UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MINERALIZAÇÕES *LOW-* E *INTERMEDIATE-SULFIDATION* DE OURO E DE
METAIS DE BASE EM DOMOS DE RIOLITO PALEOPROTEROZÓICOS NA
PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS.**

Cláudia do Couto Tokashiki

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

TESE DE DOUTORADO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

São Paulo

2015

Tokashiki, Cláudia do Couto

Mineralizações *Low-e intermediate sulfidation* de ouro e
de metais de base em domos de riolito
Paleoproterozóicos na porção da Província mineral
do Tapajós. / Cláudia do Couto Tokashiki. -- São
Paulo, 2015.

162 p. : il. + anexos

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Juliani, Caetano

1. Ouro : Pará 2. Metais : Pará 3. Epitermal
I. Título

*“ The greatest enemy of
knowledge is not ignorance,
it is the illusion of knowledge”*

Stephen Hawking

Dedicatória

Às minhas duas mães, Ana e Tia Ida, como reconhecimento de todo apoio e incentivo em todos os anos da minha vida e em especial nos piores momentos desse Doutorado.

Ao meu pai e meu irmão (*in memoriam*), onde quer que estejam estão muito orgulhosos de mim

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, que desde meu nascimento tem me sustentado e me dado forças pra continuar firme sempre, principalmente nos períodos mais complicados desse doutorado.

Ao meu orientador, Caetano Juliani, por todo tempo e dedicação concedidos a essa tese, orientando da melhor forma possível, ensinando, aconselhando, incentivando em todos os momentos desse Doutorado... Proporcionou uma imensa oportunidade ao me aceitar como parte do grupo. A sua empolgação e amor pela ciência que transfere a todos os orientandos é algo simplesmente fascinante, enfim, não tenho palavras para expressar toda minha gratidão e admiração pelo grande profissional que é.

A minha família: minha mãe, tia Ida, minhas irmãs Sandra e Adriana, pelos constantes incentivos e compreensão, mesmo parecendo clichê, não sei o que seria de mim se não fossem vocês. Todas vocês sempre foram meu suporte, meu tudo!! Sem esquecer dos meus sobrinhos lindos e fofos: Renan, Willan, Felipe, Marquinhos, Rafael e Matheus que sempre foram o motivo da minha alegria. E também aos meus primos (Newton Diego, Jean e Emerson) e tia Nilta, sempre presentes e dispostos a ajudar. Ao meu namorado, Frank Souza, por todo carinho, entrega e principalmente paciência, enfrentando todos os obstáculos, incluindo a distância e mesmo assim me incentivando a continuar.

A equipe de peso: CM Echeverri-Misas, Bruno Lagler e Marcelo Galé, muito grata por sempre poder contar com vocês, mesmo quando também estavam na correria. Especialmente Carlos Mário, sempre presente me ajudando incondicionalmente e me apoiando, inclusive nas fases *trash* desse doutorado.

Aos grandes amigos Uspianos que conquistei na Terra da Garoa: Natali Barbosa, Andreia Beleque, Soraya Damasceno, Eduardo Sartori, Bruna Fiume, Marcelo Freimann, Carlos Eduardo Mazoca, Angela Veloso, Diorge Souza, Nivea Magalhães, Toni Paranhos, Mariana Ambrosio, Johanna Mendez, John Bautista, Mariangela Previatto, Ivan Marques, Matteo Roveratto, Alexandra Aguja, Mauricio Liska Borba, Gustavo Viegas, Paulo Henrique, Gláucia Barreto, Nazaré Almeida e Carolina Cavalcante. Muitos de vocês foram essenciais para minha permanência em Sampa.

Aos professores e amigos da UFMT: Gerson Saes (eterno orientador...rs), Zélia Aguiar e João Matos. O apoio de vocês foi de grande valor pra mim.

A todos os colegas, que de uma forma ou de outra me auxiliaram. Em especial Carlos Marcello, mesmo oficialmente não fazendo parte da equipe da USP, sempre pronto a ajudar na melhor forma possível.

Aos professores do IGUSP: Daniel Atencio, Osvaldo Siga Jr, Jorge Bettencourt, Joel Barbuino, Rômulo Machado, Marcos Egydio, Wilson Teixeira, Miguel Basei, Paulo Boggiani, Frederico Meira, Irene Bartolomeu e Francisco Assis. Um muito obrigada por tudo, cada qual contribuiu e muito na conclusão desse trabalho.

Agradecimento mega especial a Prof. Lena Monteiro, que sempre que precisei, obtive o mesmo tratamento de seus orientandos e, diga-se de passagem, tratamento VIP. Serei eternamente grata por tudo que fez pela minha tese, entre outros trabalhos. Só tenho a dizer um muito obrigada por todo o empenho em nos auxiliar na conclusão deste trabalho.

Aos funcionários e técnicos do Instituto: Antonio Tadashi, Rosa Belo, Ivone Sonoki, Helen Sonoki, Arthur, Liliane, Giselle Magdaleno, Solange Lucena, Solange Moni, Silvana Macedo, Márcio Sena, Roberta, Samuca, Tadeu, Jordana Zampelli, Ana Paula Cabanal, Denise Cristovam, Ritinha, Magali, Katherine Kutsumbos (especialmente...), Leonardo Cappucci, Henrique, Claudionor, Madalena, Yolanda, Sidney Gouveia, João Paulo, Paulo's, Flávio Souza e Marcos Mansueto... Em especial Vasco Loios, Mauricio Souza, Angélica Morente e Sonia Candeo, que sempre foram pau pra toda obra, ajudando incondicionalmente sempre que precisei.

Ao Programa Recursos Minerais e Hidrogeologia e a USP por todo o apoio recebido.

A CAPES, pela concessão da bolsa.

Ao MCT/CT-Mineral/CNPq, por meio do Projeto de Pesquisa CT-Mineral (Proc. 550.342/2011-7 e Proc. 505.851/2004-0), intitulados Petrogênese e metalogênese da LIP (*Large Igneous Province*) Uatumã na porção sul do Cráton Amazônico, sob a coordenação do Prof. Caetano Juliani e MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRAS (Proc. 573733/2008-2), pelo financiamento das análises.

Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia Geociências da Amazonia (INCT-Geociam/Proc. 2403 - Subproj. 1/Grupo Geociam: Hidrotermal Processos Petrológicos e Metalogênese IG-USP), por todo o auxílio financeiro dispendido a essa tese.

A Chapleau – Magellan pela logística de campo, agradecimentos aos funcionários: Leo Arrais, Guilherme Hughes, Maike Cruz, Moacir, Grazielle, Hélio Glaser, Raimundo, Jamaica, Cabeção, Paraguai e Nilson, pelos trabalhos de campo. Em especial Carlos Ulema, meu ex-chefe, a quem tenho a maior consideração. Sempre foi um verdadeiro paizão, chamando atenção quando necessário, mas uma pessoa muito humana, que se preocupa com os demais e que está sempre disposto a ajudar. Aprendi muito quando trabalhamos juntos, tem um conhecimento geológico invejável. Tenho muito orgulho de te ter como amigo!!

Laroyê!!

RESUMO

Essa tese teve como objetivo o estudo das mineralizações de ouro e metais base do Projeto Coringa, localizado na porção sudoeste da Província Mineral do Tapajós, no Cráton Amazônico. A mineralização é composta por diversos veios e zonas de vênulas hospedadas em zonas de falhas em vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas cálcio-alcálinas de *ca.* 1,97 Ga, anteriormente consideradas como pertencentes ao Grupo Uatumã.

O estudo permitiu a caracterização de unidades vulcânicas riolíticas, incluindo grandes volumes de rochas vulcanoclásticas e epiclásticas, bem como corpos de andesitos, dacitos e riodacitos, de granitos granofíricos e de pórfiros de composições e idades diversas. Como embasamento das rochas supracrustais foram identificados granitos e granodioritos plutônicos de idade de *ca.* 2,0 Ga.

As rochas vulcânicas constituem predominantemente domos de riolito com raros derrames associados e, subordinadamente, diques. Geoquimicamente foram caracterizados como formados em ambiente de margem continental ativa por magmas originados predominantemente na crosta inferior, com possíveis contaminações crustais. Dois conjuntos de riolitos foram identificados, nomeados como Riolito I e Riolito II. O primeiro, de idade de cristalização variando entre 1975 e 1967 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão), se caracteriza por sua cor escura, predominantemente negra. Esses compõem predominante os domos. O Riolito II, de idade de *ca.* 1966 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão), é rico em *lithophysae* e tem cores marrom-avermelhadas e ocorrem predominantemente como diques.

As rochas vulcanoclásticas são predominantemente brechas e aglomerados vulcânicos, *lapilli*-tufos e tufos líticos e de cristais. Subordinadamente foram verificados corpos de *welded-tuffs* reologicamente deformados formados por fluxos de ignimbritos. Nas vulcanoclásticas predominam fragmentos de riolitos, com ocorrência de um dos tipos de riolito em alguns depósitos ou de ambos em outros, mas também estão presentes fragmentos de rochas hidrotermalizadas e, mais raramente, de rochas andesíticas, dacíticas e riodacíticas. Os cristais e fragmentos de cristais são predominantemente de feldspato potássico e de quartzo, comumente com relíquias de hábito bipiramidado e com fraturas conchoidais resultantes de atividades explosivas. A matriz foi muitas vezes vítrea, conforme atestado pelas texturas esferulíticas cristalizadas. Uma idade U-Pb SHRIMP em zircão obtido para essas rochas resultou em *ca.* 1966 Ma. As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas estudadas foram anteriormente cartografadas como pertencentes ao Grupo Iriri, mas as idades indicam que esse evento vulcânico antecedeu esse magmatismo em pelo menos 90 Ma.

Três tipos dos pórfiros foram identificados, com composições variando de riolítica a

riodacítica, com granulação grossa a fina e com matriz muito fina a afanítica. Esses se associam a estruturas circulares menores em planta, com fraturas radiadas, sugerindo comporem pequenos *stocks*. Suas idades de cristalização variam entre 1959 e 1980 Ma (U–Pb SHRIMP em zircão), indicando, dentro dos erros, formação contemporânea ao mesmo evento que gerou as rochas vulcânicas. Entretanto, as variações composicionais e geoquímicas sugerem fontes de magmas distintas. Em alguns corpos observam-se xenólitos de vulcânicas e de granito granofírico fino, assim como fragmentos de pórfiros nas rochas vulcanoclásticas, indicando ter havido diversos estágios de intrusão de pórfiros na região.

Também ocorrem diversos corpos de granitos intrusivos nas sequências vulcânicas, mas outros corpos parecem ser anteriores ao vulcanismo. Suas idades variam entre 1959 e 1980 Ma (U–Pb SHRIMP em zircão). O principal corpo formado por granito é granofírico com abundantes cavidades miarolíticas, indicando ambiente crustal de colocação rasa. Um corpo de granodiorito de granulação grossa, de idade semelhante (*ca.* 1955 Ma, U–Pb SHRIMP em zircão), com características típicas de ambiente de cristalização mais profundo, foi também identificado na área. Essas rochas constam nos mapas geológicos como pertencentes às suítes Parauari e Maloquinha, mas as idades são mais antigas que as das rochas da Suíte Intrusiva Parauari, e suas características geoquímicas cálcio-alcálicas e as idades não permitem correlações com as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha.

O embasamento das unidades vulcânicas na região consta nos mapas geológicos como sendo formado por rochas da Suíte Intrusiva Parauari e, mais a sudoeste, aflorariam rochas da Suíte Intrusiva Creporizão, formada basicamente por tonalitos e granodioritos. No entanto, no embasamento das rochas vulcânicas foram identificados granitos finos cinzas a levemente rosados, com idades variando de *ca.* 2123 Ma a *ca.* 2023 Ma (U–Pb SHRIMP em zircão), também mais antigas que as unidades previamente consideradas, além de granodioritos.

Os pórfiros, as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, e em menor grau os granitos, foram hidrotermalizados em extensos sistemas hidrotermais, tendo sido reconhecidas zonas com metassomatismo potássico e alterações propilítica, sericítica (por vezes com adulária) e argílicas, além de carbonatização com calcita manganesífera e silicificação, todas em intensidades muito variadas. Nas zonas mineralizadas e nas suas proximidades, a alteração hidrotermal é, tipicamente, representada por forte alteração sericítica, com carbonatos subordinados em algumas áreas. As mineralizações se associam predominantemente com forte alteração sericítica com adulária, silicificação, sulfetização e, mais localmente, carbonatização. As alterações hidrotermais nos riolitos e nas rochas vulcanoclásticas e, em parte, também nos pórfiros, ocorrem nos estilos pervasivo e, principalmente, fissural.

O metassomatismo potássico foi caracterizado pela associação de feldspato potássico + biotita secundária ± quartzo, a alteração propilítica por clorita + epidoto + quartzo + albita ± carbonatos ± pirita, a alteração sericítica por quartzo + sericita + sulfetos ou quartzo + sericita + adulária, a alteração argílica por argilo-minerais com illita predominante, a alteração carbonática pela calcita manganésífera e a sulfetização por pirita predominante, com calcopirita, bornita, calcocita, esfalerita e galena subordinados. Entretanto, pode haver concentração de um ou mais desses minerais em algumas áreas ou veios.

A mineralização de ouro e de metais de base ocorre predominantemente em veios e vênulas de quartzo estruturalmente controlados por falhas rúpteis. Apresenta caráter polimetálico polifásico, tendo comumente a associação galena + pirita + calcopirita ± esfalerita ± ouro ± *electrum* ± prata.

Os veios mineralizados parecem se concentrar nos domos do Riolo I e nas suas proximidades, o que, conjuntamente com o tipo epitermal da mineralização, sugere uma relação genética entre a formação dos domos e a intrusão dos pórfiros com a deposição dos metais preciosos e de base. Entretanto, diques do Riolo II hidrotermalizados podem também ocorrer associados às mineralizações. Adicionalmente, zonas de *stockworks* intensamente hidrotermalizadas e com indícios de sulfetos de metais de base estão presentes na área, sugerindo também potencial para ocorrência de mineralizações do tipo pórfiro nesse evento magmático datado em ca. 1,97 Ga.

A mineralogia, os modos de ocorrência, a associação com as hospedeiras, os zonamentos e a evolução fluidal são típicas de sistemas magmáticos–hidrotermais epitermais rasos. A presença de adulária nas mineralizações permite caracterizar esses sistemas mineralizantes como epitermais *low-sulfidation* e a presença de carbonatos manganésíferos e a abundância de metais de base evidenciam gradações para sistemas *intermediate-sulfidation*.

Palavras-chave: Mineralizações epitermais, Tapajós, ouro, metais de base

ABSTRACT

This thesis had as objective the study of the gold and base metal mineralization of the Coringa Prospect, located in the southwest portion of the Tapajós Mineral Province in the Amazonian Craton. The mineralization is hosted in a fault zone with vein and veinlets associated to volcanic and volcanoclastic calc-alkaline rocks with ca. 1.97 Ga, before considered related to the Uatuma Group.

This study allowed to characterize rhyolitic volcanic units, (including volcanoclastic and epiclastic components), as well as andesites, dacites and rhyodacites, granophyric granite, and porphyries of different composition and ages. Plutonic rocks ca. 2,0 Ga were identified, where granites and granodiorites represent the basement of this volcanic sequence.

The volcanic rocks comprise predominantly rhyolite domes with associated unusual flows) and subordinate dikes. They were formed in active continental margin, with magmas generated predominantly in the lower crust, with possible crustal contamination. Two sets of rhyolites have been identified, named Rhyolite I and Rhyolite II. The first occurs as domes, and is characterized by its dark color, predominantly black, and has U-Pb SHRIMP ages in zircon between 1975 and 1967 Ma.. The Rhyolite II, whose age is ca. 1966 Ma, occurs in dikes, is enriched in lithophyses and it has reddish-brown color.

The volcanoclastic rocks encompass breccias, volcanic agglomerates, lapilli-tuff and tuff with lithic and crystal fragments and, subordinate, rheologically-deformed welded tuffs by ignimbrite flows. The rhyolite fragments predominate in the volcanoclastic rocks, with occurrence of one type of rhyolite in some deposits or both in others. Fragments of hydrothermally altered rocks and, more rarely, of andesitic, dacitic and rhyodacitic rocks and porphyries have been also recognized. The crystals and crystal fragments are predominantly of potassic feldspar and quartz, often with remains as result of explosive activities. The groundmass is proven by spherulitic textures. An U-Pb SHRIMP age in zircon obtained for these rocks resulted in ca. 1966 Ma. Volcanic and volcanoclastic rocks, before considered related to Iriri Group, show ages 90 Ma older than this volcanic event.

Three porphyry samples were dated, varying from rhyolitic to rhyodacitic, coarse to fine-grained and aphanitic matrix. They are associated to small circular structures, with radial fractures, suggesting the presence of small stocks. Crystallization ages between 1959 and 1980 Ma (U-Pb SHRIMP in zircon), indicate, within the age errors, that the porphyries and volcanic rocks are coeval and may be formed in the same event. However, the compositional variations and geochemistry data suggest different sources. In some bodies is possible to find

xenoliths of volcanics and fine-grained granophyric granite. Also were described porphyry fragments in volcanoclastic rocks and as intrusions in fine-grained granophyric granite, indicating different events of porphyry intrusion in the region.

Several bodies of granitic intrusive rocks in the volcanic sequences have been also characterized, and their ages vary between 1959 and 1980 Ma (U-Pb SHRIMP in zircon). The main granophyric granite body with abundant miarolitic cavities indicates its emplacement in shallow crustal environment. A coarse-grained granodiorite of similar age (ca. 1955 Ma, U-Pb SHRIMP in zircon), shows typical characteristics that reflect emplacement in deep crustal environment. These rocks of this region were considered as part of the Parauari and Maloquinha suites, but their ages indicate that these rocks are older than those suites and their calc-alkaline geochemistry patterns and age do not allow correlation with the rocks of Maloquinha suite.

The basement of the volcanic units has been previously attributed to the Parauari Intrusive Suite and to the Creporizão Intrusive Suite, composed mainly of tonalite and granodiorite. However, in the Coringa area, the basement is represented by fine-grained, gray to pinkish granite with ages ranging from ca. 2123 Ma to ca. 2023 Ma, which are also older than the units previously considered. Porphyries, volcanics, volcanoclastics and granites were altered by hydrothermal fluids in different type and styles, including potassium metasomatism, propylitic, sericitic (sometimes with adularia) and argillic alteration. Also were identified carbonate with manganoan calcite and variable intensity of silicification. At mineralization zones and in its vicinity, hydrothermal alteration is typically represented by strong sericitic alteration, with carbonates in some places. The mineralized zones are associated with sericitic alteration (with adularia), silicification, sulfidization and carbonation. Hydrothermal alteration occurs in pervasive style, but mainly in fissural style, and it is associated to both types of rhyolites and volcanoclastic rocks, and partially affects the porphyry lithotypes.

Potassium metasomatism is evidenced by association of potassium feldspar + biotite ± quartz, propylitic alteration by chlorite + epidote + quartz + albite ± carbonate ± pyrite, sericitic alteration by quartz + sericite + quartz + sulfide or sericite + adularia, argillic predominantly with illite carbonate by manganoan calcite, silicification and sulfide formation, with chalcopyrite, bornite, chalcocite, sphalerite and garnet.

The gold and base metal mineralization occurs predominantly in veins and quartz veinlets, which are structurally controlled by brittle faults. The mineralization is polymetallic

and polyphasic, and commonly is represented by pyrite + galena + chalcopyrite $\pm$ sphalerite $\pm$ gold $\pm$ silver $\pm$ electrum.

The mineralized veins seem to focus in the Rhyolite I domes and its neighbor areas, which, together with the type of epithermal mineralization suggest a genetic relationship between the formation of domes and the intrusion of porphyries with the precious and base metals deposition. However, dikes of Rhyolite II hydrothermalized occur associated to mineralization. Additionally, intense hydrothermally-altered stockwork zones with evidences of base metal mineralization have been identified, suggesting a potential for the occurrence of porphyry-type mineralization related to this ca. 1.97 Ga magmatic event.

The mineralogy, the occurrence mode, the relationship with the host rocks, the zoning and fluid evolution are typical of shallow epithermal magmatic-hydrothermal systems. The presence of adularia in mineralization allows its classification as low-sulfidation epithermal. Additionally, the presence of manganoan carbonates and the abundance of base metals point to gradations to intermediate-sulfidation epithermal systems.

Key-words: Epithermal mineralizations, Tapajós, gold, base metals.

SUMÁRIO

Epígrafe

Dedicatória

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

INTRODUÇÃO.....	1
1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO	2
2 OBJETIVOS.....	4
3 MATERIAIS E MÉTODOS	4
3.1 Levantamentos Bibliográficos.....	4
3.2 Levantamento de Campo e Amostragens	4
3.3 Petrografia.....	5
3.4 Difração de Raios X.....	5
3.5 Geoquímica.....	7
3.6 Química Mineral por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	7
3.7 Geocronologia e Geoquímica Isotópica.....	8
3.7.1 Método U-Pb.....	8
3.7.2 Geoquímica isotópica Sm-Nd.....	9
3.7.3 Geoquímica isotópica Rb-Sr	10
4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	11
5 SÍNTESE DA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E DEPÓSITOS DIVERSOS ASSOCIADOS	19
5.1 Alteração Hidrotermal	19
5.1.1 Estilos da alteração hidrotermal.....	22
5.1.2 Tipos de alteração hidrotermal.....	22
5.1.2.1 Metassomatismo potássico.....	22
5.1.2.2 Alteração propilitica.....	23
5.1.2.3 Alteração sericitica e do tipo greisen	23
5.1.2.4 Alteração argílica intermediária e avançada.....	24
5.1.2.5 Outros tipos de alteração hidrotemal.....	25
5.2 Tipos de Depósitos Minerais	25
5.2.1 Depósitos epitermais	27
5.2.1.1 Mineralizações epitermais low-sulfidation.....	30

5.2.1.2. Mineralizações epitermais intermediate-sulfidation	32
5.2.1.3 Mineralizações epitermais high-sulfidation	33
5.2.1.4 Características gerais dos depósitos epitermais	37
5.2.1.5 Origem dos componentes e concentração nos fluidos mineralizantes e reação com as rochas encaixantes	39
5.2.1.6 Processos de deposição dos metais dos fluidos epitermais	43
6 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE DEPÓSITOS VULCÂNICOS E VULCANOCLÁSTICOS	45
7 GEOLOGIA DAS ÁREAS CORINGA E MATO VELHO	49
7.1 Embasamento das Rochas Vulcânicas	50
7.2 Sequências Vulcânicas	53
7.3 Granitos e Pórfiros	61
7.3 Geologia de Subsuperfície	67
7.3.1 Área Coringa	67
7.3.2 Área Mato Velho	76
8 PETROGRAFIA	822
8.1 Granitoides	83
8.2 Riólito I	83
8.3 Riólito II	85
8.4 Rochas Vulcanoclásticas	89
8.5 Zonas de Brecha	90
8.6 Outros Litotipos	95
9 CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO DE OURO E METAIS DE BASE	97
9.1 Filão Galena	97
9.2. Filão Juara	99
9.3. Filão Mãe de Leite	101
10 GEOQUÍMICA	107
10.1 Classificação Geoquímica	107
10.2. Filiação Geoquímica	109
10.3 Diagramas de Comportamentos Geoquímicos	111
10.4. Ambiente Geotectônico de Formação	118
11 GEOCRONOLOGIA	119
11.1 Resultados	120
11.1.1 Riólito I	120

11.1.2 Riolito II.....	121
11.1.3 Rocha Vulcanoclástica.....	123
11.1.4 Granitos	124
11.1.5 Pórfiros.....	128
11.2 Método Sm-Nd	138
11.3 Método Rb-Sr	140
12 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	142
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	153

ÍNDICE DE FIGURAS

Figure 1.1. (A) Imagem de satélite com a localização da área da pesquisa (Miranda & Coutinho, 2004). (B) Delimitação da área do reconhecimento geológico realizado nesse estudo e localização das amostras.....	3
Figura 3.1. Localização dos filões na área do Projeto Coringa (Magellan 2015). As linhas em vermelho correspondem aos filões estudados.....	6
Figura 4.1. Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo (A) Tassinari & Macambira (1999) e (B) Santos (2003), mostrando a localização da Província Mineral do Tapajós (PMT).....	12
Figura 4.2. Mapa geológico regional de parte da PMT, mostrando a localização do Projeto Coringa (polígono em preto) e de outros depósitos auríferos (estrelas negras), de acordo com Magellan Minerals (2015).....	16
Figura 4.3. Mapa geológico regional onde pode ser observado no detalhe em vermelho a área de estudo, a partir da delimitação dos alvarás de pesquisa outorgados a empresa Magellan Minerals Vasquez et al. (2008a).....	17
Figura 4.4. Principais ocorrências de rochas com alterações hidrotermais magmáticas-hidrotermais (Juliani et al. 2013) na parte sul do Cráton Amazônico. Províncias geocronológicas segundo Santos et al. (2000).....	18
Figura 5.1. Sequência de alteração hidrotermal em função da temperatura e das atividades de K^+ e H^+ (Pirajno 2009).....	24
Figura 5.2. Relações entre alguns tipos de depósitos e profundidade de formação (Sprottgroupp 2012).....	27
Figura 5.3. Diagrama mostrando a variedade de assembleias de sulfetos e sulfossais em depósitos epitermais e suas variáveis composicionais entre rochas de arcos vulcânicos, fumarolas vulcânicas de alta temperatura, fluidos magmáticos hidrotermais e fluidos geotermiais (modificado de Einaudi et al. 2003).....	28
Figura 5.4. A esquerda: esquema da estrutura, processos, tipo de alteração, voláteis, temperaturas, pH, tipos de fluidos e reações químicas envolvidas na formação dos três tipos de depósitos epitermais; à direita: esquema da composição mineralógica das zonas de alterações hidrotermais associadas aos depósitos minerais epitermais (Camprubi & Albinson 2006).....	29
Figura 5.5. Esquema mostrando os níveis crustais inferidos de deposição de ouro e os diferentes tipos de depósitos de ouro (Dube et al. 2007, modificado de Poulsen et al. 2000).....	31
Figura 5.6. Perfil esquemático de um sistema low-sulfidation (quartzo-adulária) com a distribuição dos minerais de alteração hidrotermal (adaptado de White & Hedenquist 1995 e Hedenquist et al. 2000 por Tosdal et al. 2009).....	32
Figura 5.7. Ambiente tectônico dos depósitos do tipo pórfiro de cobre e depósitos epitermais. Depósitos de Cu-Au pórfiro se formam no final dos episódios magmáticos predominantemente em margens de placas convergente (A) ou logo após a colisão (B). Os depósitos epitermais se associam a eventos extensionais em margens convergentes (C) ou (D) em zonas de rift (modificado de Tosdal et al. 2009). MASH: zona crustal de fusão e assimilação, armazenamento e homogeneização de magma	

(zone of crustal melting and assimilation , magma storage, and homogenization); SLM: manto sublitosférico (sublithospheric mantle).....	33
Figura 5.8. Perfil esquemático de um sistema high-sulfidation (quartzo-alunita) com a distribuição dos minerais de alteração hidrotermal (adaptado de White & Hedenquist 1995 e Hedenquist et al. 2000 por Tosdal et al. 2009).....	35
Figura 5.9. Seção esquemática mostrando o típico zonamento das alterações hidrotermais dos sistemas high-sulfidation (Hedenquist et al. 2000, modificado de Stoffregen 1987).....	36
Figura 5.10. Distribuição global dos depósitos epitermais, segundo Taylor (2007).....	37
Figura 5.11. Seção esquemática do depósito epitermal V3 da Província Mineral do Tapajós, como inicialmente definido por Jacobi (1999).....	38
Figura 5.12. Perfil esquemático da mineralização aurífera high-sulfidation da Província Mineral do Tapajós, com a distribuição das principais zonas de alteração hidrotermal e imagens representativas dos principais litotipos associados, segundo Juliani et al. (2005).....	40
Figura 5.13. Características de depósitos epitermais ácidos (high-sulfidation) e alcalinos (low- e intermediate-sulfidation), em função da profundidade de formação dos depósitos individuais, adaptado por Camprubi e Albinson (2006) de Hedenquist et al. (2000).....	42
Figura 5.14. Modelo mostrando os principais estágios de evolução da alteração hidrotermal e da deposição do ouro nos depósitos high-sulfidation, segundo Arribas Jr. (1995), onde: (A) início da alteração argílica avançada dominada por vapor magmático, (B1) Absorção de vapor de altas pressões pelo arraste de células de águas meteóricas, mistura de fluidos magmáticos e meteóricas, (B2) ascensão de salmouras magmáticas enriquecidas em metais e misturadas com águas meteóricas esfriadas para explicar a alta salinidade e mistura de fluidos magmáticos e meteóricas (White 1991, Rye 1993, Hedenquist & Lowenstern 1994).....	44
Figura 6.1. Classificação genética dos depósitos vulcânicos (modificado de McPhie et al. 1993 por Sommer et al. 2003).....	47
Figura 6.2. Descrição e exemplificação de erupções vulcânicas explosivas: (1a) Stromboliana – Vulcão Stromboli, Itália; (1b) Vulcaniana – Tavurvur Volcano, Rabaul Caldera, Papua, Nova Guiné; (1c) Pliniana – Monte Santa Helena, Estados Unidos da América; (2) Freato-magmática – surgimento da Ilha de Surtsey, Islândia; (3) Freática – Monte Santa Helena, Estados Unidos da América (fonte: http://www.volcanoes.usgs.gov).....	48
Figura 7.1. Afloramentos estudados nesse trabalho nas áreas dos projetos Coringa e Mato Velho.....	50
Figura 7.2. Principais lineamentos da área, definindo estruturas circulares a irregulares menores, associadas a centros efusivos, domos de riolito, intrusão de pórfiros e granitos em uma grande estrutura alongada segundo NW-SE, possivelmente relacionada a um complexo ígneo com rochas vulcânicas, subvulcânicas e granitos.....	51
Figura 7.3. Imagem de satélite com localização da área de pesquisa. As áreas circuladas em amarelo destacam as principais estruturas interpretadas como domos de riolitos, onde se concentram as mineralizações de ouro e de metais de base. As linhas vermelhas correspondem a falhas e fraturas interpretadas. Imagem Landsat TM falsa cor composta com as bandas 5 (R), 4 (G) e 3 (B), compilada de Miranda & Coutinho (2004).....	52
Figura 7.4. (A) Aspecto do aplito rosa encaixado no (B) granito cinza equigranular do embasamento das sequências vulcânicas (afloramento CO-69).....	53
Figura 7.5. Diques de riolitos orientados segundo a direção NW-SE (1), situado na borda de uma estrutura circular (2), com provável domo de riolito (3) na sua parte central.....	54
Figura 7.6. Domo de riolito (indicado pela seta) com aglomerados e brechas vulcânicas, lapilli-tufos e tufos nos arredores.....	55
Figura 7.7. Aspecto geral dos domos de riolito (indicados pelas setas) em meio a rochas vulcanoclásticas. As vulcanoclásticas são muito grossas nas proximidades das bordas, com blocos com alguns decímetros a mais que um metro de diâmetro, e a granulação varia até tufos, que ocorrem em camadas pouco espessas. Os domos estão intensamente fraturados e são cortados por brechas hidrotermais, por vezes em diques radiais, e apresentam forte alteração hidrotermal.....	55
Figura 7.8. Estrutura circular com aproximadamente 1,5 km de diâmetro, com riolitos e tufos (1), andesitos/dacitos (2) e ignimbritos (3) nos arredores. A sul dessas estruturas afloram extensos	

depósitos de welded-tuff, tufos de queda e depósitos vulcanoclásticos formados por fluxos de massa. Notar a estrutura interna (4), que pode corresponder a intrusões finais do evento vulcânico.....56

Figura 7.9. (A) Riodacito levemente porfirítico com fenocristais de feldspato e de anfibólio (CO-15a) dispersos em matriz muito fina; (B) Aspecto macroscópico do Riólito I não hidrotermalizado, porfirítico, com fenocristais de feldspato cálcico (CO-55); (C) Fácies vulcanoclásticas associadas ao mesmo riólito anterior. Notar o fragmento lítico apontado pelo riscador (CO-01); (D) Riólito I coletado junto a um dos veios mineralizados, afetado por metassomatismo potássico e forte sericitização, com vênulas de pirita e de quartzo com pirita (CO-05); (E) Zona brechada e fortemente hidrotermalizada, com os espaços abertos preenchidos por sericita, quartzo e sulfetos em pequeno volume (CO-32a); (F) Riólito I com intensa alteração propilitica (CO-05).....58

Figura 7.10. (A) Riólito porfirítico II, com matriz muito fina e fenocristais de quartzo e de feldspato; (B) Aspecto do Riólito II em um dique com forte fluxo vertical, com fragmentos arredondados de riólito capeado e envolvido pelo riólito (CO-53); (C) Aspecto macroscópico de lapilli-tufos associado ao Riólito II, com fragmentos mais escuros de fiamme (CO-52); (D) Riólito com lithophysae obliterado por um forte metassomatismo potássico (DDH02-COR – Filão da Serra); (E) Riólito afetado por metassomatismo potássico e brechado, com cavidades e fraturas preenchidas por quartzo com sulfetos subordinados (CO-05b); (F) Detalhe do riólito potassificado cortado por zona com silicificação (DDH19-COR – Filão da Serra).....60

Figura 7.11. (A) Detalhe da estrutura bandada dos tufos associados ao Riólito I, com leitos com diferentes granulações (CO-49); (B) Detalhe de brecha vulcânica associada ao Riólito II, com fragmentos de riólito II, porfirítico marrom-avermelhado em matriz de lapilli-tufos (DDH01-MVO); (C) Aspecto das rochas vulcanoclásticas com fragmentos angulosos de riólito e de tufos que ocorrem nas proximidades dos domos de riólito, interpretadas como brechas de talus (CO-25); (D) Brechas aglomeradas vulcânico do Riólito I, com fragmentos pouco arredondados (CO-51).....61

Figura 7.12. (A) Detalhe de um clasto formado por tufo do Riólito I fortemente orientado por fluxo ígneo do CO-51; (B) Aspecto do welded-tuff, com cristais mais grossos de feldspato e quartzo e fiamme, com cores mais escuras (CO-17) (C) Tufo do Riólito I, fraturado e com vênulas ricas em epidoto no afloramento (CO-25).....62

Figura 7.13. (A) Aspecto macroscópico do granito subvulcânico de granulação fina, granofírico e com texturas miarolíticas (afloramento CO-04); (B) O mesmo granito, com porções amebóides de granito mais grosso parcialmente reabsorvidos (CO-10 - Filão da Serra); (C) Modo de afloramento do granito nas proximidades do Filão da Serra, com fraturamento que resulta em blocos hexagonais; (D) Granito fino afetado por metassomatismo potássico e por silicificação (CO-12 - Filão da Serra); (E) Detalhe do granito fino, com fraco metassomatismo potássico (CO-14 - Lavador de carros); (F) Granito com fraturas preenchidas por vênulas de quartzo e sulfetos intemperizados (1) cavidades miarolíticas (2) (CO-16).....63

Figura 7.14. (A) Granito subvulcânico de granulação fina, granofírico e com texturas miarolíticas das proximidades do Filão do Fofão (CO-38). Notar o fraturamento de alto ângulo e a alteração hidrotermal que confere tons mais avermelhados a acinzentados à rocha; (B) Detalhe do granito subvulcânico de granulação fina (CO-37); (C) Granito subvulcânico fino com anfibólio e biotita (CO-61); (D) Aspecto das transformações causadas pela alteração hidrotermal nas proximidades do Filão Capixaba (CO-62), (E) Aspecto do granito sem alteração hidrotermal, no acesso para a estrada do Filão Capixaba (CO-63).....65

Figura 7.15. (A) Aspecto textural do granodiorito fanerítico grosso a muito grosso do afloramento CO-46, com parte dos feldspatos substituídos por feldspato avermelhado em função do metassomatismo potássico (B).....66

Figura 7.16. Aspecto macroscópico dos pórfiros propilitizados com fenocristais de feldspato e plagioclásio, sendo em (A) uma amostra do afloramento CO-44, em (B) do CO-58 e em (C) do CO-59.....68

Figura 7.17. Geomorfologia de uma das ocorrências de pórfiros riodacíticos em meio ao corpo de granito granofírico fino. Notar a estrutura circular com o ponto verde do pórfiro na figura da esquerda, detalhada e com a sua delimitação na figura da direita, com as fraturas radiadas.....68

Figura 7.18. Litotipos observados na sondagem DDH02-COR – Filão da Serra. Predomina o Riolito II com intenso metassomatismo potássico, com: (A) Brechas hidrotermais com preenchimento das fraturas por quartzo; zonas (B) com lithophysae e zonas de falha com brechas (C) com espaços cimentados por quartzo com fluorita e clorita. Em (D) está representado o Riolito I, que ocorre no final da sondagem, também fraturado e afetado pelo metassomatismo potássico.....69

Figura 7.19. Litologia do testemunho DDH19-COR – Filão da Serra: (A) Rochas vulcanoclásticas riolíticas fissurais, com forte fluxo; (B) e (C) Brechas hidrotermalizadas, (D) Contato intrusivo do dique de riolito no granito granofírico fino, com veio escuro, de aspecto vítreo, de riolito; (E) e (F) Zonas com forte alteração sericitica, (G) Riolito I intrusivo no granito granofírico fino, hidrotermalizado; (H) Detalhe de um xenólito de granito granofírico fino hidrotermalizado em dique de riolito, (I) Aspecto do Riolito I hidrotermalizado e mineralizado em sulfetos; (J) e (K) Vênulas de quartzo e filmes de clorita em zonas intensamente sericitizadas no contato de pequenos diques dos riolitos I e II; (L) Riolito I fortemente hidrotermalizado, rico em calcopirita.....71

Figura 7.20. Aspectos do Riolito I da sondagem DDH60-COR – Filão da Serra: (A) Riolito levemente afetado pelo metassomatismo potássico em delgadas fissuras, com um pequeno veio de um riolito semelhante, um pouco mais grosso, não hidrotermalizado, e com uma falha à esquerda; (B) Fragmento de riolito negro, de matriz afanítica em meio a brechas com matriz na granulação tufo; (C) Riolito I com intenso metassomatismo potássico e com alteração sericitica superposta, além de cloritização e epidotização em delgadas fissuras; (D) Riolito I totalmente potassificado, brechado e sericitizados, com cloritização tardia e preenchimento de cavidades por zeólitas e calcita; (E) Zona com intensa alteração sericitica; (F) Zona com metassomatismo potássico com cavidades preenchidas por zeólita e calcita; (G) Riolito com leve fluxo ígneo, com metassomatismo potássico pervasivo, fraturado e com vênulas de quartzo com alteração potássica prévia, e delgados veios posteriores de quartzo com carbonatos; (H) Riolito fraturado, potassificado e com abundantes vênulas de quartzo controladas pelas fraturas.....73

Figura 7.21. Características do Riolito I da sondagem DDH61-COR – Filão da Serra: (A) Aspecto macroscópico do riolito afetado pelo metassomatismo potássico; (B) Idem, onde pode-se notar que o metassomatismo potássico foi controlado pela fratura que encaixa também o delgado veio de quartzo com sulfetos; (C) Riolito muito deformado em uma falha, com clastos alongados e intenso hidrotermalismo, com vênulas de quartzo e/ou calcita; (D) Lithophysae no riolito intensamente potassificado, com calcopirita preenchendo as cavidades; (E) Zona de Brecha metassomatizadas, com vênulas de quartzo com sulfetos, calcita e fluorita; (F) Riolito brechado, com sulfetação e silicificação. Notar os tons mais avermelhados do metassomatismo potássico e os acinzentados da alteração sericitica.....74

Figura 7.22. Características macroscópicas das rochas da sondagem DDH15-COR – Filão do Fojão. (A) Granito granofírico fino com a borda de um dique do Riolito I, ambos com metassomatismo potássico; (B) e (C) Granito brechado; (D) Granito de granulação grossa.....75

Figura 7.23. Detalhe de uma parte do testemunho da sondagem DDH25-COR – Filão do Galena, onde em (A) pode ser visto o aspecto do Riolito I de cor marrom-acinzentado devido ao forte metassomatismo potássico, e o forte fluxo ígneo da rocha; em (B) uma zona fortemente sericitizada pervasivamente, com uma leve carbonatização tardia; em (C) um dique de rocha andesítica a dacítica introduzido em uma zona fraturada, onde se pode notar o forte metassomatismo potássico e a deformação superposta; e em (D) um dique introduzido em brechas intensamente deformadas tectonicamente, também hidrotermalizado e deformado.....76

Figura 7.24. Principais litotipos na sondagem DDH34-COR – Filão Galena: (A) Riolito I, com epidotização fissural; (B) Riolito II com metassomatismo potássico; (C) Contato intrusivo do Riolito II (parte inferior do testemunho) em rochas vulcanoclásticas do Riolito II, afetado por intenso metassomatismo potássico. Notar a vênula tardia de quartzo e a cloritização associada; (D) Veio de quartzo com galena e pirita, em zona totalmente sericitizada do riolito (não é mais possível identificar o tipo), também com sulfetos disseminados, (E), (F) e (H) representa, as alterações sericiticas muito forte que afetaram os riolitos, com brechação posterior e formação de vênulas de quartzo e/ou de carbonatos, comumente com sulfetos; (G) Contato intrusivo, com silicificação na borda, do Riolito II no Riolito I, ambos fortemente afetados pelo metassomatismo potássico.....77

