Sillitoe, R.H., 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits: Economic Geology, v. 68, p. 799-815, <u>https://doi.org/10.2113/gsecongeo.68.6.799</u>.
- Sillitoe, R.H., 1994, Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits: Geology, v. 22, p. 945-948, <a href="https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0945:EACOVC>2.3.CO;2">https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0945:EACOVC>2.3.CO;2.
- Sillitoe, R.H., 2010, Porphyry copper systems: Economic Geology, v. 105, p. 3-41, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3.
- Silva, F.R., 2014, Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta – MT. [Dissertação de Mestrado]: Cuiabá, Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, 80p.
- Silva, F.R., Miguel-Jr., E., Barros, M.A.S., Pierosan, R., Pinho, F.E.C., Rocha, M.L.B.P., Vasconcelos, B.R., Dezula, S.E.M., Rocha, J., 2013, Datação U-Pb (SHRIMP) da rocha hospedeira da mineralização de Au do Garimpo Buriti – região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera Alta Floresta – MT, *in* Anais do 13º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Centro-Oeste, CD-ROM.
- Silva, F.R., Barros, M.A.S.A., Pierosan, R., Pinho, F.E.C., Rocha, M.L.B.P., Vasconcelos, B.R., Dezula, S.E.M., Tavares, C., Rocha, J., 2014, Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo: Província Aurífera Alta Floresta, Mato Grosso: Brazilian Journal of Geology, v. 44, No. 3, p. 433-455, <u>http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030007</u>.
- Silva, G.H., Leal, J.W.L., Salum, O.A.L., Dall'Agnol, R., Basei, M.A.S., 1974, Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Juruena, *in* Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 4, p. 309-320.
- Silva, G.H., Leal, J.W.L., Montalvão, R.M.G., Bezerra, P.E.L., Pimenta, O.N.S., Tassinari, C.C.G., Fernandes, C.A.C., 1980, Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.21. Juruena: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra Geologia, *in* Levantamento de Recursos Minerais: Departamento Nacional da Produção Mineral: Rio de Janeiro, v. 20, p. 21-116.
- Silva, M.G., Abram, M.B., 2008, Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso: Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, 16. Goiânia: CPRM, 212p.
- Silva, M.L., 2017, Geologia, petrologia e metalogenia do depósito de ouro Santa Helena, Mato Grosso. [Dissertação de Mestrado]: Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 104p.
- 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: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 223-243.
- Souza, A.M.M., Faria, C.A.S., Landim, J.P.P., Leal, J.W.L., 1979, Reconhecimento geológico no limite Mato Grosso-Pará. Projeto São Manuel. Brasília: CPRM/DNPM, 27p.
- Souza, J.O., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C., 2005, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila

Guarita; Estados de Mato Grosso e do Pará. Escala 1:250.000. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN - Alta Floresta). Goiânia: CPRM, 164p.

- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: Earth-Science Reviews, v. 12, p. 1-33, <u>https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0</u>.
- Tassinari, C.C.G., 1981, Evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região amazônica. [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 99p.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999, Geochronological provinces of the Amazonian Craton: Episodes, v. 22, No. 3, p. 174-182.
- Teixeira, R.V., 2012, Depósitos Auríferos na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF): casos de João Oficial e Matupá. [Projeto de Iniciação Científica]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 21p.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989, A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Precambrian Research, v. 42, p. 213-227. https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90012-0.
- Tosdal, R.M., Richards, J.P., 2001, Magmatic and Structural Controls on the Development of Porphyry Cu ± Mo ± Au Deposits, *in* Richards, J.P., Tosdal, R.M., eds., Structural Controls on Ore Genesis: Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, Reviews in Economic Geology, v. 14, p. 157-181, https://doi.org/10.5382/Rev.14.06.
- Trevisan, V.G., 2012, Metalogênese do ouro no Granito Novo Mundo, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: alteração hidrotermal e petrografia do minério. [Trabalho de Formatura]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 110p.
- Trevisan, V.G., 2015, Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais base do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. [Dissertação de Mestrado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 144p.
- Vitório, J.A., 2010, A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas. [Relatório PIBIC/CNPq]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 20p.
- Williams, I.S., 1997, U–Th–Pb geochronology by ion microprobe, *in* McKibben, M.A., Shanks, W.C. III, Ridley, W.I., eds., Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes: Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, Reviews in Economic Geology, vol. 7, pp. 1–35.
- Xavier, R.P., Assis, R.R., Creaser, R., Paes de Barros, A.J., Miguel-Jr, E., Trevisan, V.G., Serrato, A., Barros, M.A.S.A, Pinho, F.E.C., 2013, Timing of gold metallogeny in the Alta Floresta Gold Province: evidence from pyrite and molybdenite Re-Os isotopic dating, *in* Anais do 13° Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte, p. 709-711.
- Zweng, P.L., Clark, A.H., 1995, Hypogene evolution of the Toquepala porphyry coppermolybdenum deposit, Moquegua, southeastern Peru, *in* Pierce, F.W., Bolm, J.G., eds., Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera: Tucson, Arizona, Geological Society Digest, v. 20, p. 566-612.

