**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

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)

Maria Alexandra Aguja Bocanegra

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia**

**SÃO PAULO
2013
VERSÃO CORRIGIDA**

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Agura-Bocanegra, Maria Alexandra

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) / Maria Alexandra Agura-Bocanegra. - São Paulo, 2013

188 p.: il + anexos

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Juliani, Caetano

1. Paleoproterozóico 2. Vulcanismo 3. Cráton Amazônico 4. Geocronologia 5. Geoquímica I. Título

“O universo é demasiado harmônico, grandioso e avassalador
para se acreditar que é tudo obra do acaso”
Mitch Albom

AGRADECIMENTOS

Ao **Prof. Dr. Caetano Juliani**, pela confiança de ter me recebido como parte de sua equipe de trabalho, pelos valiosos aportes e comentários para meu desenvolvimento profissional e pessoal, ainda mais pelo seu valioso tempo e paciência para a realização de minha teses de mestrado, bem como por todo o conhecimento transmitido e o grande incentivo para continuar na pesquisa na área de mineração. Muito obrigada!

Aos **Profs. Dr. Teodoro Isnard e Lena Virgínia Soares Monteiro**, pelos múltiplos conselhos e sugestões para a elaboração de meu trabalho e também por todas as grandes palavras de motivação.

Ao **Prof. Dr. Rômulo Machado** e programa de **Pós-graduação em recursos minerais e hidrogeologia e**

A **Prof. Dra. Gianna Maria Giarda**, por sua paciência em responder minhas dúvidas na descrição de minerais e de química mineral. Ao **Prof. Dr. Carlos Marcelo Dias**, a quem incomodei mais de uma vez com minhas perguntas de química mineral e geoquímica, bem como com a revisão de meus textos e ao **Prof. Dr. Gustavo Abreu** pela confiança e estimulação, assim como pela motivação de procurar novos desafios. Assim mesmo agradeço a todos os professores que de alguma maneira me ajudaram com minhas dúvidas e estiveram envolvidas com este trabalho.

A meu colega e amigo **Carlos Mario Echeverry –Misas**, a você devo por ter conseguido manter a confiança em mim mesma como geóloga, e a força para continuar sempre em frente. Muito obrigada!

A amiga e colega **Cláudia**, muito obrigada pela ajuda na preparação de amostras e elaboração das análises, mais ainda Cláudia pelas alegrias, conversas, passeios ainda mais pela companhia nesta solidão longe de minha família, saiba que você me fez sentir como parte da sua, disso eu ficarei sempre grata!

A meus colegas e amigos **Miriam, Andreia, Bruno, Thais, Tábata, Nivia, Natali, Ligia, Bruna, Soraya, Camila, Edilce, Christian, Geane, , Laura, Eline, Gustavo e Angela** pela ajuda como meu errado português, correções dos textos e claro pelas alegrias e amizade.

A meu colega **Andres Bustamante** pela grande ajuda nas fotografias do texto de petrografia.

Aos funcionários e técnicos do instituto de Geociências: **Marcos, Angélica, Isaac, Jordana, Kei, Sidney, Antonio, Magali, Tadeu, Paulinho, Leonardo, Vasco, e Mauricio**, pela disposição em sempre me ajudar.

A todas aquelas pessoas que trabalham na **IGc-USP** com as quais compartilhe momentos de alegria.

Ao **Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia Geociências da Amazônia** (INCT GEOCIAM) - Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Amazônia (MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRAS - Proc.: 573.733/2008-2) e ao **MCT e CNPq** (Projeto CT-Mineral "Pesquisa Petrogênese e metalogênese da LIP (*Large Igneous Province*) Uatumã na porção sul do Cráton Amazônico" - Proc.: 550.342/2011-7) pelo apoio financeiro a meu trabalho, ao Programa de **Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia** do IGc-USP e **CAPES** pela bolsa de mestrado.

A meus amigos e irmãos **David, J. Sebastian, Johana, John, Carolita e Diego** obrigada por serem meus confidentes, por todas essas alegrias, por estarem sempre presentes e saber que com vocês posso ir até o final do mundo "*The best*".

A meu namorado **Andrei** pelo carinho, felicidade, força e acompanhai durante todo este maravilhoso tempo juntos.

Finalmente, como não agradecer aos mais lindos de minha vida, **meus pais (J & Agujao)** e meus dois irmãos **Belsy e Arles**. Obrigada família por me motivar a ir atrás de meus sonhos, por ser minha fortaleza e alívio, mais ainda pelo amor que me oferecem cada dia. *Los amo!*

RESUMO

A presente dissertação apresenta os resultados de estudos petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e geocronológicos da mineralização de cobre, molibdênio e ouro hospedada em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e em pórfiros associados ao vulcanismo Uatumã na parte norte da Província Mineral do Tapajós, entre os rios Tapajós e Jamanxim.

Geologicamente foram distinguidas duas sequências estratigráficas vulcano-sedimentares com intrusivas associadas, depositadas sobre um embasamento granítico. A Sequência Inferior é formada por monzogranitos granulação grossa, derrames de andesito basáltico, andesito, riolitos porfiríticos, tufo e ignimbritos e intrusões de pórfiros riolíticos com tendências riodacíticas, e a Sequência Superior é constituída predominantemente por rochas vulcanoclásticas, incluindo ignimbritos, tufo, tufo soldados, *lapilli*-tufo de cristais, brechas co-ignimbriticas, rochas vulcanoclásticas epiclásticas, tufitos, sillexitos, ritmitos, brechas de conduto, diques de dacitos, e pórfiros mais ricos em biotita e hornblenda. O conjunto das rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e pórfiros, além de diques de dacitos foram interpretados como formadas em uma caldeira vulcânica, com as mineralizações hospedadas em vulcões anelares e pórfiros do estágio pós-caldeira.

A geocronologia U–Pb SHRIMP em zircão apontam para idades de cristalização da Sequência Inferior ao redor 1.990 ± 12 Ma e da Sequência Superior entre $1.888 \pm 6,6$ e $1.861 \pm 8,9$ Ma. Na área também foram reconhecidos monzogranitos ricos em biotita e hornblenda de granulação mais fina e textura granofírica do embasamento (Monzogranito A), de idade de 2.003 ± 24 Ma..

Alteração hidrotermal associa-se á intrusão dos pórfiros e inclui metassomatismo sódico e potássico, alteração propilítica, sericítica com ou sem adularia, argílica e silicificação em estilos pervasivo e fissural, típicos de sistemas magmáticos–hidrotermais do tipo porfiro e epitermal *low-sulfidation*. O metassomatismo sódico é mais desenvolvido nos monzogranitos, mas ocorre também, de modo mais subordinado, nos pórfiros. Esse é caracterizado pela cristalização de albita hidrotermal com quartzo associado. O metassomatismo potássico ocorre em maior intensidade nos monzogranitos, riolitos porfiríticos e pórfiros e resulta na neoformação de feldspato potássico e biotita hidrotermal, por vezes com quartzo associado. A alteração propilítica, reconhecida em todos os litotipos, se desenvolveu em dois estágios. O primeiro se caracteriza por cloritização mais intensa dos minerais máficos (biotita, hornblenda e clinopiroxênio) em estilo seletivamente pervasivo, com epidoto e carbonatos subordinados. O segundo estágio tem estilo predominantemente fissural e se sobrepõe à alteração sericítica. Esse resulta na associação de clorita, epidoto, calcita, malacita, fluorita, albita, adularia, calcopirita, pirita e rutilo. A alteração sericítica é observada em todos os litotipos em estilos que variam entre pervasivo, seletivamente pervasivo e fissural. A associação mineralógica é do tipo QSP (sericita,

quartzo, pirita e calcopirita) estando também presente biotita hidrotermal em alguns casos, além, de esfalerita, galena e molibdenita. Nas rochas vulcanoclásticas se destaca a presença de adulária na alteração sericítica, caracterizando a mineralização epitermal *low-sulfidation*. Zonas de silicificação pevasiva e, principalmente, associadas a fraturas ocorrem em todos os litotipos, mas é mais bem desenvolvida nas rochas vulcanoclásticas com alteração sericítica com adulária, na qual também ocorre calcita plácóide substituída por calcedônia. A alteração argílica corresponde ao último evento de alteração hidrotermal, presente principalmente nos riolitos porfíricos e nas rochas vulcanoclásticas, sendo caracterizada pela associação de illita + caulinita + quartzo que invadem a rocha de maneira fissural a pervasiva.

O minério ocorre disseminado, em vênulas e em veios, e apresenta caráter polimetálico, representado por pirita, calcopirita, molibdenita, ouro e esfalerita, além de prata nativa e galena, identificados em MEV. Nós pórfiros também formam típicos sistemas de vênulas.

As rochas hospedeiras de ambas as sequências são subalcalinas da série cálcio-alcalina de alto potássico, metaluminosas a peraluminosas. Enriquecimentos em potássio causados pelo metassomatismo comumente conferem às rochas tendências shoshoníticas. Segundo os diagramas de classificação química as rochas mais evoluídas são classificadas como granitos e riolitos. Algumas variações no quimismo são observadas devido à influência do metassomatismo potássico, que resulta em composições mais enriquecidas em álcalis como sienito, quartzo monzonito, traquito e traquidacito. Os diagramas de discriminação tectônica demonstram que todas as rochas foram geradas em ambientes de margem continental ativa de arco vulcânico continental, onde são comuns mineralizações fanerozoicas e cenozoicas dos tipos *low-sulfidation* e tipo pórfiro.

O comportamento dos elementos maiores, menores e traço, assim como o padrão de distribuição das terras raras permitiu concluir que as rochas são formadas em dois eventos magmáticos diferentes. Um deles se caracteriza por gerar as rochas da Sequência Superior ($1.888 \pm 6,6$ e $1.861 \pm 8,9$ Ma) de composições basálticas até riodacíticas por processos de cristalização fracionada a partir de um magma único, enquanto o outro evento, representado por magmatismo félsico, originou as rochas de composição monzogranítica e riodacítica da Sequência Inferior (1.990 ± 12 e 1.971 ± 14 Ma).

Os dados geocronológicos e geoquímicos comparativos com as unidades aflorantes em outras zonas da Província Mineral de Tapajós sugerem possíveis correlações das rochas estudadas com litotipos das unidades Cuiú-Cuiú, Parauari e das formações Salustiano e Aruri do Grupo Iri.

As características das mineralizações e das alterações hidrotemais indicam semelhanças com mineralizações *low-sulfidation* e tipo pórfiro formadas em arcos

magmáticos fanerozóicos e cenozoicos, o que permite classifica-las nesse conjunto. Essas mineralizações paleoproterozoicas foram formadas pela sobreposição de um sistema do tipo pórfiro sobre uma mineralização epitermal *low-sulfidation*, ambas vinculadas com a intrusão de diques e pequenos *stocks* de pórfiros.

A mineralização de Cu-Mo-Au tem idade semelhante às das mineralizações de ouro *high-sulfidation* e do pórfiro de Au-(Cu) do Palito descritas na Província Mineral do Tapajós, o que indica um potencial ainda não adequadamente explorado para ocorrência de depósitos magmáticos epitermais nas vulcânicas e nas subvulcânicas, não apenas de ouro, mas também de prata e de metais de base, notadamente cobre e molibdênio, na Província Mineral do Tapajós e em outras regiões do Cráton Amazônico onde o evento *sensu lato* Uatumã está presente.

ABSTRACT

This Master thesis presents petrographic, mineralogical, geochemical, and geochronological results relative to mineralization of copper, molybdenum, and gold hosted in volcanic and volcanoclastic rocks and in porphyries associated with the Uatumã magmatic event in the northern part of the Tapajós Mineral Province, between the Tapajós and Jamanxim rivers.

Two volcano-sedimentary sequences deposited over a granitic basement with associated intrusive rocks have been recognized in the studied area. The Lower Sequence consists of coarse-grained monzogranite, basaltic andesite, andesite, porphyritic rhyolites, ignimbrite, and rhyolitic porphyry intrusions. The Upper Sequence comprises predominantly volcanoclastic rocks, including ignimbrites, tuffs, welded tuffs, crystal and lapilli tuffs, co-ignimbritic breccias, volcanoclastic and epiclastic rocks, tuffites, chert, rhythmites, conduit breccias, dacite dikes, and biotite- and hornblende-rich porphyries. All the volcanic and volcanoclastic rocks, and porphyries have been interpreted as associated with a volcanic caldera, with mineralization hosted in rocks formed in post-caldera ring volcano. U-Pb SHRIMP zircon ages indicate crystallization of the Lower Sequence in 1.990 ± 12 Ma and formation of the Upper Sequence between 1.888 ± 6.6 and 1.861 ± 8.9 Ma. Fine-grained biotite- and hornblende-rich monzogranites with granophyric texture attributed to the basement yield U-Pb SHRIMP age in zircon of 2.003 ± 24 Ma.

Hydrothermal alteration associated with porphyry intrusion includes sodic and potassic metasomatism, propylitic alteration, sericitic alteration with or without adularia, argillic alteration, and silicification in pervasive and fissural style. The sequence of hydrothermal alteration is typical of magmatic-hydrothermal systems, especially those associated with porphyry and low-sulfidation epithermal deposits. The sodic metasomatism is well-developed in monzogranites, but also occurs in porphyries. This is characterized by hydrothermal crystallization of albite associated with quartz. The potassic metasomatism occurs in greater intensity in monzogranites, porphyritic rhyolites, and porphyries. It results in the neoformation of hydrothermal K-feldspar and biotite, locally associated with quartz. The propylitic alteration, recognized in all rock types, was developed in two stages. The first is characterized by intense chloritization of mafic minerals (biotite, hornblende, and clinopyroxene) with subordinate epidote and carbonate in selectively pervasive style. The second stage is predominantly fissural and overlaps the sericitic alteration. This results in the association of chlorite, epidote, plagioclase, calcite, fluorite, albite, adularia, chalcopyrite, pyrite, and rutile. The sericitic alteration is observed in all rock types in styles ranging from pervasive, selectively pervasive, and fissural. The mineral assemblage is QSP (quartz, sericite, pyrite, and chalcopyrite), in which hydrothermal biotite, sphalerite, galena, and molybdenite also occur. In the volcanoclastic rocks, the presence of adularia-rich sericitic

alteration stands out, featuring a low-sulfidation epithermal mineralization. Zones of pervasive and fracture-controlled silicification occur in all lithotypes, but it is best developed in volcanoclastic rocks with adularia-rich sericitic alteration. In the latter, placoid calcite is replaced by chalcedony. The argillic alteration corresponds to the last event of hydrothermal alteration, mainly present in the porphyritic rhyolites and volcanoclastic rocks. It is characterized by the illite + kaolinite + quartz assemblage.