Figura 7.25. Aspectos das rochas do testemunho de sondagem DDH01-MVO – Filão Lagresia: (A), (B) e (C) Rochas vulcanoclásticas afetadas por metassomatismo potássico fraco e por alteração sericitica; (D) Riólito marrom-avermelhado potassificado e propilitizado e com vênulas de clorita e de pirita; (E) Brecha vulcanoclástica com fragmentos de rochas riolíticas e andesítica/dacíticas potassificadas e propilitizadas; (F) Brecha em veio, provavelmente de conduto, em rocha vulcânica félsica; (G) e (H) Riólito com típicas brechas hidrotermais infiltrativas; (I) Riólito brechado com cimentação por quartzo muito fino e carbonatos; (K) Brecha com fragmentos afetados por metassomatismo potássico, manteados por feldspato potássico secundário; (L), (M), (N), (O) e (P) Zonas de alteração argílica com diferentes intensidades em rochas vulcanoclásticas, andesitos e pórfiros andesíticos, por vezes com sericitização prévia ou posterior; (Q) Brecha com clastos arredondados; (R), (S) e (T) Rochas vulcânicas félsicas sericitizadas; (U) Material carbonoso e sulfetado associado às zonas de rochas carbonatizadas.....**79**

Figura 7.26. Aspectos das rochas da sondagem DDH02-MVO – Filão Lagresia, do Alvo Mato Velho: (A) Pórfiro riolítico com metassomatismo potássico intenso; (B) Pórfiro riolítico potassificado e com forte alteração sericitica; (C), (D), (E) e (F) Rochas vulcanoclásticas com alterações hidrotermais sericitica, argílica e carbonática. Notar um clasto de riólito porfirítico silicificado na foto (C); (G) Tufos intensamente sericitizados com manchas de carbonatos hidrotermais; (H) Riólito porfirítico com fenocristais de plagioclásio substituído por calcita e de quartzo; (I) O mesmo riólito anterior com fraturas com vênulas ricas em sericita e de sulfetos com carbonatos; (J) Riólito sericitizado e argilizado, com metassomatismo potássico superposto (vermelho forte); (K) Riólito com intensa alteração argílica e silicificação e com brechamento local; (L) Brecha rúptil hidrotermalizada com espaços intraclastos revestidos por calcita mangnesífera rosa, drusiforme, e quartzo hialino; (M) Rocha vulcanoclástica félsica com metassomatismo potássico pervasivo; (N) Brecha rúptil cimentada por carbonatos.....**81**

Figura 7.27. Testemunhos da sondagem DDH10-MVO – Filão Lagresia, com riólito porfirítico negro (A), passando para cores marrons, devido ao metassomatismo potássico em (B); e com forte alteração propilitica e sericitica em (C). Xenólito de granito granofírico rosa no riólito com muito fino, com forte fluxo ígneo (D); Aspecto do granito granofírico fino semelhante ao que ocorre na área do Projeto Coringa; (E) Granito subvulcânico hidrotermalizado; (F) Riólito porfirítico de matriz muito fina a afanítica, com fratura com alteração potássica; (G) Vênula de quartzo com clorita e sulfetos no riólito negro metassomatizado; (H) Detalhe dos fenocristais de plagioclásio zonados parcialmente substituídos por feldspato potássico.....**82**

Figura 8.1. Granitoides da área de estudo: (A) e (B) Textura gráfica bem desenvolvida em granitos granofíricos subvulcânicos (CO-04 e CO-37, respectivamente); (C) Granito subvulcânico com alteração sericitica moderada (J54); (D) Granodiorito de granulação grossa (CO-47a); (E) e (F) Pórfiros com alteração propilitica, sericitica e potássica (CO-58c e CO-59a, respectivamente); (G) Pórfiro com epidoto (CO-44b) e (H) Rocha do embasamento (CO-69a), representada por granito fino com textura hipidiomórfica granular, incipientemente alterado.....**84**

Figura 8.2. (A) Aspecto petrográfico do Riólito I afetado por alteração propilitica (CO-01f); (B) Detalhe da vênula de sericita no Riólito I (CO-01e); (C) Matriz do Riólito I afetada por sericitização intensa (J09); (D) Zona mineralizada com sulfetos em zona com forte alteração sericitica na matriz de Riólito I (CO-05g); (E) Detalhe do veio sulfetado em zona de alteração sericitica (CO-06) e (F) Anfibólio substituído por epidoto e clorita em Riólito I intensamente propilitizado (CO-06).....**86**

Figura 8.3. Riólito I: (A) Brechas com alteração argílica e carbonatização (J83); (B) Vênula de calcedônia (J65); (C) Vênula de carbonato e matriz com carbonatização intensa (J33); (D) e (E): Epidoto e clorita substituindo grãos de plagioclásio (Amostras J65 e CO-23, respectivamente).....**87**

Figura 8.4. (A) Detalhe das inclusões de titanita em biotita intensamente substituída por clorita (J65); (B) Aspecto do feldspato potássico totalmente alterado (J84-I); (C) Fenocristal de quartzo com textura indicativa de reabsorção magmática (J67); (D) Detalhe da carbonatização, representada pela substituição de plagioclásio por carbonato (J45); (E) Riólito I porfirítico afetado por alteração propilitica (J60); (F) Textura típica de adularia com um cristal mais grosso com hábito pseudo-ortorrômbico em zona de alteração sericita no Riólito I (CO-06).....**88**

Figura 8.5. Riólito II: (A) Cristal de biotita (CO-07) parcialmente substituído por clorita; (B) Rocha potassificada com estruturas em lithophysae ainda preservada (CO-13e); (C) Intenso fraturamento e

silicificação em zona de brecha (CO-29); (D) Esferulito com textura axiolítica (CO-31); (E) Exemplo de potassificação intensa (CO-31); (F) Fenocrital de feldspato hidrotermalizado em matriz afanítica muito alterada hidrotermalmente (CO-31).....90

Figura 8.6. Riolito II: (A) Aspecto típico da alteração potássica comum na área de estudo, que resulta em substituição do plagioclásio ígneo por feldspato potássico hidrotermal (J64); (B) Alteração sericítica sobreposta à potássica (J78); (C) Carbonatização fissural (CO-05e) representada por fina vênula com carbonato; (D) Carbonatização ao redor de esferulitos em riolito com estrutura de fluxo na matriz (CO-05e); (E) Detalhe de zona com carbonatização, representada por bolsão de carbonato com sericita em suas bordas (CO-05b); (F) Carbonatização em estilo fissural (J30); (G) Biotita cloritizada (J41); (H) Detalhe das estruturas radiais típicas dos esferulitos desse litotipo.....91

Figura 8.7. Rochas vulcanoclásticas: (A) Agregado de epidoto CO-43a); (B) Clasto de feldspato, ou de rochas vitrofírica totalmente substituído por sericita e argilo-minerais (CO-65a); (C) Típica estrutura de rochas vulcanoclásticas com fragmentos líticos e de cristais (J74); (D) Zona de Brecha (J75-I); (E) e (F) Fragmentos de cristais e líticos em rocha vulcanoclástica (Amostras CO-52b e CO-49-II, respectivamente); (G) e (H) Fragmentos de anfíbólio com hábito fibrorradiado. A seta indica epidoto com cor de interferência roxa, provavelmente, piemontita.....92

Figura 8.8. (A) Sericitização intensa em rocha vulcanoclástica (J76); (B) Carbonatização e sericitização fissural em rocha vulcanoclástica (J85); (C) Alterações sericítica, potássica e argílica (J85); (D) Fluxo de fragmentos (CO-49-III); (E) Intensa sericitização em rocha vulcanoclástica (J75-II); (F) Detalhe das estruturas radiais (CO-26); (G) Aspecto petrográfico do fiamme em rocha vulcanoclástica (CO-26).....93

Figura 8.9. (A) Intensa alteração sericítica em brecha (J03); (B) e (C) Sericitização somente na matriz da brecha (J05); (D) Aspecto petrográfico dos fragmentos da brecha, angulosos a localmente subarredondados (J17); (E) Detalhe da carbonatização intensa nas brechas (J28).....94

Figura 8.10. (A) Rocha epiclástica com clastos de rocha com textura granofírica, comumente angulosos a subangulosos (CO-20); (B) Aglomerado vulcânico (CO-25a); (C) Zona de stockwork (CO-54e); (D) Andesito sericitizado e argilizado com vênulas carbonáticas (J22).....95

Figura 8.11. (A) Lapilli-tufo com matriz vítrea e presença de estruturas radiais (J01); (B) Base do lapilli-tufo com zona intensamente fraturada, brechada e carbonatizada (J02-I); (C) Zona de chert com vênulas com biotita (J02-II); (D) Chert (J10); (E) Dique máfico com relíquia de textura subofítica e intensa cloritização (J35).....96

Figura 9.1. Amostra de minério do Filão Galena (CO01b), apresentando esfalerita, galena, calcopirita e pirita associados a quartzo com textura de preenchimento de espaços abertos no Riolo I, intensamente sericitizado.....98

Figura 9.2. Amostra de minério do Filão Galena com veios de quartzo e sulfetos (esfalerita, galena, pirita e calcopirita) brechados, cortando Riolo I, fortemente sericitizado (Amostra CO-01bc).....98

Figura 9.3. Principais texturas e características dos minerais opacos e transparentes dos filões Galena e Juara: (A) Intensa alteração sericítica com pirofilita associada (centro, alta birrefringência) em zona mineralizada (CO-01Ba – Filão Galena); (B) Pirofilita associada ao quartzo na zona mineralizada (CO-28 – Filão Juara); (C) Associação de galena (mais branca), esfalerita e calcopirita, que ocorre inclusa na esfalerita (CO-01Bc – Filão Galena); (D) Calcopirita inclusa na esfalerita, que também é cortada por fina vênula de covellita (CO-01Bc – Filão Galena); (E) Galena deformada cortando esfalerita, que apresenta finas inclusões de calcopirita; Pirita subédrica ocorre na borda da galena (Gn2); (F) Vênula com galena e calcopirita, parcialmente substituídas por covellita (Gn4 – Filão Galena).....99

Figura 9.4. Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV, mostrando aspectos texturais e associação mineral do minério do Filão Galena (amostra CO-01ba): (A) Matriz do riolo I com alteração sericítica e presença de pirita subédrica disseminada; (B) Prata nativa associada à galena, nas bordas da esfalerita; (C) Filme de galena nas bordas da esfalerita, que também apresenta em suas bordas prata nativa e minerais com a associação de S-Ag-Pb-Zn; (D) Calcopirita e covellita nas bordas da galena; (E) Pirita subédrica cortada por galena e orphea (ou plumbogummita) em rocha com intensa alteração sericítica; Phosphohedyphane ocorre incluso na matriz sericítica, associado à galena; (F) Esfalerita com prata nativa nas bordas, cortada por finas vênulas por covellita.....100

Figura 9.5. Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV, mostrando aspectos texturais e associação mineral do minério do Filão Galena (CO-01bb): (A) Galena com fraturas preenchidas por covellita e prata (Ag); (B) Cristais anédricos de pirita e calcopirita envolvidos por galena; (C) Esfalerita com finas inclusões de calcopirita e tennantina em finas fraturas, em contato com calcopirita substituída nas suas bordas por digenita, que ocorre como fino filme isolando a calcopirita dos minerais de ganga.....101

Figura 9.6. Imagens de elétrons retroespalhados mostrando aspectos texturais do minério do Filão Galena: (A) Associação de galena, pirita, calcopirita e esfalerita (CO-01bc-I3); (B) Covellita com prata nas bordas da galena, com textura de substituição característica (Gn2-II); (C) Fina inclusão de eléctrum na ganga, próximo à borda da esfalerita. Bornita substitui a calcopirita em suas bordas (Gn2-I2); (D) Pirita subédrica com finas inclusões de galena envolvida por calcopirita. Calcopirita, por sua vez, apresenta inclusões de esfalerita e ocorre inclusa nesse mineral. Os dois minerais são cortadas por galena, tardia, e covellita (Gn4-I3).....102

Figura 9.7. Amostra com sulfetos analisada por MEV – Filão Juara (CO-28), mostrando veio de quartzo com pirita e galena subordinada, que corta o Riolo I, intensamente sericitizado e silicificado.....103

Figura 9.8. Imagens de elétrons retroespalhados mostrando aspectos texturais do minério e dos minerais hidrotermais do Filão Juara: (A) Pirita subédrica a anédrica com fina inclusão de galena, em zona de intensa sericitização (sericita, adularia e rutilo) e silicificação (CO-28.-I3); (B) Sericitização intensa, com presença de adularia, monazita e zircão (CO-28.-I5); (C) Zona silicificada com agregados de sericita e pirofilita e cristais subédricos de pirita (CO-28-IIA).....103

Figura 9.9. Amostras mineralizadas do Filão Mãe de Leite analisadas por MEV, mostrando (A) veio de quartzo e sulfetos com textura de preenchimento de espaços abertos (CO-05i) e (B) zona de intensa sericitização e silicificação com sulfetos disseminados (CO-34b).....104

Figura 9.10. Difratograma de raios X, mostrando a associação de muscovita fina (sericita), quartzo e albita nas zonas fortemente hidrotermalizadas do Filão Mãe de Leite (amostra CO-05I).....104

Figura 9.11. Principais texturas e características dos sulfetos sendo: (A) Galena e calcopirita em bolsão com texturas de preenchimento de espaços abertos (CO-34c – Pilha de Rejeito do Filão Mãe de Leite), (B) Pirita porosa associada a esfalerita (CO-34c – Pilha de Rejeito do Filão Mãe de Leite); (C) Covellita associada com pirita em fratura (CO-34c – Pilha de Rejeito do Filão Mãe de Leite); (D) Cristais subeuédricos a anédricos de pirita sobrepostos à galena (CO-05i – Filão Mãe de Leite); (E) Pirita porosa cortada por fratura preenchida por galena (CO-05i – Filão Mãe de Leite); (F) Pirita porosa associada a galena (CO-05i – Filão Mãe de Leite); (G) Pirita porosa em zona mineralizada (CO-05i – Filão Mãe de Leite); (H) Pirita porosa em zona mineralizada (CO-39 – Filão do Fojão).....105

Figura 9.12. Imagens de elétrons retroespalhados mostrando aspectos texturais do minério no Filão Mãe de Leite: (A) Veio de quartzo com galena em fraturas e inclusões de electrum (Au + Ag) no quartzo (CO-05i-II); (B) Veio de quartzo com finos agregados de sericita, cristais anhedrais a subeuédrais de pirita e galena em fraturas ou na borda da pirita. Eléctrum (Au + Ag) ocorre como finas inclusões no quartzo (CO-05ia-I2).....106

Figura 9.13. Imagens de elétrons retro-espalhados mostrando aspectos texturais do minério na pilha de rejeito do Filão Mãe de Leite: (A) Eléctrum (liga de ouro e prata) nas bordas da galena (CO-34c-I2a); (B) Maior detalhe da imagem anterior, mostrando variação composicional do eléctrum nas bordas da galena (CO-34c-I2); (C) Veio de quartzo com fratura preenchida por pirita e covellita (CO-34c-I3).....106

Figura 10.1. Diagramas de classificação de rochas plutônicas e subvulcânicas, segundo as propostas de (A) De la Roche et al. (1980) e (B) Middlemost (1985), indicando composição de quartzo monzonitos para os pórfiros e de álcali granitos a granitos para as demais amostras intrusivas da área do Projeto Coringa.....108

Figura 10.2. Diagramas de classificação de rochas vulcânicas propostas por (A) De La Roche et al. (1980) em e por (B) Middlemost (1994).....108

Figura 10.3. Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1973) para a classificação de séries magmáticas, indicando características cálcio-alcálicas para o conjunto das rochas, com os pórfiros e parte das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas relativamente mais primitivas.....109

Figura 10.4. Diagrama K₂O vs. SiO₂ (Peccerillo & Taylor 1976) para as rochas da área do Projeto

Coringa.....	110
Figura 10.5. Diagrama de índice de saturação em alumina (Shand 1943), evidenciando que o conjunto da rochas apresenta características metaluminosas a peraluminosas.....	110
Figura 10.6. Filiação geoquímica das rochas magmáticas nos diagramas de Frost et al. (2001), onde em (A) os granitos se classificam como magnesianos e ferrosos, e os pórfiros se posicionam no limite entre esses dois campos e, em (B) as rochas mostram comportamento semelhante às da série cálcio-alcalina, com evolução para série álcali-cálcica. Os pórfiros, nesse diagrama, apresentam composição alcalina.....	111
Figura 10.7. Diagramas de Harker (Rollinson, 1993) para os elementos maiores: (A) SiO ₂ vs. Al ₂ O ₃ ; (B) SiO ₂ vs. CaO, (C) SiO ₂ vs. MgO e (D) SiO ₂ vs. Na ₂ O. (▲ Granitos, ■ Pórfiros, ◆ Vulcânicas e ● Vulcanoclásticas).....	112
Figura 10.8. Diagramas de Harker (Rollinson, 1993) de elementos maiores: (A) SiO ₂ vs. TiO ₂ , (B) SiO ₂ vs. FeO, (C) SiO ₂ vs. K ₂ O e (D) SiO ₂ vs. P ₂ O ₅ . (▲ Granitos, ■ Pórfiros, ◆ Vulcânicas e ● Vulcanoclásticas).....	113
Figura 10.9. Diagramas de Harker (Rollinson 1993) de elementos menores: (A) SiO ₂ vs. Ba, (B) SiO ₂ vs. Ce, (C) SiO ₂ vs. Sr, (D) SiO ₂ vs. Y, (E) SiO ₂ vs. Mg e (F) SiO ₂ vs. A/CNK.....	114
Figura 10.10. Diagramas de Harker (Rollinson 1993) de elementos menores: (A) SiO ₂ vs. La, (B) SiO ₂ vs. Rb, (C) SiO ₂ vs. Zr, (D) SiO ₂ vs. Y, (E) SiO ₂ vs. Mg e (F) SiO ₂ vs. A/CNK.....	115
Figura 10.11. Padrões dos elementos ETR das amostras do Projeto Coringa, normalizadas pelo condrito (Nakamura 1974), subdivididas por litotipos: (A) Rochas plutônicas; (B) Rochas porfiríticas; (C) Rochas vulcânicas; (D) Rochas vulcanoclásticas.....	116
Figura 10.12. Diagramas de discriminação geotectônica de Pearce (1984) para as rochas do Projeto Coringa. WPG (Granitos Intraplaca), VAG (Granitos de Arco vulcânico) e ORG (Granitos de Cordilheira Oceânica), SYN-COLG (Granitos sin-colisionais).....	117
Figura 10.13. Diagramas de discriminação geotectônica de Schandl & Gorton (2002) para as rochas vulcânicas e plutônicas e vulcânicas do Projeto Coringa. Margens Continentais ativas (ACM), Zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), Basaltos intraplaca (WPB).....	118
Figura 10.14. Diagramas de Harris et al. (1986) em Rollinson 1993, indicando a classificação tectônica das rochas plutônicas do Projeto Coringa.....	119
Figura 11.1. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots (círculos pretos) em 11 grãos de zircão da amostra CO-15a posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	121
Figura 11.2. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV mostrando 12 spots (círculos pretos) em 11 grãos de zircão da amostra CO-13, posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	122
Figura 11.3. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 17 spots em 12 grãos de zircão da amostra CO-17, posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	123
Figura 11.4. Diagramas ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U vs. ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U mostrando as idades U-Pb em zircão obtidas para o Riolo I: (A) Amostra CO-15a; (B) Amostra CO-13 e (C) Amostra CO-17.....	124
Figura 11.5. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots em 12 grãos de zircão da amostra de riolo II CO-68, posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	125
Figura 11.6. Diagramas ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U vs. ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U mostrando a idades U-Pb em zircão obtidas para o Riolo II (amostra CO-68c).....	126
Figura 11.7. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 13 spots em 13 grãos da amostra CO-26b e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	127
Figura 11.8. Diagrama ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U vs. ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U mostrando as idades U-Pb em zircão obtidas para a	

rocha vulcanoclástica (amostra CO-26b).....	128
Figura 11.9. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 15 spots em 14 grãos da amostra CO-04 e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	129
Figura 11.10. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots em 12 grãos de zircão da amostra CO-37 e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	130
Figura 11.11. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots em 11 grãos de zircão da amostra CO-47a e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	131
Figura 11.12. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 13 spots em 13 grãos da amostra CO-69a e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	132
Figura 11.13. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots em 12 grãos da amostra CO-69b e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	133
Figura 11.14. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U-Pb em zircão obtidas para as rochas sub-vulcânicas e plutônicas: (A) Amostra CO-04; (B) Amostra CO-37; (C) Amostra CO-47a; (D) Amostra CO-69a e (E) Amostra CO-69b.....	134
Figura 11.15. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 10 spots em 10 grãos de zircão da amostra CO-44b e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	135
Figura 11.16. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 14 spots em 13 grãos de zircão da amostra CO-58c e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	136
Figura 11.17. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots em 11 grãos da amostra CO-59a e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.....	137
Figura 11.18. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U-Pb concordantes em zircão dos pórfiros: (A) Amostra CO-58c; (B) Amostra CO-59a e (C) Amostra CO-44b.....	138
Figura 11.19. Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para amostras plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas do Projeto Coringa. Valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ foram calculados com base nas idades de cristalização U-Pb SHRIMP IIe em zircão de cada amostra. DM = manto empobrecido; CHUR = Reservatório Condritico Uniforme (DePaolo 1981).....	140
Figura 11.20. Diagrama isocrônico Rb-Sr para o conjunto de amostras de rocha total plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas do Projeto Coringa.....	141
Figura 11.21. Diagrama isocrônico Rb-Sr para o conjunto de amostras de rocha total plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas do Projeto Coringa, exceto a amostra J53.....	141
Figura 12.1. Aspecto das alterações hidrotermais fissurais, com metassomatismo potássico resultando na formação de microclínio em fraturas, de cor rosa-avermelhado, com halos de alteração propilitica (verde-escuro) e de sericitização (cor cinza-esbranquiçada) no riolito porfirítico I.....	143
Figura 12.2. Afloramento de stockwork fortemente hidrotermalizado em riolitos (I), com vênulas de quartzo e com sulfetos disseminados situados nas proximidades de domos e de um dique do Riolo II.....	145
Figura 12.3. Seção longitudinal no Filão Galena, com os teores em Au equivalente*Espessura mineralizada (GxM), onde pode ser notado que os maiores teores e as maiores espessuras se	

concentram numa zona com cerca de 100 m de espessura, em situação análoga ao verificado em sistemas epitermais, e em zonas que podem representar condutos, inclinados para sudeste (Magellan 2015).....	148
Figura 12.4. (A) Perfil esquemático de um típico sistema low-sulfidation (adaptado de White & Hedenquist 1995 e Hedenquist et al. 2000) comparado as (B) seções longitudinais GxM no Filão da Serra, onde pode ser notado que os maiores teores e as maiores espessuras se concentram numa zona com cerca de 300 m de espessura, confirmando tratar de sistemas epitermais, em zonas que podem representar condutos, inclinados para sudeste (Magellan 2015).....	149
Figura 12.5. Seção longitudinal GxM no Filão do Meio, onde pode ser notado que os maiores teores e as maiores espessuras se concentram numa zona com cerca de 100 m de espessura, em situação análoga ao verificado em sistemas epitermais, e em zonas que sugerem condutos verticalizados. Notar também o início de uma outra zona mineralizada mais a sul, a cerca de 300 m de profundidade (Magellan 2015).....	150
Figura 12.6. Mapa da concentração de ouro em sedimento de corrente (círculos amarelos) e as sondagens efetuadas no Projeto Coringa, onde se pode notar a ocorrência de ouro em praticamente toda área, sem linhamentos preferenciais, também sugestiva de uma maior favorabilidade para que a gênese das mineralizações tenha sido em sistemas hidrotermais e não em sistemas orogênicos (Magellan 2015).....	151

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1. Principais unidades geológicas e geocronológicas da Província Mineral do Tapajós (Modificado de Juliani et al. 2005).....	20
Tabela 5.1. Principais características de diferentes tipos de alteração hidrotermal (modificado de Pirajno 2009).....	26
Tabela 5.2. Características gerais dos sistemas epitermais, segundo White & Hedenquist (1990), Hedenquist et al. (2000) e Sillitoe & Hedenquist (2003).....	41
Tabela 6.1. Descrição dos tipos de depósitos vulcanoclásticos (modificado por Sommer et al. 2003, a partir de Cas & Wright 1987 e McPhie et al. 1993).....	47
Tabela 9.1. Minerais de minério identificados por microscopia eletrônica de varredura (MEV).....	107
Tabela 11.1. Análises de Sm-Nd de rochas plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas do Projeto Coringa e seus valores de ϵ_{Nd} calculadas considerando-se a idades de cristalização obtidas por U-Pb SHRIMP IIe em zircão. As amostras CO58C e J53, destacadas em cinza, apresentaram erros analíticos.....	139
Tabela 11.2. Dados isotópicos de Rb-Sr obtidos para rochas plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas do Projeto Coringa e suas idades de cristalização obtidas por U-Pb em zircão. A amostra J53 apresentou erros analíticos.....	139

ANEXOS

Anexo I – Análises por Difração de Raios X;

Anexo II – Análises Geoquímicas dos diversos litotipos estudados;

Anexo III – Análises de Geocronologia Sm-Nd e Sr;

Anexo IV – Análises de Geocronologia U-Pb por Shrimp IIe;

Anexo V – Capítulo do livro Contribuições a Geologia da Amazônia, submetido e aceito.

INTRODUÇÃO

No final do paleoproterozoico, o Cráton Amazônico foi palco de evento de intenso magmatismo félsico, conhecido originalmente como Evento *sensu lato* Uatumã (Pessoa *et al.* 1977), o qual tem sido considerado como responsável pela formação de um grande volume de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas e granitoides no Cráton Amazônico há ca. 1,88 Ga. As rochas supracrustais desse evento recobriram mais de 1.100.000 km² do cráton, constituindo um dos mais importantes eventos magmáticos reconhecidos do mundo (Juliani *et al.* 2008, Klein *et al.* 2012). Entretanto, estudos mais recentes têm demonstrado que esse conjunto de rochas félsicas, que inclui andesitos, dacitos e riolitos cálcio-alcalinos típicos de arcos magmáticos continentais, além de rochas anorogênicas félsicas do tipo A, de ca. 1,88 Ga, que seriam as representantes do típico evento Uatumã, como definido originalmente, se formou não em um único evento e sim em vários eventos magmáticos entre 1,97 Ga e 1,87 Ga (Lamarão *et al.* 2002, Fernandes *et al.* 2011, Juliani & Fernandes 2010, Juliani *et al.* 2013a, 2013b, Tokashiki *et al.* 2013a, 2013b, 2013c, 2014, Aguja 2013, Aguja *et al.* 2014).

Na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PMT), um grande número de garimpos de ouro é conhecido, mas poucos desses têm sido pesquisados sistematicamente por empresas ou estudados quanto à sua gênese, o que dificulta um melhor entendimento da metalogenia do ouro na região. Essa província se caracteriza pela produção histórica de, pelo menos, ~750 t de ouro até o ano 2000 (Santos *et al.* 2000) e por um número crescente de ocorrências de sulfetos de cobre, molibdênio, zinco e chumbo associadas as rochas do evento vulcano-plutônico Uatumã *sensu lato*, tanto em rochas vulcânicas como em pórfiros hidrotermalizados (Juliani *et al.* 2013b).

Atualmente, são descritos na PMT veios auríferos mesotermiais em zonas de cisalhamento (Coutinho 2008, Klein 2004), mineralizações epitermais e do tipo pórfiro de ca. 1,88 Ga (Juliani *et al.* 2005, 2008, Aguja 2013, Aguja *et al.* 2013a), depósitos auríferos em rochas máficas, rochas metassedimentares e *intrusion-related* (Coutinho 2008, Juras *et al.* 2011, Santiago *et al.* 2013, Villas *et al.* 2013). Recentemente foram também descobertos depósitos epitermais *low-* e *intermediate-sulfidation* hospedados em rochas vulcânicas de aproximadamente 1,97 Ga, originalmente atribuídas ao evento Uatumã (ca. 1,88 Ga), caracterizadas por Tokashiki *et al.* (2013a, 2013b, 2013c, 2014) na região de Novo Progresso, demonstrando que as épocas de magmatismo e de mineralização magmática-hidrotermal não se restringem ao evento de ca. 1,88 Ga, como definido por Juliani *et al.* (2005) ao caracterizarem a primeira mineralização *high-sulfidation* na PMT.

As estruturas tectônicas definidas por trabalhos aerogeofísicos sugerem a existência de

um embasamento arqueano na região do Tapajós (Carneiro *et al.* 2013, 2014, Juliani 2014), sobre o qual se desenvolveram pelo menos dois arcos magmáticos continentais, denominados Arcos Tapajônicos, sendo o mais antigo formado entre 2,13 e 1,95 Ga e o mais novo, superposto, entre 1,89 e 1,87 Ga, ambos orientados na direção E-W (Juliani *et al.* 2013a, 2013b, 2014).

Esta tese é parte dos estudos que estão sendo desenvolvidos no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo para a caracterização do vulcanismo Uatumã *sensu lato* na parte sul do Cráton Amazônico, bem como das mineralizações magmáticas-hidrotermais associadas na área do denominado Projeto Coringa e adjacências, localizado no município de Novo Progresso (PA). Os estudos buscaram a caracterização litoestratigráfica, petrogenética e metalogenética das diferentes unidades vulcânicas que compõem o evento Uatumã *sensu lato* e a definição do ambiente tectônico no qual essas unidades se formaram. Com a caracterização dos sistemas hidrotermais, objetivou-se contribuir para a definição do potencial metalogenético da Província Mineral do Tapajós, bem como para elaboração de modelos da evolução tectônica da parte sul do Cráton Amazônico.

Os levantamentos em campo realizados neste trabalho foram focados na região dos alvarás de pesquisa outorgados pelo DNPM às empresas *Chapleau Resources Ltd.* e *Magellan Minerals Ltd.* no Projeto Coringa, que se encontra em fase de conclusão de estudo de viabilidade. Esse projeto compreende cinco zonas mineralizadas com veios mineralizados subverticais e parte significativa dos recursos concentra-se em zonas com continuidade lateral de mais de 600 m. As reservas medidas e indicadas totalizam 2,22Mt @ 7,2g/t Au (516.000oz; Magellan Minerals, 2015). Adicionalmente, a amostragem também incluiu testemunhos do Projeto Mato Velho, localizado 15 km ao norte do Projeto Coringa.

Esse trabalho vincula-se ao Grupo de Pesquisa “Interação fluido-rocha e alteração hidrotermal em processos petrogenéticos e metalogenéticos”, liderado pelo orientador da tese, Prof. Dr. Caetano Juliani e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia Geociências da Amazônia, INCT-GEOCIAM.

1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na parte sudeste do Cráton Amazônico, no município de Novo Progresso, Estado do Pará. O acesso à área de pesquisa pode ser feito a partir da cidade, por cerca de 36 km pela BR 163 (Santarém-Cuiabá), de onde toma-se um acesso não pavimentado para oeste até a área do Projeto Coringa. Esse trabalho foi desenvolvido predominantemente na área dos alvarás de pesquisa outorgados pelo DNPM às empresas

Chapleau Resources Ltd. e *Magellan Minerals Ltd.* Foram coletadas e estudadas amostras de afloramentos e de testemunhos de sondagens dos projetos Coringa, situado nas proximidades da confluência do Rio Jamanxim e Mato Velho, localizado a norte deste, nas proximidades do Igarapé da Grota, que é um dos braços que alimenta o Rio Curuá. A figura 1.1 mostra a delimitação da área de trabalho em verde e sua localização em relação à rede hidrográfica e à rodovia BR 163.

Figure 2.1. (A) Imagem de satélite com a localização da área da pesquisa (Miranda & Coutinho, 2004). (B) Delimitação da área do reconhecimento geológico realizado nesse estudo e localização das amostras.

2 OBJETIVOS

Esta tese teve como objetivo o estudo da gênese das mineralizações epitermais *low- e intermediate-sulfidation* paleoproterozoicas de ouro, com Pb, Zn, Cu e Ag associados, na área dos projetos Coringa e Mato Velho, localizados na porção sudeste da Província Mineral do Tapajós, Estado do Pará. Para tanto foi caracterizado o paleo-sistema hidrotermal a partir do estudo dos tipos e estilos da alteração hidrotermal vinculada com as mineralizações.

Adicionalmente, esse Doutorado visou a identificação da natureza das rochas hospedeiras da mineralização, incluindo vulcânicas, subvulcânicas e plutônicas, suas características geoquímicas, ambiente geotectônico de formação e idades U-Pb SHRIMP IIe.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

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

3.1 Levantamentos Bibliográficos

Foram feitos levantamentos bibliográficos utilizando-se o acervo da biblioteca do IG-USP e os sistemas de busca de dados fornecidos pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBI/USP), incluindo as bases de dados DEDALUS, SciELO, ERL, ProBE, *Web of Science*, *Science Direct* e Portal CAPES.

No início desse Doutorado não havia trabalhos acadêmicos sobre a geologia da região e sobre a metalogênese do depósito. Entretanto, mais recentemente, alguns resumos publicados em eventos científicos evidenciam pesquisas ainda em fase de obtenção de dados e com interpretações preliminares dos resultados. Por esse motivo focou-se principalmente na compilação de artigos e teses de áreas semelhantes em outras regiões do mundo, incluindo temas geológicos regionais, processos hidrotermais, mineralizações de ouro e de metais base de depósitos minerais semelhantes (em especial de depósitos no oeste dos Estados Unidos, México e nos Andes) e sobre os processos de formação dos sistemas vulcano-plutônicos.

3.2 Levantamento de Campo e Amostragens

Para o levantamento de campo e para a localização dos afloramentos foram utilizadas imagens de satélite LANDSAT (bandas 3, 4 e 5), cedidas pela empresa Chapleau/Magellan. A Base de Dados geológicos disponíveis no *site* da CPRM também foi utilizada nos estudos prévios e na orientação dos trabalhos em campo.

Foi realizada uma etapa de campo com duração de 15 dias, nos dias 12/07 a 27/07/12, para mapeamento e coleta de amostras de rochas hospedeiras, mineralizadas e

hidrotermalizadas dos diversos depósitos de ouro e de metais de base no Projeto Coringa, tendo como alvo os filões: Serra, Galena, Mãe de Leite, Meio, Bravo, Juara, Vessa, Come Quietto, São Domingo, Capixaba e Fofão (Fig. 3.1). Essa amostragem incluiu rochas e veios de quartzo mineralizados desses garimpos e dos afloramentos em geral. Também foi feita descrição de vários testemunhos de sondagens e coletadas distintas amostras dos testemunhos.

Em relação ao reconhecimento regional, foram descritas e coletadas amostras diversas dos arredores das áreas mineralizadas, bem como de testemunhos de sondagens do Projeto Mato Velho, focando no principal garimpo da área, o Filão Lagresia. Foram coletadas cerca de 200 amostras entre rochas e veios, tanto de testemunhos de sondagem como de afloramentos diversos, que foram devidamente identificadas, analisadas e estudadas.

3.3 Petrografia

Os estudos petrográficos visaram a caracterização mineralógica e as feições texturais e estruturais das rochas alteradas e inalteradas hidrotermalmente. Esses estudos foram desenvolvidos nos laboratórios de microscopia do IG-USP.

Foram descritas 157 lâminas delgadas, sendo 88 delas de amostras de testemunhos de sondagens e 69 de afloramentos. Para descrição, as amostras foram agrupadas por litotipos, auxiliando assim na definição das várias unidades vulcânicas, vulcanoclásticas, subvulcânicas e plutônicas na área de estudo.

O objetivo do estudo petrográfico foi a descrição das características mineralógicas e texturais incluindo: (a) o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões, presença de inclusões, intercrescimentos (exsolução e substituição), estruturas, bem como suas relações de equilíbrio ou não com outras fases presentes; (b) caracterização de paragêneses magmáticas e hidrotermais; (c) ordem de cristalização, quando possível; (d) identificação de cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos de origem vulcanoclástica. Esses estudos foram feitos com o acompanhamento das seguintes obras: Williams *et al.* (1962), Uytenbogaardt *et al.* (1971), Fisher & Schmincke (1984), Mackenzie *et al.* (1982), Smith & Brown (1988) e McPhie *et al.* (1993).

3.4 Difração de Raios X

Foram analisadas qualitativamente por difração de raios X 26 amostras, visando a complementação quanto a identificação petrográfica e também descrição macroscópica de alguns minerais muito finos, incluindo argilo-minerais, comuns em algumas fácies da alteração hidrotermal, além de minerais acessórios de difícil identificação por outros métodos.

Figura 3.1. Localização dos filões na área do Projeto Coringa (Magellan 2015). As linhas em vermelho correspondem aos filões estudados.

3.5 Geoquímica

As amostras para análises geoquímicas foram selecionadas após os estudos petrográficos e a preparação foi feita no Laboratório de Tratamento de Amostras (TLA) – IG-USP. O procedimento consistiu de britagem em britador de mandíbulas de ferro, seguido de quarteamento da amostra britada. Para a pulverização das amostras foi utilizado moinho de anéis com panela de ágata e a moagem foi feita até atingir a fração de ~200 *mesh*. Por serem amostras com alto conteúdo de quartzo (granitos e riolitos), o tempo médio utilizado na pulverização foi cerca de 15 minutos.

Foram selecionadas para geoquímica, 26 amostras incluindo rochas inalteradas e hidrotermalizadas. Esse procedimento objetivou a caracterização dos tipos dos magmas que geraram as rochas vulcânicas, subvulcânicas e plutônicas, assim como a tipologia do minério, o que ajudou na determinação da gênese do minério e do controle da mineralização.

As análises foram feitas no laboratório *Acme Analytical Laboratories Ltda* (Vancouver, Canadá), por fluorescência de raios X em pastilhas fundidas com tetraborato e metaborato de sódio e por ICP-MS, onde foram analisados elementos maiores, utilizando o método FUS-ICP (*Fusion Inductively Coupled Plasma*) para a quantificação de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3T}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅. Elementos traços (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ta, U, Ni) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu) foram analisados por FUS-MS (*Fusion Mass Spectrometry*) e o método TD-ICP (*Total Digestion Inductively Coupled Plasma*) foi utilizado para análises dos metais (Cu, Zn, Ag, Au, Pb e Bi).

A geoquímica visou a interpretação dos ambientes tectônicos de formação, das modificações químicas produzidas pelas alterações hidrotermais e as características de cada tipo de alteração hidrotermal.

Para tratamento dos dados foi utilizado o *software* GCDkit 3.0, utilizando elementos maiores, traços e terras raras e também alguns voláteis necessários para identificação e caracterização das alterações hidrotermais. As amostras utilizadas para essa etapa foram separadas em quatro grupos: vulcânicas, vulcanoclásticas, pórfiros e granitos, para uma melhor visualização dos diferentes ambientes e classificação desses litotipos. Os resultados finais foram comparados a outros dados obtidos pelo grupo de pesquisa do IG-USP na Província Mineral do Tapajós.

3.6 Química Mineral por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Dos litotipos estudados, foram selecionadas 16 amostras dos diversos corpos mineralizados, os quais se apresentavam normalmente hidrotermalizados. Foi possível

verificar que num contexto geral os minerais são tipicamente de granulação fina, sendo por vezes de difícil identificação ao microscópio óptico.

Para essas análises foram confeccionadas lâminas delgadas-polidas, que foram metalizadas com película de carbono. As microanálises qualitativas a semi-quantitativas foram obtidas com uso de espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS) acoplado a microscópio eletrônico de varredura com LEO 430i da Zeiss do Instituto de Geociências da UNICAMP. Foram utilizados, quando necessário, os maiores aumentos possíveis, dentro de uma margem de erro aceitável, com o intuito de caracterizar os minerais do minério e da ganga, e a sua relação com o ouro e outros metais, bem como a caracterização das fases minerais e de seus zonamentos químicos e inclusões, a partir de imagens de elétrons retro-espalhados e secundários. Para uma melhor identificação e caracterização, foram selecionados vários pontos em cada lâmina analisada.

3.7 Geocronologia e Geoquímica Isotópica

3.7.1 Método U-Pb

As amostras datadas foram inicialmente selecionadas em campo, na tentativa de se obter a idade de cada unidade geológica da área de estudo.

A separação e a concentração do zircão seguiram o seguinte procedimento: britagem, moagem, peneiramento da fração entre 100 e 250 *mesh*, concentração dos pesados em mesa vibratória, em separador magnético tipo Frantz, líquidos pesados e catação manual, e por fim montagem do *mount*.

O método U-Pb de datação geocronológica absoluta é baseado no decaimento de dois isótopos de U (^{235}U e ^{238}U), que dão origem a dois isótopos de Pb (^{207}Pb e ^{206}Pb). As meias-vidas dos isótopos de urânio são de *ca.* de 0,704 Ga e 4,47 Ga, respectivamente. Essa técnica é aplicada especialmente para a datação de minerais ricos em urânio, como é o caso do zircão.

Esses sistemas independentes resultam em idades concordantes, se o sistema permanecer fechado logo após a cristalização da rocha e se a composição inicial de Pb for conhecida (Faure 1986). Para idades em que as razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ não são concordantes, usa-se o termo idade discordante. O diagrama de concórdia definido por Wetherill (1956) foi utilizado para plotar os resultados obtidos.

Grãos de zircão também podem apresentar núcleos herdados, bordas de recristalização ou metamorfismo e registrar evolução geológica complexa. Para tentar minimizar o erro na interpretação, estudos prévios de imagens de catodoluminescência foram necessários na

tentativa de identificar bordas de sobrecrescimento, dissolução e metamitização ou núcleos herdados.

Foram analisadas 13 amostras, incluindo rochas vulcânicas, subvulcânicas e plutônicas associadas às mineralizações epitermais *low-* e *intermediate-sulfidation* e rochas do embasamento, as quais tiveram suas idades de cristalização definidas pelos métodos convencionais de U-Pb em zircão por SHRIMP II (*Sensitive High-Resolution Ion Microprobe*) no IG-USP. Foi utilizado o padrão de zircão Temora 2, analisado no SHRIMP IIe/MC de IG-USP com idade de $416,8 \pm 3,8$ Ma, sendo analisada a cada 4 análises, no intuito de ter certeza na precisão dos resultados. As idades de intercepto e as concórdias obtidas foram calculadas usando o *software* ISOPLOT/Excel.