ANEXO I

Principais características mineralógicas das hospedeiras

	Amostra	Classificação modal	Plagioclásio	Minerais máficos	Minerais acessórios	Minerais de alteração		
	AM-03	Biotita monzogranito com hornblenda	An ₂₇₋₃₂	Biotita + hornblenda (rara)	Zircão, apatita, epidoto, pirita, calcopirita	Ortoclásio, sericita, muscovita, clorita, óxi-hidróxidos de Fe, calcita		
Monzogranito Matupá	AM-39	AM-39 Biotita hornblenda AM-39 Monzogranito com hornblenda An ₂₉₋₃₃ An ₂₉₋₃₃ Biotita + Zircão, epidoto, hornblenda (rara) Titanita, apatita, Biotita + Jircão, epidoto, pirita, calcopirita, magnetita, ilmenita						
матира	AM-65	Biotita monzogranito	An ₂₅₋₃₀	Biotita	Titanita, apatita, epidoto, zircão, pirita	Ortoclásio, sericita, clorita, hematita		
	AM-69	Biotita monzogranito	An ₂₄₋₂₇	Biotita	Zircão, apatita, titanita, epidoto, pirita, magnetita, ilmenita	Ortoclásio, sericita, clorita		
Monzogranito Teles Pires	AM-100	Monzogranito com biotita	An ₂₉₋₃₅	Biotita + hornblenda (reliquiar)	Zircão, apatita, titanita, epidoto, pirita, magnetita, ilmenita	Ortoclásio, sericita		

Anexo I – Síntese das principais características petrográficas das rochas hospedeiras

	Amostra	Classificação modal	Plagioclásio	Minerais máficos	Minerais acessórios	Minerais de alteração
	AM-36	Biotita hornblenda quartzo monzonito com piroxênio	An ₂₅ -38	Hornblenda + biotita + piroxênio	Titanita, zircão, apatita, epidoto, ilmenita, magnetita, pirita, calcopirita	Ortoclásio, biotita, sericita, clorita
	AM-60	Hornblenda biotita quartzo monzonito com piroxênio	An ₂₇₋₃₇	Biotita + hornblenda + piroxênio	Apatita, zircão, epidoto, titanita, ilmenita, magnetita, pirita, calcopirita	Ortoclásio, biotita, sericita, clorita, calcita
Quartzo monzonito Teles Pires	AM-77	Biotita hornblenda monzodiorito com piroxênio	An ₃₃₋₄₃	Hornblenda + biotita + piroxênio	Titanita, zircão, apatita, epidoto, magnetita, ilmenita, pirita	Ortoclásio, biotita, sericita
	AM-83	Hornblenda biotita quartzo monzonito com piroxênio	An ₂₈₋₃₉	Biotita + hornblenda + piroxênio	Titanita, zircão, apatita, magnetita, ilmenita, pirita	Ortoclásio, biotita, sericita
	AM-90	Horblenda biotita quartzo monzonito com piroxênio	An ₃₃₋₃₅	Biotita + hornblenda + piroxênio	Titanita, zircão, apatita, epidoto, ilmenita, magnetita, pirita	Ortoclásio, biotita, sericita, clorita