The ore has polymetallic character and sulfides occur disseminated, in veinlets network, and veins, similar to those typical of porphyry systems. It comprises pyrite, chalcopyrite, molybdenite, gold, sphalerite, native silver, and galena, identified by MEV.

The host rocks of both sequences are sub-alkaline, metaluminous to peraluminous, and have high K calc-alkaline tendency. The most evolved rocks are classified as granites and rhyolites. Chemical variations are observed due to the influence of potassium metasomatism, which results in compositions further enriched in alkalis, similar to those of syenite, quartz monzonites, trachyte, and trachy-dacite.

The tectonic discrimination diagrams show that all the rocks have been generated in environments of active continental margin of continental volcanic arc, which are typically related with Phanerozoic and Cenozoic mineralization of epithermal and porphyry types.

The behavior of major, minor and trace elements, as well as the distribution pattern of rare earth elements indicate that the rocks were formed in two different magmatic events. One of them is relative to the Upper Sequence (1.888 ± 6.6 and 1.861 ± 8.9 Ma), which encompasses basaltic to rhyodacitic rocks evolved by fractional crystallization from a single magma. The other event is mainly represented by felsic magmatism that originated the monzogranitic to rhyodacitic rocks of the Lower Sequence (1990 ± 12 and 1971 ± 14 Ma).

The geochronological and geochemical comparison with units cropping out in other areas of the Tapajós Mineral Province suggest possible correlations among the studied rocks with lithotypes of the Cuiú - Cuiú and Parauari units, besides the Salustiano and Aruri formations of the Iriri Group.

The attributes of the mineralization and patterns of hydrothermal alteration indicate similarities with low-sulfidation mineralization and porphyry systems formed in Phanerozoic and Cenozoic magmatic arcs. This allows classifies them as similar with those deposit types. The Paleoproterozoic polymetallic mineralization were formed by the overlap of a porphyry system over a low- sulfidation epithermal mineralization, both linked to the intrusion of dikes and small stocks of porphyry.

The mineralization of Cu-Mo-Au has similar age to the high-sulfidation gold mineralization and the Au-(Cu) porphyry type Palito deposit described previously in the Tapajós Mineral Province. Collectively, these results indicate a potential, not only for gold, but also for silver and base metals, notably copper and molybdenum, that was not yet

adequately explored for the occurrence of magmatic-hydrothermal systems associated with volcanic and shallow-emplaced intrusive rocks in the Tapajós Mineral Province and other regions of the Amazonian Craton, where the event Uatumã *sensu lato* is present.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	1
1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	2
2 OBJETIVOS	3
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	4
3.1 Materiais	4
3.2 Métodos.....	4
4 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA	7
4.1 Geologia da Província Mineral do Tapajós	7
4.1.1 Grupo Jacareacanga.....	9
4.1.2 Complexo Cuiú-Cuiú.....	10
4.1.3 Formação Vila Riozinho	10
4.1.4 Suite Intrusiva Creporizão.....	10
4.1.5 Tonalito Rio Das Tropas	11
4.1.6 Formações Abacaxis e Sequeiro	11
4.1.7 Suite Intrusiva Parauari	11
4.1.8 Suite Intrusiva Ingarana	12
4.1.9 Granito Batalha	13
4.1.10 Supergrupo Uatumã.....	13
4.1.11 Grupo Iriri	14
4.1.12 Formação Moraes Almeida.....	15
4.1.13 Suite Intrusiva Maloquinha.....	16
4.1.14 Granitóides Pós-Maloquinha.....	16
4.1.15 Lamprófiro Jamanxim.....	17
4.1.16 Formação Buiucu.....	17
4.1.17 Diabásio Crepori	18
4.1.18 Granito Igarapé Escondido	18
4.1.19 Suite Intrusiva Cachoeira Sêca.....	18

4.1.20 Cobertura paleozoica.....	19
4.1.21 Diabásio Periquito e Diques Básicos Indiferenciados	19
4.1.22 Cobertura mesozoica da Bacia do Amazonas	19
4.1.23 Depósitos aluvionares.....	19
4.2 Estruturas Regionais na Província Mineral do Tapajós	23
4.3 Gênese do Ouro Da Província Mineral do Tapajós.....	24
4.4 Alteração Hidrotermal.....	28
4.4.1 Mecanismos da alteração hidrotermal	28
4.4.2 Reações em feldspatos e micas	29
4.4.3 Reações em silicatos ferro-magnesianos e alumino-silicatos	31
4.4.5 Reações em zonas ricas em cálcio:	31
4.4.6 Estilos da alteração hidrotermal	31
4.4.7 Tipos de alteração hidrotermal	31
4.5 Depósitos Epitermais	39
4.5.1 Características gerais dos depósitos epitermais	40
4.5.2 Tipos de sistemas epitermais	41
4.5.3 Processos de deposição dos metais em sistemas epitermais	48
4.6 Depósitos do Tipo Pórfiro	51
4.6.1 Distribuição global dos depósitos e longevidade do sistema hidrotermal.....	52
4.6.2 Contexto geológico.....	53
4.6.3 Estilos das mineralizações e estruturas e	53
4.6.4 Mineralogia.....	54
4.6.5 Alterações hidrotermais	54
4.6.6 Origem e salinidades dos fluidos hidrotermais.....	56
5 GEOLOGIA DA ÁREA	56
5.1 Embasamento	60
5.2 Sequência Inferior.....	60
5.2.1 Andesitos e basaltos andesíticos.....	60

5.2.2 Riolitos porfiríticos	61
5.3 Sequência Superior	61
5.3.1 Rochas vulcanoclásticas	62
5.3.2 Rochas vulcanoclásticas epiclásticas.....	64
5.4 Dacitos intrusivos e pórfiros.....	65
5.5 Suite Intrusiva Maloquinha.....	66
5.6 Formação Buiçu.....	67
6 PETROGRAFIA.....	67
6.1 Petrografia das Rochas do Embasamento.....	68
6.2 Sequência Inferior.....	73
6.2.1 Andesitos e andesitos basálticos	73
6.2.2 Riolitos porfiríticos	77
6.3 Sequência Superior	81
6.3.1 Rochas vulcanoclásticas	81
6.3.1.1 Tufos.....	81
6.3.1.2 Tufo soldados	82
6.3.1.3 Brechas co-ignimbríticas	83
6.3.1.4 <i>Lapilli</i> -tufo de cristais	84
6.3.2 Rochas epiclásticas.....	85
6.3.2.1 Arenitos vulcanoclásticos epiclásticos.....	85
6.3.2.2 Ritmito	86
6.3.2.3 Silexito	87
6.3.2.4 Brechas de conduto ou hidrotermais	89
6.4 Rochas Intrusivas Subvulcânicas	89
6.4.1 Dacitos.....	89
6.4.2 Pórfiros riolíticos e riodacíticos.....	92
7 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	96
7.1 Metassomatismo Sódico	96

7.2 Metassomatismo Potássico	97
7.3 Alteração Propilítica	100
7.4 Alteração Sericítica.....	105
7.5 Alteração Argílica	108
8 MINERALOGIA DO MINÉRIO	110
9 QUÍMICA MINERAL	115
9.1 Biotita	116
9.2 Clorita	123
9.3 Feldspatos.....	127
10 GEOCRONOLOGIA	132
10.1 Resultados	132
10.2 Discussões.....	145
11 GEOQUÍMICA	148
11.1 Caracterização das séries das rochas	148
11.2 Classificação Geoquímica das rochas	152
11.3 Diagramas de Variações Composicionais	154
11.3.1 Elementos maiores.	155
11.3.2 Elementos traços	159
11.4 Diagramas de Normalização Geoquímica de ETR e elementos traços.	162
11.4.1 Diagramas de terras raras	162
11.4.2 Diagramas multielementares	165
11.5 Ambiente Tectônico de Formação.....	166
11.6 Discussão.....	168
12 CONSIDERAÇÕES E DISCUSSÕES.....	172
12.1 Ambiente Magmático das Mineralizações.....	172
12.2 Petrografia e Geocronologia	173
11.3 Química Mineral	174
12.4 Geoquímica e Geocronologia	175

13 CONCLUSÕES	177
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	180
ANEXOS	188

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Imagem de satélite com localização área da pesquisa. O círculo amarelo indica a localização de uma mineralização <i>low-sulfidation</i> e área de estudos situa-se ao redor dessa mineralização. O rio à direita do círculo é o Jamanxim.	3
Figura 2 - Esquema de plano de trabalho utilizado para o presente estudo.	4
Figura 3 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo (A) Tassinari & Macambira (1999) e (B) Santos (2003), incluindo os domínios tectônicos das províncias Tapajós–Parima e Amazônia Central (modificado de Vasquez <i>et al.</i> , 2008b).	8
Figura 4 - Mapa geológico da Província Mineral do Tapajós (Bahia & Quadros, 2000), incluindo os limites entre as províncias definidos por Tassinari & Macambira (1999) e Santos <i>et al.</i> (2000), com a localização do Granito Batalha (1), da mineralização de Au epitermal <i>high-sulfidation</i> (2), da mineralização de Cu–Mo–(Au) epitermal <i>low-sulfidation</i> e do tipo pórfiro (3) e o pórfiro de Au–(Cu) da Mina do Palito (4).	9
Figura 5 - Arcabouço estrutural da PMT (Santos & Coutinho, 2008), destacando os três domínios tectônicos: (A) domínio das rochas do embasamento e das supracrustais, (B) Domínio do magmatismo Creporizão e Paruari, (C) Domínio do sistema Plutono–Vulcânico.	24
Figura 6 - Representação esquemática da alteração hidrotermal em rochas que contém predominantemente feldspato alcalino (a) e plagioclásio(b), segundo Hemley & Jones (1964, modificado por Pirajno, 2009).	30
Figura 7 - Esquema de tipos de alteração hidrotermal em função da temperatura e atividades de K ⁺ e H ⁺ (Pirajno, 2009).	33
Figura 8 - Distribuição de assembleias de alteração hidrotermal típicas de sistemas pórfiros de Cu–Au, onde pode-se observar a zona de voláteis e fluidos saturados da câmara magmáticas e as intrusões de pórfiros em profundidades rasas. O zonamento entre os tipos de alteração hidrotermal refletem o gradual resfriamento de pluma hidrotermal e as mudanças físico-químicas dos fluidos em ascensão para a superfície (Tosdal <i>et al.</i> , 2009).	33
Figura 9 - Esquema dos sistemas epitermais <i>high-</i> e <i>low-sulfidation</i> , onde pode ser observado o seu relacionamento com os sistemas do tipo pórfiro e com o ambiente vulcânico–hidrotermal produzido pela desgaseificação do magma, além das fumarolas e das piscinas de águas termais ácidas (<i>acid hot springs</i>) presentes nesse ambiente geológico. Note que as mineralizações <i>low-sulfidation</i> são formadas por águas de pH neutro e se associam a sistemas geotermiais (Hedenquist & Lowenstern, 1994).	42

Figura 10 - Perfil esquemático de um sistema <i>low-sulfidation</i> com a distribuição dos minerais.....	44
Figura 11 - Ambientes tectônicos de formação de depósitos <i>low</i> -, <i>intermediate</i> - e <i>high-sulfidation</i> . (a) arco levemente extensional com esforço neutro, (b) retro-arco compressivo durante vulcanismo de arco, (c) arco compressivo com vulcanismo de subducção, (d) arco extensional, (e) retro-arco extensional durante vulcanismo de arco, (f) retro-arco extensional durante transição de subducção a <i>rift</i> relacionado ao magmatismo bimodal, (g) margem continental seguida de pausa de subducção, (h) tectonismo compressivo relacionado a limite de falha de empurrão, (i) limitado a magmatismo pós-colisional durante colisão e rompimento da placa e tectonismo compressivo, (j) evento extensional e colapso tectônico seguido de colisão continental (Sillitoe & Hedenquist, 2003).	45
Figura 12 - Distribuição global dos depósitos epitermais, segundo Taylor (2007).	46
Figura 13 - Seção esquemática com o típico zonamento das alterações hidrotermais de uma mineralização <i>high-sulfidation</i> (Hedenquist <i>et al.</i> , 2000, modificado de Stoffregen, 1987). ..	47
Figura 14 – Esquema da relação dos pórfiros de Cu com os depósitos ou sistemas epitermais <i>high-sulfidation</i> , <i>intermediate-sulfidation</i> e outros sistemas hidrotermais (Sillitoe, 2010).	49
Figura 15 - Modelo com os principais estágios de evolução da alteração hidrotermal e da deposição do ouro nos depósitos <i>high-sulfidation</i> , segundo Arribas (1995), onde: (A) Início da alteração argílica avançada dominada por vapor magmático, (B1) Absorção de vapor de	
Figura 16 - Distribuição global dos depósitos de pórfiro (Kirkham & Dunne, 2000, em Sinclair, 2007).....	52
Figura 17 - Ambientes geotectônicos de formação de sistemas do tipo pórfiro. (1) subducção em margem continental do tipo andino, (2) subducção em arcos de ilhas, (3) <i>rift</i> de retro-arco formado depois da interrupção da subducção, (4) <i>rift</i> intra-continental, (5) <i>rift</i> posterior à colisão continental (Sillitoe, 1980, em Pirajno, 1992).....	53
Figura 18 - Esquema da sequência das alterações hidrotermais em relação à paleoprofundidade e tempo de vida dos sistemas pórfiro de Cu. A sequência da alteração potássica para a argílica avançada é o resultado de um incremento da acidez e da queda da temperatura dos fluidos hidrotermais. Na figura pode-se observar também os principais sulfetos presentes em cada um dos tipos de alteração, associações essas indicativas da evolução do aumento do estado oxidação com a redução da temperatura (Sillitoe, 2010). .	55
Figura 19 - Padrão de zonamento alteração hidrotermais nos sistemas pórfiro de Cu, segundo Sillitoe (2010).	56
Figura 20 - Esboço geológico da área de estudo, modificado de Corrêa-Silva (2002).....	59
Figura 21 - Estratigrafia das rochas na área de estudo feito com base em descrição de testemunhos de sondagens rotativas diamantadas (Corrêa-Silva, 2002).....	63