3.7.2 Geoquímica isotópica Sm-Nd

A seleção das amostras para análises em rocha total pelo método Sm-Nd foi feita após a datação pelo método U-Pb em zircão.

As amostras dos diferentes litotipos foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras (TLA) – IG-USP. O procedimento envolveu britagem em britador de mandíbulas de ferro e pulverização em moinho de anéis com panela de ágata até atingir a fração de ~200 *mesh*.

Dos 13 litotipos encaminhados para análises no Laboratório de Geocronologia da UnB, foram recebidos os resultados de apenas 09 amostras.

A escolha desse método objetivou a utilização do cálculo de idades modelo, realizado a partir da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, em função da razão $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, com a curva da evolução isotópica do Nd do manto superior em função do tempo geológico. A idade modelo indica a extração do magma do manto e o seu cálculo requer que se assuma uma composição isotópica para o manto-fonte, que pode ser o CHUR (Reservatório Condritico Uniforme) ou o manto empobrecido.

O modelo de evolução isotópica denominado *Depleted Mantle* (DM) ou Manto Empobrecido de DePaolo (1981), considera que o manto superior sofreu sucessivos episódios de diferenciação e fracionamento por meio da extração de magmas basálticos, tornando-se gradativamente mais empobrecido geoquimicamente e, conseqüentemente, aumentando a razão Sm/Nd, uma vez que o Nd é mais compatível do que o Sm durante a fusão.

A evolução isotópica do Nd na Terra é assumida como sendo igual a dos meteoritos condriticos (CHUR - *Chondritic Uniforme Reservoir*), sendo que as razões isotópicas

assumidas para $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são, respectivamente 0,1967 e 0,512638 (De Paolo 1980, 1981, Nelson & DePaolo 1985, Jacobsen & Wasserburg 1984).

Para De Paolo (1988), se na época da formação da rocha o magma parental tiver uma razão isotópica mais elevada que a do CHUR, o valor ϵNd será negativo, indicando que se originou a partir de fonte mantélica. Mas se a rocha apresentar composição isotópica de Nd menor que a do CHUR, apresentando ϵNd negativo, indica que a fonte é de origem crustal. A modificação mais significativa da razão Sm-Nd ocorre no evento de diferenciação manto-crosta a partir do magma mantélico incorporado na crosta, e a razão Sm-Nd se modifica apenas por decaimento radioativo, independente de eventos crustais que esse material tenha sofrido durante a sua história geológica, salvo algumas exceções. Essa diferenciação pode ocorrer através de processos de fusão parcial, cristalização fracionada ou de ambos.

Uma das vantagens em se aplicar o método Sm-Nd é que, como os elementos são pouco móveis em escala de rocha total, o sistema raramente será aberto por eventos posteriores.

Segundo Sato *et al.* (1995), em rochas com alteração hidrotermal, as razões isotópicas de Sm-Nd são mais elevadas e variáveis, sendo possível determinar a idade de formação da mineralização a que estão associadas os fluidos hidrotermais.

Foram usados os programas Isoplot do Excell e GCdKit para análise dos dados.

3.7.3 Geoquímica isotópica Rb-Sr

Das 13 amostras enviadas para o Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) para análises das razões isotópicas de Sr, somente 10 foram analisadas até a finalização dessa tese.

O método Rb-Sr parte da premissa de que o isótopo radioativo instável ou nuclídeo pai ^{87}Rb se desintegra gerando o isótopo radiogênico estável ou nuclídeo filho ^{87}Sr . A partir desse método é possível se obter tanto a idade isocrônica com dados analíticos de rocha total, quanto a idade convencional, onde a razão isotópica inicial estimada, é obtida através da equação geral do método. Porém a idade obtida pelo método isocrônico normalmente é mais confiável do que a idade convencional, por não depender da escolha da razão inicial das rochas analisadas.

A condição básica para que se obtenha isócrona é que as amostras sejam formadas ao mesmo tempo ou a partir de uma mesma fonte, de forma que tenham a mesma idade e a mesma razão inicial. Normalmente a idade obtida por esse método não corresponde à idade de

formação da rocha e sim a época de resfriamento ou do último aquecimento sofrido pela rocha. Porém, em rocha total, como é o caso do método utilizado nessa tese, a temperatura de resfriamento dos minerais é menor do que a temperatura de fechamento do Sistema Rb-Sr e, por esse motivo, o método fornece a idade de formação das rochas. Segundo Gerald (2010), uma das vantagens do método Rb-Sr é a fácil identificação de eventos de alteração que tenham afetado a rocha em função de idades discordantes em minerais, que não seriam detectáveis por outras técnicas analíticas.

Utilizando-se das análises geoquímicas feitas no *Acme* foram feitos vários cálculos com Programa Excel para obtenção dos resultados adquiridos a partir da Isócrona. Os dados foram lançados na planilha padrão do Laboratório de Geocronologia da USP (CPGeO) e assim obtidos os resultados de erro do $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, considerando que o erro de Sr seja o erro absoluto, visto que essas informações não constavam na Planilha recebida do laboratório da UnB (Anexo III - Dados Sm-Nd e Sr).

4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Mineral do Tapajós (PMT) se situa na região limítrofe entre as províncias geocronológicas denominadas de Amazônia Central (> 2,3 Ga) e Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga), segundo Tassinari & Macambira (1999, 2004), ou Amazônia Central (1,90-1,86 Ga) e Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga), de acordo com Santos *et al.* (2000, 2001, 2006, Fig. 4.1).

Segundo estes autores, a Província Amazônia Central é composta predominantemente por rochas vulcânicas e plutônicas félsicas e sedimentares, enquanto que a Província Ventuari-Tapajós (ou Tapajós-Parima), teria sido formada por orogenias que resultaram na colagem de arcos magmáticos insulares aos terrenos mais antigos, seguidos por vulcanismo e intrusão de granitos cálcio-alcálicos. Entretanto, Juliani *et al.* (2013a, 2013b, 2014) demonstraram, com base em dados geológicos e geofísicos, que os arcos magmáticos são continentais e superpostos, provavelmente formados em dois eventos magmáticos principais, que resultaram na formação de dois arcos magmáticos denominados pelos autores de Arcos Tapajônicos.

As unidades orogênicas são representadas pela sequência vulcanossedimentar de baixo grau metamórfico do Grupo Jacareacanga (idade máxima de *ca.* 2,1 Ga, U-Pb em zircão detrítico) e pelos arcos magmáticos cálcio-alcálicos Cuiú-Cuiú, Creporizão e Parauari (Tabela 4.1), dentre outros indicados por Santos *et al.* (2000) e Ferreira *et al.* (2000).

O Complexo Cuiú-Cuiú (Almeida *et al.* 1998), com idade de *ca.* 2.005 Ma (Santos *et al.* 1997), seria formado por migmatitos, gnaisses, anfibolitos e granitoides metassomáticos.

Estes litotipos foram invadidos por corpos de tonalito, granodiorito e granito da Suíte Intrusiva Creporizão (Ricci *et al.* 1999, Lamarão *et al.* 1999, Klein & Vasquez 2000), com idades variando de 1.974 ± 6 a 1.957 ± 6 Ma (Santos *et al.* 2001).

Predominam na Suíte Intrusiva Parauari corpos de granodiorito, microtonalito e monzogranito, geralmente cinza-claros e porfiríticos, com megacristais de plagioclásio. Almeida *et al.* (2000) subdividiram essa unidade nas fácies granodiorítica, granítica e granítica com titanita, para as quais foram obtidas idades U-Pb SHRIMP em zircão de 1.883 ± 4 Ma a 1.870 ± 12 Ma e Pb-Pb em zircão de 1.880 ± 14 Ma (Santos *et al.* 2001). Quando hidrotermalizados, muitos dos granitos cinza desta suíte adquirem cor vermelha intensa, semelhante à dos granitoides da Suíte Intrusiva Maloquinha, como exemplo, o Granito Batalha (Corrêa-Silva 2002, Juliani *et al.* 2002).

Os litotipos da Suíte Intrusiva Ingarana (Bahia & Quadros 2000) compreendem corpos de gabro e de diabásio cálcio-alcálinos de médio a alto potássio (Almeida *et al.* 2000, Santos *et al.* 2001), intrusivos nas rochas das unidades anteriormente descritas. Para estas rochas, Santos *et al.* (2001) obtiveram idades U-Pb em zircão entre 1.879 ± 3 e 1.873 ± 10 Ma.

Figure 4.1. Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo (A) Tassinari & Macambira (1999) e (B) Santos (2003), mostrando a localização da Província Mineral do Tapajós (PMT).

As rochas tardi- a pós-orogênicas na Província Mineral do Tapajós comporiam, neste contexto evolutivo, o Grupo Uatumbá. Rambrag & Santos (1974), Silva *et al.* (1974), Santos *et*

al. (1975), Pessoa *et al.* (1977), Vasquez *et al.* (1999) caracterizaram e individualizaram esta unidade, considerada inicialmente como gerada em um grande evento vulcano-plutônico anorogênico que afetou todo o Cráton Amazônico. Melo *et al.* (1978).

Almeida *et al.* 2000) elevaram a categoria de grupo para supergrupo, uma vez que o conjunto engloba suítes intrusivas e extrusivas heterogêneas. Assim, o Supergrupo Uatumã passou a ser considerado como composto pela Suíte Intrusiva Maloquinha e pelo Grupo Iriri.

O Grupo Iriri foi definido como Formação Iriri por Forman *et al.* (1972). Posteriormente, foi elevado à categoria de grupo por Pessoa *et al.* (1977), que também o dividiram nas formações Aruri, Salustiano, Bom Jardim e Rosa de Maio, sendo que a primeira compõe uma sequência sedimentar e vulcânica (Santos *et al.* 2000). Segundo Santos (2004), o grupo é formado predominantemente por vulcânicas de composições riolíticas a andesíticas e rochas piroclásticas félsicas.

O vulcanismo Iriri no Cráton Amazônico tem sido objeto de pesquisas diversas nos últimos anos. Lamarão *et al.* (1999) e Juliani *et al.* (2005) indicaram a existência de mais de um evento vulcânico de idades distintas agrupados nessa unidade, evidenciando a necessidade de estudos mais detalhados para separação dessas sequências vulcânicas. As rochas vulcânicas dacíticas e andesíticas têm características geoquímicas cálcio-alcálinas ou shoshoníticas e mostram idades Pb-Pb variando de 2.001 ± 6 Ma a 1.877 ± 4 Ma em ignimbritos, enquanto idades de 1.890 ± 2 Ma foram obtidas em riolitos e de 1.880 ± 9 Ma em granitos da região de Moraes Almeida (Lamarão *et al.* 1999). Adicionalmente, em vulcânicas também atribuídas ao Grupo Iriri na região de Novo Progresso, Tokashiki *et al.* (2014) obtiveram idade U-Pb SHRIMP em zircão de *ca.* de 1,97 Ga. Estes dados indicam que diversos eventos vulcânicos vinculados a distintos eventos geológicos estão englobados no Grupo Iriri. Complementarmente, o reconhecimento de complexos de caldeiras vulcânicas na Província Mineral do Tapajós (Juliani *et al.* 2005) permite inferir que a litoestratigrafia dessas unidades não pode ser generalizada para todo o cráton, uma vez que há diversos centros vulcânicos que resultaram em unidades vulcânicas e vulcanoclásticas distintas, as quais podem até se interdigitar.

As unidades vulcânicas intermediárias e félsicas cálcio-alcálinas da Formação Vila Riozinho e Grupo Iriri, nesse contexto, são correlacionadas, respectivamente, aos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú e Parauari, ao final do qual se seguiu o vulcanismo anorogênico da Formação Moraes Almeida (ou do Uatumã *strictu sensu*) e as intrusões graníticas da Suíte Maloquinha e unidades correlatas. A Formação Vila Riozinho é constituída por andesitos

basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos cálcio-alcalinos de alto potássio, transicionais para a série shoshonítica, sendo normalmente metaluminosos a levemente peraluminosos, apresentando idades de cristalização pelo método Pb-Pb em zircão em traquitos de 1998 ± 3 Ma e 2000 ± 4 Ma (Lamarão *et al.* 2002). Os ignimbritos e riolitos alcalinos do tipo A da porção leste do domínio, renomeados por Lamarão *et al.* (2002) como Formação Moraes de Almeida, apresentam idades de cristalização variando entre 1890 a 1870 Ma. A datação de dacito com hornblenda resultou em idade de 1893 ± 3 Ma (Lamarão *et al.* 2002). De acordo com Juliani *et al.* (2014), a formação de tais rochas podem ser atribuídas ao evento de magmatismo cálcio-alcalino de alto potássio ou shoshonítico que precedeu, e em parte foi contemporâneo, ao magmatismo alcalino de ca. 1,88 Ga (Vasquez & Dreher 2011).

A Suíte Intrusiva Maloquinha (Almeida *et al.* 1977), inicialmente definida por Santos *et al.* (1975) como Granito Maloquinha (Fig. 4.2), é formada por corpos de álcali-feldspato granito, sienogranito e monzogranito hololeucocráticos, de cor rosa a vermelha. A unidade é composta por rochas peraluminosas subalcalinas a alcalinas, comumente com texturas rapakivi (Brito *et al.* 1997) que podem ser separadas em três fácies: biotita granito, hornblenda granito e riebeckita granito, sendo as duas primeiras as mais abundantes (Brito *et al.* 1999a, 1999b). Muito embora essas rochas tenham idades semelhantes às das vulcânicas do Grupo Iriri, os granitos são um pouco mais jovens, pois as cortam em algumas regiões. Para essas rochas Santos *et al.* (2000) obtiveram idades ao redor de 1870 Ma pelo método U–Pb SHRIMP em zircão dos granitos granofíricos de coloração rosa e textura mirmequítica.

Na área dessa pesquisa, segundo os mapas geológicos disponíveis (Figs. 4.2 e 4.3), aflorariam predominantemente rochas das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha e unidades sedimentares da Formação Castelo dos Sonhos, composta por arenitos e arenitos conglomeráticos de baixo grau metamórfico, que apresentam grãos de zircão detríticos analisados pelo método U-Pb SHRIMP, que revelaram idade mínima de 2083 ± 5 Ma (Santos 2003). Intrusões de granitoides da Suíte Intrusiva Parauari e rochas gabróicas da Suíte Intrusiva Ingarana (Almeida *et al.* 2000, Bahia & Quadros 2000) são abundantes nessa unidade, chegando a constituir extensas áreas de afloramentos, segundo a Base de Dados da CPRM (Vasquez *et al.* 2008a). Entretanto, Tokashiki *et al.* (2014) identificaram granitoides de 2023 ± 30 na área em estudo, além de granitos porfíricos de $1.980 \pm 6,6$ e $1959 \pm 5,5$ Ma, esses últimos correlacionáveis aos da Suíte Intrusiva Creporizão.

Adicionalmente, a inclusão das rochas vulcânicas cálcio-alcalinas do Grupo Iriri no mesmo evento magmático alcalino da Suíte Intrusiva Maloquinha mostra-se petrologicamente

imprópria, pois o mesmo magma que gerou os riolitos cálcio-alcálicos da Formação Salustiano não poderia resultar na formação dos granitos alcalinos da Suíte Maloquinha em profundidade. Juliani *et al.* (2005) consideram que as vulcânicas cálcio-alcálicas félsicas de *ca.* 1,88 - 1,89 Ga na PMT são parte do conjunto tardi- a pós-colisional do evento magmático cálcio-alcálico Parauari, não se relacionando, portanto, ao magmatismo anorogênico Maloquinha. De fato, parece ser mais coerente que os riolitos e ignimbritos alcalinos anorogênicos da Formação Moraes Almeida (Lamarão *et al.* 2002), de idades próximas às dos granitos Maloquinha, sejam cogenéticos, enquanto que as rochas cálcio-alcálicas se relacionariam a diferentes estágios de construção dos arcos magmáticos Tapajônicos ao redor de 2,0 Ga e 1,89 Ga.

Segundo Tassinari & Macambira (1999, 2004), Santos *et al.* (2000), Lamarão *et al.* (2002), na Província Ventuari-Tapajós (ou Tapajós-Parima), onde grande parte da PMT se situa, haveria evidência apenas de crosta paleoproterozoica, o que indicaria que esses terrenos teriam sido formados em arcos magmáticos insulares juvenis acrescidos ao núcleo arqueano. Entretanto, Almeida *et al.* (1999b) consideram que as idades modelos Sm-Nd entre 2,24 e 2,85 Ga ($\epsilon_{\text{Nd}} = -0,7$ a $-10,2$) obtidas por Sato & Tassinari (1997) indicam que a Suíte Intrusiva Maloquinha tem como origem uma crosta continental arqueana, pelo menos em algumas regiões. Adicionalmente, análises Pb-Pb por evaporação de cristais de zircão de amostras do granito Tocantinzinho revelaram a presença de um cristal de zircão arqueano em granitoides paleoproterozoicos (2867 ± 6 Ma; Villas *et al.* (2013), que seria herdado do embasamento. Esses dados parecem corroborar com as interpretações baseadas nas estruturas tectônicas, vulcanismo e formação de caldeiras de Juliani *et al.* (2013a, 2013b), que considera que o embasamento arqueano continua por debaixo da PMT, o que também caracteriza os arcos magmáticos como continentais e não insulares.

Conforme verificado na Figura 4.4 foram caracterizadas na PMT rochas com alterações hidrotermais e mineralizações epitermais *low-*, *intermediate* e *high-sulfidation* de metais preciosos e de base, bem como *ash-flow calderas*, vulcões anelares e domos de riolitos (Nunes *et al.* 2001, Correa-Silva 2002, Juliani *et al.* 2005, Aguiar 2013a, 2013b, Tokashiki 2013a, 2013b, 2013c, 2014), o que define um contexto geológico muito semelhante aos observados nos arcos vulcânicos cenozoicos do oeste dos Estados Unidos e do México (Busby-Spera 1984a, 1988, Davidson & Mpodozis 1991, Tomas Vila 1991, Campubrí *et al.* 2003, Billa *et al.* 2004, Ferrari *et al.* 2005, 2012, Bissig *et al.* 2015, Vardiman *et al.* 2006, Christie 2007).

Figura 4.2. Mapa geológico regional de parte da PMT, mostrando a localização do Projeto Coringa (polígono em preto) e de outros depósitos auríferos (estrelas negras), de acordo com Magellan Minerals (2015).

Figura 4.3. Mapa geológico regional onde pode ser observado no detalhe em vermelho a área de estudo, a partir da delimitação dos alvarás de pesquisa outorgados a empresa Magellan Minerals Vasquez et al. (2008a).

Figura 4.4. Principais ocorrências de rochas com alterações hidrotermais magmáticas-hidrotermais (modificado de Juliani *et al.* 2013) na parte sul do Cráton Amazônico. Províncias geocronológicas segundo Santos *et al.* (2000).

Também têm sido descritas mineralizações de metais preciosos e de base em granitos, como a mineralização de ouro do Granito Batalha (Juliani *et al.* 2002), as quais apresentam, atributos geológicos que permitem associá-las com sistemas do tipo pórfiro, dos quais distinguem-se apenas por terem sido formadas em nível crustal mais profundo que os típicos pórfiros. Além disso, há a mineralização de ouro e cobre do tipo pórfiro do Palito, hospedada em um corpo de granito cálcio-alcalino de alto potássio, com o qual a mineralização vincula-se geneticamente (Juliani *et al.* 2009, Usero *et al.* 2009, 2011, Echeverri-Misas 2010, Juliani *et al.* 2014), bem como a mineralização do tipo pórfiro de Cu-Mo do Chapéu do Sol (Correa-Silva 2002, Aguiar 2013, Aguiar *et al.* 2013a), também conhecida como V6 ou X2. Outras mineralizações associadas a intrusões de rochas ígneas são a do Tocantinzinho (Juras 2011, Santiago *et al.* 2013, Villas *et al.* 2013), considerada como formada por processos magmáticos-hidrotermais do tipo *Intrusion Related*, a do Ouro Roxo (Borges *et al.* 2009), as da região do Cuiú-Cuiú, disseminados ou com zonas de falhas hospedando as mineralizações,

cujas gêneses são atribuídas a sistemas híbridos, com contribuição de fluidos magmáticos e metamórficos (Klein *et al.* 2004, Assunção & Klein, 2014) e as do Coringa e Mato Velho, associados a magmatismo paleoproterozoico, sendo a mineralização hospedada em rochas vulcânicas e plutônicas (Correia-Lima *et al.* 2013, 2014, Guimarães *et al.* 2013, Feio *et al.* 2013, Tokashiki *et al.* 2014).

5 SINTESE DA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E DEPÓSITOS DIVERSOS ASSOCIADOS

5.1 Alteração Hidrotermal

Pirajno (2009) define alteração hidrotermal como um processo complexo que envolve mudanças mineralógicas, químicas e texturais nas rochas, resultantes da sua interação com fluidos quentes em distintas condições físico-químicas. As soluções hidrotermais reagem quimicamente com os minerais das rochas, resultando num intercâmbio de componentes químicos, os quais formam novos minerais em equilíbrio com as novas condições físico-químicas. Esse processo é uma forma de metassomatismo, ou seja, há troca de componentes químicos entre os fluidos e as rochas. Portanto, os fluidos podem ter a sua composição alterada, como resultado da sua interação com as rochas encaixantes.

Os principais fatores que controlam a alteração hidrotermal são: (1) a natureza das rochas encaixantes, (2) a composição dos fluidos, (3) concentração, atividade e potencial químico dos componentes do fluido, tais como H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , H_2S e SO_2 . Henley & Ellis (1983) sugerem que a alteração hidrotermal nos sistemas epitermais não depende da composição da rocha, e sim, principalmente, da permeabilidade, da temperatura e da composição do fluido. Esses autores citam, por exemplo, que em temperaturas de 250 a 280 °C associações de minerais semelhantes, tal como quartzo + albita + feldspato potássico + epidoto + illita $\pm$ calcita $\pm$ pirita são formadas em basaltos, andesitos, riolitos e arenitos, no entanto, enfatizaram o papel fundamental desempenhado pela natureza e a composição das rochas encaixantes nos processos de alteração hidrotermal, em especial, nos sistemas do tipo pórfiro, onde a ação de fluidos hidrotermais ocorre por infiltração e/ou difusão de espécies químicas. A circulação hidrotermal e a alteração hidrotermal geralmente envolvem grandes quantidades de fluidos que passam através de um determinado volume de rochas que, portanto, deve ter permeabilidade considerável na forma de fraturas ou poros conectados.

Tabela 4.1. Principais unidades geológicas e geocronológicas da Província Mineral do Tapajós (Modificado de Juliani et al. 2005).

Unidades geológicas	Litologia	Idade (Ma)	Método	Ambiente Tectônico	Referências
Granito Maloquinha	Biotita granito, hornblenda granito e riebeckita granito;	1.980 a 1.877	U-Pb SHRIMP em zircão	Pós-colisional e anorogênico	(1) (2) (3) (6) (10) (14)
	Álcali-feldspato granito, sienogranito e monzogranito com textura rapakivi.	1.880 ±0,009	Pb-Pb evaporação de zircão		(9) (11) (12)
Formação Moraes de Almeida	Ignimbrito, lapilli-tufo, riolito e traquito alcalino	1.875 ±4	Pb-Pb evaporação de zircão	Pós-colisional e anorogênico	(3)
Grupo Iriri Formação Aruri	Tufo, ignimbrito, brecha vulcânica e arenito tufáceo	1.888 a 1.873	U-Pb SHRIMP em zircão	Tardi a pós-orogênico	(6) (7) (8) (9) (12) (15)
Formação Salustiano	Riolito, riodacito, dacito, latito, ignimbrito, tufo e riolito fayalita-hedenbergita.	1.870 ±0.009	U-Pb SHRIMP em zircão	Tardi a pós-orogênico	(2) (6) (7) (8) (15)
		1.888 ±0,002	Pb-Pb evaporação de zircão		(9) (11) (12)
Formação Bom Jardim	Andesito, andesito basáltico, traquiandesito e latito com subordinados fluxos riolíticos e basálticos e rochas vulcanoclásticas.	1.893 ±0,005	Pb-Pb evaporação de zircão	Tardi a pós-orogênico	(6) (7)
		1.888 ±0,007			
Granitos Rosa de Maio e Batalha	Hornblenda-biotita monzogranito com variações para sienogranito.	1.883 ±0,004	U-Pb SHRIMP em zircão	Tardi a pós-arco magmático Parauari	(10) (13) (15)
		1.879 ±0,011	U-Pb zircão		
Suíte Intrusiva Ingarana	Olivina gabro subalcalina, augita gabro e norito	1.879 a 1.873	U-Pb SHRIMP em zircão	Arco Parauari	(4) (7) (11)
		1.887 ±0,003	Pb-Pb em zircão		

(continuação).

Unidades geológicas	Litologia	Idade (Ma)	Método	Ambiente Tectônico	Referências
<i>Suíte Intrusiva Parauari</i>	Biotita hornblenda monzogranito porfirítico, granodiorito, sienogranito e tonalito	1.955 a 1.880	U-Pb SHRIMP em zircão	Arco magmático calcio-alcálico	(5) (6) (7) (8) (15)
		1.883 ±0,002 a 1888 ±8	Pb-Pb em zircão		(9) (10) (11) (12) (14)
<i>Suíte Intrusiva Creporizão</i>	Sienonogranito e monzogranito porfirítico metamorfizado, granodiorito, tonalito e pórfiro.	1.974 a 1.957	U-Pb SHRIMP em zircão	Arco magmático	(5) (9) (11) (12)
		1.968 ±0,019	Pb-Pb evaporação de zircão		
Formação Vila Riozinho	Andesito basáltico calcioalcálico a shoshonítico, traquiandesito basáltico, traquito e riolito.	2.000 a 1.998	Pb-Pb evaporação de zircão	Arco magmático calcio-alcálico	(3)
Complexo Cuiú-Cuiú	Gnaiss granodiorítico a tonalítico, migmatito, anfibolito e granitoides metassomáticos.	2.033 a 2005	U-Pb SHRIMP em zircão	Arco magmático calcio-alcálico	(6) (7) (8) (9) (11) (12) (15)
Grupo Jacareacanga	Filito, xisto, metaturbidito, quartzito, metabasito, BIF (grau médio a baixo).	2.125 a 2.098	U-Pb SHRIMP em zircão detrítico	Bacia de trincheira (?)	(6) (8) (10)
Formação Castelo dos Sonhos	Arenitos e arenitos conglomeráticos	2.083 a 3.105	U-Pb SHRIMP em zircão detrítico	Bacia de trincheira (?)	(16)

Referências: (1) Dall'Agnol *et al.* (1994); (2) Dall'Agnol *et al.* (1999); (3) Lamarão *et al.* (2002); (4) Quadros *et al.* (1999); (5) Ricci *et al.* (1999); (6) Almeida *et al.* (2000); (7) Bahia & Quadros (2000); (8) Ferreira *et al.* (2000); (9) Klein & Vasquez (2000); (10) Santos *et al.* (2001); (11) Santos *et al.* (2000); (12) Vasquez & Klein (2000); (13) Juliani *et al.* (2002); (14) Brito *et al.* (1999a, 1999b); (15) Aguiar (2013); (16) Santos (2003).

5.1.1 Estilos da alteração hidrotermal

Os principais estilos da alteração hidrotermal são: (1) pervasiva, (2) seletivamente pervasiva, (3) não pervasiva e (4) fissural. Alteração pervasiva é caracterizada pela substituição da maioria ou de todos os minerais formadores da rocha. Isso resulta na perda parcial ou total das texturas da rocha. Alteração seletivamente pervasiva se refere à substituição de minerais originais específicos, como por exemplo, clorita substituindo biotita, ou sericita substituindo plagioclásio. Nesse caso, as texturas originais são preservadas. Alteração não pervasiva significa que apenas certas porções do volume da rocha são afetadas pelos fluidos hidrotermais. Por fim, alteração fissural é aquela que resulta em veios e preenchimentos de fraturas e substituições em até alguns centímetros ao redor delas. O termo fissural é usado estritamente para as porções onde é possível a identificação de vênulas/veios e fraturas preenchidos por minerais hidrotermais com salbandas hidrotermalizadas (Pirajno 2009).

5.1.2 Tipos de alteração hidrotermal

Pirajno (2009) afirma que as alterações hidrotermais incluem uma série de reações com íons de hidrogênio e intercâmbio de base dependentes das atividades de álcalis e hidrogênio, ou da razão aK^+/aH^+ . À medida que diminui a razão aK^+/aH^+ (por liberação H^+) em um sistema que evolui para temperaturas e pressões mais baixas, a alteração hidrotermal também evolui progressivamente de alcalina para argílica. Consequentemente, os tipos de alteração podem ser descritos pela ordem decrescente da razão aK^+/aH^+ como: potássica (feldspática), propilítica, sericítica e do tipo *greisen*, argílica intermediária e argílica avançada (Fig. 5.1).

5.1.2.1 Metassomatismo potássico

O metassomatismo potássico é especialmente comum e importante em sistemas magmáticos-hidrotermais do tipo pórfiro e epitermais, sendo gerada de 450 a 600 °C. Os minerais característicos dessa alteração são o feldspato potássico e a biotita em pórfiros e epitermais, geralmente acompanhados por sulfetos (calcopirita, pirita e molibdenita). Associações minerais comuns são representadas por feldspato potássico + biotita + quartzo, feldspato potássico + clorita e feldspato potássico + biotita + magnetita, acompanhados por quantidades variáveis de albita, sericita, anidrita, apatita e, ocasionalmente, rutilo (Pirajno 2009). Nas zonas de alteração potássica com feldspato potássico, por vezes, as rochas apresentam cor vermelha intensa, devido à presença de inclusões de hematita no feldspato.

Os óxidos e os sulfetos presentes na zona de alteração potássica também ajudam a definir as condições físico-químicas durante a alteração e deposição do minério. Calcopirita e molibdenita são geralmente acompanhadas por pirita ou bornita, bem como rutilo e, ocasionalmente, hematita (Gustafson & Hunt 1975, Field *et al.* 1974, Guilbert & Lowell 1974) ou magnetita (Philips *et al.* 1974).

5.1.2.2 Alteração propilítica

A alteração propilítica é caracterizada por metassomatismo de H^+ , que resulta na adição de H_2O , CO_2 e, localmente S, nas rochas hidrotermalizadas. Os minerais típicos são epídoto, clorita, carbonatos, albita e pirita. Localmente, a presença de sericita, óxido de ferro, montmorillonita e zeólita pode ser comum. Os campos de pressão e temperatura de estabilidade da zeólita, se bem definidos, faz com que esse mineral represente um importante monitor de temperatura em profundidade. Essa é uma característica particularmente útil em sistemas epitermais, possibilitando ao geólogo monitorar a proximidade da fonte de calor e zonas de *boiling*, nas quais mineralização de ouro pode ser encontrada. A alteração propilítica tende a ser mais pervasiva em zonas mais internas de depósitos hidrotermais ou próximos às fontes hidrotermais e de calor (Pirajno 2009).

5.1.2.3 Alteração sericitica e do tipo greisen

Pirajno (2009) define alteração sericitica (originalmente denominada de alteração filica) como sendo o resultado da desestabilização dos feldspatos na presença de H^+ , OH^- , K e S, resultando na cristalização de quartzo, mica branca e pirita. Neste processo são lixiviados Na, Mg, Ti, Fe e K.

A alteração sericitica é caracterizada tipicamente pela assembleia quartzo + sericita + pirita (QSP). O termo sericita refere-se a micas brancas dioctaédricas de granulção fina, que podem ser muscovita, paragonita, fengita, fuchcita ou roscoelita. Além da pirita presente na associação mineral, secundariamente, calcopirita e molibdenita podem ocorrer. Os minerais subordinados associados a esse tipo de alteração são: feldspato potássico, caolinita, calcita, biotita, rutilo, anidrita, apatita, hidromuscovita e illita.

A alteração QSP é um dos tipos mais comuns de alteração hidrotermal e está presente na maioria dos depósitos minerais hidrotermais.

Zonas de veios e fraturas com alteração sericitica intensa cortam a zona potássica e se estendem até a zona propilítica em alguns depósitos, fazendo com que os limites da zona sericitica se apresentem muito irregulares, se analisadas em detalhe (Barnes 1979).

A alteração do tipo *greisen* se refere a uma assembleia típica formada por quartzo + muscovita, podendo também estar presentes quantidades variáveis de topázio, turmalina, fluorita, cassiterita, hematita, wolframita, scheelita, sulfetos de Fe, Cu, Mo, Bi e sulfossais de Cu, Bi e Pb. A alteração do tipo *greisen* é usualmente precedida por metassomatismo sódico (albitização).

Figura 5.1. Sequência de alteração hidrotermal em função da temperatura e das atividades de K^+ e H^+ (Pirajno 2009).

5.1.2.4 Alteração argílica intermediária e avançada

Segundo Pirajno (2009), a alteração argílica se caracteriza pela presença de argilo-minerais, originados por lixiviação ácida causada por intenso metassomatismo de H^+ entre 100 e 300°C . Os argilo-minerais são formados principalmente pela substituição de feldspatos ígneos e hidrotermais e de silicatos máficos.

A alteração argílica intermediária se caracteriza pela presença de montmorillonita, illita, clorita, argilas (caolinita, dickita, halloisita, allofana) e em menor quantidade, sericita. O

zonamento da alteração argílica intermediária é definido pelo predomínio de caolinita junto à zona de alteração sericitica e de montomorillonita nas bordas do sistema hidrotermal.

A alteração argílica avançada forma-se por uma lixiviação completa dos cátions alcalinos, havendo destruição total dos feldspatos e dos minerais máficos. Dickita, caolinita, pirofilita, barita, alunita e diásporo são os minerais típicos das zonas deste tipo de alteração. Também estão presentes sulfetos (covellita, digenita e enargita), topázio, turmalina e argilas amorfas. Em sistemas com temperaturas acima de 300 °C, a lixiviação pode produzir associações com pirofilita, andalusita, quartzo, topázio e pirita.

A alteração alunitica é parte de alteração argílica avançada, onde em presença de um fluido rico em íons de sulfatos e um protólito rico em alumínio, a alunita pode ser a fase mineral dominante. Os grupos de minerais presentes na alteração argílica avançada são: alunita, natroalunita (Na substituindo K) e jarosita (Fe substituindo Al). Podem estar presentes caolinita, sericita, jarosita, pirita, barita, hematita, calcedônia e opala.

5.1.2.5 Outros tipos de alteração hidrotermal

Segundo Pirajno (2009), outros tipos de alteração não relacionados ao metassomatismo alcalino e do íon de hidrogênio também podem ocorrer restritos e relacionados a condições específicas do ambiente, tais como: turmalinização, alteração talco-carbonática, serpentinitização, fenitização, hematitização, dolomitização, carbonatização e silicificação, sendo esta última alteração comumente encontrada nos depósitos do tipo pórfiro e epitermal.

A silicificação é caracterizada pelo enriquecimento de sílica, resultando na cristalização de quartzo de baixa temperatura (< 125 °C; quartzo α) e de alta temperatura (> 573 °C; quartzo β) e a destruição intensa dos minerais originais da rocha. Durante os processos hidrotermais, a sílica pode ser introduzida pela circulação de fluidos (Pirajno 1992). A solubilidade da sílica é incrementada com a pressão e temperatura e se a solução sofre influência de expansão adiabática, a sílica se precipita.

5.2 Tipos de Depósitos Minerais

Os depósitos minerais podem ser classificados em função de sua profundidade de formação, variando de epitermal a mesotermal (Fig. 5.2). Os depósitos de ouro mesotermiais se associam a terrenos metamórficos, notadamente na transição entre metamorfismo de baixo e médio grau. Groves *et al.* (1998), com base no arcabouço tectônico e tempo de formação em relação a outros tipos de depósitos de ouro, classifica os depósitos mesotermiais como sendo

do tipo orogenênico. O fluido que gera esses depósitos são predominantemente derivados de devolatilização metamórfica e, tipicamente, apresentam salinidade muito baixa (< 2% NaCl eq.) e alterações carbonáticas com ankerita, siderita, dolomita e calcita.

Tabela 5.1. Principais características de diferentes tipos de alteração hidrotermal (modificado de Pirajno 2009).

TIPO DA ALTERAÇÃO	MINERAIS TÍPICOS	MINERAIS ASSOCIADOS	TIPOS DE SISTEMAS HIDROTERMAIS ONDE OCORRE A ALTERAÇÃO
Metassomatismo potássico	Feldspato potássico e biotita	Quartzo ± magnetita ± sericita ± albita ± clorita ± anidrita ± apatita ± rutilo ± epidoto ± calcopirita ± bornita ± pirita	Depósitos do tipo pórfiro de cobre, molibdênio e ouro, sistemas epitermais
Propilítica	Epídoto, clorita, carbonatos, albita	Sericita ± montmorillonita ± apatita ± anidrita ± ankerita ± hematita ± pirita ± calcopirita	Depósitos do tipo pórfiro, sistemas epitermais (<i>high-sulfidation</i> , <i>intermediate sulfidation</i> , <i>low-sulfidation</i>), campos geotermiais
Sericítica	Quartzo, sericita, sulfetos (QSP)	Pirita ± calcopirita ± molibdenita ± pirrotita ± feldspato potássico ± biotita ± calcita ± dolomita ± clorita ± andalusita ± albita	Depósitos do tipo pórfiro, sistemas epitermais, VHMS, sulfetos maciços.
Argílica	Caulinita, illita, montmorillonita	Sericita ± clorita ± dickita	Pórfiro, sistemas (<i>high-sulfidation</i> , <i>low-sulfidation</i>), campos geotermiais
Argílica intermediária	Esmectita, caulinita	Clorita + sericita ± caulinita ± montmorillonita ± illita ± calcita ± epidoto ± biotita ± pirita	Depósitos do tipo pórfiro de cobre, sistemas epitermais <i>high-sulfidation</i>
Argílica avançada	Pirofilita, caulinita, alunita, quartzo (vuggy)	Dickita ± quartzo ± sericita ± andalusita ± diásporo ± alunita ± topázio ± enargita ± turmalina ± pirita ± zunyita ± calcopirita ± hematita	Depósitos do tipo pórfiro de cobre, sistemas epitermais <i>high-sulfidation</i> , campos geotermiais

Os depósitos epitermais são entendidos como formados em sistemas hidrotermais

associados a rochas vulcânicas, com temperaturas comumente inferiores a 300 °C e profundidades de até 2 km, mas geralmente bem próximas à superfície (White & Hedenquist 1990). Os fluidos são aquosos, de baixa salinidade, ácidos ou neutros, e resultam em alterações hidrotermais sem carbonatos abundantes, exceto no caso de alterações epitermais *intermediate-sulfidation*, que apresentam calcita manganésifera ou rodocrosita (Corbett 2002).

Figura 5.2. Relações entre alguns tipos de depósitos e profundidade de formação (Sprottgroup 2012).

5.2.1 Depósitos epitermais

Lindgren (1922, 1933) caracterizou os depósitos epitermais quanto à mineralogia, texturas e modelos genéticos. Em seus estudos, o autor analisa uma ampla variedade de depósitos minerais, incluindo depósitos de metais base, mercúrio e antimônio, cuja origem se associa a fluidos aquosos produzidos durante a consolidação de magmas, em baixas temperaturas (< 200 °C) e pressões moderadas (< 100 bars). Entre 1970 e 1980, com a elevação do preço do ouro, estudos realizados em depósitos epitermais (Cooke & Simmons 2000) permitiram um melhor entendimento de suas características.

O termo "*sulfidation*" refere-se, segundo Barton (1970), ao estado de oxidação do fluido, sendo possível separações de subtipos de sistemas em função da temperatura e da transitoriedade do gás S₂ (Einaudi *et al.* 2003). Os limites entre condições de *very low-*, *low-*,

intermediate-, high- e very high-sulfidation, de acordo com Einaudi *et al.* (2003), são de fato determinadas por vários campos de estabilidade de diversas espécies de sulfetos (Fig. 5.3). A variação de um estado de *sulfidation* a outro pode ser gradativa, devido à diminuição de temperatura, ebulição e interação água-rocha (Einaudi *et al.* 2003, White & Hedenquist 1990).

Figura 5.3. Diagrama mostrando a variedade de assembleias de sulfetos e sulfossais em depósitos epitermais e suas variáveis composicionais entre rochas de arcos vulcânicos, fumarolas vulcânicas de alta temperatura, fluidos magmáticos hidrotermais e fluidos geotermiais (modificado de Einaudi *et al.* 2003).

Os depósitos epitermais são subdivididos em três classes (Fig. 5.4), segundo seus minerais de alteração, fluidos hidrotermais e ambiente geológico de formação. As principais características desses sistemas encontram-se resumidas na Tabela 5.2.

5.2.1.1 Mineralizações epitermais *low-sulfidation*

O termo *low-sulfidation* (Hedenquist 1987, White & Hedenquist 1990, 1995, Hedenquist *et al.* 2000), também denominado adulária-sericita (Hayba *et al.* 1985, Heald *et al.* 1987) ou *low-sulfur* (Bonham 1986), se refere a depósitos com fluidos mineralizantes com enxofre reduzido (HS^- , H_2S) e com pH próximo ao neutro (Fig. 5.4). Os depósitos *low-sulfidation* se associam a uma ampla variedade de rochas alcalinas e cálcio-alcalinas (Fig. 5.5), mas se concentram em sistemas bimodais com basalto e riolito (Hedenquist *et al.* 2000), com ausência ou pouco volume de andesitos e dacitos (Sillitoe & Hedenquist 2003).