Anexo I – Continuação

	Amostro	Classificação	Plagiaglásia	Minoroia máficoa	Minerais	Minerais de	
	Amostra	modal	Flagiociasio	willerais maricos	acessórios	alteração	
	AM-96 AM-101	Biotita hornblenda quartzo monzodiorito com piroxênio Hornblenda biotita quartzo monzonito com piroxênio	An35-37 An31-42	Hornblenda + biotita + piroxênio Biotita + hornblenda + piroxênio	Zircão, apatita, titanita, magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita Titanita, zircão, apatita, epidoto, magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita	Ortoclásio, biotita, sericita, calcita Ortoclásio, biotita, sericita, clorita, calcita	
Quartzo monzonito Teles Pires	AM-103	Hornblenda biotita quartzo monzonito com piroxênio	An ₃₇₋₄₁	Biotita + hornblenda + piroxênio	Apatita, epidoto, zircão, magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita	Ortoclásio, biotita, sericita, clorita	
	AM-112	Biotita hornblenda quartzo monzonito com piroxênio	An ₂₅₋₃₀	Hornblenda + biotita + piroxênio	Apatita, zircão, epidoto, magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita	Ortoclásio, biotita, sericita, clorita, calcita	
	AM-118	Biotita hornblenda quartzo monzonito com piroxênio	An32-44	Hornblenda + biotita + piroxênio	Zircão, apatita, titanita, epidoto, magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita	Ortoclásio, biotita, sericita, clorita	

Anexo I – Continuação

ANEXO II

Dados isotópicos U-Pb SHRIMP

			Concent	s			Razões	s (Co	rr. 204)												
Amostra	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb	common ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	Erro								
	(ppm)	(ppm)		(%)	(ppm)	(%)		(%)		(%)		(%)	(corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (Ma)	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ (Ma)	%	
Am_65-1.1	237	202	0.88	0.79	61	2.12	5.01	1.7	0.298	1.1	0.1222	1.24	0.66	1679	±16	1988	±22	1978	±41	+18	
Am_65-2.1	51	46	0.93	0.49	13	0.47	5.12	1.9	0.309	1.4	0.1201	1.36	0.71	1736	±21	1958	±24	2153	±44	+13	
Am_65-3.1	133	101	0.79	0.27	38	0.19	5.31	1.3	0.337	1.1	0.1145	0.62	0.88	1870	±19	1872	±11	1792	±26	+0	
Am_65-4.1	51	29	0.58	0.89	15	0.60	5.25	2.2	0.335	1.4	0.1137	1.77	0.61	1861	±22	1859	±32	1746	±51	-0	
Am_65-4.2	73	42	0.59	0.41	21	0.17	5.38	1.5	0.339	1.2	0.1151	0.80	0.84	1882	±20	1881	±14	1806	±35	-0	
Am_65-5.1	79	47	0.62	0.42	23	0.46	5.66	1.6	0.346	1.3	0.1186	1.05	0.77	1917	±21	1935	±19	1932	±42	+1	
Am_65-6.1	125	89	0.74	0.31	34	0.37	4.94	1.8	0.316	1.6	0.1134	0.83	0.89	1768	±25	1855	±15	1662	±33	+5	
Am_65-7.1	1505	5000	3.43	0.38	344	0.01	4.14	1.1	0.266	1.0	0.1127	0.34	0.95	1521	±14	1844	±6	1403	±22	+20	
Am_65-8.1	166	88	0.55	0.30	48	0.38	5.31	1.5	0.333	1.3	0.1156	0.73	0.87	1855	±21	1889	±13	1790	±33	+2	
Am_65-9.1	204	264	1.33	0.30	59	0.80	5.35	1.4	0.337	1.1	0.1150	0.80	0.81	1872	±18	1881	±14	1812	±24	+1	
Am_65-10.1	68	42	0.64	0.43	19	0.29	5.31	1.6	0.335	1.3	0.1151	0.94	0.80	1861	±21	1881	±17	1764	±36	+1	
Am_65-11.1	146	75	0.54	0.33	41	0.20	5.23	1.3	0.330	1.1	0.1151	0.66	0.87	1837	±18	1881	±12	1769	±30	+3	
Am_65-12.1	64	43	0.70	0.44	18	0.40	5.24	1.7	0.332	1.3	0.1146	1.14	0.76	1847	±21	1874	±21	1747	±39	+2	
Am_65-13.1	256	151	0.61	0.26	74	0.12	5.35	1.2	0.337	1.1	0.1152	0.45	0.92	1873	±18	1883	±8	1786	±24	+1	
Am_65-14.1	48	45	0.95	1.10	15	0.17	5.90	1.8	0.350	1.4	0.1220	1.12	0.79	1937	±24	1986	±20	1980	±44	+3	
Am_65-15.1	85	71	0.85	0.34	24	0.29	5.20	1.5	0.332	1.2	0.1134	0.90	0.81	1850	±20	1855	±16	1741	±41	+0	
Am_65-16.1	236	116	0.51	0.26	67	0.05	5.28	1.2	0.331	1.1	0.1157	0.43	0.93	1844	±18	1890	±8	1779	±24	+3	
Am_65-17.1	172	117	0.71	0.28	52	0.14	5.90	1.3	0.353	1.1	0.1213	0.54	0.90	1949	±19	1975	±10	1860	±27	+1	
Am_65-18.1	353	188	0.55	0.36	102	0.10	5.31	1.1	0.336	1.1	0.1147	0.40	0.94	1866	±17	1875	±7	1825	±24	+1	
Am_65-19.1	239	148	0.64	0.24	70	0.20	5.54	1.2	0.340	1.1	0.1181	0.48	0.91	1887	±18	1927	±9	1850	±25	+2	