Figura 22 - (A) Aspecto mesoscópico de primeira variedade de rocha com textura porfirítica, fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Notar o plagioclásio zonado (1), com substituição parcial por feldspato potássico metassomático róseo-castanhado (2); (B) Amostra mesoscópica pertencente a segunda variedade de rocha sendo característica dessa rocha a tonalidade vermelha consequência do metassomatismo potássico.	68
Figura 23 - Classificação petrográfica das rochas do embasamento no diagrama de Streckeisen (1976), com o Monzogranito A representado pelos círculos abertos e o Monzogranito B pelos círculos marrons preenchidos.	69
Figura 24 - Sequência de cristalização dos monzogranitos A (com maior conteúdo de biotita e hornblenda) e B (holeucocráticos).....	71
Figura 25 - Fotomicrografias com analisador cruzado. (A) Monzogranito A exibindo fenocristais de quartzo de 1 mm de diâmetro, parcialmente absorvido, com texturas granofíricas e mirmequita; (B) Monzogranito B, equigranular com fenocristais de quartzo e plagioclásio de que variam de 0,7 a 1 mm, com feldspato potássico hidrotermal intersticial; (C) Textura pertítica em feldspato potássico geminado; (D) Textura pertítica em feldspato potássico; (E) Bordas de reação em plagioclásio e geminação <i>Carlsbad</i> do feldspato potássico. Notar a textura granular intersticial de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio; (F) Textura granofítica e mirmequita (indicada pela seta) nas bordas de plagioclásio e feldspato potássico.	72
Figura 26 – Aspecto macroscópico do (A) Andesito basáltico verde-escuro, e (B) andesito cinza, ambos com estrutura maciça.....	73
Figura 27 - Classificação petrográfica dos litotipos acima descritos, segundo Streckeisen (1978).....	74
Figura 28 - Sequência de cristalização dos minerais nos andesitos e nos andesitos basálticos.....	75
Figura 29 - (A) Andesito basáltico (Fácies A) com de clinopiroxênio, hornblenda e plagioclásio evidenciando orientação por fluxo ígneo (fotomicrografia com analisador); (B) Andesito (Fácies B) constituído por plagioclásio, quartzo e esferulitos (fotomicrografia com analisador); (C) Texturas glomeroporfíricas de cristais de plagioclásio no andesito (fotomicrografia com analisador); (D) Andesito basáltico com anfibólio cloritizado (E) Texturas ofíticas entre os fenocristais de augita e plagioclásio em andesito basáltico (fotomicrografia com analisador); (F) Amígdalas nos andesitos, preenchidas por clorita, calcita e hematita no andesito (fotomicrografia com analisador).	76
Figura 30 - Aspecto comum dos riolitos porfiríticos: (A) Riolito com fenocristais de quartzo (seta) e megacristais de feldspato potássico com tonalidades vermelhas, de plagioclásio e quartzo. As partes mais claras são devidas à alteração sericítica fraca e as esverdeadas à alteração propilítica, ambas controladas por zonas de fraturamento irregular; (B) Riolito com forte alteração potássica metassomática e alteração sericítica com adulária em estilo fissural a pervasivo (seta).	77
Figura 31 - Classificação modal estimada dos riolitos da Sequência Inferior, segundo a proposição de Streckeisen (1978).....	79

Figura 32 - Fotomicrografias dos riolitos da Sequência Inferior em luz polarizada com filtro analisador: (A) Aspecto dos fenocristais de quartzo arredondados e parcialmente absorvidos por corrosão magmática; (B) Aspecto dos fenocristais de quartzo e dos megacristais de plagioclásio e feldspato potássico alterados para sericita; (C) Quartzo bipiramidal subeuhédrico com feições de absorção magmática; (D) Plagioclásio alterado e substituído por feldspato hidrotermal e pseudomorfos de anfibólio biotitizados e cloritizados. 79

Figura 33 - Sequência de cristalização dos minerais dos riolitos porfiríticos da Sequência Inferior..... 80

Figura 34 - Rochas vulcanoclásticas da Sequência Superior; (A) Tufos com fragmentos de cristais de feldspato potássico imersos em matriz criptocristalina, com fluxo, com zonas de silicificação (veio mais escuro); (B) Tufo com estrutura em fluxo e estrutura laminada. 81

Figura 35 - Aspectos microscópicos dos tufos félsicos da Sequência Superior: (A) Tufos finos constituídos principalmente por clastos quartzo bipiramidal a subeuhédricos (fotomicrografia com analisador); (B) Fragmentos de cristais de feldspato potássico parcialmente reabsorvidos magmativamente e com bordas de reação hidrotermal (fotomicrografia sem analisador); (C) Aspecto das deformações causadas pela compactação dos fragmentos de quartzo (fotomicrografia sem analisador); (D) Estrutura de fluxo ao redor de fragmento de quartzo (fotomicrografia com analisador). 82

Figura 36 - Fotomicrografias de amostras representativas dos tufos soldados da Sequência Superior, tomadas sem analisador: (A) Textura eutaxítica descontínua pela compactação do

Figura 37 - Detalhe dos leitos mais finos das brechas co-ignimbríticas, com fotomicrografias tomadas com analisador: (A) Fragmentos de cristais, principalmente na granulação *lapilli* em matriz tufacéa com fluxo; (B) Fragmentos de cristais de feldspato potássico, plagioclásio e biotita euhédricos, subeuhédricos e quebrados, com bordas hidrotermalizadas. 84

Figura 38 - Aspecto microscópico dos *Lapilli*-tufos de cristais da Sequência Superior: (A) Fragmento de cristal de quartzo bipiramidal com bordas de corrosão e plagioclásio subeuhédrico fortemente alterado para sericita e calcita (com analisador); (B) Fragmentos de vidro anguloso (com analisador); (C) Fragmentos de púmice *shard* sericitizados (sem analisador); (D) Fragmento de púmice *shard* com xenocristais de granada e fragmentos de quartzo (sem analisador). 85

Figura 39 - (A) Leito de tufitos intercalado nos arenitos vulcanoclásticos epiclásticos com leitos muito finos intercalados com leitos de granulação silte a areia (sem analisador); (B) Quartzo arenito epiclástico com arcabouço de cristais de quartzo arredondados a subarredondados com matriz argilosa pervasivamente sericitizada (com analisador); (C) Arenito arcoseano vulcanoclástico epiclástico com cristais de quartzo, feldspato e plagioclásio subeuhédrico a anguloso, com clastos de *chert* (sem analisador); (D) Ritmito com estratificação plano-paralela dada pela alternância de leitos de silte e leitos de areia muito fina (sem analisador); (E) Aspecto petrográfico do silexito de granulação ultrafina. Notar a vênula difusa de cristais de quartzo e sericita mais grossos, possivelmente de origem hidrotermal, bem como os finíssimos minerais opacos (sem analisador); (F) Silexito com sericita e/ou illita (sem analisador). 88

Figura 40 - Fotomicrografias de brechas de conduto ou hidrotermais com analisador: (A) Brechas de conduto com clastos angulosos de riolitos e cimento hematítico; (B) Brecha de conduto com clastos de riodacito subarredondados de quartzo em matriz tufácea.	89
Figura 41 - Classificação petrográfica dos dacitos intrusivos nas sequências vulcânicas no diagrama de Streckeisen (1978).	90
Figura 42 - Sequência de cristalização dos minerais ígneos e hidrotermais nos dacitos de diques.	91
Figura 43 - Aspectos petrográficos dos dacitos de diques: A) Textura glomeroporfírica de fenocristais de plagioclásio imersos em matriz microcristalina composta por plagioclásio (com analisador); (B) Fenocristal de plagioclásio alterado para sericita e caulinita em matriz microlítica (com analisador); (C) Cristais de quartzo bipiramidais parcialmente absorvidos e de plagioclásio em matriz muito fina (com analisador); (D) Cavidade miarolítica (1) preenchida por clorita e minerais opacos. Notar os cristalitos (2) e os esferulitos (3) parcialmente recristalizados na matriz (sem analisador).	92
Figura 44 - Classificação petrográfica das rochas estudadas, segundo Streckeisen (1976).	93
Figura 45 - (A) Pórfiro riolítico a riodacítico (Tipo A), com cristais de até 2 cm de feldspato potássico, com plagioclásio levemente saussuritizado; (B) Pórfiro riolítico do Tipo B, com cristais de até 0,5 cm de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, com fratura delgadas com quartzo posteriores à fratura com feldspatos avermelhados cristalizados pelo metassomatismo potássico.	93
Figura 46 - Sequência de cristalização de minerais ígneos e hidrotermais nos pórfiros dos tipos A e B.	94
Figura 47 - Fotomicrografias representativas dos pórfiros, todas tomadas com analisador, onde: (A) Pórfiro riodacítico (Tipo A) rico em biotita e hornblenda com tamanhos de grão até de 5,6 mm de largura. (B) Pórfiro riodacítico do Tipo B, com grãos de até 2,0 mm de comprimento; (C) Fenocristais de quartzo com bordas serrilhada e golfos de corrosão magmática e cristais de plagioclásio tabulares com geminação polissintética no pórfiro do Tipo B; (D) Fenocristal de feldspato potássico geminado em matriz fina no pórfiro do Tipo B; (E) Fenocristais de plagioclásio hidrotermalizados, com forte substituição por feldspato potássico no pórfiro do Tipo A; (F) Aglomerados de hornblenda e plagioclásio junto a fenocristal de plagioclásio imerso em uma matriz criptocristalina no pórfiro do Tipo A.	95
Figura 48 - Aspectos petrográficos do metassomatismo sódico em granitos e pórfiros, com fotomicrografias com analisador, onde: (A) Amostra do Monzogranito A com plagioclásio envolto por borda irregular de albita hidrotermal; (B) Amostra de pórfiro do Tipo A com fenocristais de feldspato potássico envolto em borda de albita hidrotermal; (C) Fenocristal de plagioclásio parcialmente substituído por albita hidrotermal cristalizada acretivamente à de exsolução; (D) Cristais de albita hidrotermal euhédrica formada nas bordas do plagioclásio ígneo.	97
Figura 49 - Aspectos mineralógicos e texturais das rochas afetadas pelo metassomatismo potássico, todas fotomicrografias feitas com analisador: (A) Biotita hidrotermal (BT) de	

coloração acastanhada e texturas radiadas em monzogranito A; (B) Biotita hidrotermal (BT) associada à ilmenita (ILM) e alterada para clorita em monzogranito A; (C) Fenocristal de plagioclásio magmático (PLG) invadido por feldspato potássico hidrotermal em monzogranito B (FKS); (D) Fotomicrografias (sem analisador). Feldspato potássico magmático substituído em estilo pervasivo por feldspato hidrotermal (FKS), onde pode-se notar seu aspecto túrbido em monzogranito A..... 98

Figura 50 - Aspectos petrográficos do metassomatismo potássico com: (A) Substituição de plagioclásio magmático (PLG) por microclínio (KFS) (com analisador); (B) Substituição de feldspato potássico magmático (KFS) por adulária (AD) e albita (AB) (com analisador); (C) Feldspato potássico hidrotermal substituindo fenocristal magmático (sem analisador); (D) Biotita hidrotermal (BT) em paragênese com microclínio (KFS) dentro de fenocristal de feldspato potássico magmáticos (com analisador)..... 99

Figura 51 - Aspectos da alteração propilítica em diversos litotipos onde: (A) Cloritização seletivamente pervasiva de biotita magmática em monzogranito A (com analisador); (B) Cloritização de biotita magmática e hidrotermal em monzogranito A (com analisador); (C) Cloritização semi-pervasiva de biotita magmática em monzogranito A; (D) Clorita, calcita e calcopirita preenchendo fraturas em monzogranito B (sem analisador); (E) Adulária em paragênese com calcita, calcopirita e albita preenchendo fraturas em monzogranito B (com analisador); (F) Cloritização de biotita e infiltração de clorita em fraturas de fenocristal de feldspato potássico em monzogranito A (com analisador). 101

Figura 52 - Aspectos das texturas e associações minerais formada pela alteração propilítica onde: (A) Anfibólios cloritizados em andesito basáltico (sem analisador); (B) Amígdalas preenchidas por clorita e quartzo em andesito basáltico (sem analisador); (C) Pseudomorfos de anfibólio biotitizados e cloritizados em riolito porfirítico (com analisador); (D) Clorita em fraturas posteriores à alteração sericitica em riolito porfirítico (sem analisador); (E) Amígdalas preenchidas por calcita e quartzo em rochas vulcanoclásticas (com analisador); (F) Epidoto acompanhado de leve silicificação rochas vulcanoclásticas (com analisador). 102

Figura 53 - Texturas e mineralogia da alteração propilítica naos dacitos onde: (A) Clorita preenchendo cavidades miarolíticas (com analisador); (B) Clorita em fraturas (com analisador); (C) Biotita fortemente alterada para clorita (com analisador) (D) Imagem de elétrons retro-espalhados obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV) mostrando biotita substituída por clorita e rutilo; (E) Associação de calcita com muscovita na parte inferior da foto e na parte superior biotita cloritizada junto a cristal de muscovita (com analisador) (F) Vênulas de calcita placóide (com analisador). 104

Figura 54 - Espectros EDS figura 46D (A) EDS ponto 1 neoformação de Rutilo. (B) EDS ponto 2 neoformação de Rutilo (C) EDS ponto 3 Biotita cloritizada (D) EDS ponto 4 Biotita cloritizada. 105