O minério nos sistemas *low-sulfidation* (Fig. 5.5; Tabela 5.2) é associado a pirita, pirrotita, arsenopirita e esfalerita rica em ferro, bem como a quartzo e/ou calcedônia, adulária, calcita, rodocrosita, micas potássicas (illita e/ou sericita), fluorita e pirita, refletindo deposição por um fluido mineralizante reduzido de pH neutro e de baixa salinidade (Sillitoe & Hedenquist 2003). Os depósitos podem ser formados por veios, zonas de *stockworks* ou com minério disseminado. Texturas crustiformes e estruturas bandadas são particularmente características desse tipo de depósito e indicam que os veios foram formados em zonas rasas. Tipicamente o ouro ocorre como *electrum* e, menos frequentemente, com telúrio, associado a acantita e argentita.

As mineralizações *low-sulfidation* (Fig. 5.6) apresentam alteração propilítica nas partes mais profundas, com presença de illita, clorita, albita, epidoto, zeólitas, calcita, adulária, quartzo e pirita. Essa mineralogia depende de vários fatores, tais como, por exemplo, intensidade da alteração hidrotermal, presença de encaixante reativa, permeabilidade e porosidade. Nas zonas rasas a superficiais, o sistema se caracteriza por apresentar sílica *sinter*, a qual delimita a paleo-superfície e o nível freático antigo. A sílica *sinter* se deposita como sílica amorfa, mas se cristaliza com o tempo, resultando em quartzo muito fino.

Os estudos das inclusões fluidas de diferentes depósitos *low-sulfidation* demonstram temperaturas dos fluidos mineralizantes entre 150 a 300 °C (predominando temperaturas entre 150 a 250 °C), com fluidos diluídos, com < 3,5% peso de NaCl eq., muito embora em alguns depósitos tenham sido verificados valores de 0 a 13% peso de NaCl eq. (Heald *et al.* 1987, White & Hedenquist 1990, Cooke & Simmons 2000). Valores altos de salinidade são explicados como consequência da presença de CO_2 no sistema (Hedenquist & Henley 1985a).

Com base nos isótopos estáveis, Cooke & Simmons (2000) afirmam que o fluido dominante nas soluções hidrotermais desses depósitos é principalmente derivado de água meteórica, como pouca contribuição de fluidos magmáticos, que podem chegar até aproximadamente a 10% da composição isotópica das soluções mineralizadas (Sawkins *et al.*

1979, Simmons 1995).

Figura 5.5. Esquema mostrando os níveis crustais inferidos de deposição de ouro e os diferentes tipos de depósitos de ouro (Dube et al. 2007, modificado de Poulsen et al. 2000).

Para Heald *et al.* (1987), a mineralização comumente forma-se cerca de 1 Ma após a formação das rochas encaixantes. Esses autores apontam também que os sistemas *low sulfidation* são formados em sistemas geotermiais (ou campos geotermiais), nos quais grande quantidade de água superficial se mistura com água quente profunda, rica em cloretos. Sua localização se dá a certa distância do centro eruptivo ou acima de intrusões entre 5 a 6 km de profundidade.

A formação desses sistemas normalmente ocorre em *rifts* de arcos de ilhas e continentais, associados a vulcanismo bimodal (Sillitoe 2002) (Fig. 5.7). Os *rifts* podem ser formados no intra-arco ou no retro-arco durante a subducção da litosfera oceânica, seguida de subducção e um evento pós-colisional (Sillitoe & Hedenquist 2003). Geneticamente não há relação entre pórfiros de cobre e depósitos *low-sulfidation* (Hedenquist *et al.* 2000), mas ambos podem ocorrer no mesmo ambiente geológico ou numa mesma província (John *et al.* 1999).

Depósito Epitermal quartzo-adulária

Figura 5.6. Perfil esquemático de um sistema low-sulfidation (quartzo-adulária) com a distribuição dos minerais de alteração hidrotermal (adaptado de White & Hedenquist 1995 e Hedenquist et al. 2000 por Tosdal et al. 2009).

5.2.1.2. Mineralizações epitermais intermediate-sulfidation

Mais recentemente foi introduzido na literatura o termo *intermediate-sulfidation* (Hedenquist et al. 2000, Einaudi et al. 2003, Sillitoe & Hedenquist 2003). Os depósitos desse tipo são estruturalmente muito parecidos com os *low-sulfidation*, incluindo a presença de adulária subordinada, indicando serem também formados por fluidos com pH neutro (Hedenquist et al. 2000), pois os dois juntos compõem o conjunto dos epitermais alcalinos. Segundo Sillitoe (1977), as características geoquímicas dos fluidos mineralizantes associados às mineralizações metálicas do tipo *intermediate-sulfidation* tem grande afinidade com os depósitos *high-sulfidation* e do tipo pórfiro (Einaudi et al. 2003, Sillitoe & Hedenquist 2003, Sillitoe 1993a, John et al. 1999) e ocorre comumente em rochas andesíticas a dacíticas cálcio-

alcalinas (John *et al.* 1999, Sillitoe 2010).

Os depósitos *intermediate-sulfidation* mostram, comparativamente aos *low-sulfidation*, presença de calcita manganésifera, rodocrosita e anidrita e são enriquecimentos em metais de base (Zn e Pb).

Figura 5.7. Ambiente tectônico dos depósitos do tipo pórfiro de cobre e depósitos epitermais. Depósitos de Cu-Au pórfiro se formam no final dos episódios magmáticos predominantemente em margens de placas convergente (A) ou logo após a colisão (B). Os depósitos epitermais se associam a eventos extensionais em margens convergentes (C) ou (D) em zonas de rift (modificado de Tosdal *et al.* 2009). MASH: zona crustal de fusão e assimilação, armazenamento e homogeneização de magma (zone of crustal **m**elting and **a**ssimilation, magma **s**torage, and **h**omogenization); SLM: manto sublitosférico (sublithospheric **m**antle).

5.2.1.3 Mineralizações epitermais high-sulfidation

Os sistemas *high-sulfidation* (Fig. 5.8; Tabela 5.2) tipicamente ocorrem em rochas vulcânicas de composição andesítica a dacítica (Sillitoe 1999, em Hedenquist *et al.* 2000), mas também se associam a riodacitos e quartzo latitos (Heald *et al.* 1987, Sillitoe & Hedenquist 2003). Esses depósitos são também conhecidos como alunita-caolinita ou quartzo-alunite (Hayba *et al.* 1985, Heald *et al.* 1987, Berger & Henley 1989) ou *high-sulfur* (Bonham 1986), que representam depósitos com conteúdo significativo de sulfatos hipógenos, formados por fluidos mineralizantes oxidados e com pH ácido. O corpo mineralizado se caracteriza por apresentar ouro, *electrum*, enargita, luzonita, covellita, calcosina, bornita,

teluretos e pirita, com quartzo, alunita, pirofilita, argilas (dickita, caolinita), diásporo, barita, zunyita, enxofre nativo, sulfatos alumino-fosfáticos (APS) e rutilo/anatásio como ganga (Fig. 5.8). A maioria dos depósitos *high-sulfidation* apresenta uma porção central de sílica maciça e uma capa de sílica (*silica cap*) e residual porosa (*vuggy silica*), que é interpretada como sendo a área de maior alteração e lixiviação das rochas pelos fluidos ácidos. Essas zonas silicosas podem hospedar a grande parte da mineralização, assim como as zonas de quartzo maciço, *stockwork*, brechas e os veios de argilo-minerais, alunita e quartzo. Frequentemente as rochas hidrotermalizadas possuem veios de quartzo e pirita não mineralizados e halos de alteração sericitica e pirofilita em profundidade (Hedenquist *et al.* 2000). Observa-se também que as rochas com alterações argílica avançada e silicificação se restringem a níveis mais profundos do sistema (Stoffregen 1987). Nas zonas rasas dos sistemas hidrotermais são comuns zonas de silicificação, caracterizadas pela presença de quartzo *vuggy*, assim como nas partes centrais, envolvidas por rochas com alteração argílica avançada, como por alunita, quartzo, caolinita, dickita, nacrita e, algumas vezes, coríndon, andalusita, pirofilita e diásporo. A alteração argílica avançada têm espessuras variando de 1 a 100 m. Segundo Hedenquist *et al.* (2000), a alteração propilitica, assim como a argílica, são encontradas nas zonas mais externas do sistema hidrotermal (Fig. 5.9).

A alteração argílica avançada dos depósitos *high-sulfidation* é gerada por fluidos ácidos produzidos, segundo Heald *et al.* (1987) e Hedenquist *et al.* (2000) por: (1) desproporcionamento do SO₂ (reação 2), acompanhado pela dissociação de espécies ácidas dominantes, como o HCl e H₂SO₄ (reações 1 e 3), a temperaturas de 300 a 350 °C; (2) oxidação de vapor aquecido na zona vadosa do sistema; (3) oxidação supérgena do fluido na zona vadosa do sistema a temperaturas entre 30 a 40 °C, controlada pela posição do nível do lençol freático.

Estudos de microtermometria realizados por Cooke & Simmons (2000) evidenciam uma ampla variação de salinidade e de temperaturas na formação desses tipos de depósitos, destacando-se um grupo com fluidos de salinidades entre < 1 e 5% peso de NaCl_{eq.} e temperaturas entre 100 e 350 °C, e um segundo grupo de fluidos com salinidade entre < 1 e 46% peso de NaCl eq. e temperaturas de ~ 400 °C. Por outro lado, Heald *et al.* (1987)

descrevem variações entre 1 e 24% peso de NaCl eq. e temperaturas de 200 a 300 °C.

Depósito epitermal quartzo-alunita

Figura 5.8. Perfil esquemático de um sistema high-sulfidation (quartzo-alunita) com a distribuição dos minerais de alteração hidrotermal (adaptado de White & Hedenquist 1995 e Hedenquist et al. 2000 por Tosdal et al. 2009).

No geral, os isótopos estáveis de oxigênio e de deutério compilados por Cooke & Simmons (2000) indicam origem predominantemente magmática dos fluidos mineralizantes, mas evidências de misturas com águas meteóricas são também apresentadas por Hedenquist *et al.* (1998) e Juliani *et al.* (2005).

As mineralizações *high-sulfidation* ocorrem em contextos geológicos de arcos de ilhas e em margens continentais ativas (White *et al.* 1995), sob influência de tensões neutras e leve extensão (Sillitoe & Hedenquist 2003) (Fig. 5.7). Usualmente, se localizam acima ou nas proximidades das bordas de corpos intrusivos, geralmente pórfiros de Cu-Au (Fig. 5.4). A geração das mineralizações *high-sulfidation* geralmente ocorre a < 0,5 Ma após a formação

das rochas encaixantes, o que também aponta para uma relação genética com o magmatismo (Heald *et al.* 1987).

Figura 5.9. Seção esquemática mostrando o típico zonamento das alterações hidrotermais dos sistemas high-sulfidation (Hedenquist *et al.* 2000, modificado de Stoffregen 1987).

A maioria dos depósitos é encontrada em arcos vulcânicos cenozóicos da zona Circum-Pacífica, na zona do Mediterrâneo, incluindo o cinturão Carpático-Balcânico, e o cinturão Paleozóico da Ásia Central (Fig. 5.10). No entanto, tem sido também identificados em terrenos neoproterozoicos, como Hook Brook (Canadá), e paleoproterozoicos, como Enåsem (Suécia) e na Província Mineral do Tapajós (Juliani *et al.* 2005).

Os sistemas *high e low-sulfidation* podem ocorrer um ao lado do outro (Hedenquist & Lowensten 1994, Hedenquist *et al.* 2000), mesmo apresentando características distintas, por causa dos diferentes tipos de fluidos que os geram. Em alguns casos, pode ser identificada a transição entre os dois ambientes geoquímicos, cerca de 1 a 2 km de profundidade, onde os fluidos hipogênicos ácidos são substituídos por sistemas hidrotermais com pH neutro (Reyes *et al.* 1993). Essa transição é tipicamente representada por uma zona de hidrólise (Meyer & Henley 1967), denominada “zona de neutralização primária” (Giggenbach 1981), localizada sob o ambiente epitermal (Fig. 5.4).

Mineralizações epitermais foram inicialmente reconhecidas na Província Mineral do Tapajós por Dreher *et al.* (1998) que descreveram adularia na borda de um dique máfico nos prospectos Davi e Joel e por Jacobi (1999), que caracterizou o depósito de Au V3 como epitermal (Fig. 5.11). Posteriormente, esse depósito V3 foi redefinido por Juliani *et al.* (2005) como sendo do tipo epitermal *high-sulfidation* (Fig. 5.12), caracterizado pela presença de alunita magmática-hidrotermal. Outra ocorrência, mineralizada em Au-Cu-Mo foi descrita por Jacobi (1999) na PMT e, posteriormente caracterizada com sendo relacionada a um sistema

low-sulfidation com sericita e adulária, com mineralizações do tipo pórfiro superpostas (Correia-Silva *et al.* 2000, Aguja 2013).

Geneticamente, as mineralizações epitermais *high-* e *low-sulfidation* estão relacionadas a rochas vulcânicas riolíticas e dacíticas, invadidas por *stocks* graníticos de idades entre 1.870 a 1.890 Ma, pertencentes ao evento vulcânico cálcio-alcálico Uatumã (Nunes *et al.* 2001, Juliani *et al.* 2000, Corrêa-Silva *et al.* 2000, Juliani *et al.* 2005, Aguja 2013). Essas mineralizações estão associadas ao desenvolvimento de *ash-flow calderas* alinhadas (Juliani *et al.* 2005).

Adicionalmente, evidências de mineralizações *low-* e *intermediate-sulfidation* têm sido descritas por Tokashiki *et al.* (2013a, 2013b, 2013c, 2014) nos depósitos de Au-(Cu-Pb-Zn) do Coringa e do Mato Velho, o segundo tipo caracterizado pela presença de carbonatos de manganês, adulária-sericita e metais de base, se associa a domos de riolito com idades em torno de 1,97 Ga.

Figura 5.10. Distribuição global dos depósitos epitermais, segundo Taylor (2007).

5.2.1.4 Características gerais dos depósitos epitermais

Segundo Sillitoe (1993a), os sistemas epitermais se associam a vulcanismo subaéreo e intrusões de magmas cálcio-alcálicos, variando entre andesito basáltico a riolito, presentes principalmente em ambientes tectônicos convergentes de arcos de ilhas e continentais. A

aparente ausência desses sistemas em ambiente de *rift* continental ou *hot spot* sugere uma forte associação do magmatismo de subducção com a formação de mineralização neste tipo de depósito (Sillitoe 1993a). Entretanto, Tosdal *et al.* (2009) afirma que depósitos epitermais são associados com a extensão na margem de placa convergente ou em zona de *rift*, enquanto que os depósitos de Cu-Au do tipo pórfiro de complexos magmáticos se formam em orógenos colisionais, após o fim da subducção de uma placa oceânica, visto que as câmaras magmáticas são produto de subducção de placa oceânica subductada sob a placa oceânica ou continental (Fig. 5.7). Esses autores concluem que as mineralizações epitermais claramente se relacionam ao vulcanismo e a falhas normais e inversas em ambientes tectônicos compressivos e extensionais.

Figura 5.11. Seção esquemática do depósito epitermal V3 da Província Mineral do Tapajós, como inicialmente definido por Jacobi (1999).

Portanto, tipicamente, as mineralizações apresentam um forte controle estrutural, estando, comumente associadas a falhas regionais que influenciam a permeabilidade das rochas e, conseqüentemente, a distribuição da mineralização. Em escala local, os depósitos epitermais estão também frequentemente hospedados em estruturas vulcânicas (Rytuba 1981), principalmente nas antigas crateras de vulcões (Heald *et al.* 1987) anelares, radiais ou internos a caldeiras vulcânicas, formados a partir do estágio de ressurgência do magmatismo. As crateras situam-se acima de um sistema canalizado de colocação do magma (*plumbing*

systems), que pode instalar um sistema hidrotermal com água predominantemente juvenil, derivada de fluidos exsolvidos do magma. Sistemas epitermais também são comuns em domos de riolito (Sillitoe & Bonham 1990) e em estruturas dômicas resultantes da intrusão de magmas em sub-superfície (Heald *et al.* 1987).

5.2.1.5 Origem dos componentes e concentração nos fluidos mineralizantes e reação com as rochas encaixantes

O vulcanismo submarino que é produzindo nas dorsais meso-oceânicas e o hidrotermalismo associado são responsáveis pela concentração de metais de base na crosta oceânica e também por sua alteração. Esse processo resulta na hidratação das rochas que constituem a crosta oceânica e na formação e incorporação de elementos químicos adquiridos da água marinha, tais como enxofre (sob a forma de sulfatos) e cloro (Camprubí & Albinson 2006). Junto a esses sistemas hidrotermais há também deposição de sedimentos com contribuição de produtos vulcânicos que podem ter metais concentrados devido ao hidrotermalismo, alterações hidrotermais de fundo oceânico e por precipitação química em leitos ou como nódulos manganésíferos.

Durante a subducção (Fig. 5.13), esse conjunto de rochas hidratadas e com conteúdos variáveis de metais é desidratado (Hedenquist & Lowenstern 1994). A liberação da água durante o metamorfismo favorece a fusão parcial do manto sobrejacente à zona *Wadati-Benioff* (Stolper & Newman 1994). O magma produzido, ao iniciar a sua ascensão através do manto e da crosta continental, se diferencia e interage de várias formas com as rochas encaixantes, em um conjunto de processos denominados MASH (*Melting-Assimilation-Storage-Homogenization*), segundo Hildreth & Moorbath (1988) e Richards (2011). Por esse motivo, há grande variedade de possíveis fontes dos componentes (metais, água, voláteis, sulfato, etc.) que serão fundamentais para geração dos fluidos e deposição mineral na crosta, incluindo a água marinha, a crosta subductada e seus sedimentos, o manto e a própria crosta continental, que resultam na formação de depósitos diversos dos tipos pórfiro, *skarn* e epitermal.

Figura 5.12. Perfil esquemático da mineralização aurífera high-sulfidation da Província Mineral do Tapajós, com a distribuição das principais zonas de alteração hidrotermal e imagens representativas dos principais litotipos associados, segundo Juliani et al. (2005).

Tabela 5.2. Características gerais dos sistemas epitermais, segundo White & Hedenquist (1990), Hedenquist et al. (2000) e Sillitoe & Hedenquist (2003).

Características/Tipo	High-sulfidation	Intermediate-sulfidation	Low-sulfidation
Rochas vulcânicas genéticamente relacionadas	Principalmente andesito e riodacito	Principalmente andesito e riodacito. Localmente riolito	Basalto a riolito
Ocorrência	Domos, diatremas, pórfiros	Domos, diatremas	Domos, diatremas
Minerais de alteração	Quartzo, alunita, APS, pirofilita, dickita	Sericita, rodocrosita, anidrita, adularia ausente	Adularia, esmectita, illita, roscoelita.
Forma do depósito	Brechas, veios, disseminado	Veios, brechas, disseminado	Veios, <i>stockworks</i> , disseminado
Texturas do minério	Substituição, sulfetos maciços, veios e brechas, quartzo <i>vuggy</i> .	Brechas, veios em pente (<i>comb</i>), bandas grossas	Brechas, veios pentes (<i>comb</i>), drusas, bandas grossas e lâminas.
Ganga silicosa	Silificação maciça grossa a fina e quartzo <i>vuggy</i> residual.	Preenchimento crustiforme e em pente (<i>comb</i>) de veios de quartzo	Preenchimento crustiforme de veios quartzo, calcedônia coloforme e substituição de carbonatos
Ganga carbonática	Ausente	Comum. Inclui variedades manganêsíferas	Presente, mas não manganêsífera
Outras gangas	Barita em estágios tardios	Barita e silicatos manganêsíferos locais	Fluorita
Abundância de sulfetos	10 a 90% vol.	5 a > 20% vol.	Tipicamente <1 a 2% vol., mas < 20% vol. quando a rocha hospedeira é basalto.
Sulfetos	Enargita, luzonita, acantita, estibinita, covellita, calcopirita, tetraedrita, esfalerita	Esfalerita, galena, tetraedrita, calcopirita	Pirita, pirrotita, arsenopirita, esfalerita enriquecida em ferro
Metais principais	Au-Ag, Cu, As-Sb, Bi, Te, Cu-Au	Ag-Au, Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb	Au ± Ag
Metais secundários	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg	Mo, As, Sb	Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg
Características notáveis	Quartzo <i>vuggy</i> , sobreposição em sistemas pórfiro.	Alguns depósitos são veios contíguos à mineralizações <i>high-sulfidation</i>	<i>Sinter</i> , calcedônia

Figura 5.13. Características de depósitos epitermais ácidos (*high-sulfidation*) e alcalinos (*low- e intermediate-sulfidation*), em função da profundidade de formação dos depósitos individuais, adaptado por Camprubí e Albinson (2006) de Hedenquist et al. (2000).

Os fluidos magmáticos derivados de magmas intrusivos em níveis crustais rasos relacionados à formação de depósitos epitermais (*high-sulfidation*, *intermediate-sulfidation* ou *low-sulfidation*) experimentam em profundidade desmisturas (Hedenquist & Lowenstern 1994, Gammons & Williams-Jones 1997), nas quais grande parte da água e do H_2S passa para a fase vapor. Este vapor, ao esfriar, se condensa como água de natureza mista, magmática-meteórica, ricas em H_2S . Em consequência, tem-se um alto potencial de dissolução e remobilização de quantidades significativas de ouro em forma de complexos sulfetados do magma e das rochas encaixantes (Gammons & Williams-Jones 1997). Os fluidos resultantes adquirem também potenciais químicos para originarem depósitos *high-sulfidation*, *intermediate-sulfidation* ou *low-sulfidation* na parte superior da crosta, segundo a sua capacidade de reter ou de modificar o pH pela reação com as rochas encaixantes. No caso dos depósitos *low-sulfidation* e *intermediate-sulfidation* associados a magmas cálcio-alcalinos (não necessariamente aos magmas alcalinos, que são originalmente mais reduzidos) há uma “neutralização primária” durante a migração dos fluidos na crosta, visto que os fluidos são derivados de corpos intrusivos rasos ou profundos (Fig. 5.13). A evolução dos fluidos até a neutralização resulta em rochas encaixantes com alterações de vários tipos, incluindo o metassomatismo potássico, a propilitização e as alterações argílicas e argílicas avançadas e essa intensa alteração hidrotermal das rochas encaixantes pode, ao menos em parte, fornecer

componentes químicos por lixiviação aos fluidos.

5.2.1.6 Processos de deposição dos metais dos fluidos epitermais

Nos sistemas *low-sulfidation* e nos sistemas geotermiais os principais processos responsáveis pela deposição de metais são o *boiling* e a mistura de fluidos (Cooke & Simmons 2000, Hedenquist *et al.* 2000), ambos com condensação de vapor (Hedenquist *et al.* 2000).

Evidências de *boiling* nestes sistemas hidrotermais podem ser dadas pela presença de adulária, calcita placóide (*bladed calcite*), comumente substituída por calcedônia, e indiretamente, pela presença de brechas hidrotermais, as quais indicam fraturamento hidráulico devido ao incremento da pressão de vapor (Hedenquist & Henley 1985a). O *boiling* também concentra as espécies dissolvidas no fluido, incluindo a sílica, o que permite uma supersaturação e a precipitação de quartzo e a formação de colóides de sílica que resultam em veios de quartzo drusiformes e, nos sistemas de *low-sulfidation*, veios de calcedônia bandados ou laminados.

O *boiling* e a diminuição da concentração do CO₂ do fluido também incrementa o pH (reação 4), o que explica a presença de illita e adulária como minerais de ganga (reação 5) e a deposição de calcita (reação 6) nos veios de mineralizações *low-sulfidation* (Hedenquist *et al.* 2000).

Os processos de mistura de fluidos não são muito bem documentados, mas o trabalho de Hayba (1997) no depósito Creede (Colorado), elaborado com base em estudos de inclusões fluidas, mostra a importância desse tipo de processo na deposição de ouro em sistemas *low-sulfidation*. A mistura de fluidos envolve águas de diferentes densidades e temperaturas, o que dificulta a inferência das composições das águas presentes no sistema. Segundo Reed & Spycher (1985, em Cooke & Simmons 2000), a precipitação do ouro acontece se a mistura produzir uma mudança de fluidos redutores e de pH neutro para fluidos em condições oxidadas e ácidas.

As reações químicas que permitem a deposição de ouro incluem bissulfeto (H₂S_(eq)), as quais se relacionam ao *boiling*, à perda de gás (reação 7) e a outros processos, como a sulfetação da rocha encaixante (reação 8) ou a desestabilização de espécies de enxofre por

mistura com grandes quantidades de água enriquecido em sulfatos (equação 9; Cooke & Simmons 2000).

Figura 5.14. Modelo mostrando os principais estágios de evolução da alteração hidrotermal e da deposição do ouro nos depósitos high-sulfidation, segundo Arribas Jr. (1995), onde: (A) início da alteração argílica avançada dominada por vapor magmático, (B1) Absorção de vapor de altas pressões pelo arraste de células de águas meteóricas, mistura de fluidos magmáticos e meteóricos, (B2) ascensão de salmouras magmáticas enriquecidas em metais e misturadas com águas meteóricas esfriadas para explicar a alta salinidade e mistura de fluidos magmáticos e meteóricos (White 1991, Rye 1993, Hedenquist & Lowenstern 1994).

Para os sistemas *high-sulfidation*, Arribas (1995) propôs um modelo de duplo estágio para a formação da mineralização. O primeiro estágio (Fig. 5.14A) se relaciona a grandes quantidades de gases magmáticos que causam uma intensa lixiviação ácida e a formação da assembleia mineralógica de alteração argílica avançada. O segundo estágio (Fig. 5.14B) é devido a forte presença de água onde houve a formação de porosidade secundária e permeabilidade pelo evento de lixiviação ácida, o que causa a deposição do ouro e dos minerais de cobre. Para este último estágio, Arribas Jr. (1995) indicou duas formas para formação da mineralização: (1) condensação ou dissolução de gases magmáticos dentro de uma célula de convecção de água aquecida, a qual produz fluidos mineralizantes ácidos e de baixa salinidade (Fig. 16B1) e, (2) salmouras magmáticas mineralizadas que ascendem à área de alteração argílica avançada, onde se mistura com fluidos rasos e ocorre precipitação de ouro (Fig. 5.14B2).

6 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE DEPÓSITOS VULCÂNICOS E VULCANOCLÁSTICOS

Esse capítulo traz uma breve revisão de conceitos básicos a respeito de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas continentais, como é o caso das rochas estudadas nessa tese.

A definição desses conceitos é necessária, pois diversos fatores devem ser considerados na identificação das rochas vulcânicas e dos seus diferentes tipos de depósitos, com o intuito de se identificar o ambiente no qual a rocha foi formada.

Dentre as variáveis que condicionam a formação de diferentes depósitos vulcânicos, deve-se considerar a viscosidade do magma, que é dependente da temperatura, da composição química (notadamente dos teores de SiO₂, álcalis e MgO) e do conteúdo em voláteis, pois magmas ricos em gases tem maiores chances de entrar em erupção explosiva, por conta da vesiculação e da expansão intensa que ocorre quando a pressão diminui (Gill 2014). De acordo com Hall (1996), a viscosidade do magma e o conteúdo de voláteis são as propriedades mais importantes e as que exercem maior influência na morfologia e tipo de depósito vulcânico gerado. Esse mesmo autor dividiu os depósitos de fluxo de lavas basálticas em três classes: *Pahoehoe*, Aa e em blocos. Esses tipos de lavas são muito semelhantes entre si, sendo a viscosidade do magma a principal diferença entre os tipos citados.

Os depósitos vulcânicos podem ser gerados tanto por erupções efusivas quanto explosivas, tendo como produto das erupções vulcânicas, as lavas coerentes e partículas piroclásticas (Fig. 6.1). Manifestações efusivas são representadas por fluxos de lava e domos de riolito, podendo ser cortados por corpos intrusivos sin-vulcânicos, tais como diques, *sills* e criptodomos.

Sparks & Walker (1973) reconhecem três tipos principais de depósitos piroclásticos, definidos de acordo com o mecanismo principal de transporte dos fragmentos: (1) depósitos de queda (*pyroclastic fall*) - mecanismo: suspensão, (2) depósitos tipo *surge* (*pyroclastic surge*) - mecanismo: tração, (3) depósitos de fluxo (*pyroclastic flow*) - mecanismo: fluxo de massa. Segundo McPhie *et al.* (1993), depósitos explosivos podem ser divididos em três classes: (1) depósitos piroclásticos primários, (2) depósitos vulcanoclásticos ressedimentados e (3) depósitos sedimentares vulcanogênicos. As erupções explosivas podem gerar três tipos principais de depósitos piroclásticos primários, que são: (1) depósitos de fluxo piroclástico, (2) depósitos piroclásticos do tipo *surge* e (3) depósitos piroclásticos de queda (McPhie *et al.* 1993).

Segundo Fisher (1961), a expressão “depósitos vulcanoclásticos” possui uma conotação apenas descritiva, referindo-se a todos os depósitos ricos em constituintes de origem vulcânica, sem implicações genéticas. McPhie *et al.* (1993) definiram os depósitos

vulcanoclásticos em função dos processos de formação, transporte e deposição. Esses autores os subdividiram em quatro categorias: (1) autoclástica, (2) piroclástica, (3) ressedimentado sin-eruptivo e (4) sedimentar vulcanogênico, descritos e exemplificados na Tabela 6.1.

Sommer *et al.* (2003) concluíram que as manifestações vulcânicas explosivas são desencadeadas por mecanismos de fragmentação que podem envolver o aquecimento rápido da água em condutos vulcânicos (erupção freática), resultando na interação entre magma e água (freatomagmática) e atividade magmática com pequena participação de voláteis externos (magmática). Os dois primeiros tipos são fenômenos hidrovulcânicos, onde grande parte da energia responsável pela erupção origina-se da interação do magma com as águas superficiais, subterrâneas ou gelo. Erupções magmáticas consideradas “secas” podem apresentar estilos diferentes de manifestações vinculados especialmente ao conteúdo de sílica do sistema, que são a dinâmica dos principais tipos de erupção resumida por Cashman *et al.* (2000) e Morrissey *et al.* (2000). As principais características das erupções explosivas são exemplificadas na Figura 6.2. Na área de estudo a erupção mais comum é do tipo Pliniana, tendo como produto domos ou caldeiras vulcânicas compostas por riolito, dacito, *lapilli*-tufo e ignimbrito.

McPhie *et al.* (1993) afirmaram que os depósitos piroclásticos são gerados diretamente da atividade vulcânica explosiva, a partir da fragmentação de rochas e/ou magma, onde as partículas são dispersas em um meio fluido representado por gases quentes e vapores.

Para Sommer *et al.* (2003), a classificação genética de depósitos de fluxo piroclástico é baseada em três principais mecanismos de geração de fluxos piroclásticos: (1) mecanismos associados com a extrusão de domos e fluxos de lavas: os fluxos são gerados do colapso gravitacional ou explosivo de lavas ou domos. Podem estar também relacionados a colunas de erupções explosivas verticais ou laterais associadas à extrusão de domos de lavas. Os depósitos gerados são em geral denominados de fluxos de blocos e cinzas ou depósitos de avalanches quentes. (2) mecanismos associados ao colapso de coluna de erupção vertical: a instabilização da coluna de erupção pode ocorrer após uma única explosão ou em uma série de explosões intermitentes. Os fluxos gerados são ricos em cinzas e escórias ou púmices (ignimbritos). (3) mecanismos associados diretamente aos condutos: os fluxos são gerados pela expansão de magmas supersaturados em voláteis, por pequenas emanções de misturas de gases-piroclásticos e por liberações de “jatos” de lava de pequena intensidade (*low fountaining*). Os depósitos gerados são ricos em púmices ou em cinzas e escórias.

Os principais tipos de depósitos estão relacionados a fluxos de púmices (ignimbritos), fluxos de cinzas-blocos e fluxos de escórias. Os principais processos de sustentação das partículas nestes fluxos são a fluidização, flutuabilidade e colisões entre os grãos. A

mobilidade destes é atribuída parcialmente às forças gravitacionais, ao impulso originado dos processos eruptivos e a grande eficiência de sustentação das partículas durante o fluxo.

Figura 6.1. Classificação genética dos depósitos vulcânicos (modificado de McPhie et al. 1993 por Sommer et al. 2003).

Tabela 6.1. Descrição dos tipos de depósitos vulcanoclásticos (modificado por Sommer et al. 2003, a partir de Cas & Wright 1987 e McPhie et al. 1993).

DEPÓSITO VULCANOCLÁSTICO	DESCRIÇÃO
Autoclástico	Depósito primário constituído de partículas (autoclastos) geradas por fragmentação não explosiva <i>in situ</i> de lavas ou magmas (autobrechação/fragmentação por resfriamento).
Piroclástico	Depósito primário formado por partículas (piroclastos) gerados por erupções explosivas e depositados por processos vulcânicos primários (queda, fluxo e surge).
Ressedimentação sin-eruptivo	Depósito secundário, sin-eruptivo, formado a partir da rápida ressedimentação de piroclastos ou partículas autoclásticas, não modificadas texturalmente.
Sedimentar vulcanogênico	Agregado contendo partículas derivadas por erosão, a partir de depósitos vulcânicos pré-existent e que não foram submetidos a um retrabalhamento significativo durante a deposição, e/ou que foram redepositados logo após a erupção.

Estilo de erupção	Descrição e constituintes principais	Ilustração
1. Magmática	o comportamento e as características destas erupções são controlados pela composição do magma, conteúdo de voláteis (supersaturação), viscosidade, temperatura, densidade e geometria do conduto. Este estilo envolve a exsolução e a expansão de voláteis magmáticos, com pouca participação de fluidos externos, gerando grande quantidade de púmices ou escórias e fragmentos de vidro;	
1.a Stromboliana e Hawaiana	restringe-se a magmas de baixa viscosidade com pequeno conteúdo de voláteis. Strombolianas: as explosões concentram-se na parte superior de condutos vulcânicos abertos, onde ocorrem elevada concentração de bolhas. A sucessão de novas concentrações de bolhas determinam o caráter intermitente destas erupções. Hawaianas: são muito semelhantes as anteriores, porém as erupções tem uma natureza mais constante, gerando em alguns casos verdadeiras fontes de lavas;
1.b Vulcaniana	caracteriza-se por discretas explosões, em geral cíclicas, associadas a magmas andesíticos. A supersaturação em voláteis do sistema deve-se a magma em ascensão e a participação de voláteis vinculados a águas superficiais. Os piroclastos são liberados na forma de colunas de erupção de 5-10km e plumas de convecção de cinzas. Mecanismos de suspensão são mais comuns, gerando depósitos de queda e, em alguns casos, depósitos de fluxo de cinzas e escória.
1.c Pliniana	comum em sistemas silicosos, com alta viscosidade e vesicularidade, sob condições de pressões internas elevadas. A liberação violenta de gases e piroclastos pode gerar colunas de erupção com alturas de até 30 km. São comuns depósitos de queda, fluxos piroclásticos e surge. Os produtos piroclásticos são principalmente lápis e cinzas de púmices.
2. Freato-magmática	este estilo é comum em condutos onde há a possibilidade de acesso da água, tais como caldeiras preenchidas por lagos ou inundadas pela água do mar. O vapor associado às erupções deste tipo é produzido diretamente pela interação do magma e/ou lava com águas superficiais. O gatilho destas explosões envolve o superaquecimento da água, provocando a geração instantânea de gases, cuja rápida expansão provoca fragmentação simultânea do magma. As colunas e plumas de erupção são ricas em vapores e contêm uma alta proporção de cinzas. Os piroclastos, em geral, possuem significativas variações no grau de vesicularidade, sendo comum a presença abundante de litoclastos.
3. Freática	este estilo é comum em sistemas geotermiais e no entorno de condutos ativos. Os gases responsáveis pela explosão são gerados pela ação do calor do magma, sem a incorporação deste em nenhuma etapa do processo eruptivo. Este superaquecimento da água em subsuperfície determina a liberação repentina de vapores, determinando uma rápida redução na pressão confinante. Este estilo caracteriza-se, portanto, por uma grande quantidade de vapor aliada a uma pequena proporção de sólidos não juvenis ejetados. Estes são depositados próximos ao centro eruptivo, principalmente por mecanismos de suspensão.

Figura 6.2. Descrição e exemplificação de erupções vulcânicas explosivas: (1a) Stromboliana – Vulcão Stromboli, Itália; (1b) Vulcaniana – Tavurvur Volcano, Rabaul Caldera, Papua, Nova Guiné; (1c) Pliniana – Monte Santa Helena, Estados Unidos da América; (2) Freato-magmática – surgimento da Ilha de Surtsey, Islândia; (3) Freática – Monte Santa Helena, Estados Unidos da América (fonte: <http://www.volcanoes.usgs.gov>).

7 GEOLOGIA DAS ÁREAS CORINGA E MATO VELHO

Na área da pesquisa mineral do Projeto Coringa foram caracterizadas rochas pertencentes ao embasamento das supracrustais, assim como sequências constituídas por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, além de diques de riolito, andesito, dacito e riodacito, pórfiros riolíticos e riodacíticos e granitos, normalmente granofíricos.

Regionalmente observa-se que a leste da área do projeto ocorre uma região com formas aproximadamente circulares, com a morfologia do terreno relativamente suave, envolvida por terrenos com texturas mais rugosas e cotas mais altas, configurando uma estrutura abatida que se assemelha a uma caldeira vulcânica, análoga às descritas por Juliani *et al.* (2005) na Província Mineral do Tapajós, mais a norte dessa região. Os terrenos mais altos são formados predominantemente por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, além de algumas intrusões de pórfiros e de granitos. Os granitos comumente possuem xenólitos de rochas máficas e, mais raramente, ultramáficas.

Muito embora essa geologia seja compatível a ambiente de caldeira vulcânica, são necessários estudos complementares para verificação dessa hipótese, mas a área é de difícil acesso e a aquisição de novos dados exigirá trabalhos com uma infraestrutura e apoio logístico muito maior.

Na área do Projeto Coringa predominam riolitos e rochas vulcanoclásticas félsicas, além de corpos de granito granofírico, de andesito a riodacitos, diques de riolito, intrusões de pórfiros e rochas vulcanoclásticas epiclásticas (Fig. 7.1).

A distribuição das rochas vulcânicas parece indicar formação em diversos centros efusivos, uma vez que os lineamentos associados à ocorrência de vulcânicas definem estruturas circulares menores, dentro de uma grande estrutura parcialmente erodida, que poderia definir um grande complexo ígneo com rochas subvulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas (Fig. 7.2).

Os riolitos afloram definindo estruturas aproximadamente circulares ou ovaladas em planta, interpretadas como decorrentes da erosão parcial de domos de riolito e também formando diques. Brechas e aglomerados vulcânicos ocorrem ao redor dos domos de riolitos e em fraturas radiadas e concêntricas associadas aos domos, por vezes com brechas hidrotermais comumente hidrotermalizadas. Os domos não apenas se distribuem ao redor da estrutura circular maior descrita anteriormente, como também se alinham segundo a direção noroeste-sudeste, sugerindo terem sido em parte encaixados em antigas falhas (Fig. 7.3).

Os principais corpos mineralizados em ouro e metais de base se hospedam em falhas rúpteis com orientações noroeste-sudeste, mas estão concentrados nas partes internas ou nos arredores dos domos.

7.1 Embasamento das Rochas Vulcânicas

Os afloramentos do embasamento são formados por rochas cinza, comumente deformadas e parcialmente hidrotermalizadas, com teores variáveis de biotita e/ou anfibólio, de granulações variando de fina a grossa, texturas equigranulares, inequigranulares e porfiríticas, apresentando composições variando de granítica a tonalítica. Esses aspectos demonstram que o embasamento das rochas vulcânicas, muito embora seja de origem predominantemente ígnea, é muito heterogêneo e deve englobar rochas de idades e filiações diversas. Comumente, essas rochas apresentam encraves arredondados parcialmente absorvidos e encraves microgranulares de andesitos e de rochas ultramáficas ricas em magnetita, assim como de encraves surmicáceos com biotita e/ou anfibólios. Veios e diques tabulares de aplito de cor rosa-claro foram também observados no afloramento CO-69a (Fig. 7.4A), encaixados em granito de composição e texturas semelhantes, mas de cor cinza-claro a tonalidade levemente arroxeadada, de granulação média e mais ricos de máficos, especialmente biotita e anfibólio (CO-69b, Fig. 7.4B). Afloramentos de pórfiros riolíticos e de riolitos também ocorrem no embasamento, sugerindo a presença de diques, mas não foram observados os contatos com os granitos dos arredores.

Figura 7.1. Afloramentos estudados nesse trabalho nas áreas dos projetos Coringa e Mato Velho.

Figura 7.2. Principais lineamentos da área, definindo estruturas circulares a irregulares menores, associadas a centros efusivos, domos de riolito, intrusão de pórfiros e granitos em uma grande estrutura alongada segundo NW-SE, possivelmente relacionada a um complexo ígneo com rochas vulcânicas, subvulcânicas e granitos.

Segundo os mapas geológicos disponíveis, aflorariam na área da Figura 7.2 predominantemente rochas da Suíte Intrusiva Parauari (1891 ± 3 a 1879 ± 11 Ma), que constitui o embasamento das rochas vulcânicas da Formação Salustiano do Grupo Iriri. A norte aflorariam rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha e a sudoeste rochas da Suíte Intrusiva Creporizão, de idades variando entre 1997 ± 3 a 1957 ± 6 Ma (Fig. 4.2). Entretanto, dentre as rochas que compõem o embasamento das sequências vulcânicas na área do Projeto Coringa, foi datado um granito cinza a rosa-claro, de granulação fina a média, equigranular a levemente porfirítico, hololeucocrático, com anfíbólio e biotita (CO-69a, Fig. 7.2A), que resultou em idade de 2123 ± 86 Ma, a mais antiga já identificada na Província Mineral do Tapajós. Essa idade é mais antiga que as das suítes Parauari e Creporizão e é semelhante às de zircão detrítico dos metassedimentos Grupo Jacareacanga (Almeida *et al.* 2000, Ferreira *et al.* 2000, Klein & Vasquez 2000), sugerindo que essas rochas serviram de área-fonte para os metassedimentos do Grupo Jacareacanga. Esses dados, mesmo que preliminares, indicam que são necessários estudos mais detalhados na região, para caracterização desse embasamento.