Anexo II – Dados isotópicos U-Pb SHRIMP – AM-65

		Concent	s		Razões (Corr. 204)															
Amostra	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb	common ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	Erro	Idades (Ma) Discord 0 0						
	(ppm)	(ppm)		(%)	(ppm)	(%)		(%)		(%)		(%)	(corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (Ma)	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ (Ma)	%
Am_101-1.1	224	195	0.90	0.38	60	0.11	4.71	1.2	0.314	1.1	0.1088	0.51	0.91	1761	±17	1780	±9	1657	±27	+1
Am_101-1.2	291	240	0.85	0.43	79	0.10	4.74	1.2	0.315	1.1	0.1093	0.46	0.92	1763	±17	1787	±8	1701	±22	+2
Am_101-2.1	122	105	0.89	0.29	33	0.27	4.65	1.4	0.310	1.2	0.1087	0.81	0.82	1743	±18	1777	±15	1690	±26	+2
Am_101-3.1	114	93	0.84	0.30	30	0.60	4.72	1.8	0.310	1.2	0.1106	1.40	0.65	1740	±18	1809	±25	1755	±31	+4
Am_101-5.1	330	190	0.60	0.35	88	0.13	4.69	1.1	0.310	1.1	0.1096	0.41	0.93	1743	±16	1793	±8	1681	±22	+3
Am_101-5.2	346	175	0.52	0.24	92	0.10	4.62	1.2	0.309	1.1	0.1083	0.65	0.85	1738	±16	1772	±12	1717	±22	+2
Am_101-6.1	192	155	0.84	0.23	52	0.22	4.67	1.3	0.314	1.1	0.1080	0.58	0.89	1759	±17	1766	±11	1658	±23	+0
Am_101-7.1	161	84	0.54	0.31	43	0.19	4.68	1.3	0.312	1.1	0.1089	0.67	0.86	1749	±17	1781	±12	1735	±29	+2
Am_101-8.1	140	89	0.65	0.30	38	0.10	4.67	1.3	0.312	1.1	0.1088	0.63	0.88	1749	±18	1779	±12	1681	±26	+2
Am_101-9.1	127	108	0.87	0.28	34	0.28	4.60	1.7	0.311	1.2	0.1073	1.25	0.68	1746	±18	1754	±23	1688	±26	+1
Am_101-10.1	166	122	0.75	1.66	45	0.07	4.75	1.3	0.314	1.1	0.1097	0.56	0.90	1761	±17	1795	±10	1714	±44	+2
Am_101-11.1	184	164	0.92	0.23	49	0.16	4.62	1.3	0.312	1.1	0.1074	0.58	0.89	1750	±17	1756	±11	1661	±27	+0
Am_101-12.1	471	385	0.84	0.15	126	0.08	4.68	1.1	0.312	1.0	0.1090	0.33	0.95	1750	±16	1782	±6	1676	±19	+2
Am_101-13.1	133	115	0.89	0.31	35	0.35	4.68	1.4	0.310	1.2	0.1095	0.83	0.81	1741	±18	1791	±15	1724	±27	+3
Am_101-14.1	462	342	0.77	0.30	124	0.06	4.71	1.1	0.312	1.0	0.1095	0.32	0.96	1752	±16	1790	±6	1684	±19	+2
Am_101-15.1	518	379	0.76	1.00	138	0.07	4.64	1.1	0.311	1.0	0.1082	0.31	0.96	1744	±16	1770	±6	1686	±27	+2
Am_101-16.1	337	279	0.86	0.17	90	0.08	4.67	1.1	0.312	1.1	0.1087	0.39	0.94	1750	±16	1778	±7	1669	±22	+2
Am_101-17.1	302	254	0.87	0.18	80	0.12	4.65	1.1	0.310	1.1	0.1090	0.41	0.93	1738	±16	1782	±8	1653	±20	+3
Am_101-18.1	231	202	0.91	0.20	61	0.17	4.63	1.2	0.307	1.1	0.1092	0.51	0.91	1727	±17	1786	±9	1643	±21	+4
Am_101-19.1	144	73	0.53	0.33	39	0.29	4.68	1.4	0.313	1.1	0.1084	0.74	0.84	1757	±18	1773	±14	1764	±31	+1