Figura 55 - Aspectos característicos da alteração sericitica, sendo em: (A) Sericita substituindo plagioclásio magmático em monzogranito; (B) Amígdalas preenchidas por sericita e quartzo em andesito basáltico; (C) Fratura preenchida por sericita associada a clorita e quartzo, matriz e fenocristal de plagioclásio alterados para sericita em andesito; (D) Riodacito fortemente alterados para sericita na matriz e fenocristais. Observar o enriquecimento de pirita euhedral a subeuhedral; (E) Alteração sericitica fissural em vênulas

de sericita com quartzo, pirita e calcopirita, posterior à alteração sericítica pervasiva; (F) Púmice *shard* e matriz tufácea alterada para sericita. Fotomicrografias com analisador.... 107

Figura 56 - Aspectos característicos da alteração sericítica, sendo em: (A) Matriz com sericita nos arenitos vulcanoclásticos epiclásticos; (B) Amígdalas preenchidas por clorita, biotita e sericita em rocha vulcanoclástica félsica; (C) Vênula preenchida por quartzo, sericita e adulária em rocha vulcanoclástica félsica; (D) Alteração sericítica pervasiva em matriz de dacito; (E) Alteração fortemente pervasiva em riolito da fácies B; (F) Estilo fissural de alteração sericítica associada à fluorita em vênula em pórfiro. Fotomicrografias com analisador 108

Figura 57 - (A) Aspecto mesoscópico de riolito afetados pela alteração argílica. (B) Fotomicrografia de amostra de riolito com caulinita como mineral de alteração de micróclitos de plagioclásio da matriz. 109

Figura 58 - Difratoograma de raios X em argilo-minerais da amostra de riolito FV6-1-22, que possibilita a identificação de illita (cor azul) e caulinita (cor rosa)..... 109

Figura 59 - Texturas e características essenciais dos minerais opacos luz refletida sendo: A) Magnetita (MGT) euhédricas a subeuhédricas inclusas nos fenocristais de plagioclásio no monzogranito; (B) Magnetita com inclusões de calcopirita (CCP) em andesito..... 110

Figura 60 - Características texturais de óxidos associados à alteração hidrotermal nos pórfiros: (A) Magnetita (MGT) hidrotermal associada à biotita hidrotermal cloritizada em luz refletida no pórfiro A; (B) Magnetita hidrotermal associada à biotita hidrotermal cloritizada em luz transmitida e com analisador no pórfiro A; (C) Imagem de elétrons retro-espalhados obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV) de magnetita (1) com exsoluções de ilmenita (2) em textura *trellis* no pórfiro A; (D) Imagem de elétrons retro-espalhados obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV) de biotita hidrotermal cloritizada (1) com ilmenita (2) exsolvida associada no pórfiro B. 111

Figura 61 - Espectros EDS de minerais de alteração hidrotermal: (A) Magnetita do ponto 1 na Figura 60C; (B) Ilmenita do ponto 2 na Figura 60C; (C) Biotita cloritizada do ponto 1 na Figura 60D; (D) Ilmenita do ponto 2 na Figura 58D..... 112

Figura 62 - Aspectos texturais da pirita hidrotermal no riolito: (A) Pirita (PY) framboidal associada à alteração sericítica em Luz refletida; (B) Idem anterior, com analisador; (C) Calcopirita (CCP) subeuhédrica e ilmenita (ILM) lamelar em luz refletida; (D) Idem anterior, com analisador; (E) Pirita (PY) com inclusões de calcopirita (CP) em veio de quartzo com sericita em luz refletida; (F) Idem anterior, com analisador. 113

Figura 63 - Aspectos texturais de minerais de minério sendo: (A) Imagem de elétrons retro-espalhados obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV) de calcopirita (CCP) com exsolução de esfalerita e inclusões de galena dentro da pirita (PY) no riolito; (B) Imagem de elétrons retro-espalhados obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV) de inclusões de galena com bismuto e telúrio em grãos de pirita no pórfiro B; (C) Molibdenita (MLB) placóide em luz refletida no riolito; (D) Idem, com analisador; (E) Ouro nativo em concentrado de minerais pesados em tufo félsico sericitizado e argilizado; (F) Detalhe da amostra anterior..... 114

Figura 64 - Espectros EDS de: (A) Esfalerita com inclusões de prata do ponto 1 na Figura 63A; (B) Galena com cromo do ponto 2 na Figura 63A; (C) Galena inclusa em pirita no ponto 1 na Figura 63B; (D) Galena com bismuto e telúrio inclusa em pirita no ponto 2 na Figura 63B.	115
Figura 65 - Diagrama de Nachit <i>et al.</i> (2005) para discriminação da biotita primária e secundária do Monzogranito A.	116
Figura 66 - Fotomicrografias em com analisador da biotita do Monzogranito A: (A) Biotita magmática (BT); (B) Biotita hidrotermal (BT); (C) Biotita muscovitizada, com relíquias de biotita magmática no núcleo; (D) Biotita fortemente cloritizada (BT); (E) Clorita (CHL) produto de alteração hidrotermal propilítica pervasiva; (F) Clorita (CHL) produto de alteração hidrotermal propilítica que a cristalizou nas fraturas dos feldspatos. Os pontos 1, 2 e 3 correspondem a análises feitas em MSE.	117
Figura 67 - Diagramas da composição química da biotita do Monzogranito A onde: (A) Al_2O_3 versus MgO ; (B) Al_2O_3 versus FeO^* ; (C) MgO versus FeO^* ; (D) K_2O versus TiO_2/Al_2O_3	118
Figura 68 - Diagramas da composição da biotita do Monzogranito A com: (A) TiO_2 versus FeO^* ; (B) Al_2O_3 versus TiO_2 ; (C) CF versus CCl ; (D) CF versus $Mg/(Fe+Mg)$	119
Figura 69 - Composição da biotita primária e da biotita secundária dos pórfiro no diagrama discriminante de Nachit <i>et al.</i> (2005).	120
Figura 70 - Diagramas mostrando a variação composicional da biotita dos pórfiros. (A) Al_2O_3 versus MgO ; (B) Al_2O_3 versus FeO^* ; (C) MgO versus FeO^* ; K_2O versus TiO_2/Al_2O_3	122
Figura 71 - Diagramas mostrando a variação composicional da biotita dos pórfiros. (A) TiO_2 versus FeO^* ; (B) Al_2O_3 versus TiO_2 ; (C) CF versus CCl ; (D) CF versus $Mg/(Fe+Mg)$	123
Figura 72 - Diagramas classificatórios e de variação composicional da clorita hidrotermal do Monzogranito A: (A) Diagrama de Hey (1954); (B) Al_2O_3 versus MgO ; (C) Al_2O_3 versus FeO^* ; (D) MgO versus FeO^*	124
Figura 73 - Diagramas mostrando a composição da clorita de alteração hidrotermal do Monzogranito A. (A) K_2O versus TiO_2/Al_2O_3 ; (B) TiO_2 versus FeO^* ; (C) CF versus CCl ; (D) CF versus $Mg/(Fe+Mg)$	125
Figura 74 - Diagrama Ab–Or–An com as composições dos feldspatos dos monzogranitos.	127
Figura 75 - Fotomicrografias em com analisador de: (A) Plagioclásio (PG) do Monzogranito A com texturas e exsolução; (B) Plagioclásio (PG) de composição albitica alterado a adularia (AD) e feldspato potássico (FK) hidrotermal no riolito porfirítico; (C) Feldspato potássico (FK) e adularia hidrotermal (AD) alterando fortemente cristal de feldspato ígneo no riolito porfirítico; (D) Oligoclásio (PG) com texturas de exsolução no Pórfiro A.	128
Figura 76 - Diagrama Ab–Or–An mostrando as composições dos feldspatos do riolito porfirítico com tendências a composições riodacíticas.	128

Figura 77 - Diagrama Ab–Or–An exibindo as composições dos feldspatos dos pórfiros riolíticos com tendências riodacíticas.	129
Figura 78 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão a amostra R13P30 – Monzogranito A. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	133
Figura 79 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra R13P30 – Monzogranito A.	134
Figura 80 - Imagem de cátodo-luminescência em MEV de cristais de zircão da amostra FV6-1-60 – Monzogranito B. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	135
Figura 81 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra FV6-1-60 – Monzogranito B. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	136
Figura 82 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão da amostra FV6-1-25 – Riolito porfirítico com tendências a composições riodacíticas. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	137
Figura 83 - Diagrama da concórdia U–Pb para a amostra FV6-1-25 – Riolito porfirítico com tendência riodacítica. Os círculos de vermelho correspondem aos <i>spots</i> usados para cálculo da idade. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	138
Figura 84 - Imagem de cátodo-luminescência o em MEV de cristais de zircão da amostra X2-2-2. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	139
Figura 85 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão da amostra FV6-2-24. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	139
Figura 86 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão da amostra FV6-2-36. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	140
Figura 87 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ da amostras de tufo de cristais X2-2-2.	140
Figura 88 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para o tufo FV6-2-24.	141
Figura 89 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para arenito vulcanoclástico epiclástico FV6-2-36.	141
Figura 90 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão da amostra X2-11-3. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	142
Figura 91 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão da amostra X2-11-5. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	143
Figura 92 - Diagrama da concórdia U–Pb para a amostra do Pórfiro A X2-11-3.	144
Figura 93 - Diagrama da concórdia U–Pb para a amostra do Pórfiro A X2-11-5.	144
Figura 94 - Caráter subalcalino das rochas estudo discriminadas segundo o diagrama TAS de Irvine & Baragar (1971).	148

Figura 95 - Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) indicando o caráter cálcio-alcálico das rochas intermediárias e félsicas na área estudada, independentemente das suas idades. Símbolos na legenda da Figura 93.	151
Figura 96 - Diagrama K ₂ O versus SiO ₂ de Peccerillo & Taylor (1976) para o conjunto das rochas estudadas. Símbolos na legenda da Figura 93.....	151
Figura 97 - Diagrama de saturação de alumina (ISA) para as rochas estudadas, evidenciando serem as rochas intermediárias metaluminosas e as félsicas metaluminosas a peraluminosas. Símbolos na legenda da Figura 93.	152
Figura 98 - Diagramas de classificação de rochas plutônicas segundo as propostas de: (A) Cox <i>et al.</i> (1979); (B) De La Roche <i>et al.</i> (1980); (C) Middlemost (1994).	153
Figura 99 - Diagramas de classificação para rochas vulcânicas de: (A) Cox <i>et al.</i> (1979); (B) De La Roche <i>et al.</i> (1980); (C) Le Bas <i>et al.</i> (1986).	154
Figura 100 - Diagramas de Harker para os elementos maiores para o conjunto das rochas desse estudo.	158
Figura 101 - Diagramas de variabilidade dos teores dos elementos menores e traços em relação ao SiO ₂ para as rochas em estudo.	160
Figura 102 - Diagramas de variabilidade dos teores dos elementos menores e traços em relação ao SiO ₂ para as rochas em estudo.	161
Figura 103 - Diagrama de elementos terras raras das rochas de estudo, normalizados segundo o condrito de Nakamura (1974).	163
Figura 104 - Diagrama de elementos terras raras para amostras do Monzogranito B, Pórfiro B e riolito pórfítico, normalizados segundo o condrito de Nakamura (1974).	164
Figura 105 - Diagrama de elementos terras raras para amostras do Monzogranito A, andesito basáltico, andesito e tufos, normalizados segundo o condrito de Nakamura (1974)	164
Figura 106 - Diagramas de multielementares das rochas de estudo, normalizados para o MORB de Pearce (1983).	165
Figura 107 - Diagramas de discriminação tectônica Pearce <i>et al.</i> (1984) onde o círculo aberto corresponde ao Monzogranito A, os fechados ao Monzogranito B, ORG = granitos de cadeia oceânica, WPG = granitos intraplaca, VAG = granitos de arco vulcânico e syn-COLG = granitos sin-colisionais.....	166
Figuras 108 - Diagramas de discriminação de granitos tipo A dos tipo I e S de Whalen <i>et al.</i> (1987), onde, o círculo aberto corresponde ao Monzogranito A, os fechados ao Monzogranito B.....	167
Figura 109 - Diagramas de discriminação tectônica para as rochas de estudo, segundo Schandl & Gorton (2002). Margens continentais ativas (ACM), zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), basaltos intraplaca (WPB).	168

Figura 110 - Comparação dos padrões de ETR entre os monzogranitos e as unidades Cuiú-Cuiú, Creporizão, Parauari e Maloquinha. (A) Suite Intrusiva Cuiú-Cuiú e monzogranitos A e B; (B) Suite Intrusiva Creporizão e monzogranitos A e B; (C) Suite Intrusiva Parauari I e monzogranitos A e B; (D) Suite Intrusiva Parauari II e monzogranito A e B; (E) Suite Intrusiva Maloquinha e monzogranitos A e B. Diagramas normalizados segundo Nakamura (1974).

..... 170

Figura 111 - Comparação dos padrões ETR das rochas estudadas com as rochas vulcânicas das formações Bom Jardim e Salustiano e da Suite Intrusiva Parauari. (A) Dique de andesito indiferenciado com andesito e andesito basáltico; (B) Rochas da Formação Bom Jardim com andesito, andesito basáltico, dacito, riolito e pórfiros; (C) Rochas da Formação Salustiano com riolito porfirítico e pórfiros. Diagramas normalizados segundo Nakamura, 1974.

..... 171

Figura 112 - Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Muller & Groves (1993) com os monzogranitos A e B e amostras das das suites intrusivas Cuiú-Cuiú, Creporizão, Parauari e Maloquinha.

..... 172

Figura 113 - Diagramas discriminantes de ambiente tectônico Muller & Groves (1993) para os riolitos porfiríticos, pórfiros, riolitos, tufos andesitos, andesitos basálticos e dacito de dique com andesitos de diques indiferenciados e com amostras das formações Bom Jardim e Salustiano.