Figura 7.3. Imagem de satélite com localização da área de pesquisa. As áreas circuladas em amarelo destacam as principais estruturas interpretadas como domos de riolitos, onde se concentram as mineralizações de ouro e de metais de base. As linhas vermelhas correspondem a falhas e fraturas interpretadas. Imagem Landsat TM falsa cor composta com as bandas 5 (R), 4 (G) e 3 (B), compilada de Miranda & Coutinho (2004).

Figura 7.4. (A) Aspecto do aplito rosa encaixado no (B) granito cinza equigranular do embasamento das sequências vulcânicas (afloramento CO-69).

7.2 Sequências Vulcânicas

As sequências vulcânicas na área são predominantemente félsicas, com abundantes corpos de rochas vulcanoclásticas, incluindo depósitos de ignimbritos de queda e vulcanoclásticas epiclásticas, mas também ocorrem alguns corpos de andesito, dacito e riodacito.

As condições de afloramento das rochas não permitem, de modo geral, a observação de contatos, mas a análise da morfologia do terreno sugere que as rochas vulcânicas ocorrem como diques (Fig. 7.5) e domos (Fig. 7.6 e 7.7), envolvidos em planta por rochas vulcanoclásticas (aglomerados vulcânicos a tufos) e epiclásticas vulcânicas, em parte provavelmente formadas por fluxo de detritos.

Alguns afloramentos nas proximidades dos domos parecem constituir derrames pouco extensos, intercalados nas rochas vulcanoclásticas. Em outras situações os andesitos, riodacitos e os riolitos ocorrem nas bordas de estruturas circulares (Fig. 7.8), com ignimbritos e rochas vulcanoclásticas distribuídas nos arredores, em contexto geológico que aparenta ser de crateras de pequenos vulcões compostos (*composite volcanoes*) ou estratovulcões (*stratovolcanoes*), dada a associação com rochas andesíticas, dacíticas e riodacíticas, ou pequenas caldeiras vulcânicas.

Os riodacitos são rochas cinza, apresentando tons levemente arroxeados, com cerca de 20% de fenocristais de plagioclásio e até 10% de quartzo, dispersos em matriz fina (CO-15a, Fig. 7.9A). Afloram como blocos e matacões, por vezes com rochas semelhantes, com pouco quartzo, indicando variações para composições dacíticas (CO-15). Outros afloramentos são de rochas muito finas, tendo apenas plagioclásio e praticamente não tem quartzo, indicando composições mais primitivas, andesíticas ou latíticas. A granulação da matriz varia de fina a muito fina e os fenocristais de plagioclásio variam de $\sim 0,5$ a $< 0,1$ cm. No afloramento CO-

01 as rochas intermediárias têm texturas vulcanoclásticas típicas, com estrutura bandada e fragmentos arredondados variando de 0,5 a 1,0 cm de comprimento nos leitos mais grossos, caracterizando intercalações de *lapilli*-tufos em meio a tufos, com a matriz amoldada ao redor dos fragmentos. Em alguns clastos alongados de dacito porfírico chegam a alcançar até 20 cm de comprimento, e nesses afloramentos ocorrem intercalados leitos com alguns decímetros de espessura de dacitos porfíricos semelhantes aos das camadas ígneas, o que permite interpretar que esses afloramentos representam as fácies mais proximais do centro vulcânico. Essas camadas estão inclinadas e propilitizadas e distribuem-se nas proximidades de afloramentos de pórfiros dacíticos.

Figura 7.5. Diques de riolitos orientados segundo a direção NW-SE (1), situado na borda de uma estrutura circular (2), com provável domo de riolito (3) na sua parte central.

No afloramento CO-70 (Fig. 7.1) as rochas têm composição andesítica a dacítica e texturas vulcanoclásticas, variando de tufos a brechas vulcânicas. De modo geral, os afloramentos não permitem a observação dos contatos entre essas rochas e as vulcânicas félsicas, os pórfiros e os granitos, mas essa unidade ocorre preferencialmente nos vales e nas partes mais arrasadas, sugerindo que, pelo menos em parte, as rochas andesíticas a riodacíticas, ígneas e vulcanoclásticas compõem a base da sequência vulcânica. Nas proximidades dos afloramentos de pórfiros dacíticos e de estruturas circulares foram identificadas camadas com inclinações variando de baixa a alta, sugerindo que as mesmas podem representar camadas alçadas pelas intrusões, ou flancos de vulcões.

Figura 7.8. Estrutura circular com aproximadamente 1,5 km de diâmetro, com riolitos e tufos (1), andesitos/dacitos (2) e ignimbritos (3) nos arredores. A sul dessas estruturas afloram extensos depósitos de welded-tuff, tufos de queda e depósitos vulcanoclásticos formados por fluxos de massa. Notar a estrutura interna (4), que pode corresponder a intrusões finais do evento vulcânico.

As vulcânicas félsicas e vulcanoclásticas agrupam-se em dois conjuntos, um de riolitos porfiríticos negros, comumente com pouco quartzo, com composições de tendências traquíticas, e outro de riolitos porfiríticos marrons, com fenocristais de quartzo bipiramidados (até 15%). Entre esses dois riolitos foram observadas relações de contato, de sobreposição estratigráfica e xenólitos de um dentro do outro e vice-versa.

As características mais comuns encontradas no riolito negro são o aspecto vítreo, assemelhando-se a vitrófios, uma forte estrutura de fluxo ígneo ao redor dos grãos, texturas comumente porfiríticas, com fenocristais de feldspato e de quartzo bipiramidado (CO-55, DDH-19, Fig. 7.9B). Magnetita é um acessório comum, caracterizando estado de oxidação relativamente elevado. Esse riolito, aqui informalmente denominado Riolo I, constitui, predominantemente os domos, mas também foram observados como diques com forte fluxo ígneo vertical nas proximidades dos domos. Nos afloramentos e nos testemunhos de sondagens comumente são observadas intercalações de rochas vulcanoclásticas (Fig. 7.9C), variando de tufos finos a brechas. Cavidades miarolíticas, zonas brechadas em falhas ou hidrotermalmente são frequentemente encontradas nessas rochas, especialmente nas partes mais internas dos domos. Deve haver mais de uma geração desses riolitos, pois eles são encontrados ora cortando, ora como xenólitos no Riolo II, descrito a seguir. Devido à alteração hidrotermal esse riolito adquire tons acinzentados, esverdeados, acastanhados a

levemente avermelhados (CO-05C, Fig. 7.9D e 7.9E). As mineralizações são hospedadas preferencialmente nesses riolitos e nos seus componentes vulcanoclásticos, onde constituem veios de quartzo e/ou sulfetos com distintas associações de minerais e de proporções de pirita, calcopirita, esfalerita e galena (CO-05 e CO-32a, Fig. 7.9D e 7.9E). Essas associações podem estar presentes em um mesmo veio de quartzo, que comumente possuem clorita e carbonatos (CO-15a, Fig. 7.9C). Em partes mais distais predomina a alteração propilítica, o que confere às rochas tons cinza-esverdeados a levemente rosa-avermelhado.

Outro tipo de riolito, definido como Riolito II, apresenta cor marrom a marrom-avermelhado (CO-53, Fig. 7.10A) e quartzo bipiramidado mais abundante e mais grosso que os do Riolito I. Em alguns afloramentos apresentam tons arroxeados e pouco quartzo, assemelhando-se a rochas félsicas de filiação alcalina. Uma característica dos derrames desse riolito é a presença de bandamento formado por fluxo ígneo, esferulitos e abundantes *lithophysae* (*Thunder Eggs*), de tamanhos variados, com diferentes estágios de abertura e preenchimento. A predominância de cavidades preenchidas por pirita, calcopirita, quartzo e carbonatos é um claro indicador de cristalização em ambiente muito raso, senão superficial. Esse riolito parece ocorrer principalmente sob a forma de diques com forte fluxo vertical e, frequentemente, apresenta texturas vulcanoclásticas. Em alguns afloramentos foi observada uma espécie de estrutura "orbiculóide", com fragmentos de riolitos arredondados com 5 a 20 cm (70% do volume da rocha), capeados por camadas do mesmo riolito em uma matriz riolítica com fluxo ígneo vertical muito intenso (CO-53, Fig. 7.10B). Essas estruturas sugerem formação em *fountain vents*, com os clastos de riolitos ejetados que caem sobre o magma em efusão. Ao redor desses diques ocorrem abundantes brechas e tufos e, menos frequentemente aglomerados vulcânicos. Foram também observados, mais raramente, tufos com *fiammes* (CO-52, Fig. 7.10C), por vezes com fragmentos do Riolito I em dobras convolutas, sugerindo pequenos fluxos de ignimbritos associados a esse vulcanismo.

De modo geral, esses riolitos foram afetados por metassomatismo potássico em intensidade variável, mais forte nas proximidades dos corpos mineralizados, que comumente oblitera quase que totalmente as *lithophysae*, os esferulitos e as estruturas e texturas ígneas e vulcanoclásticas (DDH-02, Fig. 7.10D). Cavidades miarolíticas com óxidos e hidróxidos de ferro e de manganês secundários foram reconhecidos em campo e em testemunhos de sondagem. Zonas potassificadas brechadas, por vezes com sulfetos maciços e carbonatos, ocorrem de modo subordinado (CO-05b, Fig. 7.10E), apresentando forte silicificação e diferentes estilos e intensidades de alteração hidrotermal (CO-05b, Fig. 7.10F). Epidotização, geralmente mais tardia, é também comum.

Figura 7.9. (A) Riodacito levemente porfirítico com fenocristais de feldspato e de anfibólio (CO-15a) dispersos em matriz muito fina; (B) Aspecto macroscópico do Riolito I não hidrotermalizado, porfirítico, com fenocristais de feldspato cálcico (CO-55); (C) Fácies vulcanoclásticas associadas ao mesmo riolito anterior. Notar o fragmento lítico apontado pelo riscador (CO-01); (D) Riolito I coletado junto a um dos veios mineralizados, afetado por metassomatismo potássico e forte sericitização, com vênulas de pirita e de quartzo com pirita (CO-05); (E) Zona brechada e fortemente hidrotermalizada, com os espaços abertos preenchidos por sericita, quartzo e sulfetos em pequeno volume (CO-32a); (F) Riolito I com intensa alteração propilitica (CO-05).

As rochas vulcanoclásticas também ocorrem intercaladas aos riolitos, mas distribuem-se preferencialmente nos arredores dos corpos de domos e diques de riolito, onde afloram predominantemente como matacões. As rochas têm cores negras, cinza-escuras e marrons, por vezes esbranquiçadas, esverdeadas, acastanhadas ou avermelhadas, e possuem fragmentos de

riolitos, rochas porfíricas de aspecto vítreo ou não, pretos ou marrons, angulosos ou arredondados, orientados pelo fluxo vulcanoclásticos e, por vezes, imbricados. O volume da matriz fina varia desde pequenos volumes até sua predominância, onde fragmentos vulcanoclásticos mais grossos distribuem-se dispersamente pela matriz. Mesmo nesses casos, os fragmentos compõem mais de 60% do volume da rocha. Estruturas de impacto foram também observadas, indicando tufos de queda, assim como, em poucos afloramentos, *welded-tuffs* com dobras convolutas. A matriz tem composição riolítica e comumente vênulas de epídoto. Por vezes ocorrem com fragmentos de sílexito esverdeado, sílica e *chert*.

As rochas vulcanoclásticas ao redor dos domos são formadas por depósitos de tálus, aglomerados vulcânicos, *lapilli*-tufos, tufos, depósitos de fluxo de detritos e sedimentos epiclásticos. Também ocorrem como brechas hidrotermais e zonas de *stockworks* com vênulas de quartzo e sulfetos finos.

Os tufos comumente apresentam estruturas bandadas (CO-49, Fig. 7.11A), por vezes com os fragmentos fortemente orientados. A matriz varia de muito fina, com aspecto vítreo, até a granulação de tufo fino. As rochas mais grossas, variam de *lapilli* a brechas (DDH01-MVO, Fig. 7.11B), com clastos angulosos a levemente arredondados de até mais de 20 cm e matriz grossa, geralmente de granulação brecha (CO-25, Fig. 7.11C) ou *lapilli*.

Os clastos são predominantemente dos riolitos negros (CO-51, Fig. 7.11D e 7.12A), por vezes com ambos os tipos num mesmo depósito, de tufos, *lapilli*-tufos e *welded-tuffs*, além de, mais raramente, de andesitos, sílexitos e veios de quartzo. Frequentemente, há clastos líticos hidrotermalizados. Além dos clastos líticos, as rochas vulcanoclásticas apresentam feldspatos de granulação média a grossa, quartzo, por vezes bipiramidados, e a matriz fina com vulcanoclásticas normalmente com magnetita associada.

Welded-tuffs ocorrem localmente (Fig. 7.12B) e, em alguns afloramentos mais extensos, observam-se também brechas sob a forma de veios e diques bastante irregulares, com fragmentação intensa das encaixantes e texturas em quebra-cabeça (*jig saw*) nas bordas e fragmentos arredondados nas porções mais internas, caracterizando típicas brechas hidrotermais. São também comuns brechas de falhas rúpteis, sendo que tanto as brechas hidrotermais como as de falhas foram afetadas pelo hidrotermalismo. Mais subordinadamente, foram verificados veios de sílexito brechado, além de vênulas de epídoto (CO-17, Fig. 7.12C) e de drusas de quartzo, por vezes com carbonatos e sulfetos.

Figura 7.10. (A) Riólito porfirítico II, com matriz muito fina e fenocristais de quartzo e de feldspato; (B) Aspecto do Riólito II em um dique com forte fluxo vertical, com fragmentos arredondados de riólito capeado e envolvido pelo riólito (CO-53); (C) Aspecto macroscópico de lapilli-tufos associado ao Riólito II, com fragmentos mais escuros de fiamme (CO-52); (D) Riólito com lithophysae obliterado por um forte metassomatismo potássico (DDH02-COR – Filão da Serra); (E) Riólito afetado por metassomatismo potássico e brechado, com cavidades e fraturas preenchidas por quartzo com sulfetos subordinados (CO-05b); (F) Detalhe do riólito potassificado cortado por zona com silicificação (DDH19-COR – Filão da Serra).

As brechas vulcânicas são encontradas principalmente nas proximidades dos corpos mineralizados em ouro e metais de base, sendo que as sequências vulcânicas/vulcanoclásticas são invadidas por *stocks* de granófiros riolíticos ou riodacíticos, diques de pórfiros de composições riodacítica a riolítica e diques menores de dacito.

Figura 7.11. (A) Detalhe da estrutura bandada dos tufos associados ao Riolo I, com leitos com diferentes granulações (CO-49); (B) Detalhe de brecha vulcânica associada ao Riolo II, com fragmentos de riolo II, porfirítico marrom-avermelhado em matriz de lapilli-tufos (DDH01-MVO); (C) Aspecto das rochas vulcanoclásticas com fragmentos angulosos de riolo e de tufos que ocorrem nas proximidades dos domos de riolo, interpretadas como brechas de tálus (CO-25); (D) Brechas a aglomerados vulcânico do Riolo I, com fragmentos pouco arredondados (CO-51).

7.3 Granitos e Pórfiros

Destaca-se na área a presença de um granito subvulcânico intrusivo nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (Fig. 7.2 e 7.3). As rochas são rosa-claras a vermelhas (quando afetadas por metassomatismo potássico) e possuem textura fanerítica equigranular fina a média, sendo granofíricas e ricas em cavidades miarolíticas (CO-04, Fig. 7.12A). Predomina feldspato potássico, com plagioclásio mais fino e como mineral máfico a biotita. São comuns veios de brechas hidrotermais, evidenciando, adicionalmente a colocação em níveis crustais rasos, assim como veios de aplito, por vezes de aspecto pegmatóide, e falhas rúpteis, por vezes com brechas associadas. As cavidades miarolíticas estão parcialmente preenchidas por quartzo, minerais opacos, clorita e, mais, raramente, fluorita. No afloramento CO-16 (Fig. 7.1), as cavidades miarolíticas são muito abundantes e irregulares e alcançam até 1,5 cm. O quartzo de preenchimento é também mais abundante, chegando a não restar espaços vazios, e nas suas bordas e nos núcleos, há sempre um material intempérico de cor escura, não identificado.

Figura 7.12. (A) Detalhe de um clasto formado por tufo do Riolito I fortemente orientado por fluxo ígneo do CO-51; (B) Aspecto do welded-tuff, com cristais mais grossos de feldspato e quartzo e fiamme, com cores mais escuras (CO-17) (C) Tufo do Riolito I, fraturado e com vênulas ricas em epidoto no afloramento (CO-25).

Pequenas variações texturais e composicionais foram observadas nesse corpo de granito. Num pequeno afloramento em blocos na estrada próximo ao Filão da Serra, foram observados granitos muito finos, róseos, silicificados, por vezes esverdeados, muito fraturados, com fraturas quase que totalmente preenchidas por pirita cúbica muito fina. Nos blocos de granitos ainda podem ser distinguidos restos de fragmentos de granito parcialmente absorvidos (CO-10, Fig. 7.13B), sugerindo ser uma fácies de borda com assimilação de xenólitos. Entretanto, as deformações muito plásticas e a intensa reação que consumiu parte dos xenólitos são sugestivas de mistura de magmas, pois foi possível observar blocos de granitos com glóbulos parcialmente absorvidos. No afloramento CO-14 (Fig. 7.13C) o granito é homogêneo composicional e texturalmente, mas também está intensamente fraturado em sistemas de juntas que resultam em blocos hexagonais, além de fraturas sub-horizontais. Esse padrão de fraturamento, muito embora não seja diagnóstico, sugere a possibilidade de haver *sills* de granito.

Figura 7.13. (A) Aspecto macroscópico do granito subvulcânico de granulação fina, granofírico e com texturas miarolíticas (afloramento CO-04); (B) O mesmo granito, com porções ovaladas ou amebóides de granito mais grosso parcialmente reabsorvidos (CO-10 - Filão da Serra); (C) Modo de afloramento do granito nas proximidades do Filão da Serra, com fraturamento que resulta em blocos hexagonais; (D) Granito fino afetado por metassomatismo potássico e por silicificação (CO-12 - Filão da Serra); (E) Detalhe do granito fino, com fraco metassomatismo potássico (CO-14 - Lavador de carros); (F) Granito com fraturas preenchidas por vênulas de quartzo e sulfetos intemperizados (1) cavidades miarolíticas (2) (CO-16).

Nos afloramentos CO-16 (Fig. 7.13D), CO-38 (Fig. 7.14A) e CO-37 (Fig. 7.14D), o granito está silicificado e cortado por diversos veios de quartzo, com presença rara de pirita limonitizada, que alcançam até mais de 1 m de espessura. No afloramento CO-38, veios de quartzo com até um metro de espessura, sendo que na sua parte central é possível verificar

cavidades com concentração de pirita, além de limonita resultante do intemperismo. Esses veios estão encaixados em zona de falhas e encontram-se parcialmente deformados pela reativação das falhas, em especial nas suas bordas. As rochas encaixantes apresentam forte silicificação e drusas com preenchimento caolinítico no final. Muito embora o caolim possa ser intempérico, a falta da caolinização dos feldspatos da rocha encaixante em núcleos frescos sugere que o mineral é do final do hidrotermalismo.

Os veios de quartzo mais tardios têm orientação aproximada de N80 e algumas falhas orientadas segundo N310 deslocam esses veios. Zonas fraturadas estão normalmente preenchidas por sericita, por vezes com clorita escura, e muito localmente, ocorrem finíssimos grãos de malaquita. Esses veios de quartzo foram objeto de garimpagem e foram pesquisados pela Chapleau/Magellan, mas eles raramente se mostram mineralizados em ouro, e mesmo assim apresentam baixos teores.

No granito que aflora junto ao *Shaft* do antigo garimpo do Filão da Serra (CO-12, Fig. 7.13D) as rochas estão intensamente fraturadas, com vênulas e filmes de epidoto e argilo-minerais.

Uma variação composicional, com o granito com índice de cor um pouco mais alto, foi identificado nas proximidades do Filão Capixaba (CO-61, Fig. 7.14C e CO-62, 7.14D). O granito tem cor rosa a vermelho forte (devido ao metassomatismo potássico), granulação fina e, diferentemente dos anteriores, possui anfibólio, juntamente com a biotita e relíquias de quartzo bipiramidado parcialmente reabsorvidos, além de fluorita hidrotermal.

Esses granitos se assemelham às rochas definidas inicialmente por Santos *et al.* (1975) como Granito Maloquinha, posteriormente redefinida por Almeida *et al.* (1977) como Suíte Intrusiva Maloquinha, e assim essas rochas tem sido consideradas nos mapas geológico da área (Fig. 4.2 e 4.3). Entretanto, uma datação desse granito resultou em idade de 1959 ± 25 Ma, muito mais antiga do que as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Afloramentos isolados de outros granitos foram observados na área do Projeto Coringa e nos seus arredores, destacando-se granodioritos inequigranulares afetados em intensidade fraca a moderada por metassomatismo potássico e por propilitização aflorando em lajedos na porção nordeste da área. São rochas de cor rosa e textura fanerítica grossa a muito grossa (CO-46, Fig. 7.15A e CO-47, 7.15B), com hornblenda e biotita como minerais máficos. Mostram-se intensamente fraturadas em algumas partes, onde também estão presentes vênulas de quartzo, comumente com sulfetos lixiviados pelo intemperismo. Pela morfologia do terreno, essas rochas aparentam ser corpos intrusivos restritos, aproximadamente circulares em planta, com fraturamento radiado, associados a aparentemente, intrusões maiores de granitoides. Essas rochas são semelhantes às descrições feitas por Bahia & Quadros (2000)

para as rochas da fácies granodiorítica da Suíte Intrusiva Parauari.

Figura 7.14. (A) Granito subvulcânico de granulação fina, granofírico e com texturas miarolíticas das proximidades do Filão do Fofão (CO-38). Notar o fraturamento de alto ângulo e a alteração hidrotermal que confere tons mais avermelhados a acinzentados à rocha; (B) Detalhe do granito subvulcânico de granulação fina (CO-37); (C) Granito subvulcânico fino com anfíbólio e biotita (CO-61); (D) Aspecto das transformações causadas pela alteração hidrotermal nas proximidades do Filão Capixaba (CO-62), (E) Aspecto do granito sem alteração hidrotermal, no acesso para a estrada do Filão Capixaba (CO-63).

Figura 7.15. (A) Aspecto textural do granodiorito fanerítico grosso a muito grosso do afloramento CO-46, com parte dos feldspatos substituídos por feldspato avermelhado em função do metassomatismo potássico (B).

Matacões de pórfiros de composição dacítica, riodacítica e riolítica, com anfibólio e biotita, geralmente cloritizados e, fenocristais de feldspato potássico e de plagioclásio e comumente, com xenólitos de rochas vulcânicas silicificadas e de riolitos, por vezes com pirita disseminada, foram também identificados em campo (Fig. 7.16A, 7.16B e 7.16C). As texturas, granulação e seus relacionamentos com as demais unidades parecem indicar que esses litotipos foram colocados como *stocks* (Fig. 7.17) posteriores à intrusão dos granitos granofíricos finos e os derrames e domos do Riolutos I, já que xenólitos desses são observados nos pórfiros. Também formando diques. As variações composicionais e de idade são evidentes nos capítulos adiantes.

O *stock* inserido no granito granofírico é formado por rochas porfíricas cinza-escuras, com até 10% de quartzo e cerca de 20% de plagioclásios finos como fenocristais dispersos em matriz muito fina a afanítica. É relativamente rico em minerais máficos muito finos, usualmente parcial a totalmente cloritizados.

No afloramento CO-44, o pórfiro aflora como matacões associados a dacitos e apresenta xenólitos do Rioluto I e zonas fraturadas e silicificadas, com pirita disseminada. A rocha tem cor cinza e possui apenas fenocristais de plagioclásio eudrais de granulação média a grossa, com 0,7 cm mas alcançando até 1 cm de comprimento, com muito pouco quartzo fino. A forma de ocorrência desses pórfiros não pôde ser estabelecida em campo, mas as imagens de satélite sugerem serem diques associados a intrusões maiores.

No afloramento CO-59 os pórfiros estão fortemente propilitizados e apresentam fenocristais de plagioclásio zonado e de feldspato potássico muito abundantes, que chegam a perfazer 60% da rocha, predominando amplamente o feldspato potássico, indicando composições riolíticas. Entretanto, em alguns blocos rolados na drenagem e no afloramento CO-60, há pórfiros com predominância do plagioclásio, indicando composições mais

dacíticas a riódacíticas. Esses dados sugerem a existência de diferentes intrusões ou intrusões compostas de rochas mais ou menos diferenciadas nos arredores do afloramento CO-59 e intrusões de pórfiros mais primitivos no CO-60. Os fenocristais tem granulação entre 0,4 e 0,8 cm e a matriz é muito fina. Orientação por fluxo magmático pode ser também observada e, em alguns blocos, as texturas e estruturas sugerem que a concentração dos fenocristais se deu por filtragem sob pressão, o que pode indicar que parte desses pórfiros são diques intrusivos nas rochas vulcânicas. Localmente os pórfiros foram afetados por metassomatismo potássico mais ou menos intenso, além de sericitização fraca e de epidotização tardia, sob a forma de vênulas.

7.3 Geologia de Subsuperfície

As condições de afloramento na área não são boas, devido ao intenso intemperismo. As rochas ocorrem, na maioria das vezes, como blocos e matacões, sendo mais raros os afloramentos *in situ*. Adicionalmente, a área é coberta por floresta e há poucos acessos, dificultando muito o estudo geológico baseado nas informações obtidas na superfície do terreno. Entretanto, o fato do projeto de exploração mineral em desenvolvimento pela *Magellan Minerals Ltd.* e *Chapleau Resources Ltd.* ter executado um grande número de sondagens rotativas diamantadas (*Diamond Drill Hole - DDH*), na área, mesmo que concentrados nas zonas mineralizadas, permitiram a obtenção de observações cruciais a esse estudo. Todos os testemunhos de sondagens estudados foram feitos em diâmetro HQ (DNER-PRO 102/97).

7.3.1 Área Coringa

A sondagem DDH02-COR efetuada no Filão da Serra apresenta corpos do Riólito II, de cor marrom-avermelhado e frequentes zonas de brechas (Fig. 7.18A), com os espaços entre os clastos angulosos preenchidos por quartzo, bem como fluorita, clorita e carbonatos e sulfetos. Nessa sondagem verifica-se que as rochas riolíticas predominantes têm como característica marcante uma cor vermelha intensa, resultado do metassomatismo potássico que o afetou, além da típica presença de abundantes relíquias de *lithophysae*, geralmente quase que totalmente obliterados pelo metassomatismo potássico (Fig. 7.18B).

As zonas de brecha podem estar associadas a estruturas mais ou menos planares, com alto ângulo de mergulho ou tendendo a verticais, interpretadas como falhas rúpteis (Fig. 7.18C), mas também se formam sem o controle dessa estrutura. Nesse caso, as texturas variam de quebra-cabeça (*jigsaw*), com os fragmentos pouco deslocados uns dos outros, mantendo ainda as faces de ruptura, nas bordas. Nas partes mais internas os fragmentos

tendem a ficar isolados e arredondados, sugerindo formação por fluxo, o que as caracteriza como brechas hidrotermais. Veios irregulares de brechas com poucos centímetros de espessura, geralmente com fragmentos envolvidos em matriz muito cominuída, são também interpretados como de origem hidrotermal. Zonas mais fortemente sericitizadas, e com veios e vênulas de quartzo são comuns. No final da sondagem ocorre o Riolito I, fraturado e afetado pelo metassomatismo potássico, o que confere à rocha tons marrons a marrom-arroxeados (Fig. 7.18D).

Figura 7.16. Aspecto macroscópico dos pórfiros propilitizados com fenocristais de feldspato e plagioclásio, sendo em (A) uma amostra do afloramento CO-44, em (B) do CO-58 e em (C) do CO-59.

Figura 7.17. Geomorfologia de uma das ocorrências de pórfiros riodacíticos em meio ao corpo de granito granofírico fino. Notar a estrutura circular com o ponto verde do porfiro na figura da esquerda, detalhada e com a sua delineação na figura da direita, com as fraturas radiadas.

Figura 7.18. Litotipos observados na sondagem DDH02-COR – Filão da Serra. Predomina o Riolito II com intenso metassomatismo potássico, com: (A) Brechas hidrotermais com preenchimento das fraturas por quartzo; zonas (B) com lithophysae e zonas de falha com brechas (C) com espaços cimentados por quartzo com fluorita e clorita. Em (D) está representado o Riolito I, que ocorre no final da sondagem, também fraturado e afetado pelo metassomatismo potássico.

Na sondagem DDH19-COR, no Filão da Serra, ocorre uma espessa zona fortemente brechada, com diques de rochas vulcanoclásticas fissurais, intenso fluxo e com fragmentos estirados com até 2,5 cm de comprimento (Fig. 7.19A), além de diques de riolito intensamente hidrotermalizados, provavelmente do Riolito II, introduzidos nas brechas hidrotermais que, inclusive preenche espaços entre os fragmentos (Fig. 7.19B). Xenólitos um pouco absorvidos do granito foram identificados nos testemunhos, como pode ser parcialmente visualizados na Figura 7.19C. Essas relações sugerem que a ascensão de magmas riolíticos em zonas tectonicamente fraturadas provocaram brechação hidrotermal, com injeção posterior dos diques.

Aparentemente houve vários episódios de intrusão, pois notam-se pequenos veios de riolito afanítico, quase vítreos, no contato de um dique com o granito granofírico fino (Fig. 7.19D), indicando que o granito já se encontrava bastante frio quando houve a intrusão dos riolitos. Zonas fortemente silicificadas ocorrem frequentemente, assim como veios de quartzo associados a zonas com sericítica (Fig. 7.19E), por vezes com hematita. Sistemas de vênulas

recorrentes, com diferentes paragêneses, de quartzo, de quartzo com sulfetos e piritosos, muitas vezes se assemelham às vênulas A, B e D dos pórfiros (Gustafson & Hunt, 1975). Zonas com estrutura de fluxo ígneo bem desenvolvida são comuns nas bordas dos corpos mais espessos de riolito (Fig. 7.19F). Além do Riolito II, também estão presentes diques do Riolito I, por vezes fortemente hidrotermalizado, assim como a rocha encaixante, com clorita, sericita e sulfetos (Fig. 7.19G). Esses minerais podem formar agregados no xenólito de granito (Fig. 7.19H). Zonas de brechas silicificadas com os fragmentos intensamente alterados (Fig. 7.19I) são comuns. Nas zonas com vênulas de quartzo, tanto no granito como nos riolitos, a alteração sericítica é normalmente intensa, assim como a silicificação, mas são também reconhecidas paragêneses da alteração propilitica, mais distal, e do metassomatismo potássico (Fig. 7.19J e 7.19K).

A silicificação também preenche os espaços abertos das brechas com quartzo em tons cinza-arroxeados de granulação muito fina, com clorita, epidoto e calcopirita disseminada e preenchendo fraturas e cavidades (Fig. 7.19L).

Todo o testemunho de sondagem DDH60-COR (Filão da Serra) é composto pelo Riolito I (Fig. 7.20A) e por seus componentes vulcanoclásticos, predominando *lapilli*-tufos com fragmentos bastante angulosos em matriz mais fina, além de brechas (Fig. 7.20B) e tufos subordinados. Delgados diques de riolito mais grosso, por vezes tendendo a um pórfiro, e veios de riolito porfirítico negro de matriz afanítica foram também observados (Fig. 7.20A). Localmente o riolito preserva orientação por fluxo ígneo, como estrutura de fluxo (Fig. 7.20C) e brechas de conduto (Fig. 7.20D). Nas zonas mais metassomatizadas, que tendem a se concentrar nas zonas de brechas e nas rochas vulcanoclásticas, as rochas adquirem cores marrons (Fig. 7.20E e 7.20F). A essa alteração hidrotermal se superpõe alteração sericítica forte (Fig. 7.20E), onde ocorrem associados sulfetos, bem como alteração clorítica fissural, em delgadas vênulas e epidotização. Esses riolitos potassificados podem estar brechados, sericitizados, cloritizados e com cavidades preenchidas tardiamente por zeólitas e calcita (Fig. 7.20F) ou em veios, juntamente com quartzo (Fig. 7.20G). A potassificação é também controlada por fissuras, assim como a silicificação, e após esses estágios, ocorrem alterações propilitica e sericítica e a formação de vênulas de quartzo com epidoto e sulfetos (Fig. 7.20H). Em síntese, essas rochas foram variavelmente afetadas por metassomatismo potássico, propilitização, sericitização, silicificação e, localmente, epidotização de fraca a moderada. O estilo das duas primeiras fases de alteração hidrotermal varia de pervasiva a fissural, enquanto que predomina a sericitização e a epidotização fissural. Veios de vênulas de quartzo com sulfetos são frequentes, assim como vênulas e cavidades preenchidas por zeólitas, calcita, clorita e sulfetos.

Figura 7.19. Litologia do testemunho DDH19-COR – Filão da Serra: (A) Rochas vulcanoclásticas riolíticas fissurais, com forte fluxo; (B) e (C) Brechas hidrotermalizadas, (D) Contato intrusivo do dique de riolito no granito granofírico fino, com veio escuro, de aspecto vítreo, de riolito; (E) e (F) Zonas com forte alteração sericitica, (G) Riolito I intrusivo no granito granofírico fino, hidrotermalizado; (H) Detalhe de um xenólito de granito granofírico fino hidrotermalizado em dique de riolito, (I) Aspecto do Riolito I hidrotermalizado e mineralizado em sulfetos; (J) e (K) Vênulas de quartzo e filmes de clorita em zonas intensamente sericitizadas no contato de pequenos diques dos riolitos I e II; (L) Riolito I fortemente hidrotermalizado, rico em calcopirita.

Ainda no Filão da Serra, há sondagens que interceptaram também o riolito quartzoso (com fenocristais mais grossos de quartzo bipiramidado) de cor marrom-avermelhado (Riolito II), no DDH61-COR. Nesse, o riolito é relativamente homogêneo texturalmente, e se encontra variavelmente afetado por metassomatismo potássico (Fig. 7.21A), com zonas brechadas e fraturadas. Alteração propilítica seguiu à potássica superposta e foi verificado presença de veios com fluorita e pirita (Fig. 7.21B), inclusive em zonas de brecha (Fig. 7.21C). Nesse testemunho é muito comum a presença de estruturas *lithophysae* de dimensões variadas, de < 1 a mais de 4 cm de diâmetro, em algumas partes preenchidas por pirita e/ou calcopirita, com clorita e um pouco de quartzo revestindo a cavidade antes da precipitação dos sulfetos (Fig. 7.21D). Os veios de quartzo em zonas brechadas normalmente são sulfetados, com pirita e/ou calcopirita, e têm calcita e fluorita associados (Fig. 7.21E).

Zonas brechadas se apresentam também afetadas pelo metassomatismo potássico e alteração sericítica, e podem ter os espaços entre os fragmentos preenchidos por sulfetos e/ou quartzo com sulfetos (Fig. 7.21F).

A sondagem DDH15-COR (Filão do Fofão) foi feita no granito subvulcânico granofírico que aflora nos pontos CO-04 (Fig. 7.13A) e CO-37 (Fig. 7.14B). A sua textura é fanerítica equigranular fina a média, apresentando cavidades mirolíticas preenchidas por quartzo e minerais opacos e metassomatismo potássico moderado a fraco. Pequenos diques do Riolito I fracamente hidrotermalizado (Fig. 7.22A), veios de brechas hidrotermais e zonas falhas com brechas com fragmentos alongados (Fig. 7.22B) ou não, com preenchimento por veios e vênulas polifásicas de quartzo com pirita, clorita, fluorita e carbonatos subordinados são relativamente frequentes. Nas proximidades dos diques, o granito granofírico fino foi brechado hidrotermalmente e os espaços abertos na brecha foram cimentados por quartzo com sulfetos. Notam-se ainda cavidades de preenchimento mais tardio preenchidas por calcita e fluorita roxa muito escura (Fig. 7.22C). Nas partes mais profundas da sondagem o granito tem granulação média a grossa e textura mais inequigranular (Fig. 7.22D), mas suas características texturais e mineralógicas são muito semelhantes ao granito mais fino, sugerindo cogeneticidade de ambos os litotipos. Entretanto, não foram observados contatos, implicando que esses possam ser gradacionais. Assim, esse granito parece representar uma variedade faciológica, ou o granito mais fino pode corresponder a uma fácies de borda da intrusão, de resfriamento mais rápido. Entretanto, texturas sugestivas de mistura de magmas e a relativa homogeneidade do granito granofírico fino nos afloramentos sugere que o granito mais grosso pode ser uma zona mais profunda da intrusão em níveis crustais mais altos, já com alta proporção de minerais cristalizados. Esse granito também se apresenta afetado pelo metassomatismo potássico em intensidade fraca e tem pirita e fluorita nas cavidades semi-

preenchidas.

Figura 7.20. Aspectos do Riolito I da sondagem DDH60-COR – Filão da Serra: (A) Riolito levemente afetado pelo metassomatismo potássico em delgadas fissuras, com um pequeno veio de um riolito semelhante, um pouco mais grosso, não hidrotermalizado, e com uma falha à esquerda; (B) Fragmento de riolito negro, de matriz afanítica em meio a brechas com matriz na granulação tufo; (C) Riolito I com intenso metassomatismo potássico e com alteração sericítica superposta, além de cloritização e epidotização em delgadas fissuras; (D) Riolito I totalmente potassificado, brechado e sericitizados, com cloritização tardia e preenchimento de cavidades por zeólitas e calcita; (E) Zona com intensa alteração sericítica; (F) Zona com metassomatismo potássico com cavidades preenchidas por zeólita e calcita; (G) Riolito com leve fluxo ígneo, com metassomatismo potássico pervasivo, fraturado e com vênulas de quartzo com alteração potássica prévia, e delgadas veios posteriores de quartzo com carbonatos; (H) Riolito fraturado, potassificado e com abundantes vênulas de quartzo controladas pelas fraturas.

Figura 7.21. Características do Riolito I da sondagem DDH61-COR – Filão da Serra: (A) Aspecto macroscópico do riolito afetado pelo metassomatismo potássico; (B) Idem, onde pode-se notar que o metassomatismo potássico foi controlado pela fratura que encaixa também o delgado veio de quartzo com sulfetos; (C) Riolito muito deformado em uma falha, com clastos alongados e intenso hidrotermalismo, com vênulas de quartzo e/ou calcita; (D) Lithophysae no riolito intensamente potassificado, com calcopirita preenchendo as cavidades; (E) Zona de Brecha metassomatizadas, com vênulas de quartzo com sulfetos, calcita e fluorita; (F) Riolito brechado, com sulfetação e silicificação. Notar os tons mais avermelhados do metassomatismo potássico e os acinzentados da alteração sericitica.

Na sondagem DDH25-COR, no Filão Galena, predomina amplamente um riolito cinza-avermelhado a marrom-avermelhado (Fig. 7.23A), devido ao intenso metassomatismo potássico que o afetou. A mineralogia, com pouco volume de finos cristais bipiramidados de quartzo, e as cores do riolito em porções menos hidrotermalizadas, indicam tratar-se do Riolito I. Nessa sondagem as porções brechadas e intercalações de rochas vulcanoclásticas são menos abundantes e há intrusões frequentes de diques do Riolito II, às quais se associam as zonas com alteração hidrotermal mais forte nas encaixantes e nos diques, com metassomatismo potássico inicial seguido por forte sericitização que grada de fissural a pervasiva (Fig. 7.23B). Alteração potássica é mais pervasiva, podendo formar vênulas. Diques

com alguns decímetros a metros de espessura de rochas menos evoluída, andesíticas a dacíticas (as composições são difíceis de serem definidas em função da forte alteração hidrotermal, em especial pela cristalização de feldspato potássico hidrotermal na rocha) foram também observados nessa sondagem (Fig. 7.23C). Adicionalmente, zonas de brechas, por vezes com diques de riolitos e de rochas intermediárias associadas e zonas fraturadas, com vênulas de quartzo com carbonatos e sulfetos também foram observados. Tanto as zonas de brechas quanto os diques de rochas intermediárias foram deformados em zonas de falhas, onde há carbonatização mais forte, como pode ser visto na Figura 7.23D.

Na sondagem DDH34-COR, efetuada no Filão Galena, foram verificados vários corpos dos riolitos I (Fig. 7.24A) e II (Fig. 7.24B), assim como rochas vulcanoclásticas do Riolo I (Fig. 7.24C). O Riolo II, marrom-avermelhado, é intrusivo no Riolo I e em suas rochas vulcanoclásticas e, nesses locais, sempre observa-se forte metassomatismo potássico (Fig. 7.24A, 7.24B, 7.24C e 7.24G), por vezes com silicificação no contato. O Riolo II ser caracteriza, além da cor, pela presença de quartzo bipiramidado (Fig. 7.24B). A alteração propilítica foi também verificada, sendo posterior ao metassomatismo e prévia à sericitização. Os corpos mineralizados do Filão Galena comumente se apresentam como zonas de alteração sericítica muito forte, com quartzo com sulfetos (pirita, galena, esfalerita e/ou calcopirita) polifásicos (Fig. 7.24D, 7.24E, 7.24F e 7.24H), por vezes com vênulas de carbonato (Fig. 7.24F).