Anexo II – Dados isotópicos U-Pb SHRIMP – AM-101

		Concent	S			Razões	s (Co	orr. 204)												
Amostra	U Th		²³² Th/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb	common ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Ph/ ²³⁵ L	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	Erro	Idades (Ma)						Discordância
	(ppm)	(ppm)		(%)	(ppm)	(%)	(%) ((%)		(%)	(corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (Ma)	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ (Ma)	%		
Am_100-1.1	106	57	0.56	0.62	28	0.08	4.70	1.4	0.311	1.2	0.1095	0.67	0.87	1745	±18	1792	±12	1737	±31	+3
Am_100-2.1	53	30	0.58	0.49	14	0.47	4.66	1.9	0.308	1.3	0.1097	1.28	0.72	1730	±20	1795	±23	1708	±57	+4
Am_100-3.1	174	116	0.69	0.26	47	0.06	4.79	1.2	0.317	1.1	0.1096	0.52	0.91	1776	±17	1792	±9	1734	±24	+1
Am_100-4.1	152	155	1.06	0.23	42	0.16	4.74	1.3	0.318	1.1	0.1082	0.62	0.88	1779	±18	1769	±11	1726	±23	-1
Am_100-5.1	685	370	0.56	0.14	185	0.03	4.72	1.1	0.314	1.0	0.1089	0.26	0.97	1762	±16	1782	±5	1713	±19	+1
Am_100-6.1	164	130	0.82	0.42	43	0.15	4.63	1.3	0.306	1.1	0.1098	0.67	0.86	1719	±17	1797	±12	1765	±26	+5
Am_100-7.1	83	74	0.92	0.33	22	0.61	4.49	1.7	0.307	1.2	0.1058	1.20	0.71	1728	±19	1729	±22	1640	±30	+0
Am_100-8.1	581	301	0.53	0.16	156	0.04	4.71	1.1	0.313	1.0	0.1091	0.28	0.97	1755	±16	1784	±5	1675	±19	+2
Am_100-9.1	352	248	0.73	0.18	95	0.12	4.69	1.1	0.314	1.1	0.1083	0.39	0.94	1759	±16	1772	±7	1704	±20	+1
Am_100-5.2	765	425	0.57	0.34	203	0.05	4.62	1.1	0.309	1.0	0.1085	0.27	0.97	1736	±16	1775	±5	1740	±20	+2
Am_100-10.1	118	64	0.56	0.34	31	0.18	4.70	1.4	0.308	1.2	0.1106	0.74	0.84	1731	±18	1809	±13	1726	±30	+5

Anexo II – Dados isotópicos U-Pb SHRIMP – AM-100

ANEXO III

Imagens de lupa em luz refletida e imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão das três amostras (AM-65, AM-101, AM-100)



Anexo III – Imagens em luz refletida e imagens de CL – AM-65



spot mag ⊞ 6.0 60 x

 det
 HV
 WD
 pressure
 spot

 PMD
 15.00 kV
 18.0 mm
 6.06e-5 Pa
 6.0

Anexo III – Imagens em luz refletida e imagens de CL – AM-101

- 1 mm -CPGeo



Anexo III – Imagens em luz refletida e imagens de CL – AM-100