..... 172

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resumo das unidades geológicas da Província do Tapajós. 20

Tabela 2. Características da alteração hidrotermal (Pirajno 2009, Sillitoe 2010). 34

Tabela 3. Características gerais dos sistemas epitermais (White & Hedenquist, 1990; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003). 43

Tabela 4 - Classificação de sistemas tipo pórfiro baseados em metais dominantes,

Tabela 5 - Mineralogia dos diferentes sistemas tipo pórfiro, segundo Sinclair (2007). 54

Tabela 6 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Tapajós. 58

Tabela 7 - Análises químicas representativas da biotita do Monzogranito A e dos pórfiros. 121

Tabela 8 - Análises representativas da clorita do Monzogranito A. 126

Tabela 9 - Análises representativas de feldspato potássico e plagioclásio dos monzogranitos. 130

Tabela 10 - Análises representativas de feldspato e plagioclásio dos pórfiros e riolitos porfiríticos. 131

Tabela 11 - Síntese das idades obtidas e de suas correlação as unidades geológicas da Província Mineral do Tapajós. 147

Tabela 12 - Dados litoquímicos.	149
Tabela 13 - Resumo de idades U-Pb das rochas estudadas.	159

INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (Santos, 1981; Silva, 1984; Faraco *et al.*, 1997) ou Província Mineral do Tapajós (Delgado *et al.*, 1995, em Vasquez *et al.*, 1996), localiza-se na porção centro-sul do Cráton Amazônico. Essa província tem sido objeto de estudos metalogenético e de trabalhos de prospecção mineral diversos devido à suas grandes produção de ouro por garimpeiros em depósitos aluvionares e coluvionares, que pode ter alcançado < 800 t., segundo estimativas não oficiais (Faraco *et al.*, 1997, Santos *et al.*, 2001). Devido à importância econômica dessa produção, novos levantamentos geológicos tem sido feitos desde a década de 90, o que tem propiciado uma melhoria significativa do entendimento da gênese das mineralizações primárias de ouro na província. Dentre esses trabalhos, podem ser citados os de Robert (1996), Coutinho *et al.* (1998), Dreher *et al.* (1998), Jacobi (1999), Klein (1999), Rosa Costa & Carvalho (1999) e Santos *et al.* (2001), os quais descrevem mineralizações auríferas do tipo *lode gold* orogêncio, *intrusion-related*, pórfiros e epitermais. De modo geral essas mineralizações apresentam estreita relação genética com granitos do evento magmático *sensu lato* Uatumã (Coutinho *et al.*, 1998). Alguns estudos mais recentes tem também caracterizado extensas zonas de alteração hidrotermal e mineralizações de ouro, cobre e molibdênio associadas aos sistemas tipo epitermais *high-* e *low-sulfidation* e do tipo pórfiro na província, o que sugere que a denominação Província Mineral do Tapajós de Delgado *et al.* (1995, em Vasquez *et al.*, 1996) pode ser a mais apropriada, já que não somente ouro tem sido identificado. Essas mineralizações magmáticas-hidrotermais se vinculam geneticamente a vulcões anelares do Grupo Iriri e pórfiros de ~1,88 Ga, formados em caldeiras vulcânicas (*ash flow calderas*) (Nunes, 2000; Juliani *et al.*, 2005; Corrêa-Silva, 2001; Juliani *et al.*, 2002; 2005; Echeverri-Misas, 2010).

A Província Mineral do Tapajós é consideradas como geradas por orogenias oceano-continente sucessivas (Santos *et al.*, 2000; 2001), que resultaram na formação da sequência vulcano-sedimentar do Grupo Jacaeranga (~ 2,1 Ga) (Ferreira *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000) e dos arcos magmáticos definidos pelo Complexo Cuiú-Cuiú (~ 2,01 Ga), pela Suite Intrusiva Creporizão (1,97–1,95 Ga), pelo Tonalito Rio das Tropas (~1,90 Ga) (Santos *et al.*, 2000), e pela Suite Intrusiva Parauari (~1,88 Ga) (Quadros *et al.*, 1999; Ricci *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2000; Bahia & Quadros, 2000; Ferreira *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000; Vasquez & Klein, 2000; Santos *et al.*, 2001). Os granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Maloquinha (Dall' Agnol *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2000; Klein & Vasquez, 2000) e correlatos de 1,88 a 1,87 Ga cortam as unidades previamente citadas. Depósitos marinhos e fluviais sin- a pós-vulcanismo e corpos de rochas máficas de diversas idades são comuns na região.

O magmatismo com idades entre ~1,89 e 1,87 Ga é geralmente considerado como sendo anorogênico do tipo A e seu componente vulcânico constituiria as formações Salustiano e Aruri do Grupo Iriri. Entretanto, rochas félsicas e intermediárias cálcio-alcálicas de idade semelhante também são comuns na Província, bem como os andesitos da Formação Bom Jardim, indicando que as rochas atribuídas ao evento Uatumã incluem rochas de diferentes afinidades geoquímicas.

Dessa forma, Juliani *et al.* (2005) consideraram que o termo Grupo Iriri deveria ser restringido às unidades cálcio-alcálicas, incluindo nesse a Formação Bom Jardim, enquanto que as rochas alcálicas poderiam ser agrupadas na Formação Moraes Almeida (Lamarão *et al.*, 1999; 2002). O Grupo Iriri, como redefinido, teria sua gênese relacionado a complexos de caldeiras vulcânicas formadas no final do evento magmático Parauari, enquanto que o magmatismo anorogênico seria predominantemente fissural (Juliani & Fernandes, 2010).

Nessa Província tem sido também identificadas vulcânicas cálcio-alcálicas mais antigas (~2,0 Ga), nomeadas como Formação Vila Riozinho por Lamarão *et al.* (2002).

Assim, a caracterização dos tipos de magmas gerados no evento Uatumã, como os possíveis processos de hibridização e contaminação são de grande importância no entendimento do seu ambiente tectônico de geração, o que pode contribuir para melhor elaboração de modelos tectônicos para porção sul do Cráton Amazônico.

Além da grande importância para a comunidade científica, o entendimento da gênese dos sistemas auríferos magmáticos-hidrotermais paleoproterozóicos, reveste-se de importância econômica, face ao potencial que a região pode apresentar para ocorrência de depósitos epitermais e do tipo pórfiro de metais preciosos e de base.

Deste modo, esta dissertação é parte dos estudos que estão sendo desenvolvidos no IGUSP para a caracterização do vulcanismo paleoproterozóico, de sua gênese em caldeiras vulcânicas e das mineralizações magmático-hidrotermais associadas. Os estudos em desenvolvimento estão baseados na caracterização litoestratigráfica, petrogenética e metalogenética, os quais contribuirão com novos dados para a separação das diferentes unidades vulcânicas que compõe o evento Uatumã e na definição do ambiente tectônico no qual essas unidades se formaram. A continuidade da caracterização dos sistemas hidrotermais na província são imprescindíveis para definição do potencial metalogenético na Província Mineral do Tapajós, o que se constitui num dos objetivos desse mestrado.

1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de pesquisa localiza-se na parte sul do Cráton Amazônico, entre os rios Tapajós e Jamanxim, no estado de Pará (**Fig. 1**), em uma região de acesso relativamente fácil para os padrões amazônicos.

Figura 1 - Imagem de satélite com localização área da pesquisa. O círculo amarelo indica a localização de uma mineralização *low-sulfidation* e área de estudos situa-se ao redor dessa mineralização. O rio à direita do círculo é o Jamanxim.

2 OBJETIVOS

O principal objetivo desta pesquisa é contribuir com o estudo de gênese e da metalogênese das vulcânicas paleoproterozóicas do evento Uatumã da parte sul do Cráton Amazônico e, em especial, da alteração hidrotermal *low-sulfidation* e do tipo pórfiro mineralizados em Cu, Mo e Au na Província Mineral do Tapajós. Os objetivos específicos desta pesquisa são:

1. Desenvolvimento de estudos petrográficos para a caracterização dos diferentes litotipos de rochas vulcânicas e plutônicas que hospedam a mineralização, visando ao reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões, presença de inclusões, exsoluções e substituições, estruturas, bem como suas relações de equilíbrio como outras fases.
2. A compressão dos processos hidrotermais, com base na descrição das assembleias pós-magmáticas e das suas relações com os diferentes tipos de sistemas hidrotermais.
3. A caracterização da composição química das fases minerais magmáticas e pós-magmáticas por microsonda eletrônica e microcopia eletrônica de varredura,
4. Desenvolvimento de estudos litogeoquímicos, com o intuito de compreender a natureza e afinidade tectono-magmática e as séries magmáticas.
5. Datar os principais litotipos por U–Pb em zircão (SHRIMP II), objetivando-se na

determinação das idades de cristalização para melhorar a separação e estratigrafia das unidades desta região.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos propostos seguiu-se o plano de trabalho exposto na **Figura 2**.

Figura 2 - Esquema de plano de trabalho utilizado para o presente estudo.

3.1 Materiais

Para lançamento de pontos e amostragem e para os levantamentos de campo estão sendo utilizadas imagens de satélite LANDSAT, mapas topográficos e os mapas geológico em 1:1000.000 do Projeto RadamBrasil (Folha SB-21 - Tapajós) e do PROMIN–TAPAJÓS.

3.2 Métodos

a) Levantamentos Bibliográficos

A revisão bibliográfica foi feita utilizando-se o acervo da biblioteca do IGUSP e aos sistemas de buscas de dados, fornecidos pelo sistema integrado da Biblioteca da Universidade de São Paulo (SiBi/USP), incluindo as bases de dados DEDALUS, SCIELO, ERL, ProBe, *Web of Science* e pelo portal CAPES.

As referências bibliográficas incluem artigos e teses sobre temas geológicos regionais e locais, processos hidrotermais e metalogenia associadas às mineralizações de ouro e de metais base, assim como obtenção de informação sobre os processos de

formação dos sistemas vulcano–plutônicos. Foram feitas buscas sobre a gênese de rochas piroclásticas e sobre os tipos de minerais de alteração, como as diferentes classificações usadas para sua caracterização. Também foram estudadas referências bibliográficas de diferentes tipos de depósitos semelhantes ao estudado para ter uma base de comparação como os existentes no oeste dos Estados Unidos, México e nos Andes.

b) Levantamento de campo e amostragem

Duas etapas de campo e algumas visitas foram feitas pelo orientador nas áreas das mineralizações *high-* e *low-sulfidation* na Província Mineral do Tapajós, desde 2008, resultado numa coleção com amostras suficientes para continuidade da maior parte do trabalho. Uma etapa de campo de 15 dias foi feita pela aluna numa área próxima à mineralização em estudo, mas esses dados não foram incluídos nesse trabalho.

c) Petrografia

A partir de estudos mesoscópicos, foram selecionadas 40 amostras representativas das rochas vulcânicas e subvulcânicas para petrografia microscópica, bem como das rochas hidrotermalizadas.

No estudo de lâminas delgadas foram feitas descrições mineralógicas detalhadas e análises texturais visando a: (a) o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões, presença de inclusões, intercrescimentos (exsolução e substituição), estruturas (se deformadas ou não), bem como suas relações de equilíbrio com outras fases presentes; (b) caracterização de paragêneses magmáticas e hidrotermais; (c) estado de equilíbrio (se alteradas ou não); (d) identificação de cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos de origem vulcanoclástica; (e) identificação dos minerais acessórios e de do minério. Esses estudos foram feitos com o acompanhamento das seguintes obras: Williams *et al.* (1962), Uytenbogaardt *et al.* (1971), Fisher & Schmincke (1984), Mackenzie & Guilford (1982), Smith & Brown (1988) e McPhie *et al.* (1993).

d) Química mineral por MSE e MEV

As análises de química mineral em microsonda eletrônica foram feitas em seis lâminas delgadas, nas quais foram selecionados minerais magmáticos e hidrotermais. As análises foram feitas em microsonda JEOL, modelo JXA 8600 *Superprobe* do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP. A técnica de espectrometria por dispersão de comprimento de onda WDS foi usada, com voltagem de aceleração de 15 kv, corrente ~20,10 nA e diâmetro de feixe de 5 µ. As análises de

feldspatos foram feitas com as mesmas condições, mas com diâmetro de feixe de 10 μ .

As análises semi-quantitativas de minerais do minério foram feitas em nove lâminas por microscopia eletrônica de varredura (MEV) LEO 430i com EDS (*Energy Dispersive System*) acoplada, do laboratório de microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UNICAMP e no microscópio eletrônico de varredura, marca LEO 440i com EDS acoplada, do laboratório de microscopia do Instituto de Geociências da USP.

e) Difração de raios X

A identificação de minerais por difração de raios X foi feita para complementação da identificação petrográfica de minerais e de alguns argilo-minerais comuns em algumas fácies da alteração hidrotermal. O difratômetro utilizado foi um SIEMENS, modelo D5000, do laboratório de DRX do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP. As análises foram realizadas utilizando-se ânodo de $\text{CuK}\alpha$ com a tensão de 40 kv e corrente de 40 μA . Os intervalos de 2θ medidos, variaram de 3-65 2θ , com passo de 0,05 $2\theta/\text{s}$ /passo.

As interpretações foram feitas pelo *software* Diffacat Plus, utilizando o banco de dados *Powder Diffraction*, set1-45, de 1995 (<http://www.icdd.com>).

f) Litoquímica

Com base à classificação petrográfica foram selecionadas dezoito amostras dos diferentes litotipos, nos quais se analisaram elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5), elementos menores (Ag, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cu, Cs, Cr, F, Hg, Ga, Hf, Mo, Nb, Ni, Pb, Sb, Se, Rb, Sn, Sr, Ta, Tl, U, V, Y, Zn e Zr), traço (Cr, Ni, K, Rb, Ba, Sr, Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, P e Th) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu). Os elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES e os traço, incluindo terras raras, por ICP-MS. Todas as análises foram realizadas no *Activation Laboratories Ltd* (Ontário, CANADÁ).

g) Geocronologia

Após os estudos petrográficos foram selecionadas onze amostras de diferentes litotipos, das quais somente oito amostras possuíam zircão suficiente para geocronologia. As datações foram precedidas pelo estudo em cátodo-luminescência para determinação de sobrecrecimento, dissolução e para identificação de possíveis núcleos herdados.