Figura 7.22. Características macroscópicas das rochas da sondagem DDH15-COR – Filão do Fofão. (A) Granito granofírico fino com a borda de um dique do Riolo I, ambos com metassomatismo potássico; (B) e (C) Granito brechado; (D) Granito de granulação grossa.

Figura 7.23. Detalhe de uma parte do testemunho da sondagem DDH25-COR – Filão do Galena, onde em (A) pode ser visto o aspecto do Riolito I de cor marrom-acinzentado devido ao forte metassomatismo potássico, e o forte fluxo ígneo da rocha; em (B) uma zona fortemente sericitizada pervasivamente, com uma leve carbonatização tardia; em (C) um dique de rocha andesítica a dacítica introduzido em uma zona fraturada, onde se pode notar o forte metassomatismo potássico e a deformação superposta; e em (D) um dique introduzido em brechas intensamente deformadas tectonicamente, também hidrotermalizado e deformado.

7.3.2 Área Mato Velho

Complementarmente, foram estudados alguns testemunhos de sondagens do alvo de prospecção mineral denominado Mato Velho, situado a norte da área do Projeto Coringa, mas no mesmo contexto geológico.

Nesse alvo predominam rochas vulcanoclásticas variando de brechas a *lapilli*-tufos com clastos de riolito vermelho totalmente potassificado e matriz riolítica de cor cinza escura a negra (Fig. 7.25A, 7.25B e 7.25C). Nessas rochas foi reconhecido metassomatismo potássico em intensidades variáveis, bem como propilitização, alteração sericítica e epidotização em estilos pervasivos e fissurais. Na área do Projeto Coringa foi observado que há xenólitos de riolito marrom em riolito negro e vice-versa, mas as relações de contato, de intrusão e dos xenólitos indica claramente a ampla predominância do Riolito I (negro) sobre o Riolito II (marrom), que parece concentrar-se em diques. No Alvo Mato Velho, parece ser que as relações são inversas às observadas na área do Projeto Coringa.

No testemunho da sondagem DDH01-MVO o riolito marrom intensamente potassificado possui vênulas de quartzo e pirita (Fig. 7.25D). Nesse intervalo, as rochas

vulcanoclásticas com fragmentos máficos estirados com até cerca de 3 cm e de riolito vermelho apresentam metassomatismo potássico e alteração propilítica (Fig. 7.25E).

Figura 7.24. Principais litotipos na sondagem DDH34-COR – Filão Galena: (A) Riolito I, com epidotização fissural; (B) Riolito II com metassomatismo potássico; (C) Contato intrusivo do Riolito II (parte inferior do testemunho) em rochas vulcanoclásticas do Riolito II, afetado por intenso metassomatismo potássico. Notar a vênula tardia de quartzo e a cloritização associada; (D) Veio de quartzo com galena e pirita, em zona totalmente sericitizada do riolito (não é mais possível identificar o tipo), também com sulfetos disseminados, (E), (F) e (H) representa, as alterações sericiticas muito forte que afetaram os riolitos, com brechiação posterior e formação de vênulas de quartzo e/ou de carbonatos, comumente com sulfetos; (G) Contato intrusivo, com silicificação na borda, do Riolito II no Riolito I, ambos fortemente afetados pelo metassomatismo potássico.

Veios de brecha, provavelmente hidrotermal, também ocorrem (Fig. 7.25F), muitas vezes com preenchimento dos espaços intraclastos por carbonatos, em especial calcita, e menos comumente, por quartzo muito fino em veios infiltrativos de brecha hidrotermal (Fig. 7.25G), e por materiais muito escuros, não identificados (Fig. 7.25H) ou por cimento carbonático com manganês e argilas hidrotermais (Fig. 7.25I). Nas brechas do riolito vermelho com clastos de andesito foram também verificados pequenos diques de rocha básica ou intermediária (Fig. 7.25J), além de brechas com fragmentos de riolito, de pórfiro e de vulcânica com bordas potassificadas (Fig. 7.25K). Há zonas de rochas vulcanoclásticas intensamente argilizadas, com clastos de andesito (Fig. 7.25M). A matriz dessa rocha está também totalmente argilizada, não permitindo inferir se os fragmentos foram argilizados conjuntamente com a matriz ou se a rocha já continha clastos hidrotermalizados. Andesitos porfíricos (Fig. 7.25L) se encontram sericitizados e argilizados intensamente (Fig. 7.25N) e com vênulas com carbonatização (Fig. 7.25O). Pórfiros andesíticos subvulcânico, cujas relações de contato não puderam ser identificadas, mostram-se também sericitizados e argilizados (Fig. 7.25P). Riолitos marrom-avermelhados brechados e com clastos arredondados (Fig. 7.25Q) cimentados por carbonatos e por material lilás não identificado. Forte carbonatização com alteração sericítica superposta foi também observada (Fig. 7.25R, 7.25S e 7.35T), assim como veios de material carbonoso e sulfetado associados a alteração argílica (Fig. 7.25U) em brechas e hidrotermalizadas.

Esse testemunho indica que os sistemas hidrotermais no Alvo Mato Velho são de baixa temperatura, com forte sericitização e intensa alteração argílica em rochas vulcanoclásticas, vulcânicas e subvulcânicas. Caracteristicamente, há uma forte alteração carbonática, cujo intemperismo indica a presença de manganês, o que sugere ser um sistema, caso ele se confirme ser magmático-hidrotermal, do tipo *intermediate-sulfidation*.

No testemunho de sondagem DDH02-MVO foi verificada a presença de rochas vulcanoclásticas predominantemente, com brechas hidrotermais subordinadas, com alteração hidrotermal em diferentes intensidades e com vênulas de clorita. Na Figura 7.26A pode ser observado um pórfiro riolítico afetado pelo metassomatismo potássico e algumas das rochas vulcanoclásticas são muito semelhantes a esses pórfiros, com clastos grossos, sugerindo que essas rochas serviram como área-fonte. Essa rocha tem fenocristais de plagioclásio, quase sempre parcial a totalmente substituídos por feldspato potássico, e de quartzo grosso bipiramidado. Essas rochas foram também intensamente sericitizadas pervasivamente (Fig. 7.26B) após o metassomatismo potássico.

Figura 7.25. Aspectos das rochas do testemunho de sondagem DDH01-MVO – Filão Lagresia: (A), (B) e (C) Rochas vulcanoclásticas afetadas por metassomatismo potássico fraco e por alteração sericitica; (D) Riolito marrom-avermelhado potassificado e propilitizado e com vênulas de clorita e de pirita; (E) Brecha vulcanoclástica com fragmentos de rochas riolíticas e andesítica/dacíticas potassificadas e propilitizadas; (F) Brecha em veio, provavelmente de conduto, em rocha vulcânica félsica; (G) e (H) Riolito com típicas brechas hidrotermais infiltrativas; (I) Riolito brechado com cimentação por quartzo muito fino e carbonatos; (K) Brecha com fragmentos afetados por metassomatismo potássico, manteados por feldspato potássico secundário; (L), (M), (N), (O) e (P) Zonas de alteração argílica com diferentes intensidades em rochas vulcanoclásticas, andesitos e pórfiros andesíticos, por vezes com sericitização prévia ou posterior; (Q) Brecha com clastos arredondados; (R), (S) e (T) Rochas vulcânicas félsicas sericitizadas; (U) Material carbonoso e sulfetado associado às zonas de rochas carbonatizadas.

As rochas vulcanoclásticas derivadas desse pórfiro estão também intensamente sericitizadas e carbonatizadas, mas restam ainda clastos de riolito marrom-avermelhado silicificado (Fig. 7.26C a 7.26F) e, por vezes, com potassificação localizada. Tufos finos sericitizados, apresentam manchas de carbonatos (Fig. 7.26G). Diques mais espessos de riolito cor rosa, com fenocristais de quartzo e de plagioclásio substituído por calcita também ocorrem (Fig. 7.26H), com vênulas de sericita e de material sulfetado escuro com carbonato em fraturas (Fig. 7.26I). O riolito também foi afetado por alteração sericítica e por alteração argílica intensa e, por vezes, com sobreposição de metassomatismo potássico (Fig. 7.26J), assim como as rochas vulcanoclásticas, que também podem estar silicificadas (Fig. 7.26K). O riolito foi também brechado ruptilmente e a propilitização pode estar associada a esse evento, evidenciando uma complexa evolução ou sobreposição de eventos hidrotermais. Nessas rochas brechadas, espaços intraclastos foram revestidos por calcita manganésifera drusiforme de cor rosa e, posteriormente, por quartzo hialino (Fig. 7.26L). Potassificação pervasiva forte ocorre localmente nas rochas vulcanoclásticas (Fig. 7.26M) e zonas intensamente brechadas foram sericitizadas e carbonatizadas, com calcita manganésifera, além de quartzo fino intersticial como cimento final da brecha (Fig. 7.26N).

Na sondagem DDH10-MVO no mesmo alvo, ocorrem corpos de riolito porfirítico negros a marrom-escuro, com forte fluxo ígneo, propilitizados (Fig. 7.27A) e, localmente potassificados (Fig. 7.27B). O riolito possui xenólitos parcialmente absorvidos de um granito fino, granofírico (Fig. 7.27D), indicando tratar-se de um dique e, nas proximidades do contato, o granito mostra-se intensamente alterado hidrotermalmente (Fig. 7.27C).

Esse granito subvulcânico é granofírico, com cor rosa (Fig. 7.27E) e cavidades miarolíticas, sendo muito semelhante ao que ocorre na área do Projeto Coringa. Com o aumento da profundidade, novamente ocorrem riolitos, porém a matriz é mais fina, quase afanítica e homogênea, com alteração potássica em fraturas (Fig. 7.27F), por vezes com veios de quartzo e com alteração propilitica (Fig. 7.27G). Localmente estão presentes fenocristais mais grossos, provavelmente de plagioclásios zonados, substituídos por feldspato potássico ou por albita, clorita e carbonatos da alteração propilitica (Fig. 7.27H). Esse riolito distingue-se texturalmente dos anteriores, e não foi verificado na área do Projeto Coringa e pode representar um evento distinto. Sua composição parece ser cálcio-alcalina, como sugerido pelo forte zonamento composicional do plagioclásio.

Nesses testemunhos a alteração hidrotermal afetou todo conjunto das rochas, incluindo os granitos granofíricos finos, pórfiros riolíticos e andesíticos, riolitos negros e riolitos marrom-avermelhados, de modo semelhante ao verificado nos testemunhos de sondagens do Projeto Coringa. Destacam-se, entretanto, pela maior intensidade da alteração propilitica,

intensa sericitização e argilização, em especial das rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e nas brechas hidrotermais, bem como pela carbonatização, comumente com carbonatos manganésíferos, notadamente, calcita manganésífera.

Figura 7.26. Aspectos das rochas da sondagem DDH02-MVO – Filão Lagresia, do Alvo Mato Velho: (A) Pórfiro riolítico com metassomatismo potássico intenso; (B) Pórfiro riolítico potassificado e com forte alteração sericítica; (C), (D), (E) e (F) Rochas vulcanoclásticas com alterações hidrotermais sericítica, argílica e carbonática. Notar um clasto de riolito porfíritico silicificado na foto (C); (G) Tufos intensamente sericitizados com manchas de carbonatos hidrotermais; (H) Riolito porfíritico com fenocristais de plagioclásio substituído por calcita e de quartzo; (I) O mesmo riolito anterior com fraturas com vênulas ricas em sericita e de sulfetos com carbonatos; (J) Riolito sericitizado e argilizado, com metassomatismo potássico superposto (vermelho forte); (K) Riolito com intensa alteração argílica e silicificação e com brechamento local; (L) Brecha rúptil hidrotermalizada com espaços intraclastos revestidos por calcita manganésífera rosa, drusiforme, e quartzo hialino; (M) Rocha vulcanoclástica fêlsica com metassomatismo potássico pervasivo; (N) Brecha rúptil cimentada por carbonatos.

Figura 7.27. Testemunhos da sondagem DDH10-MVO – Filão Lagresia, com riolito porfirítico negro (A), passando para cores marrons, devido ao metassomatismo potássico em (B); e com forte alteração propilítica e sericítica em (C). Xenólito de granito granofírico rosa no riolito com muito fino, com forte fluxo ígneo(D); Aspecto do granito granofírico fino semelhante ao que ocorre na área do Projeto Coringa; (E) Granito subvulcânico hidrotermalizado; (F) Riolito porfirítico de matriz muito fina a afanítica, com fratura com alteração potássica; (G) Vênula de quartzo com clorita e sulfetos no riolito negro metassomatizado; (H) Detalhe dos fenocristais de plagioclásio zonados parcialmente substituídos por feldspato potássico.

8 PETROGRAFIA

Foram estudadas microscopicamente 157 lâminas delgadas das áreas dos Projetos Coringa e Mato Velho, com o objetivo de individualizar as principais características litológicas de cada unidade. A separação dos litotipos existentes foi feita inicialmente em

campo e comprovada com as descrições petrográficas. Adicionalmente, os estudos petrográficos foram essenciais para a caracterização das associações minerais características das zonas de alteração hidrotermal e do minério aurífero e de metais de base.

8.1 Granitoides

Os granitoides foram divididos em granito granofírico, pórfiros, granito de granulação grossa e granito fino do embasamento, sendo o primeiro o mais comum na área de estudo.

As rochas graníticas granofíricas, apresentam textura gráfica, evidenciando colocação em ambiente subvulcânico (Fig. 8.1A e 8.1B). Essa textura é também característica dos pórfiros, que se diferenciam devido à presença de quartzo bipiramidado. Em alguns casos, essas rochas apresentam cavidades miarolíticas. Tais litotipos estão intensamente hidrotermalizados, apresentando metassomatismo potássico inicial, com posterior alteração propilítica e sericítica fissural (Fig. 8.1C). A alteração hidrotermal presente principalmente nos pórfiros e granitos, caracteriza-se pelas seguintes associações minerais: metassomatismo potássico (feldspato potássico + biotita), alteração propilítica (clorita + epidoto + quartzo + albita $\pm$ carbonatos), sericítica fissural (quartzo + sericita + sulfetos ou quartzo + sericita + adulária), argilização (illita predominante). Esses estágios de alteração são seguidos por carbonatização, silicificação e sulfetização.

Granitos com textura fanerítica grossa a muito grossa, equigranulares, são menos comuns. A sericitização nessas rochas é seletiva e afeta apenas os cristais de plagioclásio placóides (Fig. 8.1D). Alteração potássica, propilítica, sericítica (Fig. 8.1E, 8.1F e 8.1G) é verificada nos pórfiros com fenocristais de plagioclásio e feldspato.

O embasamento dos litotipos descritos anteriormente é representado por granitos finos com textura hipidiomórfica granular (Fig. 8.1H), que é predominante em todas as amostras desse granito analisadas petrograficamente. Esses granitos apresentam alteração hidrotermal fraca a inexistente, porém podem apresentar localmente zonas silicificadas.

8.2 Riolito I

Domos vulcânicos são constituídos predominantemente por riolitos (Riolito I e Riolito II). Essas rochas apresentam estruturas de fluxo ígneo, intercalações de rochas vulcanoclásticas e diques de brechas hidrotermais fortemente hidrotermalizadas, além de brechas tectônicas. O riolito I, inicialmente definido como riolito negro, apresenta comumente intensa alteração propilítica, quando distante das zonas mineralizadas. Próximo dessas zonas, estas rochas apresentam alteração sericítica, em estilos pervasivo e fissural, que confere uma cor verde-claro à rocha.

Figura 8.1. Granitoides da área de estudo: (A) e (B) Textura gráfica bem desenvolvida em granitos granofíricos subvulcânicos (CO-04 e CO-37, respectivamente); (C) Granito subvulcânico com alteração sericítica moderada (J54); (D) Granodiorito de granulação grossa (CO-47a); (E) e (F) Pórfiros com alteração propilítica, sericítica e potássica (CO-58c e CO-59a, respectivamente); (G) Pórfiro com epidoto (CO-44b) e (H) Rocha do embasamento (CO-69a), representada por granito fino com textura hipidiomórfica granular, incipientemente alterado.

A alteração potássica é inicial e se manifesta pela substituição de feldspatos ígneos por microclínio hidrotermal. Essa substituição ocorre principalmente ao longo de suas bordas, com o qual se associa biotita hidrotermal e, comumente, quartzo, além de sulfetos. Nessas zonas de alteração é possível reconhecer quartzo ígneo, normalmente representado por cristais subédricos a anédricos, com textura de reabsorção magmática em várias unidades (Fig. 8.4C).

Comumente, o riolito I apresenta alteração propilitica, cuja principal característica é a substituição de plagioclásio por epídoto (Fig. 8.2A) e de anfibólio por clorita e epídoto (Fig. 8.2F). Riolitos porfíricos com alteração propilitica intensa são comuns (Fig. 8.4E), particularmente em zonas distais em relação às zonas mineralizadas.

Esses riolitos também apresentam alteração sericítica na matriz e em fraturas (Fig. 8.2B). Localmente, esse tipo de alteração oblitera totalmente as características originais da rocha. Nessas zonas de intensa alteração sericítica, é possível observar a substituição total dos minerais magmáticos, com preservação do fluxo magmático (Fig. 8.2C). Essa substituição sempre ocorre nas proximidades ou em zonas mineralizadas (Fig. 8.2D e 8.2E). Nesses casos, os fragmentos se apresentam anédricos e muitas vezes pode ser observado alteração potássica superimposta. Em algumas amostras de riolito hidrotermalizado foi identificada adulária (Fig. 8.4F) em paragênese com sericita e quartzo, caracterizando uma associação hidrotermal que é típica de mineralizações epitermais *low-sulfidation*.

Cristais diversos, completamente substituídos por minerais hidrotermais, são observados em zonas de intenso hidrotermalismo. Um exemplo disso são as inclusões de titanita acompanhando as clivagens do mineral original. Essa feição é comumente encontrada em zonas de alteração sericítica intensa (Fig. 8.4A). Nessas zonas, é comum também a substituição total de feldspato potássico por carbonato e sericita (Fig. 8.4B). É possível observar o preenchimento de cavidades por carbonatos hidrotermais em zonas de carbonatização (Fig. 8.4D).

Zonas de brechas intensamente argilizadas e carbonatizadas (com carbonatos manganésíferos) estão associadas às mineralizações auríferas. Isso sugere a evolução (ou superposição) do sistema epitermal *low-sulfidation* para condições *intermediate-sulfidation* (Fig. 8.3A). Essas rochas apresentam vênulas diversas, desde preenchimento com calcedônia (Fig. 8.3B) a preenchimento com carbonatos manganésíferos (Fig. 8.3C). Epidotização e cloritização ocorrem seletivamente em grãos de plagioclásio, exemplificando típicas alterações propiliticas (Fig. 8.3D e 8.3E).

8.3 Riolito II

O riolito II, definido primariamente como riolito vermelho, comumente apresenta

textura porfírica, com presença de texturas radiais, definidas como esferulitos na matriz e ao redor de cristais de plagioclásio. Os fenocristais de plagioclásio são euédricos, tabulares, com granulação média e geminação polissintética. Esses cristais apresentam sobrecrecimento (Fig. 8.5A) e estrutura granofírica ao redor dos grãos.

Figura 8.2. (A) Aspecto petrográfico do Riolito I afetado por alteração propilitica (CO-01f); (B) Detalhe da vênula de sericita no Riolito I (CO-01e); (C) Matriz do Riolito I afetada por sericitização intensa (J09); (D) Zona mineralizada com sulfetos em zona com forte alteração sericítica na matriz de Riolito I (CO-05g); (E) Detalhe do veio sulfetado em zona de alteração sericítica (CO-06) e (F) Anfibólio substituído por epidoto e clorita em Riolito I intensamente propilitizado (CO-06).

Figura 8.3. Riolito I: (A) Brechas com alteração argílica e carbonatização (J83); (B) Vênula de calcedônia (J65); (C) Vênula de carbonato e matriz com carbonatização intensa (J33); (D) e (E): Epidoto e clorita substituindo grãos de plagioclásio (Amostras J65 e CO-23, respectivamente).

A presença de esferulitos na matriz é característico do riolito II, sendo normalmente afetado por sericitização e potassificação com intensidade moderada a incipiente. Nesses casos os esferulitos podem apresentar biotita substituída por outros minerais (Fig. 8.5A). Estruturas em *lithophysae* com aparência esférica, orbiculóide ou esferulítica estão bem preservadas.

Esta fácies exibe aparente orientação por fluxo magmático, além de estruturas de mistura de magmas (Fig. 8.5B). O intenso fraturamento da rocha está relacionado às zonas de

silicificação e de alteração potássica incipiente (Fig. 8.5C) na matriz.

Figura 8.4. (A) Detalhe das inclusões de titanita em biotita intensamente substituída por clorita (J65); (B) Aspecto do feldspato potássico totalmente alterado (J84-I); (C) Fenocristal de quartzo com textura indicativa de reabsorção magmática (J67); (D) Detalhe da carbonatização, representada pela substituição de plagioclásio por carbonato (J45); (E) Riolito I porfíritico afetado por alteração propilítica (J60); (F) Textura típica de adularia com um cristal mais grosso com hábito pseudo-ortorrômbico em zona de alteração sericita no Riolito I (CO-06).

Sendo comum em zona de brechação e de brechas, grande quantidade de veios e textura axiolítica ao redor dos grãos orientados por fluxo (Fig. 8.5D). Por vezes são identificados *fiammes* na matriz (Fig. 8.5E), além da presença constante de alteração argílica,

seguida de biotitização e potassificação (Fig. 8.5F). Nesses casos, é comum a ocorrência de texturas radiais ou esferulíticas, com diferenciação composicional e mineralógica (Fig. 8.5G).

O metassomatismo potássico, moderado a forte, é característico nesses riolitos e resulta na substituição de fenocristais de plagioclásio por feldspato potássico. Em geral, a alteração potássica é pervasiva e afeta cristais subédricos de feldspato ígneo da matriz (Fig. 8.6A). Essa alteração confere à rocha a sua cor marrom-avermelhada verificada macroscopicamente. Microscopicamente é possível observar também a alteração sericítica em estilo seletivamente pervasivo e, por vezes, fissural (Fig. 8.6B e 8.6F), seguida por carbonatização fissural (Fig. 8.6C). Essa carbonatização fissural, superimposta à alteração potássica ou sericítica, é verificada ao redor de esferulitos em matriz com forte orientação de fluxo (Fig. 8.6D). Localmente, foram verificados bolsões com minerais carbonáticos com bordas sericitizadas (Fig. 8.6E) e zonas com carbonatização com carbonatos manganesíferos. No contato da rocha com o veio, foi verificada biotita totalmente cloritizada (Fig. 8.6G), modificando quase que totalmente a estrutura do grão.

8.4 Rochas Vulcanoclásticas

As rochas vulcanoclásticas são formadas principalmente por fragmentos líticos diversos e cristais de quartzo, feldspato e anfibólio, imersos em matriz muito fina e esferulítica, assim como agregados de epidoto hidrotermal em arranjos radiados que podem representar substituição de fragmentos de vidro vulcânico ou antigas amígdalas (Fig. 8.7A, 8.7B e 8.7C). Os fragmentos líticos exibem leve bandamento (Fig. 8.7D), sendo também angulosos a subarredondados e apresentam-se, localmente, orientados, provavelmente por fluxo vulcanoclástico (Fig. 8.7E e F). Os fragmentos de anfibólio apresentam hábito fibrorradiado (Fig. 8.7G e 8.7H).

É possível observar a substituição de minerais por biotita, sericita e clorita, com intensa propilitização da matriz (Fig. 8.7B). Vênulas de calcedônia ocorrem orientadas e paralelas ao fluxo vulcanoclástico e representam um estágio de silicificação fissural. A alteração sericítica é pervasiva, assim como a alteração potássica que resulta na substituição dos cristais de plagioclásio por feldspato potássico hidrotermal (Fig. 8.8A).

Assim como nos riolitos I e II, ocorre carbonatização fissural intensa, caracterizada por vênulas preenchidas por carbonatos manganesíferos, juntamente a zonas de alteração argílica (Fig. 8.8B). Em alguns casos, alterações sericítica, argílica e potássica podem ocorrer na mesma amostra (Fig. 8.8C). Assim como nos riolitos, texturas esferulíticas e orbiculóides (Fig. 8.8F) são observadas, embora menos frequentes, e *fiamme* na matriz apresentam leve sericitização e potassificação (Fig. 8.8G).

Figura 8.5. Riolito II: (A) Cristal de biotita (CO-07) parcialmente substituído por clorita; (B) Rocha potassificada com estruturas em lithophysae ainda preservada (CO-13e); (C) Intenso fraturamento e silicificação em zona de brecha (CO-29); (D) Esferulito com textura axiolítica (CO-31); (E) Exemplo de potassificação intensa (CO-31); (F) Fenocrital de feldspato hidrotermalizado em matriz afanítica muito alterada hidrotermalmente (CO-31).

8.5 Zonas de Brecha

Zonas de brechas são formadas por fragmentos líticos diversos, predominantemente angulosos, ocorrendo também com formas alongadas, com poucos milímetros até alguns centímetros de comprimento. Nessas zonas é possível verificar sericitização intensa, principalmente na matriz (Fig. 8.9A). De maneira geral, a alteração hidrotermal afeta seletivamente a matriz (Fig. 8.9B), com fragmentos de tamanhos diversos preservados (Fig. 8.9C).

Figura 8.6. Riolito II: (A) Aspecto típico da alteração potássica comum na área de estudo, que resulta em substituição do plagioclásio ígneo por feldspato potássico hidrotermal (J64); (B) Alteração sericítica sobreposta à potássica (J78); (C) Carbonatização fissural (CO-05e) representada por fina vênula com carbonato; (D) Carbonatização ao redor de esferulitos em riolito com estrutura de fluxo na matriz (CO-05e); (E) Detalhe de zona com carbonatização, representada por bolsão de carbonato com sericita em suas bordas (CO-05b); (F) Carbonatização em estilo fissural (J30); (G) Biotita cloritizada (J41); (H) Detalhe das estruturas radiais típicas dos esferulitos desse litotipo.

Figura 8.7. Rochas vulcanoclásticas: (A) Agregado de epidoto CO-43a); (B) Clasto de feldspato, ou de rocha vitrofírica totalmente substituído por sericita e argilo-minerais (CO-65a); (C) Típica estrutura de rochas vulcanoclásticas com fragmentos líticos e de cristais (J74); (D) Zona de Brecha (J75-I); (E) e (F) Fragmentos de cristais e líticos em rocha vulcanoclástica (Amostras CO-52b e CO-49-II, respectivamente); (G) e (H) Fragmentos de anfibólio com hábito fibrorradiado. A seta indica epidoto com cor de interferência roxa, provavelmente, piemontita.

Figura 8.8. (A) Sericitização intensa em rocha vulcanoclástica (J76); (B) Carbonatização e sericitização fissural em rocha vulcanoclástica (J85); (C) Alterações sericítica, potássica e argílica (J85); (D) Fluxo de fragmentos (CO-49-III); (E) Intensa sericitização em rocha vulcanoclástica (J75-II); (F) Detalhe das estruturas radiais (CO-26); (G) Aspecto petrográfico do fiamme em rocha vulcanoclástica (CO-26).

Figura 8.9. (A) Intensa alteração sericítica em brecha (J03); (B) e (C) Sericitização somente na matriz da brecha (J05); (D) Aspecto petrográfico dos fragmentos da brecha, angulosos a localmente subarredondados (J17); (E) Detalhe da carbonatização intensa nas brechas (J28).

Por vezes, são observados clastos mais arredondados, o que sugere que os fragmentos vieram de fontes mais distantes (Fig. 8.9D). É observada também carbonatização intensa em grãos (Fig. 8.9E). São observadas também fraturas aparentemente sem preenchimento por minerais associados à alteração hidrotermal, o que as caracteriza como o último evento hidrotermal ocorrido.

8.6 Outros Litotipos

Com ocorrência menos comum, foram observados diversos litotipos interessantes na área de estudo. Rochas epiclásticas apresentam fragmentos de riolito I, granito subvulcânico e clastos diversos, com propilitização na matriz e nas fraturas. Os clastos são comumente angulosos a subangulosos, levemente orientados por imbricamento dos grãos (Fig. 8.10A). Aglomerado vulcânico apresenta alteração propilitica em diferentes intensidades, além de potassificação e sericitização local, com clastos arredondados de tamanhos diversos (Fig. 8.10B). Nas zonas de *stockwork*, foram encontradas amostras muito silicificadas e com intensa alteração sericítica de forma seletivamente pervasiva (Fig. 8.10C). Andesito sericitizado e argilizado com vênulas carbonáticas (J22).

Figura 8.10. (A) Rocha epiclástica com clastos de rocha com textura granofírica, comumente angulosos a subangulosos (CO-20); (B) Aglomerado vulcânico (CO-25a); (C) Zona de stockwork (CO-54e); (D) Andesito sericitizado e argilizado com vênulas carbonáticas (J22).

Por fim, ocorrem andesitos, os quais se apresentam normalmente intensamente sericitizados e argilizados, com textura afírica e estrutura fluidal. Não foi observado orientação de fluxo na matriz e os cristais são anédricos, com granulação fina a muito fina. Comumente a rocha é muito fraturada com carbonato preenchendo as fissuras (Fig. 8.10D). *Lapilli*-tufos, com matriz vítrea e presença de estruturas radiais, também foram caracterizados. Esses litotipos são escassos e comumente apresentam fragmentos de andesito,

normalmente fraturados, por vezes com hematitização em seus cristais (Fig. 8.11A). Na base dos *lapilli*-tufo é encontrada uma zona intensamente fraturada, brechada e com forte carbonatização, cortada por um dique máfico. Os clastos são mal selecionados, porém se apresentam arredondados a subangulosos (Fig. 8.11B). Em zonas de *chert* verde, foi observado intenso fraturamento e vênulas preenchidas por biotita. Em casos mais raros, esses veios são preenchidos por carbonato de manganês (Fig. 8.11C) e calcedônia em matriz fortemente sericitizada (Fig. 8.12D). O núcleo do dique máfico é representado por cloritização intensa e propilitização superimposta (Fig. 8.11E).

Figura 8.11. (A) *Lapilli*-tufo com matriz vítrea e presença de estruturas radiais (J01); (B) Base do *lapilli*-tufo com zona intensamente fraturada, brechada e carbonatizada (J02-I); (C) Zona de *chert* com vênulas com biotita (J02-II); (D) *Chert* (J10); (E) Dique máfico com relíquia de textura subofítica e intensa cloritização (J35).

9 CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO DE OURO E METAIS DE BASE

Foram caracterizadas a partir de estudos petrográficos em luz transmitida, refletida e por microscopia eletrônica de varredura as associações minerais do minério de ouro e metais de base de amostras representativas dos principais filões do Projeto Coringa, tais como Filão Galena, Filão Juara, Filão Mãe de Leite e Filão Fofão.

9.1 Filão Galena

Os veios mineralizados do Filão Galena são hospedados pelo Riolito I que, nas proximidades das zonas mineralizadas, mostra-se intensamente sericitizado e silicificado (Figura 9.1, 9.2 e 9.3A). Foi também observado nas rochas encaixantes significativo conteúdo de sulfetos disseminados, que ocorrem na matriz composta por sericita e adulária (Figura 9.4A).

No Filão Galena é possível verificar pirita, esfalerita e galena ocorrendo de forma abundante e calcopirita mais subordinadamente (Figuras 9.1, 9.2, 9.3C a 9.3E, 9.4B, 9.6A), assim como a covellita. As texturas dos sulfetos são coloformes e drusiformes (Figura 9.1), indicativas de texturas de preenchimento de espaços abertos, típicas de sistemas epitermais.

Nessas zonas mineralizadas é muito comum a ocorrência de galena com *triangular pits* nas bordas da esfalerita ou em fraturas, cortando esse mineral (Fig. 9.3C e 9.3E). Calcopirita ocorre como finas inclusões na esfalerita (Figuras 9.3C a 9.3E), em uma textura semelhante à *chalcopyrite disease*, indicativa de substituição da calcopirita por esfalerita ou, alternativamente, exsolução devido à diminuição de temperatura do sistema. Calcopirita também ocorre como uma fase importante, comumente em contato com a esfalerita (Fig. 9.6D). Nesse último caso, é comum a presença mútua de inclusões de esfalerita na calcopirita e desse mineral na esfalerita, sugerindo, possivelmente formação sincrônica (Fig. 9.6D).

A pirita ocorre como cristais subédricos a anédricos, comumente nas bordas da galena (Fig. 9.3E), embora também seja cortada por esse mineral (Fig. 9.4E) ou envolvida por galena ou calcopirita (Fig. 9.5B). As relações entre pirita e os demais sulfetos sugerem que a pirita seja uma fase inicial, embora uma geração tardia desse mineral, associada com a galena, seja comum.

A covellita é tardia e preenche finas fraturas na esfalerita (Fig. 9.5D) ou substitui a calcopirita e a galena, que ocorrem em vênulas (Fig. 9.3F, 9.4D, 9.4F, 9.5A e 9.6A). Digenita foi observada nas bordas da calcopirita, como um fino filme isolando a calcopirita, e por vezes também a galena, dos minerais de ganga (Fig. 9.5C). Bornita, nas bordas da calcopirita, é observada mais raramente (Fig. 9.6C).

No Filão Galena, prata nativa, acantita e argentita ocorrem associadas à galena, principalmente nas bordas da esfalerita (Figura 9.4B, 9.4C e 9.4F) e, associam-se a finas fases minerais com Enxofre (Fig. 9.4C).

Inclusões de *eléctrum* na sericita, próximo à borda da esfalerita (Fig. 9.6C) foram identificadas apenas por MEV. Análises qualitativas de EDS indicam que o *eléctrum* é composto por aproximadamente 40% de Ag e 60% de Au.

Figura 9.1. Amostra de minério do Filão Galena (CO01b), apresentando esfalerita, galena, calcopirita e pirita associados a quartzo com textura de preenchimento de espaços abertos no Riolito I, intensamente sericitizado.

Figura 9.2. Amostra de minério do Filão Galena com veios de quartzo e sulfetos (esfalerita, galena, pirita e calcopirita) brechados, cortando Riolito I, fortemente sericitizado (Amostra CO-01bc).

Fosfatos de chumbo com cálcio e/ou alumínio, possivelmente secundários, também foram identificados junto à galena em fraturas, tais como orpheita (ou plumbogummita) e phosphohedyphanio (Fig. 9.4E).

Figura 9.3. Principais texturas e características dos minerais opacos e transparentes dos filões Galena e Juara: (A) Intensa alteração sericítica com pirofilita associada (centro, alta birrefringência) em zona mineralizada (CO-01Ba – Filão Galena); (B) Pirofilita associada ao quartzo na zona mineralizada (CO-28 – Filão Juara); (C) Associação de galena (mais branca), esfalerita e calcopirita, que ocorre inclusa na esfalerita (CO-01Bc – Filão Galena); (D) Calcopirita inclusa na esfalerita, que também é cortada por fina vênula de covellita (CO-01Bc – Filão Galena); (E) Galena deformada cortando esfalerita, que apresenta finas inclusões de calcopirita; Pirita subédrica ocorre na borda da galena (Gn2); (F) Vênula com galena e calcopirita, parcialmente substituídas por covellita (Gn4 – Filão Galena).

9.2. Filão Juara

No Filão Juara, os veios de quartzo sulfetados são hospedados também pelo Riolito I. São constituídos quase que exclusivamente por quartzo e pirita, com presença subordinada de

galena. A pirita é subédrica a anédrica e apresenta finas inclusões de galena, ocorrendo tanto nos veios como disseminada na rocha encaixante, em suas porções intensamente silicificadas (Fig. 9.7 e 9.8A). No Filão Juara, nas zonas de forte sericitização são observados adulária (Fig. 9.8A e 9.8B) e finos cristais de rutilo ou brookita associada aos agregados de sericita (Fig. 9.8A), monazita e zircão (Fig. 9.8B) e pirofilita (Fig. 9.8C).

Figura 9.4. Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV, mostrando aspectos texturais e associação mineral do minério do Filão Galena (amostra CO-01ba): (A) Matriz do riolito I com alteração sericítica e presença de pirita subédrica disseminada; (B) Prata nativa associada à galena, nas bordas da esfalerita; (C) Filme de galena nas bordas da esfalerita, que também apresenta em suas bordas prata nativa e minerais com a associação de S-Ag-Pb-Zn; (D) Calcopirita e covellita nas bordas da galena; (E) Pirita subédrica cortada por galena e orphea (ou plumbogummita) em rocha com intensa alteração sericítica; Phosphohedyphane ocorre incluso na matriz sericítica, associado à galena; (F) Esfalerita com prata nativa nas bordas, cortada por finas vênulas por covellita.

9.3. Filão Mãe de Leite

No Filão Mãe de Leite, os veios de quartzo e pirita, com galena e esfalerita subordinada, apresentam texturas de preenchimento de espaços abertos (Fig. 9.9A) e são encaixados em zonas de intensa alteração sericitica (muscovita fina, quartzo e albita; Fig. 9.9B e 9.10), nas quais são identificados fragmentos do riolito sericitizado (CO-05).

Figura 9.5. Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV, mostrando aspectos texturais e associação mineral do minério do Filão Galena (CO-01bb): (A) Galena com fraturas preenchidas por covellita e prata (Ag); (B) Cristais anédricos de pirita e calcopirita envolvidos por galena; (C) Esfalerita com finas inclusões de calcopirita e tennantina em finas fraturas, em contato com calcopirita substituída nas suas bordas por digenita, que ocorre como fino filme isolando a calcopirita dos minerais de ganga.

Nesse filão, embora a pirita seja predominante, foi verificada a associação de calcopirita e galena (Figura 9.11A) em vênula com textura de preenchimento de espaços abertos, assim como pirita associada à esfalerita (Figura 9.11B). A pirita é usualmente euédrica (Figura 9.11H) a subédrica e anédrica (Figuras 9.11E e 9.11G), sendo sempre porosa (Figuras 9.11E a 9.11H). A galena e a pirita (Figuras 9.11D a 9.10F) preenchem fraturas na esfalerita, sendo que ora a pirita ocorre como cristais anedrais sobre a galena (Figura 9.11D), ora a galena corta a pirita (Figura 9.11E). Covellita comumente é tardia e preenche fraturas na esfalerita (Figura 9.11C).

Estudos das amostras do Filão Mãe de Leite com uso de microscópio eletrônico de varredura (MEV) possibilitou a identificação de ligas de ouro e prata nas amostras mineralizadas. Nas amostras CO-05i-I1 e CO-05ia-I2, finas inclusões de *eléctrum* (Au + Ag), foram observadas no quartzo (Fig. 9.12A e 9.12B), que é cortado por fraturas com galena com prata (Fig. 9.12A e 9.12B) ou por pirita e covellita (Fig. 9.13C).

A galena nessas fraturas apresenta prata em sua estrutura, cujo conteúdo, de acordo com análises qualitativas por EDS, varia de 1,11 a 1,87%.

Eléctrum também foi observado nas bordas da galena na amostra CO-34c-I2a. Nessa amostra, é possível observar variação composicional do *eléctrum* (Fig. 9.13A e 9.13B), que apresenta entre 12,05 e 14,04% de Ag (análises qualitativas por EDS).

Figura 9.6. Imagens de elétrons retroespalhados mostrando aspectos texturais do minério do Filão Galena: (A) Associação de galena, pirita, calcopirita e esfalerita (CO-01bc-I3); (B) Covellita com prata nas bordas da galena, com textura de substituição característica (Gn2-I1); (C) Fina inclusão de *eléctrum* na ganga, próximo à borda da esfalerita. Bornita substitui a calcopirita em suas bordas (Gn2-I2); (D) Pirita subédrica com finas inclusões de galena envolvida por calcopirita. Calcopirita, por sua vez, apresenta inclusões de esfalerita e ocorre incluída nesse mineral. Os dois minerais são cortados por galena, tardia, e covellita (Gn4-I3).

Figura 9.7. Amostra com sulfetos analisada por MEV – Filão Juara (CO-28), mostrando veio de quartzo com pirita e galena subordinada, que corta o Riolito I, intensamente sericitizado e silicificado.

Figura 9.8. Imagens de elétrons retroespalhados mostrando aspectos texturais do minério e dos minerais hidrotermais do Filão Juara: (A) Pirita subédrica a anédrica com fina inclusão de galena, em zona de intensa sericitização (sericita, adularia e rutilo) e silicificação (CO-28.-I3); (B) Sericitização intensa, com presença de adularia, monazita e zircão (CO-28.-I5); (C) Zona silicificada com agregados de sericita e pirofilita e cristais subédricos de pirita (CO-28-IIA).

Figura 9.9. Amostras mineralizadas do Filão Mãe de Leite analisadas por MEV, mostrando (A) veio de quartzo e sulfetos com textura de preenchimento de espaços abertos (CO-05i) e (B) zona de intensa sericitização e silicificação com sulfetos disseminados (CO-34b).

Figura 9.10. Difractograma de raios X, mostrando a associação de muscovita fina (sericita), quartzo e albite nas zonas fortemente hidrotermalizadas do Filão Mãe de Leite (amostra CO-05I).

Figura 9.11. Principais texturas e características dos sulfetos sendo: (A) Galena e calcopirita em bolsão com texturas de preenchimento de espaços abertos (CO-34c – Pilha de Rejeito do Filão Mãe de Leite); (B) Pirita porosa associada a esfalerita (CO-34c – Pilha de Rejeito do Filão Mãe de Leite); (C) Covellita associada com pirita em fratura (CO-34c – Pilha de Rejeito do Filão Mãe de Leite); (D) Cristais subeuédricos a anédricos de pirita sobrepostos à galena (CO-05i – Filão Mãe de Leite); (E) Pirita porosa cortada por fratura preenchida por galena (CO-05i – Filão Mãe de Leite); (F) Pirita porosa associada a galena (CO-05i – Filão Mãe de Leite); (G) Pirita porosa em zona mineralizada (CO-05i – Filão Mãe de Leite); (H) Pirita porosa em zona mineralizada (CO-39 – Filão do Fojão).