As análises foram feitas em SHRIMP II (*Sensitive High Resolution Ion Micro-Probe*) no laboratório de geocronologia do Instituto de Geociências da USP. As razões isotópicas foram obtidas pela interpolação de cinco ciclos de análises. A referência TEMORA 1 de

zircão ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 416,75 \pm 0,24 \text{ Ma}$; Black *et al.*, 2003) foi medida a cada 4 análises desconhecidas. A abundância de U, Th e Pb, como os razões do isótopo de Pb foram normalizados usando o zircão padrão SL13 (U = 238 ppm). Já o Pb foi corrigido utilizando a medida ^{204}Pb no modelo para isótopos de Pb proposto por Stacey & Kramer (1975). As idades de intercepto e as avaliações foram calculadas usando o *software* ISOPLOT/Excel 3.0 (Ludwig, 2003).

4 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA

4.1 Geologia da Província Mineral do Tapajós

A Província Mineral do Tapajós localiza-se na porção central do Escudo Brasileiro, na parte sul do Cráton Amazônico, aproximadamente no limite entre as províncias geocronológicas Ventuari–Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999) ou Tapajós–Parima (Santos *et al.*, 2000) e Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 1999) (**Fig. 3**). Sua porção oeste e sudoeste situa-se na Província Ventuari–Tapajós e o restante se encontra na província geocronológica Amazônia Central, de idade arqueana, mas intensamente retrabalhada, invadida por granitos e recoberta por vulcânicas do evento magmático Uatumã (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000).

As unidades litoestratigráficas (**Fig. 4**) da Província Mineral do Tapajós foram definidas por Silva *et al.* (1974), Almeida *et al.* (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira *et al.* (2000), Klein & Vasquez (2000) e Santos (2000; 2001), os quais sugerem uma evolução tectônica associada a orogenias oceano–continente, com subducção de sudoeste para nordeste, que resultaram na formação de diversos arcos magmáticos (Santos *et al.*, 2000, 2001). As unidades vulcânicas intermediárias e félsicas cálcio-alcálinas dos grupos Vila Riozinho e Iiri, nesse contexto, são correlacionadas, respectivamente, aos arcos magmáticos Cuiú–Cuiú e Parauari, ao final do qual se seguiu o vulcanismo anorogênico do Tipo A da Formação Moraes Almeida (ou do Uatumã *strictu sensu*) e as intrusões graníticas da Suite Maloquinha e unidades correlatas.

As unidades orogênicas mais antigas da Província Mineral do Tapajós (PMT) são compostas pelo Grupo Jacareacanga (~2,10 Ga - idade de zircão detrítico), constituído por uma sequência vulcano–sedimentar metamorfisada em baixo grau, e pelo arco magmático Cuiú–Cuiú (~2,01–1,90 Ga), representado pelos granodioritos, tonalitos, migmatitos, gnaisses e anfibolitos do Complexo Cuiú–Cuiú (Santos *et al.*, 2000). Seguem-se estratigraficamente granodioritos, tonalitos e granitos da Suite Intrusiva Creporizão (1,97–1,90 Ga), à qual seguiu-se a formação das rochas da Suite Intrusiva Parauari (~1,92–1,88 Ga), ambas consideradas como originadas em arcos magmáticos, e as rochas máficas da

Suite intrusiva Ingarana (1,89 Ga) (Quadros *et al.*, 1999). Sobre essas unidades distribuem-se as rochas tardi- a pós-orogênicas do Grupo Iriri (~1,88 Ga), que por sua vez são invadidas por granitos anorogênicos da Suite Intrusiva Maloquinha. O Grupo Iriri e Suite Intrusiva Maloquinha são consideradas por Almeida *et al.* (2000) e Klein & Vasquez (2000) como rochas do Grupo Uatumã. Rochas sedimentares proterozóicas e fanerozóicas de ambientes fluviais e marinho raso completam a estratigrafia da província.

Figura 3 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo (A) Tassinari & Macambira (1999) e (B) Santos (2003), incluindo os domínios tectônicos das províncias Tapajós–Parima e Amazônia Central (modificado de Vasquez *et al.*, 2008b).

Figura 4 - Mapa geológico da Província Mineral do Tapajós (Bahia & Quadros, 2000), incluindo os limites entre as províncias definidos por Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000), com a localização do Granito Batalha (1), da mineralização de Au epitermal *high-sulfidation* (2), da mineralização de Cu–Mo–(Au) epitermal *low-sulfidation* e do tipo pórfiro (3) e o pórfiro de Au–(Cu) da Mina do Palito (4).

As principais unidades da PMT são adiante descritas:

4.1.1 Grupo Jacareacanga

O Grupo Jacareacanga é formado por rochas de baixo grau metamórfico. Foi inicialmente considerado como pertencente ao Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974) ou à Suite Metamórfica Cuiú-Cuiú (Andrade *et al.*, 1978). Posteriormente Melo *et al.* (1980) definiram essa unidade como Suite Metamórfica Jacareacanga, redefinida como Grupo Jacareacanga por Ferreira *et al.* (1997).

Litologicamente o grupo consiste predominantemente de mica-quartzo xistos e mica-quartzo-feldspato xistos, com talco xistos, *metacherts*, quartzitos micáceos e ferruginosos, e metaturbiditos subordinados e, mais raramente, metabasaltos. *Hornfels* ocorrem nas proximidades de corpos de granitóides, predominantemente os da Suite Intrusiva Parauari (Coutinho, 2008).

A idade obtida por estudos geocronológicos em zircão detrítico de amostras de metaturbiditos feitos de Santos *et al.* (1997; 2000) resultaram em idades U–Pb de 2.098 a

2.125 Ma, indicando o período máximo da sedimentação.

4.1.2 Complexo Cuiú-Cuiú

As rochas deste complexo foram originalmente correlacionadas ao Complexo Xingu por Santos *et al.* (1975). Posteriormente foram denominadas como Grupo Cuiú-Cuiú por Pessoa *et al.* (1977) e como Suite metamórfica Cuiú-Cuiú por Andrade *et al.* (1978). Almeida *et al.* (1998a) propôs o nome Complexo Cuiú-Cuiú a essa unidade, uma vez que ocorreriam associadas aos granitóides não deformados rochas de alto grau metamórfico.

Litologicamente consistem de granodioritos e tonalitos predominantes, com monzogranitos, dioritos, anfibolitos e gnaisses de composição variada subordinados. Localmente ocorrem corpos de alaskito e veios de trondhjemito nas rochas menos evoluídas. Quimicamente os gnaisses desta unidade variam de metaluminosos a peraluminosos de filiação cálcio-alcálica (Almeida *et al.*, 2000).

Santos *et al.* (1997) obtiveram idades de 2.006 Ma U–Pb em rochas dessa unidade e Santos *et al.* (2000) datação em zircão de tonalitos que resultaram em idade de 2.011 ±23 Ma.

4.1.3 Formação Vila Riozinho

A Formação Vila Riozinho foi definida em uma área na Província Mineral do Tapajós onde anteriormente se considerava como parte das sequências vulcânicas do Grupo Iriri (~1,88 Ma). Entretanto, os estudos geocronológicos e geoquímicos feitos por Lamarão *et al.* (1999), Dall' Agnol *et al.* (1999) e Lamarão *et al.* (2000; 2002) indicaram que essa região é formada por sequência vulcânica cálcio-alcálica mais antiga que as rochas típicas do Supergrupo Uatumã. Essa sequência aflora nos leitos dos rios Jamaxim e Riozinho das Arraías, na localidade de Vila Riozinho.

Litologicamente esta é constituída por andesitos basálticos, traquitos e riolitos cálcio-alcálica de alto potássio, transicionais para a série shoshonítica, metaluminosos a levemente peraluminosas. Essas rochas apresentam semelhanças geoquímica com as rochas das formações São Jorge e Jardim do Ouro, expostas no mesmo domínio tectônico.

Os estudos geocronológicos obtidos pelo método Pb–Pb indicaram idades de cristalização de 1.998 ±3 Ma e 2.000 ±4 em zircões de traquitos (Lamarão *et al.*, 2000).

4.1.4 Suite Intrusiva Creporizão

Esta denominação foi proposta por Ricci *et al.* (1999), ao estudarem os granitos milonitizados e corpos de granitóides introduzidos em gnaisses e metaxitos da PMT. A unidade litodêmica proposta tem como área-tipo as proximidades da Vila Creporizão, onde

foram estudados os primeiros e melhores afloramentos dos granitóides desta unidade.

Litologicamente predominam sieno- e monzogranitos milonitizados, com granodioritos e tonalitos algo mais deformados subordinados. Essas rochas apresentam texturas porfiríticas com feldspatos tabulares e zonação no plagioclásio, caracterizando sua origem ígnea (Ricci, 1999).

Dados geocronológicos iniciais dos granitóides da Suite Creporizão da região da vila homônima resultaram em isócrona Rb–Sr de idade de 1.965 ± 16 Ma (Tassinari, 1996). Santos (1999) identificou nos mesmos granitóides zircão com idade U–Pb de 1.957 ± 6 Ma. No projeto PROMIN–TAPAJÓS (Klein *et al.*, 2000) foram apresentadas idades Pb–Pb em zircão de 1.968 ± 6 Ma para os batólitos da folha Vila Riozinho e idades de 1.997 ± 3 Ma e 1.984 ± 1 Ma para os granitóides de Rio Novo (Vasquez *et al.*, 1999).

4.1.5 Tonalito Rio Das Tropas

Esse tonalito indicaria, segundo Santos *et al.* (2001), a existência de mais um arco magmático na PMT. A unidade é constituída principalmente por corpos de tonalito com xenólitos de basalto e de andesito. Associam-se derrames de basalto e de andesito cálcio-alcalino com idade de 1.895 ± 7 Ma.

4.1.6 Formações Abacaxis e Sequeiro

A Formação Abacaxis aflora na porção oeste da Província Mineral do Tapajós e consiste em meta-argilitos rosados interestratificados por finas camadas de meta-arenito (Santos *et al.*, 2000). Esses metassedimentos apresentam-se intensa e irregularmente microfraturados, comumente com *stockworks* de vênulas de quartzo com óxidos de ferro e ouro associados. Os estudos geocronológicos revelaram idade de 1.895 ± 9 Ma para essas rochas, interpretadas como indicativa da idade de sedimentação do cinturão orogênico do Tapajós (Santos *et al.*, 2000; Coutinho, 2008).

A Formação Sequeiro encontra-se também na parte oeste da Província e inicialmente foi considerada como sendo parte das unidades menos metamorfisadas do Grupo Jacareacanga. Entretanto, idades Pb–Pb em zircão de $\sim 1,90$ Ga obtidas por Santos *et al.* (2000), indicaram serem essas rochas mais jovens que as do Grupo Jacareacanga e assim foram redefinidas. A Formação Sequeiro é constituída principalmente por metagrauvacas, comumente quartzosas.

4.1.7 Suite Intrusiva Parauari

Inicialmente as rochas desta Suite foram denominadas Granito Parauari (Santos *et al.*, 1975), termo esse posteriormente substituído por Granodiorito Parauari por Melo *et al.*

(1980) e por Suite Intrusiva Parauari por Klein *et al.* (2000). Melo *et al.* (1980) atribuíram a essas rochas origem por anatexia parcial ou total de rochas do Complexo Xingu.

Litologicamente essas rochas mostram variação composicional de diorito a álcali-feldspato granito (Brito, 2000, em Almeida *et al.*, 2000) e ocorrem como intrusões variando de batólitos a *stocks* elípticos, alongados segundo *trend* regional NW–SE. Quimicamente os granitóides são cálcio-alcálicos de médio a alto potássio e são predominantemente metaluminosos a peraluminosos (Almeida *et al.*, 2000). Combinando informações aerogeofísicas, características petroquímicas e geocronológicas, a unidade foi individualizada em três fácies: Granodiorítica, Granítica e Granítica com titanita (Brito, 2000, em Almeida *et al.*, 2000).

A Fácies Granodiorítica é constituída predominantemente por corpos de granodiorito com biotita e/ou hornblenda, subordinadamente, de monzogranito e, mais raramente, de tonalito, quartzo monzonito, quartzo diorito e diorito. As rochas granodioríticas formam batólitos orientados segundo a direção NW–SE e, por vezes, formam porções isoladas dentro da Fácies Granítica (Ferreira *et al.*, 2000). Também constituem corpos intrusivos nos litotipos do Grupo Jacareacanga, com *hornfels* no contato, ou em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, com contatos irregulares e discordantes (Ferreira *et al.*, 2000).

A Fácies Granítica é representada por monzogranitos e sienogranitos que constituem batólitos orientados segundo *trend* regional NW–SE. São rochas equigranulares, inequigranulares e porfíricas, usualmente de granulação média a grossa, quase sempre cataclasadas. Possuem biotita e/ou hornblenda, são predominantemente leucocráticas e tem cor rosa esbranquiçado a acinzentado. Os litotipos desta fácies são magnéticos (devido à presença de magnetita), podem apresentar molibdenita e comumente hospedam veios de quartzo sulfetados e auríferos.

A Fácies Granítica com titanita foi primeiramente descrita por Barbosa *et al.* (1966) e nomeada por Pessoa *et al.* (1977) como Granito Mangabal. Consiste de monzogranitos leucocráticos de granulação média a grossa, com biotita e/ou hornblenda e, mais raramente, sienogranitos e granodioritos. Afloram como *stocks* orientados na direção NW–SE.

Santos *et al.* (2000) reportam às rochas dessa fácies idades U–Pb por SHRIMP em zircão de 1.883 ± 4 Ma e 1.870 ± 12 Ma e Pb–Pb em zircão de 1.880 ± 14 Ma.

4.1.8 Suite Intrusiva Ingarana

Esse conjunto de rochas máficas recebeu inicialmente a denominação de Gabro Ingarana (Pessoa *et al.*, 1977), posteriormente modificado para Suite Ingarana por Bahia & Quadros (2000).

A unidade é composta predominantemente por augita gabro, gabronorito,

leuconorito, diabásio e microgabro e, subordinadamente, monzogabro, diorito e monzodiorito que, tipicamente ocorrem intrusivos nos litotipos do Complexo Cuiú-Cuiú e nos granitóides da Suite Intrusiva Paraurari. Essas rochas são subalcalinas de tendência cálcio-alcalina.

Mineralizações de ouro são comuns nessas rochas, ocorrendo sob a forma de veios de quartzo em fraturas extensionais em *en échelon* ou como *stockworks*. As rochas hospedeiras desses veios usualmente contém ouro disseminado.

Pessoa *et al.* (1977) indicaram uma idade K–Ar de 1.807 ± 35 Ma para essas rochas e Santos *et al.* (1997) obtiveram idades U–Pb em titanita, zircão e baddeleyita por SHRIMP de 1.879 ± 3 Ma a 1.878 ± 8 Ma.

4.1.9 Granito Batalha

O Granito Batalha foi inicialmente considerado por Coutinho *et al.* (1996) como pertencente à Suite Intrusiva Maloquinha, mas Juliani *et al.* (2002), em função de sua afinidade geoquímica cálcio-alcalina, o considerou como produto do magmatismo pós-tectônico da orogênese paleoproterozóica, representado pelos estágios finais do magmatismo Paraurari. Esse granito é correlacionado ao Granito Rosa de Maio (~1.880 Ma).

O Granito Batalha aflora em cerca de 25 km² e ocorre como corpos elípticos que invadem a Suite Intrusiva Paraurari. É composto por hornblenda-biotita monzogranito leucocrático com variações para sienogranito, de cor variando de cinza nas porções sem alteração hidrotermal a vermelha nas porções mais intensamente hidrotermalizadas. Quimicamente é classificado como metaluminoso a peraluminoso, cálcio-alcalino a subalcalino, e possui afinidade com granitos tardi- a pós-colisionais (Juliani *et al.*, 2002).

Santos *et al.* (2000) obtiveram idades de 1.883 ± 4 Ma pelo método U–Pb em SHRIMP em zircão de rochas dessa unidade.

4.1.10 Supergrupo Uatumã

Conforme Santos (1984), os produtos do magmatismo ácido a intermediário de ~1,88 Ga presente em várias porções do Cratón Amazônico constituiria uma unidade vulcano–plutônica anorogênico denominada Grupo Uatumã. Melo *et al.* (1978, em Almeida *et al.*, 2000), elevaram a categoria do Grupo Uatumã para Supergrupo, uma vez que o conjunto engloba suites intrusivas e extrusivas.

Assim, o Supergrupo Uatumã *sensu lato* seria representando pelos granitos da Suite Intrusiva Maloquinha e vulcânicas e rochas piroclásticas do Grupo Iriri (Vasquez *et al.*, 1999). Entretanto, as rochas félsicas e intermediárias de ~1,88 Ga podem ser agrupadas em um conjunto cálcio-alcalino e um alcalino e estão também presentes unidades cálcio-alcalinas de ~2,0 Ga na PMT, o que evidencia que esse conjunto de rochas é mais

complexo do que até então considerado.

Até o momento, as principais unidades do Supergrupo Uatumã *sensu lato* na PMT são:

4.1.11 Grupo Iriri

Vulcanismo Iriri é predominantemente ácido, com alguns termos de composição intermediária, e é constituído por vulcânicas e por depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos (Vasquez *et al.*, 1999). Essa unidade foi inicialmente descrita como Formação Iriri por Forman *et al.* (1972) e elevado à categoria de Grupo por Pessoa *et al.* (1977), que também individualizaram as formações Aruri e Salustino.

Nunes (2001) e Juliani *et al.* (2005) identificaram sistemas epitermais *high-sulfidation* mineralizados em ouro quase totalmente preservados em rochas vulcânicas desse Grupo, enquanto Corrêa-Silva (2002) descreveu um sistema epitermal *low-sulfidation*, mineralizado em cobre e molibdênio, com ouro subordinado em rochas dessa unidade, tema dessa dissertação de mestrado.

Comporia o Grupo Iriri, segundo Juliani *et al.* (2005), as seguintes unidades principais:

a) Formação Bom Jardim

A Formação Bom Jardim (Ferreira, 2000) designa as rochas vulcânicas intermediárias e félsicas dispostas na base do Grupo Iriri e foram assim individualizadas numa unidade distinta por Santos *et al.* (2000; 2001). Com a identificação de caldeiras vulcânicas e remanescentes de estrato-vulcões na PMT, Juliani *et al.* (2005) consideraram que essa unidade é parte do Grupo Iriri, formada no estágio pré-caldeira.

Essa unidade é constituída predominantemente por derrames de andesito, comumente porfíricos, e rochas vulcanoclásticas associadas. Subordinadamente estão presentes basalto andesítico, basalto vesículo-amigdaloidal, traquiandesito, traquito e latito. Juliani *et al.* (2005) descrevem ainda hialoclastitos, hornblenda riódacitos e corpos de brechas hidrotermais em andesitos. Quimicamente as rochas vulcânicas variam de cálcio-alcálicas de alto potássio a tholeiíticas metaluminosas, o que sugere que diferentes unidades petrogenéticas podem estar agrupadas sob essa denominação.

Para essa unidade faltam dados geocronológicos, impossibilitando seu posicionamento litoestratigráfico mais preciso. Entretanto, essas rochas estão posicionadas na base dos riolitos e ignimbritos do Grupo Iriri e capeiam as unidades previamente descritas.

b) Formação Salustiano

A Formação Salustiano (Andrade *et al.*, 1978), consiste de corpos de riolito, riodacito e dacito porfiríticos, de cor variando de rosa-avermelhado nos riolitos a cinza-amarronzado claro nos dacitos. A unidade foi invadida pelos granitóides da Suite Intrusiva Maloquinha e está sotoposta às rochas graníticas de Suite Intrusiva Parauari (Coutinho *et al.*, 2008). As rochas desta formação foram hidrotermalizadas em diferentes intensidades, tipos e estilos (Nunes *et al.*, 2000; Nunes, 2001; Corrêa-Silva *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2001).

Vasquez *et al.* (1999; 2000c) obtiveram idade Pb–Pb em zircão de 1.888 ± 2 Ma em riolito, semelhante à idade obtida por Dall’Agnol *et al.* (1999) em riolito peralcalino aflorante no rio Jamanxim.

c) Formação Aruri

Essa formação foi definida por Pessoa *et al.* (1997) como constituída por tufos ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos, arenitos e conglomerados vulcânicos. Ocorre intercalada nos derrames ácidos da Formação Salustiano e também foram invadidas pelos granitos da Suite Intrusiva Maloquinha.

As rochas vulcanoclásticas e sedimentares apresentam comumente estratificação plano-paralela, laminações convolutas, estratificação acanaladas e tabulares. Também se observam falhas, fraturas e dobras, cujos planos axiais verticais tem direções preferenciais entre N40/80W e N65/80E e mergulho dos eixos para NE e NW.

Estudos geocronológicos feitos por Lamarão *et al.* (1999) resultaram em idades Pb–Pb em zircão de 1.877 ± 4 Ma para os ignimbritos da seqüência.

4.1.12 Formação Moraes Almeida

Essa Formação é comumente correlacionada ao Grupo Iriri, mas sua afinidade geoquímica com os granitos anorogênicos do tipo A da Suite Intrusiva Maloquinha indicam, apesar das idades semelhantes, que essa é uma unidade distinta.

A Formação Moraes Almeida foi descrita no mesmo domínio tectônico da Formação Vila Riozinho (Lamarão *et al.*, 2002), de afinidade cálcio-alcalina e idade ao redor de 2,0 Ga. É constituída por ignimbritos oxidados com abundantes fragmentos líticos e cristais. A distribuição ao redor de granitos e o grande volume de rochas piroclásticas sugere que a deposição da Formação Moraes Almeida está associada a caldeiras vulcânicas, segundo os critérios de Cas & Wright (1987) e Lowell (1991), como definido por Lamarão *et al.* (2002).

A idade para a seqüência de ignimbritos, obtida pelo o método Pb–Pb é de 1875 ± 4 Ma (Lamarão *et al.*, 2002).

4.1.13 Suite Intrusiva Maloquinha

Inicialmente as rochas dessa unidade foram definidas como Granito Maloquinha por Santos *et al.* (1975), posicionado como pertencente ao Grupo Uatumã. Posteriormente a unidade foi redefinida, passando à categoria de Formação Maloquinha (Pessoa *et al.*, 1977) e Suite Intrusiva Maloquinha (Almeida *et al.*, 1977), agrupando corpos plutônicos em forma de *stocks* e batólitos elípticos e circulares aflorantes ao longo de lineamentos regionais de direção NW–SE.

A unidade é constituída por granitos alaskíticos, biotita granito e granodiorito, granito sódico, riolito e granófiro. Quimicamente são rochas peraluminosas, subalcalinas a alcalinas de afinidades com o tipo A (Lamarão *et al.*, 2002). Apresentam estruturas tipo *jog*, dadas pela presença de falhas ou zonas de transcorrência com direção N40W a N80W, e falhas subsidiárias N40E, as quais foram favoráveis à percolação de fluidos e à conseqüente deposição das mineralizações de ouro.

Algumas hipóteses sobre o evento que deu origem a essas rochas assumem processos de subducção ou evolução tectônica intracontinental (Neves & Mariano, 1967, em Lamarão *et al.*, 2002) e fusão parcial derivada por anatexia de crosta antiga (Lamarão *et al.*, 2002). Juliani *et al.* (2005) consideram que essas rochas vulcânicas são intra-placa e posteriores ao conjunto tardi- a pós-colisional do evento magmático cálcio-alcalino Parauari.

Almeida *et al.* (2000) diferenciaram nessa unidade uma fácies com biotita formada, por sienogranitos e monzogranitos, e a fácies anfibólio que consistem em anfibólio-biotita sienogranito, biotita-anfibólio micro-monzogranito granofírico e micro-monzogranito.

Pelos métodos U–Pb e Pb–Pb em zircão foram obtidas idades de 1883 $\pm$ 4 Ma (Santos, 1999), 1880 $\pm$ 9 Ma (Lamarão *et al.*, 1999), 1882 $\pm$ 4Ma (Vasquez *et al.*, 1999), 1879 $\pm$ 11 Ma (Santos *et al.*, 2000).

4.1.14 Granitóides Pós-Maloquinha

Os Granitóides pós-Maloquinha foram identificados e individualizados por Klein *et al.* (2000) como corpos de rochas de caráter subalcalino e alcalino, levemente peraluminoso, com alguns termos metaluminosos e peralcalinos.

Fazem parte desse conjunto:

a) Suite Intrusiva Porquinho

Definida inicialmente sob a denominação Granito Porquinho por Pessoa *et al.* (1997) e redefinida como Suite Intrusiva Porquinho por Bahia *et al.* (1998). Os estudos petrográficos e litogeoquímicos permitiram a distinção de duas fácies (Prazeres *et al.*, 1979). A primeira consiste de álcali-feldspato granito e biotita granito com textura granular hipidiomórfica, e a segunda é formada por riebeckita granito e hastingsita granito porfirítico

(Coutinho, 2008). Quimicamente são rochas alcalinas variando de metaluminosas a peraluminosas (Bahia & Quadros, 2000). Essa Suite é correlata ao Granito Pepita por Almeida *et al.* (2000).

b) Granito Pepita

Os corpos mapeados dessa unidade foram anteriormente considerados pertencentes à Suite Intrusiva Maloquinha (Melo *et al.*, 1980), mas devido à sua idade de $\sim 1870 \pm 4$ Ma (SHRIMP U–Pb em zircão) definida por Santos *et al.* (2000), foram individualizados como Granito Pepita por Almeida *et al.* (2000). Esse granito constitui intrusões circulares em planta e são petrograficamente são classificados como riebeckita-arfvedsonita álcali-feldspato granito a álcali-feldspato granito. Quimicamente variam de subalcalinos a alcalinos levemente peraluminosos.

c) Granito Caroyal

Esse granito também foi considerado por Santos *et al.* (1975) como pertencente à Suite Intrusiva Maloquinha, mas foi redefinido por Almeida *et al.* (1999) como Granito Caroyal, já que as rochas são quimicamente distintas das rochas Maloquinha. É constituído por biotita monzogranitos e sienogranitos compostos por ortoclásio microperítico, quartzo, titanita, zircão, apatita, allanita, epidoto e opacos como acessórios. Datações geocronológicas por U–Pb em zircões (SHRIMP) indicaram idades de 2680 ± 18 Ma nos núcleos dos zircões, interpretada como a idade herdada, e 1870 ± 4 Ma nas bordas de alguns cristais, atribuída como idade de cristalização (Santos *et al.*, 2000).

4.1.15 Lamprófiro Jamanxim

O Lamprófiro Jamanxim (Almeida *et al.*, 1998) consiste de diques intrusivos nas rochas do Grupo Iriri e das suites intrusivas Ingarana e Parauri. Uma única idade K–Ar de 1536 ± 31 Ma foi obtida para essas rochas (Almeida *et al.*, 1978).

4.1.16 Formação Buiúçu

A Formação Buiúçu foi descrita por Santiago *et al.* (1980) em unidades inicialmente denominadas como Formação Palmeiras (Pinheiro & Ferreira, 1999, em Almeida *et al.*, 2000). No mapeamento geológico do projeto PROMIN–TAPAJÓS (Klein *et al.*, 2000), foi adotada a denominação de Formação Buiúçu para as coberturas sedimentares paleoproterozóicas, aqui utilizada.

A Formação é constituída por arcóseos, arcóseos líticos, arenitos ortoquartzíticos, conglomerados e, subordinadamente, siltitos, argilitos e tufos cineríticos intercalados

(Coutinho, 2008).

A idade mínima da Formação Buiúçu, interpretada a partir da observação de diques do Diabásio Crepori nela intrusivos, é de 1778 Ma, enquanto que a idade máxima de 1.890 Ma é definida pela presença de clastos das unidades Parauri e Iriri (Santos *et al.*, 2000).

4.1.17 Diabásio Crepori

Essas rochas, denominadas inicialmente como *sill* Crepori (Pessoa *et al.*, 1977) e Suite Básica Crepori (Bizzinella *et al.*, 1980), foram redefinidas como Diabásio Crepori por Santos & Loguércio (1984).