Figura 9.12. Imagens de elétrons retroespalhados mostrando aspectos texturais do minério no Filão Mãe de Leite: (A) Veio de quartzo com galena em fraturas e inclusões de eléctrum (Au + Ag) no quartzo (CO-05i-I1); (B) Veio de quartzo com finos agregados de sericita, cristais anedrais a subeudrais de pirita e galena em fraturas ou na borda da pirita. Eléctrum (Au + Ag) ocorre como finas inclusões no quartzo (CO-05ia-I2).

Figura 9.13. Imagens de elétrons retro-espalhados mostrando aspectos texturais do minério na pilha de rejeito do Filão Mãe de Leite: (A) Eléctrum (liga de ouro e prata) nas bordas da galena (CO-34c-I2a); (B) Maior detalhe da imagem anterior, mostrando variação composicional do eléctrum nas bordas da galena (CO-34c-I2); (C) Veio de quartzo com fratura preenchida por pirita e covellita (CO-34c-I3).

A Tabela 9.1 lista as fases minerais identificadas por MEV nas amostras mineralizadas em ouro, prata e metais de base na área do Projeto Coringa.

Tabela 9.1. Minerais de minério identificados por microscopia eletrônica de varredura (MEV).

Mineral	Abreviação proposta por Whitney & Evans (2010).	Fórmula Química (www.webmineral.com)
Adulária	Adl	KAlSi ₃ O ₈
Apatita	Ap	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F
Bornita	Bn	Cu ₅ Fe ²⁺ S ₄
Calcocita	Cc	Cu ₂ S
Calcopirita	Ccp	CuFeS ₂
Covellita	Cv	CuS
Digenita	Dg	Cu ₉ S ₅
<i>Eléctrum</i>	Au-Ag	Au-Ag
Esfalerita	Sp	ZnS
Galena	Gn	PbS
Microclínio	Mc	KAlSi ₃ O ₈
Monazita	Mnz	(Ce,La,Nd,Th)PO ₄
Muscovita	Ms	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) _{1.8} F _{0.2}
Ouro	Au	Au
Orpheita	Orp	PbAl ₃ (PO ₄ ,SO ₄) ₂ (OH) ₆
Paragonita	Pg	NaAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂
Phosphohedyphanio		Ca ₂ Pb ₃ (PO ₄) ₃ Cl
Pirita	Py	FeS ₂
Pirofilita	Prl	Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Plumbogummita		PbAl ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₅ •(H ₂ O)
Prata Nativa	Ag	Ag
Quartzo	Qz	SiO ₂
Rutilo	Rt	TiO ₂
Tennantita	Tnt	Cu ₁₁ Fe ²⁺ As ₄ S ₁₃
Sericita	Ser	KAl ₂ (Si ₃ AlO ₁₀)(OH) ₂
Zircão	Zrc	ZrSiO ₄

10 GEOQUÍMICA

Foram selecionadas para análises geoquímicas vinte e seis amostras representativas de várias unidades da área do Projeto Coringa. Destas, onze amostras são de rochas vulcânicas, tanto dos riolitos I quanto dos riolitos II, cinco amostras são de rochas vulcanoclásticas, oito de granitos e duas de pórfiros. Como as amostras apresentam fraco a intenso hidrotermalismo, esse fator foi também considerado na interpretação dos resultados.

10.1 Classificação Geoquímica

Para a classificação geoquímica das amostras estudadas foram utilizados diagramas baseados nos óxidos de elementos maiores e menores.

As amostras de rochas plutônicas e subvulcânicas foram classificadas utilizando-se os diagramas R1–R2 (De La Roche *et al.* 1980) e TAS (Middlemost 1985). Segundo o diagrama de De La Roche *et al.* (1980), verifica-se que os pórfiros são quartzo monzoníticos e as demais amostras variam de granitos a álcali-granitos (Fig. 10.1A). Entretanto, pelo menos em

parte, os altos teores de potássio podem ser devidos à alteração potássica em diferentes intensidades que é registrada na área. No diagrama proposto por Middlemost (1985), os granitoides se situam predominantemente no campo dos granitos, enquanto que os pórfiros se situam no campo dos quartzos monzonitos (Fig. 10.1B).

Figura 10.1. Diagramas de classificação de rochas plutônicas e subvulcânicas, segundo as propostas de (A) De la Roche et al. (1980) e (B) Middlemost (1985), indicando composição de quartzos monzonitos para os pórfiros e de álcali granitos a granitos para as demais amostras intrusivas da área do Projeto Coringa.

Figura 10.2. Diagramas de classificação de rochas vulcânicas propostas por (A) De La Roche et al. (1980) e por (B) Middlemost (1994).

A classificação das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas no diagrama de De la Roche et al. (1980) é mostrada na (Fig. 10.2A), que evidencia composições variando de riolítica a álcali-riolítica, sendo essa tendência mais expressiva nas amostras que apresentam algum grau de alteração potássica (metassomatismo potássico ou sericitização). Uma amostra apresentou composição de quartzo traquito (J-66). No diagrama TAS de Middlemost (1985), essas

mesmas rochas são caracterizadas como riolitos, com tendências provavelmente iniciais, traquidácíticas (Fig. 10.2B), com uma amostra entre o campo dos traquitos e traquidacitos (J-66).

10.2. Filiação Geoquímica

Quando plotadas no diagrama AFM (Fig. 10.3) de Irvine & Baragar (1971), as rochas são caracterizadas como cálcio-alcálinas, com forte enriquecimento em álcalis. Entretanto, por se tratarem de rochas geoquimicamente muito evoluídas, esse diagrama não define uma tendência claramente diagnóstica. Nota-se, entretanto, que parte das rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e dos pórfiros mostram tendências geoquímicas relativamente mais primitivas, enquanto que os granitos, incluindo os granofíricos, são mais evoluídos (Fig. 10.3).

No diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976), as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, assim como os pórfiros e duas amostras dos granitos (CO-47a e CO-37) se assemelham as rochas da série shoshonítica, enquanto que a maioria dos granitos plotam no campo das rochas da série cálcio-alcálica de alto potássio (Fig. 10.4), típicas de rochas formadas em arcos magmáticos continentais. Como muitas dessas rochas foram afetadas por metassomatismo potássico e alteração sericítica em diferentes intensidades, os altos teores de álcalis que conferem às rochas características shoshoníticas podem, pelo menos em parte, serem devidos à introdução de potássio nas rochas pela alteração hidrotermal.

Figura 10.3. Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) para a classificação de séries magmáticas, indicando características cálcio-alcálinas para o conjunto das rochas, com os pórfiros e parte das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas relativamente mais primitivas.

Figura 10.4. Diagrama K₂O vs. SiO₂ (Peccerillo & Taylor 1976) para as rochas da área do Projeto Coringa.

Figura 10.5. Diagrama de índice de saturação em alumina (Shand 1943), evidenciando que o conjunto das rochas apresenta características metaluminosas a peraluminosas.

Figura 10.6. Filiação geoquímica das rochas magmáticas nos diagramas de Frost *et al.* (2001), onde em (A) os granitos se classificam como magnesianos e ferrosos, e os pórfiros se posicionam no limite entre esses dois campos e, em (B) as rochas mostram comportamento semelhante às da série cálcio-alcalina, com evolução para série álcali-cálcica. Os pórfiros, nesse diagrama, apresentam composição alcalina.

Segundo o diagrama de Shand (1943), os granitos são predominantemente peraluminosos a levemente metaluminosos, enquanto que as rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e pórfiros variam de peraluminosos a metaluminosos (Fig. 10.5).

Analisando os diagramas de Frost *et al.* (2001), nota-se na Figura 10.6A que a maior concentração dos granitos plotam nos campo dos granitos ferrosos e dois deles dos magnesianos (CO-69b e CO-47a), enquanto que os pórfiros (CO-58c e CO-59a) situam-se no limite composicional entre esses dois campos. Percebe-se que os pórfiros não devem ser cogenéticos com esses granitos e, sobretudo, que há granitos com tendências mais alcalinas, indicadas pelos altos teores de ferro. Entretanto, como diversas dessas rochas provêm das proximidades dos veios mineralizados e estão parcialmente hidrotermalizados, o ferro pode ter tido seu teor incrementado pela precipitação de pirita nas rochas. Na Figura 10.6B observa-se que os granitos são tipicamente cálcio-alcalinos, com gradações para granitos de alto potássio, álcali-cálcicos, o que sugere forte evolução por diferenciação e/ou assimilação de rochas de crosta continental, de modo análogo ao verificado para os pórfiros.

10.3 Diagramas de Comportamentos Geoquímicos

Os conjuntos das rochas apresentam comportamento geoquímico de elementos químicos relativamente imóveis semelhantes àqueles produzidos por diferenciação magmática (Fig. 10.7 a 10.10). Entretanto, essas rochas apresentam diferentes idades e nem todas são cogenéticas, mas o reduzido número de dados não permite o estudo de cada um dos conjuntos

de rochas. Mesmo assim, pode ser interpretado que os diferentes conjuntos formaram-se, de modo geral, por processos e em ambientes geológicos semelhantes, onde a cristalização fracionada e, eventualmente, a assimilação magmática, tiveram um papel importante na definição das variações geoquímicas das rochas. Por outro lado, o efeito da alteração hidrotermal é claramente identificável pelo comportamento de elementos mais móveis, como o potássio, por exemplo, fortemente não correlacionado com os teores de sílica.

Figura 10.7. Diagramas de Harker (Rollinson, 1993) para os elementos maiores: (A) SiO₂ vs. Al₂O₃; (B) SiO₂ vs. CaO, (C) SiO₂ vs. MgO e (D) SiO₂ vs. Na₂O. (▲ Granitos, ■ Pórfiros, ◆ Vulcânicas e ● Vulcanoclásticas).

Os poucos pórfiros analisados tem composições semelhantes, e são rochas mais primitivas, com teores relativamente baixos de sílica. Os granitos apresentam teores de ítrio e de outros elementos imóveis com tendências bastante diferenciadas, evidenciando ausência de correlação magmática com as demais rochas. Mostram, inclusive, tendências de

enriquecimento de Na juntamente com a sílica, semelhante às rochas trondhjemíticas e algumas rochas apresentam altos teores de magnésio, de níquel e distintos comportamentos de Ce, dentre outros elementos.

Figura 10.8. Diagramas de Harker (Rollinson, 1993) de elementos maiores: (A) SiO₂ vs. TiO₂, (B) SiO₂ vs. FeOt, (C) SiO₂ vs. K₂O e (D) SiO₂ vs. P₂O₅. (▲ Granitos, ■ Pórfiros, ◆ Vulcânicas e ● Vulcanoclásticas).

As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas têm altos teores de sílica, mas ainda assim, mostram claras tendências de fracionamento e composições mais primitivas que os granitos. Nota-se também que as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas tendem a teores pouco correlacionáveis de diversos elementos químicos, devido ao hidrotermalismo e, no caso das vulcanoclásticas, sua origem pode também resultar nessas características.

Figura 10.9. Diagramas de Harker (Rollinson 1993) de elementos menores: (A) SiO_2 vs. Ba, (B) SiO_2 vs. Ce, (C) SiO_2 vs. Sr, (D) SiO_2 vs. Y, (E) SiO_2 vs. Mg e (F) SiO_2 vs. A/CNK.

Figura 10.10. Diagramas de Harker (Rollinson 1993) de elementos menores: (A) SiO_2 vs. La, (B) SiO_2 vs. Rb, (C) SiO_2 vs. Zr, (D) SiO_2 vs. Y, (E) SiO_2 vs. Mg e (F) SiO_2 vs. A/CNK.

Figura 10.11. Padrões dos elementos ETR das amostras do Projeto Coringa, normalizadas pelo condrito (Nakamura 1974), subdivididas por litotipos: (A) Granitos diversos; (B) Granitos do Embasamento; (C) Pórfiros; (D) Rochas vulcânicas; (E) Rochas vulcanoclásticas.

Figura 10.12. Diagramas de discriminação geotectônica de Pearce (1984) para as rochas do Projeto Coringa. WPG (Granitos Intraplaca), VAG (Granitos de Arco vulcânico) e ORG (Granitos de Cordilheira Oceânica), SYN-COLG (Granitos sin-colisionais).

Os padrões de distribuição dos Elementos Terras Raras (ETR), segundo a normalização proposta por Nakamura (1974), permitem a distinção de pelo menos duas sequências de rochas cálcio-alcálinas (Fig. 10.11), uma com anomalias de Eu relativamente fracas, e outra com fortes anomalias de Eu, além do fracionamento das ETR pesadas. Em especial, os granitos com assinaturas menos evoluídas e com maior influência de crosta, mostram-se também muito menos fracionados e com anomalias de Eu pouco significativas (Fig. 10.11A). Os pórfiros se caracterizam por anomalias positivas de Eu, indicativas de acumulação de plagioclásio (Fig. 10.11C). Parte dos granitos apresentam anomalias de Eu mais pronunciadas em relação às rochas vulcânicas, em especial as amostras CO-69a e CO-

69b (monzogranito e granodiorito, respectivamente), mas parte dos granitos (Fig. 10.11B) tem comportamentos semelhantes aos das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (Figura 10.11D e 10.11E). Tanto nos conjuntos das plutônicas, quanto das vulcânicas são notadas leves anomalias de Ce, típicas de alterações hidrotermais ou de magmas gerados em ambiente de subducção.

Figura 10.13. Diagramas de discriminação geotectônica de Schandl & Gorton (2002) para as rochas vulcânicas e plutônicas e subvulcânicas do Projeto Coringa. Margens Continentais ativas (ACM), Zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), Basaltos intraplaca (WPB).

10.4. Ambiente Geotectônico de Formação

Nesses diagramas foram plotados conjuntamente as análises dos granitos, pórfiros, vulcânicas e vulcanoclásticas. Nos diagramas Rb vs. Y+Nb de Pearce *et al.* (1984), as rochas

apresentam características de formação em ambiente de arco vulcânico continental, com evolução para ambiente intraplaca (Fig. 10.12), destacam-se alguns dos granitos por se posicionarem no campo dos granitos sin-colisionais. Assim, parte dessas rochas pode ter se formado em arcos magmáticos sin-colisionais e outras em estágios magmáticos tardi- a pós-orogênicos. Adicionalmente, de acordo com o diagrama de Schandl & Gorton (2002), o conjunto de amostras se assemelham a rochas formadas em arcos vulcânicos continentais, com todas as análises concentradas no campo das margens continentais ativas (Fig. 10.13).

Ao considerar os teores de Rb, Ta e Hf no diagrama de Harris *et al.* (1986), observa-se que as rochas das diferentes unidades foram predominantemente formadas durante e após o evento colisional. Destacam-se os pórfiros, que tem características de geração em arco vulcânico (Fig. 10.14).

Figura 10.14. Diagramas de Harris *et al.* (1986) em Rollinson 1993, indicando a classificação tectônica das rochas plutônicas do Projeto Coringa.

11 GEOCRONOLOGIA

Amostras de 13 litotipos vulcânicos, subvulcânicos e plutônicos foram datados pelo método U–Pb SHRIMP IIe em zircão, tendo como objetivo a determinação das idades de cristalização das diferentes rochas na área de estudo.

As análises foram feitas após uma criteriosa seleção dos cristais de zircão, seguida pela identificação das áreas com inclusões, fraturas, metamitização ou demais imperfeições, para obtenção de idades mais concordantes e precisas. Aparentemente não há zircões herdados de natureza metamórfica ou sedimentar e, no geral, todas as amostras mostraram evidências da existência de várias famílias de zircão. A textura mais comumente observada

foi o zonamento oscilatório, que é característico de cristais de zircão ígneos de rochas ácidas. A tonalidade dos grãos de zircão em imagens de catodoluminescência mais comum é cinza-médio.

Foram selecionados grãos com tamanho acima de 50 μm , visto que o *spot* utilizado para essas análises é de 24 μm . Análises que apresentaram problemas analíticos foram descartadas, mesmo assim restaram quantidades de pontos com resultados confiáveis para cada amostra.

11.1 Resultados

11.1.1 Riolito I

As amostras do Riolito I possuem cristais de zircão euédricos a subédricos, com hábitos prismáticos a bipiramidais (CO-15a, Fig. 11.1E; CO-17, Fig. 11.2A, 11.2E; CO-13, Fig. 11.3L), sendo menos comum os cristais arredondados. As razões Th/U variam entre 0,94 e 2,52 para o zircão dessas rochas.

Os grãos são homogêneos, apresentando zonação oscilatória no núcleo e borda, raramente com núcleos não zonados (Fig. 11.1J e 11.2I), exceto um grão (Fig. 11.3B), que é praticamente todo homogêneo. Esse possivelmente é de uma outra família, mas resultou em idade próxima às demais. No geral, os zircões raramente apresentam corrosão magmática que, quando ocorre é bem sutil, e há quantidades mínimas de fraturas (Fig. 11.1K, 11.2A e 11.2I), pois normalmente os grãos se apresentam perfeitos, facilitando assim a melhor escolha e não comprometendo o resultado final, conforme pode ser visto nos dados em anexo. Esses zircões apresentam tamanhos adequados (> 80 a $140 \mu\text{m}$ de comprimento e $50 \mu\text{m}$ de largura), facilitando assim a seleção para análise (Fig. 11.1 e 11.2). De cada amostra foram analisados, no mínimo, 12 pontos, dos quais apenas 01 apresentou erro analítico e não foi utilizado para cálculo da idade.

Para obtenção das idades geocronológicas foram utilizados dados de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ por $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, que resultaram em idade concordante para as amostras de riolito I (CO-15a) de $1967 \pm 6,6 \text{ Ma}$ (MSWD = 0,065; Fig. 11.4A).

Idade de intercepto superior de $1970 \pm 20 \text{ Ma}$ (MSWD = 0,20) foi obtida para a amostra de riolito I (CO-13), sendo essa interpretada como a idade de cristalização dessa rocha (Fig. 11.4B). Para a amostra CO-17, idade concordante de $1975 \pm 5,3 \text{ Ma}$ (MSWD = 7,2, CO-17, Figura 11.4C) foi definida. Dessa forma, as três amostras do riolito I foram datadas em ca. 1,97 Ga, indicando cristalização dessas rochas vulcânicas no Orosiriano.

Figura 11.1. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots (círculos pretos) em 11 grãos de zircão da amostra CO-15a posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

11.1.2 Riolito II

Uma amostra do riolito II foi datada pelo método U-Pb SHRIMP IIe. Os cristais de zircão apresentam tonalidade cinza-médio, devido a perda de chumbo, e comumente têm hábitos bipiramidais curtos e zonamento oscilatório na maioria dos grãos datados. As fraturas e inclusões, quando existentes, foram verificados apenas nas bordas dos zircões (Fig. 11.5F, 11.5L e 11.5I). O tamanho dos cristais varia entre 65 a 102 μm de comprimento, por cerca de

50 μm de largura e as razões Th/U entre 0,88 e 2,33. Duas análises apresentaram altos teores de U (Fig. 11.5 A e 11.5C). Foram analisados 12 spots de 12 grãos de zircão desse litotipo.

Figura 11.2. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV mostrando 12 spots (círculos pretos) em 11 grãos de zircão da amostra CO-13, posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

A idade obtida para o riolito II é definida pelo alinhamento das frações de zircão em uma discordância com intercepto superior de 1.966 ± 22 Ma (MSWD = 0,34; amostra CO-68c; Fig. 11.5), indicando que o Rioloito I e o Rioloito II se formaram no mesmo evento ígneo em *ca.*

1,97 Ga, mas em diferentes pulsos magmáticos recorrentes, o que corrobora as observações em campo de fragmentos do riolito vermelho englobados pelo negro e vice-versa, além das relações de intrusão e de sobreposição estratigráfica.

Figura 11.3. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 17 spots em 12 grãos de zircão da amostra CO-17, posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

11.1.3 Rocha Vulcanoclástica

Foi selecionada a amostra CO-26b de rocha vulcanoclástica, que é espacialmente associada ao riolito marrom-avermelhado (Riolito II). Os cristais de zircão dessa amostra são euédricos a subédricos, apresentando hábito prismático e bipiramidal. Os grãos escolhidos apresentam zonamento oscilatório no núcleo e borda, dimensões entre 115 μm a 190 μm de comprimento por 70 μm de largura, e razões de Th/U entre 0,94 e 1,45. Comumente os

zircões estão com as bordas quebradas, indicando que sofreram algum evento posterior à sua formação, mas não foi observada borda de sobrecrecimento metamórfico. Foram verificadas inclusões de difícil identificação, sendo aparentemente de fragmentos diversos ou vazios (Fig. 11.7D).

Os grãos de zircão dessa rocha resultaram em idade concordante de $1.966 \pm 6,3$ Ma (MSWD = 3,0), evidenciando que as rochas vulcânicas presentes nos clastos nessas rochas formaram-se no mesmo evento vulcânico félsico de *ca.* 1,97 Ga responsável pela formação dos riolito I e II.

Figura 11.4. Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U-Pb em zircão obtidas para o Riolo I: (A) Amostra CO-15a; (B) Amostra CO-13 e (C) Amostra CO-17.

11.1.4 Granitos

Corpos do granito granofírico fino e faneríticos grossos foram datados. Em todas as amostras, os cristais de zircão apresentam características semelhantes, tendo frequentemente hábitos prismáticos e bipiramidais curtos a longos, com tamanhos variando entre 60 a 230 μm de comprimento e 50 μm de largura. As razões Th/U oscilam entre 0,21 e 3,91 e as tonalidades dos grãos são cinza-médio a claro. Os zircões estão bem fraturados e, por vezes,

quebrados nas bordas, com inclusões diversas, tanto nas fraturas (Fig. 11.13J) como nos grãos (Fig. 11.9F, 11.10J), acompanhando o zonamento oscilatório magmático. Aparentemente alguns grãos sofreram reabsorção, assimilação e textura de sobrescrescimento magmático (Fig. 11.12C, 11.12E, 11.12I, 11.12L, 11.13C, 11.13C, 11.13F, 11.13G, 11.13I).

Figura 11.5. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots em 12 grãos de zircão da amostra de riolito II CO-68, posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

Figura 11.6. Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U-Pb em zircão obtidas para o Riólito II (amostra CO-68c).

O granito do afloramento CO-04 apresentou idade de intercepto superior de 1959 ± 25 Ma (Fig. 11.11), enquanto o granodiorito do ponto CO-47a, a idade de intercepto superior obtida foi de 1955 ± 19 Ma (MSWD = 0,94; Fig. 11.11).

Observa-se em campo que o granito do afloramento CO-04 é intrusivo no granodiorito e ambos apresentam alteração sericitica fissural. O granito é um pouco mais novo que as rochas vulcânicas, o que confirma as relações de intrusão observadas em campo. Entretanto, a semelhança das idades do granito e do granodiorito, considerando-se os erros das idades, indica que o magmatismo cálcio-alcalino evoluiu até a formação de alguns dos granitos, o que pode ter gerado os sistemas hidrotermais que resultaram em alteração sericitica reconhecida em ambos litotipos. Essa fase mais evoluída do magmatismo pode ter resultado, em suas fases iniciais, na formação do vulcanismo félsico, incluindo os domos de riólito, aos quais se associam as mineralizações de ouro e de metais de base.

O granito subvulcânico, com fenocristais de quartzo e feldspato, do afloramento CO-37 tem idade de intercepto superior de 1.980 ± 15 Ma (MSWD = 0,64; Figura 11.10), indicando que esse litotipo pode representar parte do embasamento das rochas vulcânicas.

Idades mais antigas, de 2123 ± 86 Ma (MSWD = 0,52; CO-69a, Fig. 11.12) e de 2023

± 30 Ma (MSWD = 1,6; CO-69b, Fig. 11.13) foram obtidas para os granitos do embasamento. Com exceção da amostra CO-69a, que é do Riachiano, todas as demais se encaixam no período Orosiriano.

Figura 11.7. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 13 spots em 13 grãos da amostra CO-26b e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

Figura 11.8. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U-Pb em zircão obtidas para a rocha vulcanoclástica (amostra CO-26b).

11.1.5 Pórfiros

Os pórfiros possuem cristais de zircão bipiramidais com prismas dominantes, sendo que a maior parte dos grãos são de tonalidade clara, sendo visível nítido zonamento oscilatório de caráter magmático, bem como estrutura homogênea (Fig. 11.16B, 11.17). Foi verificado inclusões nas bordas dos cristais de zircão (Fig. 11.15A e 11.16A) e fraturas pouco frequentes, bem como texturas não identificadas (Fig. 11.16A). Os grãos possuem bom tamanho para datação, variando de ~ 75 μm a maior de 230 μm de comprimento e ao menos 50 μm de largura, com razões Th/U entre 0,69 e 2,94. Apenas um dos 12 pontos da amostra do pórfiro dacítico (CO-44b) apresentou erro analítico, não comprometendo o resultado final das análises.

Os resultados plotados no diagrama de concórdia, utilizando os dados de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ definem idade concordante indicando período Orosiriano para a cristalização dessas rochas. (Fig. 11.18).

Figura 11.9. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 15 spots em 14 grãos da amostra CO-04 e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

Figura 11.10. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots em 12 grãos de zircão da amostra CO-37 e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

Os três corpos de pórfiro apresentam idades concordantes de $1980 \pm 6,6$ Ma (MSWD = 0,32; CO-58c, Fig. 11.16) e de $1959 \pm 5,5$ Ma (MSWD = 1,3; CO-59a, Fig. 11.17 e 1963 ± 15 Ma (MSWD = 0,61; CO-44b, Fig. 11.15). Esses dados indicam que os dois pórfiros (CO-59a e CO-44b) são de um evento magmático mais jovem que o da formação do granodiorito, dos granitos e das rochas vulcânicas félsicas, enquanto que a primeira amostra deve constituir um pórfiro do embasamento, de idade semelhante à do granito porfirítico com fenocristais de feldspato e de quartzo. De fato, esses granitos são também de ambiente crustal mais raso, como indicado pelos fenocristais de quartzo, no qual pórfiros podem também ter se formado.

Figura 11.11. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots em 11 grãos de zircão da amostra CO-47a e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

Figura 11.12. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 13 spots em 13 grãos da amostra CO-69a e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

Figura 11.13. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots em 12 grãos da amostra CO-69b e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

Figura 11.14. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U-Pb em zircão obtidas para a rochas sub-vulcânicas e plutônicas: (A) Amostra CO-04; (B) Amostra CO-37; (C) Amostra CO-47a; (D) Amostra CO-69a e (E) Amostra CO-69b.

Figura 11.15. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 10 spots em 10 grãos de zircão da amostra CO-44b e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

Figura 11.16. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 14 spots em 13 grãos de zircão da amostra CO-58c e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

Figura 11.17. Imagem de catodoluminescência obtida em MEV de 12 spots em 11 grãos da amostra CO-59a e posicionados segundo a numeração crescente utilizada nas análises. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cada spot foram plotadas em vermelho. Os círculos em preto são a representação dos spots, nos quais as análises foram efetuadas.

Figura 11.18. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mostrando as idades U-Pb concordantes em zircão dos pórfiros: (A) Amostra CO-58c; (B) Amostra CO-59a e (C) Amostra CO-44b.

11.2 Método Sm-Nd

A idades modelo T_{DM} obtidas para o granito do embasamento cristalizado em ca. 2023 Ma foi estimada em 2340 Ma com $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -1.91. Valores semelhantes de idades T_{DM} (2310 Ma a 2360 Ma) foram obtidas para os pórfiros, riolitos I e II e rochas vulcanoclásticas com idades entre ca. 1,96 Ga a 1,98 Ga. Foram estimados para esse conjunto de rochas valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ pouco negativos, entre -1,38 e -2,37. Tais dados podem sugerir fontes da crosta inferior com alguma contribuição de materiais juvenis e possível assimilação crustal, típica de zona de MASH. Adicionalmente, podem indicar um evento de diferenciação manto/crosta no final do Sideriano. Esses dados são distintos dos apresentados por Santos *et al.* (2000) para as unidades orogênicas da Província Tapajós, que apresentam, em sua maioria, valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivos, indicando fontes predominantemente mantélicas para os magmas.

Os valores calculados para $\epsilon\text{Nd}(t)$, utilizando-se das idades de cristalização obtidas pelo método U-Pb SHRIMP IIe, são apresentados na Tabela 11.1 e as retas de evolução da razão isotópica do Nd para o conjunto de amostras de rocha total são apresentadas na Fig. 11.19.

Tabela 11.1. Análises de Sm-Nd de rochas plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas do Projeto Coringa e seus valores de ϵ_{Nd} calculadas considerando-se a idades de cristalização obtidas por U-Pb SHRIMP IIe em zircão. As amostras CO58C e J53, destacadas em cinza, apresentaram erros analíticos.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ma)	Idade (Ma)	Erro	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{(T1)}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$
CO04	9332.000	51697.000	0.1092	0.511446	2320.0	1959.0	25.0	-23.25	-1.38	-0.45
CO13BC	6820.000	44627.000	0.0924	0.511193	2310.0	1970.0	20.0	-28.19	-1.98	-0.53
CO26B	6501.000	40735.000	0.0965	0.511260	2310.0	1966.0	6.3	-26.88	-1.75	-0.51
CO37	5445.000	32055.000	0.1027	0.511332	2340.0	1980.0	15.0	-25.28	-1.74	-0.48
CO58C	4558.000	40431.000	0.0682	0.511277	1840.0	1980.0	6.6	-26.55	5.91	-0.65
CO59A	6075.000	38401.000	0.0957	0.511222	2340.0	1959.0	5.5	-27.69	-2.37	-0.51
CO68C	11236.000	64785.000	0.1049	0.511354	2360.0	1966.0	22.0	-25.05	-2.02	-0.47
CO69B	2586.000	18054.000	0.0866	0.511084	2340.0	2023.0	30.0	-30.31	-1.91	-0.56
J53	7377.000	40456.000	0.1103	0.511454	2330.0	1880.0	0.0	-23.10	-23.10	-0.44

Tabela 11.2. Dados isotópicos de Rb-Sr obtidos para rochas plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas do Projeto Coringa e suas idades de cristalização obtidas por U-Pb em zircão. A amostra J53 apresentou erros analíticos.

Amostra	Rb(ppm)	Erro %	Sr (ppm)	Erro %	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	Erro	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	Erro	T(Ma) l	Erro ri=0.705
CO13BC	202.00	6.81	85.10	2.83	0.897900	0.000100	6.999	0.516	1970.0	20.0
CO26B	178.90	6.03	170.40	5.67	0.792610	0.000400	3.064	0.254	1966.0	6.3
CO58C	137.70	4.64	565.80	18.84	0.722510	0.000100	0.705	0.137	1980.0	6.6
CO59A	110.90	3.74	640.90	21.34	0.717150	0.000100	0.501	0.109	1959.0	5.5
CO68C	173.10	5.83	87.40	2.91	0.868700	0.000200	5.823	0.380	1966.0	22.0
CO69B	287.60	9.69	202.70	6.75	0.808180	0.000200	4.147	0.490	2023.0	30.0
J53	219.80	7.41	17.00	0.57	1.749080	0.000400	41.262	3.065	1880.0	0.0

A amostra J-53 apresenta o $\epsilon\text{Nd}(t)$ mais negativo, mas para essa amostra não foi obtida a idade de cristalização, pois a amostra não apresentou quantidade suficiente de zircão, tendo sido assim utilizada a idade do Evento Uatumã de *ca.* 1,88 Ga (Fig. 11.19). Também parece haver erro analítico na análise da amostra CO-58c, que apresenta valores muito baixos da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.0682), menores que os típicos de granitoides (0,085 a 0,125). Como consequência, sua idade T_{DM} é mais nova que sua idade de cristalização. Essa foi a única amostra a apresentar valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivo, refletindo, porém, esse erro.

11.3 Método Rb-Sr

Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total para o conjunto de 07 amostras de rochas plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas do Projeto Coringa define uma idade de 1902 ± 76 Ma, com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial igual a $0,7039 \pm 0,0025$ e MSWD de 1,9 (Fig. 11.20). Como a amostra J-53 apresentou conteúdos muito baixos de Sr (17 ppm) e razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ muito elevadas, 1.749080 e 41.262, respectivamente, optou-se por descartá-la.

Figura 11.19. Diagrama de evolução isotópica do Nd em função do tempo para amostras plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas do Projeto Coringa. Valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ foram calculados com base nas idades de cristalização U-Pb SHRIMP IIe em zircão de cada amostra. DM = manto empobrecido; CHUR = Reservatório Condritico Uniforme (DePaolo 1981).

Figura 11.20. Diagrama isocrônico Rb-Sr para o conjunto de amostras de rocha total plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas do Projeto Coringa.

Figura 11.21. Diagrama isocrônico Rb-Sr para o conjunto de amostras de rocha total plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas do Projeto Coringa, exceto a amostra J53.

O diagrama isocrônico resultante apresenta uma idade de 1955 ± 92 Ma (2σ), com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial igual a $0,7030 \pm 0,0027$ e MSWD de 0,98 (Fig. 11.21). Ainda que o erro dessa idade seja alto, a idade obtida é bem próxima às idades de cristalização U-Pb SHRIMP

Ile em zircão obtidas para as rochas plutônicas e vulcânicas, sugerindo que essas rochas sejam cogenéticas, com exceção da amostra do granito do embasamento (CO69b), que não se alinha às demais, confirmando os dados de campo.

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial igual a $0,70255 \pm 0,0027$, assim como os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ pouco negativos, sugerem fontes a partir de magmas originadas a partir da base da crosta e/ou do manto superior.

12 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Dois importantes aspectos para o estabelecimento do potencial metalogenético da Província Mineral do Tapajós são a definição dos tipos, idades e ambiente de formação das rochas vulcânicas originalmente nomeadas de Grupo Iriri (*ca.* 1,88 Ga) e a caracterização da gênese das mineralizações auríferas, majoritariamente consideradas como do tipo orogênico, apesar de alguns autores as considerarem magmáticas-hidrotermais dos tipos epitermais (*high-*, *intermediate-* e *low-sulfidation*) e pórfiros (Juliani *et al.* 2002, 2005, 2014).

As mineralizações no Projeto Coringa tem sido consideradas como do tipo orogênico, formado em zonas de cisalhamento por fluidos hidrotermais derivados de devolatização metamórfica (Magellan Minerals 2015, Gunesch & Black 2015, Dzick 2015) ou do tipo epitermal (Tokashiki *et al.* 2013, 2014).

Os tipos das alterações hidrotermais, o nível crustal onde as alterações ocorrem e as rochas associadas e as hospedeiras podem elucidar qual foi o tipo do sistema hidrotermal, enquanto não estão disponíveis informações sobre o(s) tipo(s) dos fluidos e a origem dos metais baseadas em análises de isótopos estáveis e radiogênicos.

Nas áreas dos projetos Coringa e Mato Velho, as mineralizações de ouro e de metais de base estão associadas a sistemas de veios hospedados em zonas de falhas rúpteis (Tokashiki *et al.* 2014) em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas predominantemente félsicas, pórfiros e granitos granofíricos. As características desse ambiente geológico são exatamente aquelas presentes nos sistemas magmáticos-hidrotermais epitermais (Hayba *et al.* 1985, Heald *et al.* 1987, Hedenquist 1987, White & Hedenquist 1990, 1995, Hedenquist *et al.* 2000, Corbett *et al.* 2008) e não há na região rochas metamórficas, que poderiam originar fluidos hidrotermais por processos de devolatização.

Adicionalmente, observou-se que granitos e granodioritos do embasamento não estão metamorfisados e foram invadidos por diques de riolito, riodacito, dacito e andesito, além de diques e *stocks* de pórfiros e *stocks* de granitos subvulcânicos granofíricos e miarolíticos, ou seja, essas rochas plutônicas já estavam alçadas a níveis crustais muito rasos à época do principal evento que formou as rochas vulcânicas que hospedam as mineralizações de ouro,

prata e de metais de base (ca. 1,97 Ga). Nas rochas do embasamento foram verificadas apenas alterações hidrotermais incipientes a fracas, todas semelhantes àquelas presentes nos sistemas magmáticos, sendo notadamente propilitização e sericitização, além de metassomatismo potássico, nas proximidades das intrusões, e epidotização tardia, comumente relacionada a eventos de fraturamentos. Não foram observadas alterações hidrotermais típicas de sistemas orogênicos, como cloritização e carbonatização com ankerita e/ou siderita, além da sulfetização, tipicamente com arsenopirita e pirrotita.

Figura 12.1. *Aspecto das alterações hidrotermais fissurais, com metassomatismo potássico resultando na formação de microclínio em fraturas, de cor rosa-avermelhado, com halos de alteração propilitica (verde-escuro) e de sericitização (cor cinza-esbranquiçada) no riolito porfirítico I.*

As rochas que compõem as sequências vulcânicas formam domos, derrames e diques. Os riolitos estão comumente argilizados e intensamente sericitizados fissuralmente e pervasivamente, geralmente com silicificação, propilitização, carbonatização com carbonatos manganésíferos, sulfetação e metassomatismo potássico (Fig. 12.1) mais localizados. Essas alterações são controladas por falhas rúpteis e há indicações de vários pulsos de alteração hidrotermal. As principais rochas hospedeiras das mineralizações são as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, mas as alterações são também observadas nos granitos granofíricos, que são um pouco mais antigos que as vulcânicas. Nas áreas mais proximais à mineralização, predomina uma alteração sericítica intensa que destrói quase todos minerais das rochas, e confere cor verde às rochas. Nas partes mais distais, as rochas têm cores mais escuras, onde a propilitização é intensa a moderada, mas zonas com propilitização fraca são também comuns. O metassomatismo potássico concentra-se nas falhas, notadamente nas proximidades das

intrusões de pórfiros e dos corpos de Riolito II. Esse tipo de alteração afeta mais intensamente os riolitos marrom-avermelhados (Riolito II), resultando em rochas com tons mais avermelhados.

As rochas vulcanoclásticas, provavelmente devido a suas permeabilidades primárias, são mais intensamente afetadas por todos os tipos de alteração hidrotermal acima citados, destacando-se zonas de intensa alteração sericítica e forte carbonatização e silicificação.

É interessante notar que as alterações hidrotermais e as mineralizações se concentram nos domos de riolito e em seus arredores ou em diques de riolito e nas suas proximidades, notadamente em zonas de brechas hidrotermais e de falhas, em contexto muito típico das mineralizações epitermais (Pirajno 2009). Adicionalmente, foram verificadas zonas de *stockworks* (Fig. 12.2) que apresentam alteração sericítica e propilítica e zonas com pirita e galena disseminados.

Esse sistema de alteração hidrotermal tem comumente adularia e, portanto, pode ser inferida sua gênese como sendo do tipo epitermal *low-sulfidation*. Entretanto, as alterações hidrotermais tem carbonatização importante, mas diferentemente do que se observa em sistemas orogênicos, o carbonato é representado por calcita e calcita manganésifera, assim deduzida por causa das crostas de manganês formadas pelo seu intemperismo. As mineralizações epitermais *low-sulfidation*, como discutido nas referências anteriormente citadas, também não possuem metais de base abundantes, em especial calcopirita e esfalerita, assim como esses metais não são tipicamente abundantes nas mineralizações orogênicas. Como discutido por Corbett (2008), um subtipo das mineralizações epitermais *low-sulfidation* apresentam carbonatização importante, com calcita manganésifera ou rodocrosita, e com metais de base, que são as mineralizações epitermais *intermediate-sulfidation*. Ademais, observa-se na mineralogia do minério que há localmente sulfetos oxidados, como digenita e covellina, assim como localmente pirofilita, o que permite inferir que na área do Projeto Coringa, as mineralizações são epitermais, predominantemente do tipo *low-sulfidation*, mas com fases mais oxidadas e ácidas, com importante estágio *intermediate-sulfidation* e, subordinadamente, com estágios se aproximando das condições reconhecidas como *high-sulfidation*. Já na área do Projeto Mato Velho, claramente predominam sistemas *intermediate-sulfidation*, com variações para o tipo *low-sulfidation*, e a intensa e largamente distribuída alteração argílica permite supor que as principais zonas mineralizadas sequer foram expostas pelo intemperismo e pela erosão. Esses dados confirmam as observações de Tokashiki *et al.* (2013, 2015), Lima (2015) e Feio (2015).

A pirita é a fase mais abundante nos veios mineralizados, ocorrendo comumente associada à galena, esfalerita ou calcopirita. O ouro e a prata sempre estão em associações

com calcopirita + esfalerita + galena ou inclusos no quartzo. As relações texturais dos sulfetos, a estrutura comumente bandada e coloforme dos sulfetos nos veios, as texturas de preenchimento de espaços abertos, a presença comum de cavidades com drusas, assim como diferentes associações metálicas com ouro e as razões Au/Ag, evidenciadas pela presença de ouro e *electrum*, indicam que os sulfetos foram formados em sistemas polifásicos e rasos. Essas características texturais e estruturais são típicas de sistemas epitermais, assim como as alterações hidrotermais nas rochas encaixantes.

Figura 12.2. Afloramento de stockwork fortemente hidrotermalizado em riolitos (I), com vênulas de quartzo e com sulfetos disseminados situados nas proximidades de domos e de um dique do Riólito II.

Dessa forma, a presença de feldspato potássico hidrotermal com hábito pseudo-ortorrômbico, característicos de adularia, associados à alteração sericítica, assim como a presença de carbonatos manganésíferos e de metais de base, indica que essas mineralizações se formaram em sistemas epitermais *low-sulfidation*, com evolução dos fluidos oscilando entre os característicos dos tipos *low-* e *intermediate-sulfidation*, ou até mesmo com a sobreposição de sistemas *intermediate-sulfidation*. Nesse contexto, as alterações hidrotermais potássica, propilítica e sericítica nos pórfiros e granitoides de idades semelhantes às das vulcânicas sugerem também potencial para ocorrência de mineralizações do tipo pórfiro, em

especial pela presença de zonas de *stockwork* fortemente hidrotermalizadas e com traços de metais de base.

As zonas mineralizadas e veios concentram-se em domos de riolitos ou nas suas proximidades, sugerindo, juntamente com as características das alterações hidrotermais e a mineralogia do minério, bem distintas daquelas observadas em filões de ouro orogênico de depósitos mesotermiais, um relacionamento genético entre o magmatismo félsico e a mineralização. Os pórfiros mais intensamente hidrotermalizados, comumente com sulfetos subordinados, podem representar, ao menos em parte, os responsáveis pela geração dos sistemas hidrotermais que resultaram nas mineralizações de ouro e de metais de base na região.

Uma característica notável dos sistemas epitermais é a deposição do conteúdo metalífero dos fluidos nas zonas de *boiling*, o que implica que, mesmo com sistemas recorrentes, os corpos mineralizados não tem continuidade em profundidade nas falhas, diferentemente do que ocorre nos sistemas orogênicos. Os corpos mineralizados, adicionalmente, se concentram em zonas com poucas centenas de metros de espessura, por vezes iniciada muito próximo da superfície a algumas centenas de metros de profundidade. Assim, é interessante observar que os trabalhos de exploração mineral no Projeto Coringa mostram que os corpos mineralizados, em perfis ao longo da direção das falhas concentram-se numa zona com pouco mais de 300 m de espessura, apenas em parte aflorante, além de se concentrarem em condutos muito inclinados ou verticais, e não planares, como esperável nos sistemas mineralizantes orogênicos (Fig. 12.3, 12.4 e 12.5). Complementarmente, há uma grande quantidade de filões na área e a distribuição do ouro nos sedimentos de corrente é dispersa em toda área, não se concentrando fortemente em lineamentos (Fig. 12.6), como seria característico de mineralizações orogênicas. De fato, se as mineralizações se associam aos domos e aos diques e, como há na área um campo de domos e inúmeros diques, um padrão desse tipo seria muito coerente, apesar do controle estrutural dos veios já estudados em falhas rúpteis.

As alterações hidrotermais descritas nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas são as mesmas verificadas nos granitos subvulcânicos e nos pórfiros, indicando que os sistemas magmático-hidrotermais foram recorrentes durante os vários estágios magmáticos de idades entre 1,96 e 1,97 Ga. E, considerando as condições de oxidação e de pH dos fluidos, juntamente com o nível de preservação das sequências vulcânicas e dos sistemas epitermais, permite inferir que há um grande potencial para ocorrência de depósitos do tipo pórfiro na região, não apenas de ouro, mas também de metais de base.

Quanto ao vulcanismo, os estudos petrográficos permitiram o reconhecimento de pelo

menos duas unidades distintas de riolitos. O Riolito I é o que predomina na área do Projeto Coringa. São rochas porfíricas negras que compõem os domos e formam os depósitos vulcanogênicos, incluindo brechas, aglomerados vulcânicos, tufos e vulcanoclásticas epiclásticas. Possuem composições de riolito cálcio-alcálico a alcali-riolito e foram formadas em arco vulcânico continental de margens ativas em *ca.* 1,97 Ga (U–Pb SHRIMP IIe em zircão). Essas rochas, dessa forma, não pertencem ao Grupo Iriri, como até então considerado (Vasquez *et al.* 2008a). Entretanto, nesse trabalho optou-se, enquanto não houver estudo complementar da distribuição dessa unidade, pela não proposição de uma nova formação. Segundo Juliani *et al.* (2013b, 2014), essas rochas fariam parte do arco magmático cálcio-alcálico continental mais antigo da parte sul do Cráton Amazônico, denominado Arco Tapajônico I.

O Riolito II é também cálcio-alcálico, tem cor marrom-avermelhado e apresenta, caracteristicamente, fenocristais bipiramidados grossos de quartzo e abundantes *lithophysae*. Esse litotipo assemelha-se macroscopicamente aos típicos riolitos cálcio-alcálicos da Formação Salustiano do Grupo Iriri (Almeida *et al.* 2000, Bahia & Quadros 2000, Vasquez & Klein 2000, Juliani *et al.* 2005), aos riolitos do tipo A da Formação Santa Rosa de acordo com Juliani & Fernandes (2010) e Fernandes *et al.* (2011), de idades de *ca.* 1,88 Ga, e aos riolitos cálcio-alcálicos de *ca.* 2,0 Ga da Formação Vila Riozinho (Lamarão *et al.* 2002). Entretanto, esses riolitos apresentaram idade U–Pb SHRIMP IIe de 1,96 Ga, distinguindo-se de todas as unidades de riolitos já conhecidas na Província Tapajós. Também nesse caso não serão atribuídos a nova unidade. Esse riolito forma predominantemente diques, com possíveis domos e, associados a ambos modos de colocação, derrames e rochas vulcanoclásticas marginais, incluindo alguns depósitos de *welded-tuffs* reologicamente deformados. O ambiente geológico de formação é também o de arcos magmáticos de margens continentais ativas e é considerado como parte do Arco Tapajônico I de Juliani *et al.* (2013b, 2014).

Ao menos quatro diferentes granitoides foram identificados, com diferentes características texturais. Nas proximidades dos corpos de minério, aflora um granito subvulcânico de cor rosa, texturas granofírica e mirmequíticas e cavidades miarolíticas, de idade U–Pb SHRIMP IIe em zircão entre *ca.* 1,96 e 1,98 Ga. Suas características geoquímicas são de formação em magmatismo tardi- a pós-orogênico de ambiente de arco magmático continental a intraplaca. Essas idades e a geoquímica podem indicar que os diferentes corpos se formaram em diferentes estágios, variando de estágio pré-Riolito I, evidenciado pela presença de xenólitos no riolito, de diques de riolito e pelos veios epitermais mineralizados, até corpos tardios, sincrônicos a posteriores ao Riolito II. Esses aspectos, entretanto, implicam em movimentos verticais importantes de alguns blocos por falhas, para que níveis crustais

mais profundos sejam justapostos as vulcânicas superficiais, com alterações epitermais de baixa temperatura.

Figura 12.3. Seção longitudinal no Filão Galena, com os teores (T) em Au equivalente*Espessura mineralizada (Gxm), onde pode ser notado que os maiores teores e as maiores espessuras se concentram numa zona com cerca de 100 m de espessura, em situação análoga ao verificado em sistemas epitermais, e em zonas que podem representar condutos, inclinados para sudeste (Magellan 2015).

Depósito Epitermal quartzo-adulária

A

B

Figura 12.4. (A) Perfil esquemático de um típico sistema low-sulfidation (adaptado de White & Hedenquist 1995 e Hedenquist et al. 2000) comparado as (B) seções longitudinais GxM no Filão da Serra, onde pode ser notado que os maiores teores e as maiores espessuras se concentram numa zona com cerca de 300 m de espessura, confirmando tratar de sistemas epitermais, em zonas que podem representar condutos, inclinados para sudeste (Magellan 2015).

Assim, a afinidade geoquímica dos litotipos hospedeiros da mineralização aurífera, assim como seu ambiente tectônico de formação, é análogo ao associado mundialmente a sistemas magmáticos–hidrotermais do tipo pórfiro e epitermais de ouro e de metais de base (Corbett 2008, Sillitoe 2010).

O granito fanerítico grosso a muito grosso apresentou idade U-Pb em zircão de 1955 ± 19 Ma. Segundo o Mapa Geológico do Estado do Pará (Vasquez *et al.* 2008a), a área estudada não teria rochas vulcânicas e estaria inserida em granitos da rochas da Suíte Intrusiva Parauari que, segundo Quadros *et al.* (1999), Ricci *et al.* (1999), Almeida *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2000), tem idade de 1897 ± 1 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) e 1883 ± 2 Ma pelo método Pb–Pb em zircão. Desta forma, essa idade evidencia que tanto as rochas plutônicas, como as vulcânicas, não destacadas no mapa, de fato não fazem parte dessa suíte, pois compõem uma unidade mais antiga. O granito de idade de ca. 1,98 Ga apresenta texturas que podem indicar colocação em ambiente crustal intermediário entre os granitos e as subvulcânicas. Essa idade pode indicar que essas rochas são fácies mais rasas da Suíte Intrusiva Creporizão, que aflora a sudoeste da área (Vasquez *et al.* 2008).

Figura 12.5. Seção longitudinal GxM no Filão do Meio, onde pode ser notado que os maiores teores e as maiores espessuras se concentram numa zona com cerca de 100 m de espessura, em situação análoga ao verificado em sistemas epitermais, e em zonas que sugerem condutos verticalizados. Notar também o início de uma outra zona mineralizada mais a sul, a cerca de 300 m de profundidade (Magellan 2015).

Figura 12.6. Mapa da concentração de ouro em sedimento de corrente (círculos amarelos) e as sondagens efetuadas no Projeto Coringa, onde se pode notar a ocorrência de ouro em praticamente toda a área, sem linhamentos preferenciais, também sugestiva de uma maior favorabilidade para que a gênese das mineralizações tenha sido em sistemas hidrotermais e não em sistemas orogênicos (Magellan 2015).

Os pórfiros têm idades de *ca.* 1,98 e 1,96 Ga, sendo também mais antigos que os já reconhecidos nas unidades do evento Uatumã *sensu strictu*.

No embasamento das unidades vulcânicas, os granitoides apresentam idades U–Pb

SHRIMP em zircão de 2023 ± 30 Ma a 2123 ± 86 Ma, semelhante às de cristais de zircão detríticos da Formação Jacareacanga (Almeida *et al.* 2000, Ferreira *et al.* 2000, Klein & Vasquez 2000), o que define o corpo de granito mais antigo já identificado na Província Mineral do Tapajós, implicando que a distribuição dos arcos magmáticos definidos por Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000) deve ser revista.

As amostras analisadas pelo método Sm-Nd apresentam valores de $\epsilon Nd_{(t)}$, calculados para idades entre 1,96 Ga e 1,98 Ga, levemente negativos (-2,37 e 1,38). Esses valores, conjuntamente com o valor da razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($0,7030 \pm 0.0027$) do conjunto de amostras plutônicas e vulcânicas do Projeto Coringa, sugere fontes da crosta inferior com alguma contribuição de materiais juvenis e possível assimilação crustal, típica de zona de MASH.

As idades modelo T_{DM} obtidas para o granito do embasamento, pórfiros, riolitos I e II e rochas vulcanoclásticas distribuem-se em um pequeno intervalo entre 2310 Ma a 2360 Ma, indicando evento de diferenciação manto/crosta no final do Sideriano.

Por fim, zonas de alteração sericítica e argílica muito intensas em granitos da área, bem como a relação genética existente entre as mineralizações epitermais e unidades vulcânicas, sugerem uma extensão do potencial da Província Mineral do Tapajós para ocorrência de pórfiros de metais de base e preciosos, com pelo menos duas épocas metalogenéticas, uma ao redor de 1,88 Ga, previamente caracterizada por Juliani *et al.* (2005), e outra em aproximadamente 1,97 a 1,96 Ga, caracterizada nesse estudo. A identificação de sistemas epitermais mais antigos (1,97 Ga) que os descritos por Nunes (2001) e Juliani *et al.* (2005) na Província Mineral do Tapajós (*ca.* 1,88 Ga) reflete possível zonamento tectônico e metalogenético, com sistemas magmáticos-hidrotermais mais antigos na parte sul da província, como proposto por Juliani *et al.* (2013b). Os dados obtidos no desenvolvimento dessa Tese, confirmam a existência de um embasamento arqueano desenvolvido em pelo menos dois arcos magmáticos continentais, sendo um mais antigo com idade de 1,95 Ga e outro entre 1,89 e 1,87 Ga definidos como Arcos Tapajônicos por Juliani *et al.* (2013b, 2014).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguja M.A. 2013. Mineralizações epitermal *low-sulfidation* e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 235p.
- Aguja M.A., Juliani C., Tokashiki C.C., Echeverri-Misas C.M., Lagler B. 2013a. Afinidade Geoquímica e idades das rochas vulcânicas hospedeiras das mineralizações *low-sulfidation* e do tipo pórfiro do Chapéu do Sol, Província Mineral do Tapajós. In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM.
- Aguja M.A., Juliani C., Tokashiki C.C., Echeverri-Misas C.M., Monteiro L.V.S., Lagler B. 2014. Rochas hospedeiras das mineralizações epitermais e tipo pórfiro na Província Mineral do Tapajós. In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, CD-ROM.
- Aguja-Bocanegra M.A., Juliani C., Tokashiki C.C., Echeverri-Misas C.M., Monteiro L.V.S., Lagler B. 2013b. Petrologia e Geocronologia U-Pb das rochas vulcânicas hospedeiras das mineralizações de Au-Cu-Mo *low sulfidation* e do tipo pórfiro na parte norte da Província Mineral do Tapajós. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM.
- Almeida C.A.S., Collyer T.A., Pereira J.L., Seabra A.S., Furtado A.M.M., Soubés L.F. 1977. In: I Relatório final de reconhecimento. Projeto Santarém-Cachimbo-pesquisa Mineral. Pólo Amazônico/Pólo Tapajós. Convênio SUDAM/IDESP.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro A.S., Popini M.V.F., Dreher A.M. 1998. Mineralizações auríferas associadas a vulcanismo ácido e intermediário na Folha Vila Mamãe Anã, Província Mineral do Tapajós. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, 148p.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, CD-ROM.
- Arribas Jr. A. 1995. *Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid*. In: Magmas, Fluids, and Ore Deposits, J.F.M. (Ed). Thompson, Mineralogical Association of Canada Short Course, **23**: 419-454.
- Assunção R.F.S., Klein, E.L. 2014. *The Moreira Gomes deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield: Fluid inclusions and stable isotope constraints and implications for the genesis of granite-hosted gold mineralization in the Tapajós Gold Province, Brazil*. Journal of South American Earth Sciences, **49**: 85-105.
- Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil, CD-ROM.
- Barnes H.L. 1979. *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*. 2nd Edition. Hubert Lloyd Barnes (Ed). ISBN: 0-471-05056. 798p.
- Barton P.B. Jr. 1970. *Sulfide petrology: Mineralogical Society of America*. Special Paper, **3**: 187-198.
- Berger B.R. & Henley R.W. 1989. *Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States*. In: VI Economic Geology Monograph. p. 405-423.
- Billa M., Cassard D., Lips A.L.W., Bouchot V., Tourlie B., Stein G., Guillou-Frottie L. 2004. *Predicting gold-rich epithermal and porphyry systems in the central Andes with a continental-scale metallogenic GIS*. Ore Geology Reviews, **25**: 39-67.
- Bissig T., Clark A.H., Rainbow A., Montgomery A. 2015. *Physiographic and tectonic settings of high-sulfidation epithermal gold-silver deposits of the Andes and their controls on mineralizing processes*. Ore Geology Reviews, **65**: 327-364.
- Bonham H.F.K. 1986. *Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review*. In: International Volcanological Congress. Proc. Symposium, New Zealand, p.13-17.

- Borges R.M.K., Dall'Agnol R., Lamarão C.N., Figueiredo M.A.B.M., Leite A.A. da S., Barros C.E. de M., Costi H.T. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(2): 375-393.
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S., Popini M.V.F. 1997. Petrografia e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha - registro de magmatismo tipo A na Província do Tapajós. *In: VI Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Salvador, p. 847-851.
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Macambira M.J.B. 1999a. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton – Brazil. *In: II South American Symposium on Isotope Geology*, Buenos Aires, *Actas*, p. 40-43.
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. 1999b. Caracterização petrográfica e litoquímica do Granito Igarapé Escondido: um granito rapakivi na Província Aurífera do Tapajós, Amazonas. *In: VII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Porto Seguro, p. 462-464.
- Busby-Spera C.J. 1984a. *Depositional features of rhyolitic and andesitic volcanoclastic rocks of the mineral king submarine Caldera Complex, Sierra Nevada, California*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **27**: 43-76.
- Busby-Spera C.J. 1988. *Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States*. *Geology*, **16**: 1121-1125.
- Camprubí A. & Albinson T. 2006. *Depósitos epitermais en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica*. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, **58**(1): 27-81.
- Carneiro C.C., Carreiro-Araujo S., Juliani C., Crosta A.P., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2013. Arcabouço Crustal do Cráton Amazonas: Uma abordagem a partir de dados gravimétricos e magnetométricos. *In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, Brasil, CD-ROM.
- Carneiro C.C., Carreiro-Araujo S., Juliani C., Crósta A.P., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2014. Arcabouço Crustal da região sul do Cráton Amazonas. Evidências Geofísicas e Implicações Tectônicas. *In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, CD-ROM.
- Cas R. A. F. & Wright J. V. 1987. *Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. London, Allen & Unwin, 528p.
- Cashman K. V., Sturtevant B., Papale P., Navon, O. 2000. *Magmatic fragmentation*. *In: Sigurdsson, H. (Ed.). Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press. p. 421-430.
- Cooke D.R. & Simmons S.F. 2000. *Characteristics and genesis of epithermal gold deposits*. *Reviews in Economic Geology*, **13**: 221-244.
- Corbett G.J. 2002. *Epithermal gold for explorationist*. *In: AIG Journal –Applied geoscientific practice and research in Australia*, Australian Institute of Geoscientists.
- Corbett G.J. 2008. *Influence of magmatic arc geothermal systems on porphyry -epithermal Au – Cu - Ag exploration models*. *In: XLVIII Terry Leach Symposium*, Australian Institute of Geoscientists, Bulletin, p. 25-43.
- Corrêa-Lima R.G. & Klein E.L. 2013. Rochas hospedeiras da mineralização aurífera sulfetada do Alvo Pista, Depósito Coringa, Província Aurífera do Tapajós, Pará. *In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, CD-ROM.
- Corrêa-Lima R.G., Klein E.L., Borges R.M.K., Oliveira H.T., Feio J.V.B. 2014. Petrografia e alteração hidrotermal no Alvo Pista, Depósito Coringa, Província Aurífera do Tapajós, Pará. *In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, CD-ROM.
- Corrêa-Silva R.H. 2002. Caracterização de um sistema epitermal *low-sulfidation* (adulária-sericita) mineralizado em Au–Cu–Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós: Implicações metalogenéticas e tectônicas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 159 p.

- Corrêa-Silva R.H., Juliani C., Nunes C.D.M., 2000. *Hydrothermal alteration gold mineralizations in rapakivi-like granite from Garimpo do Batalha, Tapajós Province, Amazon Craton, Brazil*. In: XXXI Int. Geol. Congr. IUGS/CPRM, Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Coutinho M.G.N. 2008. *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional ouro em SIG*. Texto, mapas & SIG. CPRM, Rio de Janeiro, 420p.
- Christie A.B., Simpson M.P., Brathwaite R.L., Mauk J.L., Simmons S.F., 2007, *Epithermal Au-Ag and related deposits of the Hauraki goldfield, Coromandel volcanic zone, New Zealand*: Economic Geology, **102**: 785–816.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. *Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Craton: geochronological and geochemical aspects*. Mineral. Petrology, **50**: 113-138.
- Dall'Agnol R., da Silva C.M.G., Scheller T. 1999. *Fayalite-hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazon Craton: implications for the Uatumã volcanism*. In: I Simpósio sobre Vulcanismo e ambientes associados, Gramado, p.31.
- Davidson J. & Mpodozis C. 1991. *Regional Geologic Setting of Epithermal Gold Deposits, Chile*. Economic Geology, **86**: 1174-1186.
- De La Roche H., Leterrier J., Grand Claude P, Marchal M. 1980. *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2- diagram and major elements analyses- Its relationship with current nomenclature*. Chemical Geology, **29**(1-4): 183-106.
- De Paolo D.J. 1980. *Sources of continental crust: Neodymium isotope evidence from Sierra Nevada and Peninsular Ranges*. Science, 209: 684-687.
- De Paolo D.J. 1981. *A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges*. California Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 86: 10470-10488.
- De Paolo D.J. 1988. *Age dependence of the composition of continental crust: Evidence from Nd isotopic composition in granitic rocks*. Earth and Planetary Science Letters, **90**: 263–271, DOI: 10.1016/0012-821X(88)90130-6.
- Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini S.L. 1998. *Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil*. Revista Brasileira de Geociências, **28** (3): 397-404.
- Dube B., Gosselin P., Hannington M., Galley A. 2007. *Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5: 75-94.
- Dzick W.A. 2015. *Snwoden Magellan Minerals Ltd Coringa Mineral Resource*. NI 43-101 Technical Report - Project No V1491, 165p.
- Echeverri-Misas C.M. 2010. *Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito Província Aurífera do Tapajós (PA)*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Mineralogia e Petrologia, Universidade de São Paulo, 235p.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E. 2003. *Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments*. Society of Economic Geology. In: X Special Publication. p. 285-313.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2 ed. John Wiley & Sons. 586p.
- Feio J.V.B., Klein E.L., Borges R.M.K. 2013. *Petrografia e alteração hidrotermal das rochas hospedeiras do minério aurífero do Alvo Mato Velho, sudeste da Província Aurífera do Tapajós, Pará*. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM.
- Feio J.V.B. 2015. *Petrografia das rochas hospedeiras e do minério aurífero e estudo de isótopos de chumbo no Alvo Mato Velho, SE da Província Aurífera do Tapajós, Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 71 p

- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Echeverri Misas C.M. 2011. *High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages?*. Journal of South American Earth Sciences, **30**:1-18.
- Ferrari L., Valencia-Moreno M., Bryan S. 2005. *Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, **57**: (3) 343-378.
- Ferrari L., Orozco-Esquivel T., Manea V., Manea M. 2012. *The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone*. Tectonophysics, **522–523**: 122–149.
- Ferreira A.L., Almeida M.E., Brito M.F.L., Monteiro M.A.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B), Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Manaus, Brasil, CD-ROM.
- Field C.W., Jones M.B., Bruce W.R. 1974. Porphyry copper molybdenum deposits of Pacific Northwest. Inst. Min. Eng. Trans., **255**: 9-22.
- Fisher R. V. 1961. *Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks*. Geological Society of America Bulletin, **72**:1409-1414.
- Fisher R.V., Schminke H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Berlin, Springer-Verlag, 472 p.
- Forman J.H.A., Nardi J.I.S., Marques J.P.M., Lima, M.I.C. 1972. Pesquisa mineral no Iriri/Curuá. SUDAM/GEOMINERAÇÃO, Belém, 62 p.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. *A geochemical classification for granitic rocks*. Journal of Petrology, **42**: 2033-2048.
- Gammons C.H. & Williams-Jones A.E. 1997. *Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment*. In: XCII Economic Geology, p. 45-59.
- Geraldes M.C. 2010. Introdução à Geocronologia. Sociedade Brasileira de Geologia, 146p.
- Giggenbach W.F. 1981. *Geothermal mineral equilibria*. In: XLV Geochimica et Cosmochimica Acta. p. 393-410.
- Gill R. 2014. Rochas e Processos Ígneos: um guia prático. Traduzido por Félix José Nonnenmacher (UFRGS). Revisão técnica por André Weissheimer de Borba (UFRGS). Bookman (Ed), 427p.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. *Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types*. Ore Geology Reviews, **13**: 7-27.
- Guilbert J.M. & Lowell J.D. 1974. *Variations in zoning patterns in porphyry copper deposits*. Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, **67** (742): 99-109.
- Guimarães S.B., Klein E.L., Chaves C.L., Queiroz J.D.S. 2013. Rochas hospedeiras e encaixantes do Depósito Coringa, Província Tapajós. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM.
- Gunesch K.J. & Black, J.B. 2015. NI 43-101 Technical Report Coringa Project, State of Para, Brazil, 240 p.
- Gustafson L.B. & Hunt J.P. 1975. *The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile*. Economic Geology, **70**: 857-912.
- Hall A. 1996. *Igneous Petrology*. Chichester, UK, John Wiley.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. In: Coward M.P. & Reis A.C. (eds). Collision tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc., **19**: 67-81.
- Hayba D.O., Bethke P.M., Heald P., Foley N.K. 1985. *Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits*. Economic Geology, **2**: 129-167.
- Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. 1987. *Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulphate and adularia-sericite types*. In: LXXXII Economic Geology, p. 1-26.

- Hedenquist J.W. & Henley R.W. 1985a. *The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition*. In: LXXX Economic Geology, p. 1379–1406.
- Hedenquist J.W. 1987. *Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin*, in Horn, M.K., ed., In: IV Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore, In: American Association of Petroleum Geologists, p. 513–524.
- Hedenquist J.W. & Lowenstern J.B. 1994. *The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature*, **370**: 519–527.
- Hedenquist J.W., Arribas Jr A., Reynolds T.J. 1998. *Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines*. Economic Geology, **93**: 373–404.
- Hedenquist J. W., Arribas A., Jr., Gonzalez-Urien E. 2000. *Exploration for epithermal gold deposits*. Reviews in Economic Geology, **13**: 245–277.
- Henley R.W. & Ellis A.J. 1983. *Geothermal systems, ancient and modern: a geochemical review*. In: XIX Earth Science Reviews. p.1-50.
- Hildreth W. & Moorbath S. 1988, *Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**: 455–48.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canadian Journal of Earth Sciences, **8**: 523–548.
- Klein E.L., Almeida M.E., Rosa-Costa L.T. 2012. *The 1.89-1.87 Ga Uatuma Silicic Large Igneous Province, northern South America*. *Large Igneous Provinces Commission*. <http://www.largeigneousprovinces.org/12nov>. In: *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior*.
- Klein E., Rosa-Costa L.T., Carvalho J.M.A. 2004. *Estudo de Inclusões Fluidas em veio de quartzo aurífero do Prospecto Patinhas, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico*. Revista Brasileira de Geociências, **34**(1): 59-66.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A). Estado do Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brasil, CD-ROM*.
- Jacobi P. 1999. *The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil*. Revista Brasileira de Geociências, **29**: 277-279.
- Jacobsen S.B. & Wasserburg G.J. 1984. *Sm-Nd isotopic evolution of chondrite*. Earth and Planetary Science Letters, **66**: 191-213.
- John D.A., Garside L.J., Wallace A.R. 1999. *Magmatic and tectonic setting of late Cenozoic epithermal gold-silver deposits in northern Nevada, with an emphasis on the Pah Rah and Virginia Ranges and the northern Nevada rift*, in Kizis, J. A., Jr., (Ed.), *Low-sulfidation gold deposits in northern Nevada*. Spring Field Trip Guidebook, In: XXIX Special Publication. Reno, Geological Society of Nevada, p. 64–158.
- Juliani C., Nunes C.M.D., Bettencourt J.S., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Neumann R., Alcover Neto A., Rye, R.O. 2000. *Early Proterozoic volcanic-hosted quartz-alunite epithermal deposits in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil*. In: GSA Annual Meeting, Reno, Abstracts with programs.
- Juliani C., Correa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. 2002. *The Batalha Au-Granite system-Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication*. Precambrian Research, **119**: 225-256.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. *Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints*. Chemical Geology, **215**: 95-125.
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Fernandes C.M.D. 2008. *Epithermal and*

porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism - Tapajós Gold Province. In: XXXIII Amazonian Craton International Geological Congress, Oslo, Norway, MRD-06. Granitic magmatism and related mineralizations, CD-ROM.

Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Lagler B. 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. *In: II Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM.*

Juliani C. & Fernandes C.M.D. 2010. *Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, **191**: 167-179.

Juliani C., Monteiro L.V., Fernandes C.M.D., Carneiro C.C., Echeverri-Misas C.M., Lagler B., Aguja-Bocanegra M.A., Tokashiki C.C. 2013a. Controle Tectônico e Eventos Magmáticos associados as Mineralizações Epitermais, Tipo Pórfiro e IOCG paleoproterozóicos na parte sul do Cráton Amazônico e seu potencial de Prospectividade. *In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM.*

Juliani C., Carneiro C.C., Carreiro-Araújo S.A., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V., Crósta A.P. 2013b. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. *In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM.*

Juliani C., Carneiro C. de C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Crósta A.P., Carreiro-Araújo S.A., Echeverri-Misas C.M., Tokashiki C.C., Aguja M.A. 2014. Arcos Magmáticos Continentais paleoproterozóicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. *In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, CD-ROM.*

Juliani C., Vasquez M.L., Klein E.L., Villas R.N.N., Echeverri-Misas C.M., Santiago E.S.B., Monteiro L.V.S., Carneiro C. de C., Fernandes C.M.D., User G. 2014. Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras, Programa Geologia do Brasil, Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, p. 229-263.

Juras S., Gregersen S., Alexander R. 2011. *Technical Report for the Tocantinzinho Gold Project, Brazil.* Vancouver: Eldorado Gold Corporation. Relatório Inédito. 174 p.

Lamarão C.N., Lafon J.M., Lima E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. *In: I Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado, p. 93.*

Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M.; Lima E.F. 2002. *Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil.* Precambrian Research, **119**(1-4): 189-223.

Lima R.G.C. 2015. Estudo petrográfico e de inclusões fluidas das rochas hospedeiras e do minério aurífero sulfetado do Alvo Pista, Depósito Coringa, Província Aurífera do Tapajós, Pará. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 131 p.

Lindgren W. 1922. *A suggestion for the terminology of certain mineral deposit.* Economic Geology, **17**: 292-294.

Lindgren W. 1933. *Mineral deposits.* 4th edition. New York, McGrawhill Company, 930p.

Mackenzie W., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. *Atlas of Igneous Rocks and their Textures.* Harlow, Wiley, 148 p.

Magellan Minerals Ltd. 2015 Coringa Project. Disponível em: http://www.magellanminerals.com/projects/advanced_gold/coringa/. Acesso em: 10 junho de 2015.

Meyer C. & Henley J.J. 1967. *Wall rock alteration, en Barnes, H.L. (ed.). Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* New York, E.U.A. Holt Rinehart & Winston, p. 166-235.

Mcphie J., Allen R., Doyle M. 1993. *Volcanic Textures: a guide to interpretation of textures in volcanic rocks.* Hobart, Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of

- Tasmania, Tasmania, 198 p.
- Miranda E.E.de, & Coutinho A.C. (Coord.). Brasil Visto do Espaço. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2004. Disponível em: <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>. Acesso em: 4 maio de 2014.
- Middlemost E.A.K. 1985. *Magmas and magmatic rocks*. Longman, London.
- Middlemost A.K. 1994. *Naming materials in the magma/igneous rock system*. Earth Science Reviews, **37**: 215–224.
- Morrissey M.M., Zimanowski B., Wohletz K., Buettner R. 2000. *Phreatomagmatic fragmentation*. In: Sigurdsson, H. (ed.). Encyclopedia of Volcanoes. San Diego, Academic Press. p. 431-446.
- Nakamura N. 1974. *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites*. Geochimica et cosmochimica Acta, **38**: 757-775.
- Nelson B.K. & De Paulo D.J. 1985. *Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 by ago Nd isotope evidence from the basement of the North American mid continent*. Geological Society of America Bulletin, **96**:746-754.
- Nunes C.M.D. 2001. Caracterização de um sistema epitermal *high-sulfidation* paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo. 174 p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. Journal of Petrology, **25**: 956-983.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **58**: 63-81.
- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A.F., Barreto E.L., Nascimento J.O., Oliveira J.R., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim, VIII Relatório final, DNPM/CPRM, Manaus.
- Phillips C.H., Gambell N.A., Fountais D.S. 1974. *Hydrothermal alteration, mineralization, and zoning in the Ray deposit*. Economic Geology, **69**: 1237-1250.
- Pirajno F. 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer-Verlag, New York, 1250p.
- Poulsen K.H., Robert F., and Dubé B. 2000. *Geological Classification of Canadian Gold Deposits*. Geological Survey of Canada Bulletin, **540**: 106p.
- Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Klein E.L., Vasquez M.L., Almeida M.E., Ricci P.S.F., Monteiro M.A.S., 1999. As intrusões básicas da Província Mineral do Tapajós (PMT) e possibilidades de mineralizações associadas. In: VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, p. 567-569.
- Ramgrab G.E., & Santos, J.O.S. 1974. O Grupo Uatumã. In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, p. 87-94.
- Reed M.H. & Spycher, N. 1985. *Boiling, cooling and oxidation in epithermal systems: a numerical model approach*. Reviews in Economic Geology, **2**: 249-272.
- Reyes A.G., Giggenbach W.F., Saleras J.R.M., Salonga N.S., Vergara M.C. 1993. *Petrology and geochemistry of Alto Peak, a vapor-cored hydrothermal system: Geothermics*, **22**: 479-519.
- Ricci P.S.F., Santos A., Klein E.L., Jorge – João X.S., Martins R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão-Província Tapajós: Proposta e critérios de definição. In: VI Simpósio da Geologia da Amazônia, Manaus, SBG/NO, p. 519-522.
- Richards J.P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. Ore Geology Reviews, **40**: 1-26.
- Rye R.O. 1993. *The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: the stable isotope perspective*. Economic Geology, **88**: 733-753.
- Rytuba J. 1981. *Relation of calderas to ore deposits in the western United States*. In: Arizona Geological Society, **14**: 227-236.
- Rollinson H.R. 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*.

Longman.Group UK Ltd, London, 344p.

- Santiago E.S.B., Villas R.N.N., Ocampo R.C. 2013. *The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós Province, Pará state: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry*. Revista Brasileira de Geociências.
- Santos D.B. dos, Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.B. da, Basei M.A.S., Teixeira J.B.G. 1975. Geologia - Projeto RADAMBRASIL - Folha SB-21/Tapajós; Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da Terra. Rio de Janeiro, DNPM, p. 15-99.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E. 1997. *Reconnaissance U/Pb in zircon, Pb/Pb in sulfides and review of Rb/Sr geochronology in Tapajós gold Province, Pará/Amazonas States, Brazil*. In: I South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, Extended Abstracts, p. 280-282.
- 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, **3** (4): 453-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. *Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós – Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil*. In: XXXIV Mineralium Deposita, p. 279-299.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) CPRM, p. 169-195.
- Santos J.O.S., Otto B. Van Breemen O.B.V., Groves D.I., Hartmann L.O., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2004. *Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology*. Precambrian Research, **131**: 73–109.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: IX Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm–Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: V Contribuição à Geologia da Amazônia, Belém, p. 91–142.
- Sawkins F.J., O'Neil J.R., Thompson J.M. 1979. *Fluid inclusion and geochemical studies of vein gold deposits*. Baguio district, Philippines. In: Economic Geology, **74**: 1420-1434.
- Schandl E.S & Gorton M.P. 2002. *Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments*. Economic Geology, **97**: 629-642.
- Shand S.J. 1943. *The eruptive rocks*. John Wiley, New York, 444p.
- Sillitoe R.H. 1977. *Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review, en Volcanic processes in ore genesis*. Institution of Mining and Metallurgy-Geological Society of London, p. 99-116.
- Sillitoe R.H. 1993a. *Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features*. In: R.V.Kirkman, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. Duke (eds) Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 403-417.
- Sillitoe R.H. 1999. *Styles of high sulfidation gold, silver and copper mineralisation in porphyry and epithermal environments*, en PACRIM'99, Bali, Indonesia, 29-44.
- Sillitoe & Bonham 1990. *Sediment-hosted gold deposits distal products of magmatic hydrothermal deposits*. Geology, **18**: 157-161.
- Sillitoe R.H. 2002. *Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration*. In: Mineralium Deposita, **37**: 4–13.
- Sillitoe R.H. & Hedenquist J.W. 2003. *Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid*

- compositions, and epithermal precious metal deposits.* In: Simmons, S.F., and Graham, I., eds., *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids; Rulers and Witnesses of Processes within the Earth: Economic Geology, Special Publication 10*: 315-343.
- Sillitoe R. 2010. *Porphyry Copper Systems*. *Economic Geology*, **105**: 3-41.
- Silva G.G., Lima J.J.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia da Folha SC. 22 – Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, DNPM, p. 1-143.
- Simmons S.F. 1995. *Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits.* In: Thompson, J.F.H. (ed.), *Magma, Fluids and Ore Deposits: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, **23**: 455-477.
- Smith J.V. & Brown W.L. 1988. *Feldspar minerals*. Springer-Verlag, Berlin, 828 p.
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Pierosan R. 2003. Depósitos de Fluxo Piroclástico Primários: Caracterização e Estudo de um Caso no Vulcanismo Ácido Neoproterozóio do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisa em Geociências*, **30**(1): 3-26.
- Sparks R. S. J. & Walker G. P. L. 1973. *The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock.* *Nature Physics Sciences*, **241**: 62-64.
- Sprottgroup 2012. ORE DEPOSITS 101 Part 5 Epithermal Deposits. Disponível em: <http://www.youtube.com/watch?v=cLcCu6w7Bzw>.
- Stolper E. & Newman S. 1994. *The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**: 293-325.
- Stoffregen R.E. 1987. *Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado.* In: *Economic Geology*, **82**: 1575-1591.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. *Geochronological Provinces of the Amazonian Craton.* *Episodes*, **22**(3):174-18.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: *Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, p. 471-485.
- Taylor B.E. 2007. *Epithermal gold deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5*: 113-139.
- Tokashiki C.C., Juliani, C., Aguija M.A., Arrais L.B. 2013a. Mineralizações de ouro e polimetálicas em Domos de Riolito na porção sul da Província aurífera do Tapajós (PA) – Sistemas Epitermais *low- e intermediate sulfidation* (?) de ~1,96Ga. In: III Simposio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM.
- Tokashiki C.C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Aguija M.A., Arrais L.B. 2013b. Eventos Vulcânicos de 1,97Ga com mineralizações de ouro epitermais *low- e intermediate sulfidation* na porção sul da Província Aurífera do Tapajós. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazonia, Belém, p. 625-628.
- Tokashiki C.C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Aguija M.A., Arrais L.B. 2013c. Caracterização petrográfica e geoquímica das rochas vulcânicas de 1,97Ga mineralizadas em ouro da porção sul da Província Aurífera do Tapajós (PA). In: XIII Simpósio de Geologia da Amazonia, Belém, p. 275-278.
- Tokashiki C.C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Aguija M.A., Arrais L.B. 2014. Mineralizações auríferas associadas a eventos vulcânicos de 1,97 Ga de Sistemas Epitermais *low-e intermediate sulfidation* do Depósito Coringa – Província Mineral do Tapajós. In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, CD-ROM.
- Tomas Vila G. 1991. *Epithermal silver-gold minerzalition at the Esperanza área, Maricunga Belt, high Andes of Northern Chile.* *Revista Geológica de Chile*, **18** (1): 37-54.
- Tosdal R.M., Dilles J.H., Cooke D.R. 2009. *From Source to Sinks in Auriferous Magmatic-Hydrothermal Porphyry and Epithermal Deposits.* *Elements*, **5**: 289-295.
- Uytenbogaardt W. & Burke E.A.J. 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals.* Second edition. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 430 p.

- Usero G.L., Bello R.M.S., Juliani C. 2009. Evidência de mineralização do tipo pórfiro a partir de inclusões fluidas do minério auro cuprífero da mina do Palito, província aurífera do tapajós. *In: II Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, Gramado, CD-ROM.
- Usero G., Juliani C., Bello R.M.S., Echeverri-Misas C.M., Tommasini D., Monteiro L.V.S. 2011. Estudo das Inclusões Fluidas da Mineralização Paleoproterozóica de Au-(Cu) do Tipo Pórfiro do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA). *In: Frantz, J.C., Marques, J.C., Jost, H. (Org.). Contribuições à Metalogenia do Brasil*. Porto Alegre. UFRGS/IG, 1: 111-128.
- USGS. *Science for a changing world*. Disponível em <http://www.volcanoes.usgs.gov>. Acesso em: 12 de fevereiro de 2015.
- Vardiman D.M., Roy E., Thornton D., Nicholson D., White D., Melker M. 2006. *Geology and Exploration Developments Cripple Creek Mining District, Colorado, USA*. Cripple Creek & Victor Gold Mining Company.
- Vasquez M.L. & Dreher A.M. 2011. Uma avaliação da estratigrafia dos eventos magmáticos de 1900- 1860 Ma do cráton Amazônico. *In: XII Simpósio de Geologia da Amazonia*, Belém, CD-ROM.
- Vasquez M.L., Klein E.L., Quadros M.L.E., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P., Sachett C.R., Silva C.M.G., Macambira M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós - Novos dados geocronológicos. *In: VI Simpósio de Geologia da Amazônia*, Manaus, Anais, p. 471-474.
- Vasquez M.L. & Klein E.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C). Estado do Pará, Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil, CD-ROM.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008a. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores: M.L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Villas R.N., Santiago E.S.B., Castilho M.P. 2013. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Revista de Geologia – USP, Série científica*, **13**(1): 1-20.
- Wetherill G.W. 1956. *Discordant uranium-lead age, I*. Transactions of the American Geophysical Union, **37**: 320-326.
- White N.C. 1991. *High sulfidation epithermal gold deposits: Characteristics, and a model for their origin*. Geol. Surv. Japan Report, **227**: 9-20.
- White N.C., Leake M.J., McCaughey S.N., Parris B.W. 1995. *Epithermal gold deposits of the southwest Pacific*. *In: Journal of Geochemical Exploration*, **54**: 87-136.
- Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. *Abbreviations for names of rock-forming minerals*. *American Mineralogist*, **95**: 185-187.
- White N.C. & Hendequist J.W. 1990. *Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration*. *Journal of Geochemical Exploration*, **36**: 445-474.
- White N.C. & Hendequist J.W. 1995. *Epithermal gold deposit: styles, characteristics and exploration*. SEG Newsletter, **23**: 1-9.
- Willians H., Turner F.J., Gilbert C.H. 1962. *Petrography: an introduction to the study of rocks in thin section*. San Francisco, Freeman Company, 406 p.