O Diabásio Crepori é formado por basaltos, traquibasaltos, tefritos e traquiandesitos, equivalentes a álcali-olivina basaltos, de afinidade alcalina (Monteiro, 2000b).

A Idade indicada pelo método U–Pb em baddeleyita para essas rochas foi de 1778 $\pm$ 9 Ma (Santos *et al.*, 2000).

4.1.18 Granito Igarapé Escondido

Brito *et al.* (1999a) introduziram o nome Granito Igarapé Escondido ao descreverem alguns corpos subvulcânicos de monzosienogranito porfírico com biotita e fluorita e com texturas *rapakivi* e, em parte, granofíricas no igarapé homônimo. Nessa unidade inclui-se também rochas leucocráticas plutônicas, freqüentemente alaskíticas, de cor rosa, com textura fanerítica hipidiomórfica equigranular, granulação média a grossa, com alguns megacristais apresentando também textura *rapakivi* e, ocasionalmente, com fenocristais de quartzo arredondados, esfumaçados ou azulados (Almeida & Monteiro, 1997).

Estudos litoquímicos dessas rochas permitiram excluí-las do evento magmático tipo Maloquinha e apontam para semelhanças com os Granitos Rapakivi Serra da Providência (Leal *et al.*, 1976, Rizotto *et al.*, 1995) em Rondônia e com os tipos Teles Pires no Mato Grosso (Silva *et al.*, 1974), sugerindo que possam ser rochas intrusivas relacionadas aos orógenos mais novos situados a sul e sudoeste.

4.1.19 Suite Intrusiva Cachoeira Sêca

Inicialmente essas rochas foram denominadas Troctolito Cachoeira Sêca (Pessoa *et al.*, 1997), mas Quadros *et al.* (1998) as redenominaaram como Suite Intrusiva Cachoeira Sêca, predominantemente constituída por diabásio, gabro troctolítico e troctolito de caráter hipoabissal (Ricci, 1999).

Pelo método K–Ar foram definidas idades de 1046 $\pm$ 50 Ma e 1072 $\pm$ 18 Ma (Pessoa *et al.*, 1977, em Santos & Loguércio, 1984) e de 1042 a 1090 Ma (Santos *et al.*, 1997) em rochas desta Suite.

4.1.20 Cobertura paleozoica

Essa cobertura foi definida por Coutinho (2008) e representa um capeamento de arenitos, siltitos, argilitos, folhelhos e, subordinadamente, conglomerados, de idade silúrica–devoniana no Gráben do Cachimbo.

4.1.21 Diabásio Periquito e Diques Básicos Indiferenciados

Levantamentos aerogeofísicos caracterizam uma forte expressão de lineamentos de definidos por diques de diabásio orientados de NNE–SSW a NE–SW, distribuídos na porção oeste da PMT. Esses diques foram denominados Diabásio Periquito por Santos & Loguércio (1984), mas também são conhecidos como Diabásio Cururu (Santos *et al.*, 1975) e Penetecaua (Issler *et al.*, 1974). Outros corpos são identificados na porção leste da área, mas pela ausência de informações petroquímicas e geocronológicas, são considerado, como diques de diabásio indiferenciados nos mapas do PROMIN–TAPAJÓS (Bahia & Quadros, 2000, Vasquez *et al.*, 2000a).

O Diabásio Periquito é formado por diabásio e olivina diabásio tholeiítica de ambiente intracratônico (Vasquez *et al.*, 2000a).

Datações do Diabásio Periquito pelo método K–Ar resultaram em 179 ± 3 Ma (Amaral, 1974), 190 ± 5 Ma (Bizzinella *et al.*, 1980) e pelo método U–Pb em 514 ± 15 Ma (Santos *et al.*, 2000).

4.1.22 Cobertura mesozoica da Bacia do Amazonas

Uma cobertura sedimentar sotoposta às formações paleozóicas da Bacia Amazonas foi mapeada a noroeste da Folha Vila Mamãe Anã e correlacionada à Formação Alter do Chão (Klister, 1954). É constituída por arenitos quartzosos, ferruginosos fluviais de cor vermelhada (Pereira, 1998, Cunha *et al.*, 1994).

A idade dessas coberturas, com base em estudos palinomórficos compreende o Cretáceo Superior e o Terciário (Travassos & Barbosa Filho, 1990).

4.1.23 Depósitos aluvionares

Ocorrem ao longo dos principais rios e consistem em sedimentos aluvionares, arenosos e argilosos, inconsolidados, associados a leitos de cascalho, que se desenvolvem na planície aluvial. A idade varia do Pleistoceno ao recente (Pessoa *et al.*, 1997)

Tabela 1. Resumo das unidades geológicas da Província do Tapajós.

Unidades geológicas	Litologia	Idade (Ma)	Método	Marco tectônico
Grupo Jacareacanga	Mica-quartzo xistos e mica-quartzo-feldspato xistos, com talco-xistos, <i>metacherts</i> , quartzitos micáceos e ferruginosos, e metaturbiditos subordinados e, mais raramente, metabasaltos. <i>Hornfels</i> ocorrem nas proximidades de corpos de granitóides, predominantemente da Suite Intrusiva Parauari	2098 a 2125	U-Pb em zircão	Bacia de trincheira
Complexo Cuiú-Cuiú	Granodioritos e tonalitos predominantes, com monzogranitos, dioritos, anfibolitos e gnaisses de composição variada subordinados. Localmente ocorrem corpos de alaskito e veios de trondhjemito nas rochas menos evoluídas. Quimicamente os gnaisses desta unidade variam de metaluminosos a peraluminosos, com tendências cálcio-alcalinas	2011 ±23	U-Pb em zircão	Arco magmático cálcio-alcalino
Formação Vila Riozinho	Andesitos basálticos, traquitos e riolitos cálcio-alcalina de alto potássio, metaluminosos a levemente peraluminosas, de afinidade transicional com a série shoshonítica.	1998 ±3 e 2000 ±4	Pb-Pb zircão	Tardio a pós-orogênico
Suite Intrusiva Creporizão	Sieno- e monzogranitos milonitizados, com granodioritos e tonalitos algo mais deformados subordinados. Essas rochas apresentam texturas e estruturas ígneas preservadas, tais como texturas porfíricas com feldspatos tabulares e zonação no plagioclásio	1957 ±6 1968 ±6 1997 ±3 1984 ±1	U-Pb em zircão Pb-Pb zircão	Arco magmático tardio
Tonalito Rio Das Tropas	Tonalito com xenólitos de basalto e de andesito.	1895 ±7	U-Pb em zircão	Arco-magmático tardio
Formação Abacaxis	Meta-argilitos rosados interestratificados com finas camadas de meta-arenito fino	1895 ±9	U-Pb	Bacia ante-arco
Formação Sequeiro	Metagrauvacas, comumente quartzosas.	~1900	Pb-Pb	Bacia retro-arco
Suite Intrusiva Parauri	Diorito a álcali-feldspato granito cálcio-alcalinos de médio a alto potássio, predominantemente metaluminosos a peraluminosos.	1883 ±4 e 1870 ±12 1880 ±14	SHRIMP U-Pb Pb-Pb zircão	Arco magmático cálcio-alcalino
Suite Intrusiva Ingarana	Augita gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, e subordinadamente monzogabros, dioritos e monzodioritos, com quimismo subalcalino de tendência cálcio-alcalina. Tipicamente ocorrem como corpos intrusivos nos litotipos do Complexo Cuiú-Cuiú e nos granitóides da Suite Intrusiva Paraurari	1807 ±35 1879 ±3a 1878 ±8	K-Ar SHRIMP U- Pb	Arco magmático Parauri
Granito Batalha	Hornblenda-biotita monzogranito leucocrático com variações para sienogranito, de cor variando de cinza nas porções sem alteração hidrotermal a vermelha nas porções mais intensamente hidrotermalizadas.	1883 ±4	SHRIMP U- Pb	Arco magmático pós-Parauri

	Quimicamente é classificado como metaluminoso a peraluminoso, cálcio-alcálico a subalcalino e possui afinidade como granitos tardi- a pós-colisionais			
Grupo Iriri				
Formação Bom Jardim	Andesitos comumente porfíricos, basaltos vesículo-amigdaloidais, traquiandesitos, traquitos e latitos			Tardio a pós-orogénia
Formação Salustiano	Riolitos, riolitos e dacitos porfíricos de cor variando de rosa-avermelhado nos riolitos a cinza-amarronzado claro nos dacitos.	1888 ±2	Pb–Pb zircão	Tardio a pós-orogénico
Formação Aruri	Tufos ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos, arenitos e conglomerados vulcânicos.	1877 ±4	Pb–Pb	Tardio a pós-orogénico
Formação Moraes Almeida	Ignimbritos oxidados com abundantes fragmentos líticos e cristais	1875 ±4 Ma	Pb–Pb	Pós-Colisional a Anorogénico
Suite Intrusiva Maloquinha	Granitos alaskíticos, biotita granito e granodiorito, granito sódico, riolito e granófiro. Quimicamente são rochas peraluminosas, subalcalinas a alcalinas de afinidades com o tipo A	1880 ±9 1883 ±4 1882 ±4 1879 ±1	U–Pb Pb–Pb	Pós-Colisional a Anorogénico
Granitóides Pós-Maloquinha				
Suite Intrusiva Porquinho	Álcali-feldspato granitos e biotita granitos com textura granular hipidiomórfica e riebeckita granito e hastingsita granito porfírico			Pós-Colisional a Anorogénico
Granito Pepita	Petrograficamente são classificados como riebeckita-arfvedsonita álcali-feldspato granito a álcali-feldspato granito. Quimicamente variam de subalcalinos a alcalinos levemente peraluminosos	~1870 ±4	SHRIMP U–Pb	Pós-Colisional a Anorogénico
Granito Carçal	Biotita monzogranitos e sienogranitos compostos por ortoclásio micropertítico, quartzo, titanita, zircão, apatita, allanita, epidoto e opacos como acessórios	1870 ±4	SHRIMP U–Pb	Pós-Colisional a Anorogénico
Lamprófiro Jamanxim	Diques intrusivos	1536 ±31	K–Ar	Pós-Colisional a Anorogénico
Formação Buiçu	Arcóseos, arcóseos líticos, arenitos ortoquartzíticos, conglomerados e, subordinadamente, siltitos, argilitos e tufos cineríticos intercalados			Bacia tectogénica
Diabásio Crepori	Basaltos, traquibasaltos, tefritos e traquiandesitos, equivalentes a álcali-olivina basaltos, de afinidade alcalina.	1778 ±9	U–Pb	Intracratónico
Granito Igarapé Escondido	Corpos subvulcânicos de monzosienogranito porfírico com biotita e fluorita e texturas <i>rapakivi</i> e, em parte, granofíricas			Intracratónico
Suite Intrusiva Cachoeira Seca	Diabásio, gabro troctolítico e troctolito de carácter hipoabissal	1046 ±50 e 1072 ±18	K–Ar	Intracratónico

Cobertura Paleozóica	Arenitos, siltitos, argilitos, folhelhos e, subordinadamente, conglomerados			Intracratônico
Diabásio Periquito e Diques Básicos Indiferenciados	Diabásio e olivina diabásio tholeiítica.	514 ±15 179 ±3	U–Pb K–Ar	Intracratônico
Cobertura Mesozóica da Bacia do Amazonas	Arenitos quartzosos, ferruginosos fluviais de cor vermelhada.			Intracratônico
Depósitos Aluvionares	Sedimentos aluvionares, arenosos e argilosos, inconsolidados, associados a níveis de cascalho, que se desenvolvem na planície aluvial.			Intracratônico

4.2 Estruturas Regionais na Província Mineral do Tapajós

A Província Mineral do Tapajós foi formada em quatro eventos plutono–vulcânicos principais ao longo de ~140 Ma (Coutinho *et al.*, 2000). Com base nos estudos de Santos *et al.* (2000) pode-se estabelecer que os três primeiros eventos resultaram na formação dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú, Creporizão e Parauari. O quarto evento relaciona-se com fusão parcial de crosta antiga, no qual se formaram os granitóides Maloquinha.

Santos & Coutinho (2008) definiram dois eventos principais de deformação e três domínios geológicos estruturais (**Fig. 5**): (A) Domínio das rochas do embasamento e das supracrustais, (B) Domínio do magmatismo Creporizão e Parauari, (C) Domínio do sistema Plutono–Vulcânico (Evento Uatumã).

As estruturas tectônicas mais tardias apresentam foliação com direção predominante NNE–SSW discordante da estruturação regional NW–SE (Almeida *et al.*, 1999b). Essas deformações são observadas nas rochas do Grupo Jacareacanga, do Complexo Cuiú-Cuiú e nos granitóides da Suite Intrusiva Creporizão. As idades obtidas pelos métodos U–Pb em zircão, para essas estruturas variam de 2100 a 1957 Ma (Santos & Coutinho, 2008).

Os principais eventos registrados na PMT são:

Evento compressivo caracterizado pelo desenvolvimento de megalineamentos na parte central da PMT, orientados dominante na direção NW–SE, onde ocorrem as rochas das suite intrusivas Creporizão e Parauari. A maior parte das estruturas correspondem a falhas transcorrentes subverticais, de traçados sinuosos e sigmoidais e entrecortados, denominados como Megassistema de Falhas Transcorrente do Tapajós (Santos, 1999). Esse megassistema é predominantemente sinistrógiro, representado pelos lineamentos estruturais orientados segundo direções N40–50W, N10–30W e N70–80W. Esse sistema corresponde ao domínio estrutural de maior expressão na Província (Santos & Coutinho, 2008), tendo afetado as rochas do Grupo Jacareacanga, do Complexo Cuiú-Cuiú, e das suites intrusivas Parauari, Creporizão e Maloquinha. Zonas com deslocamentos dextrógiros são também observados nesse sistema de falhas.

Com a evolução das falhas transcorrentes formaram-se por regime compressivo falhas de empurrão de deformação progressiva, de leste para oeste, responsáveis por originar as rampas frontais de direção N–S, com inflexões para NW–SE. Associadas a essas ocorrem rampas laterais e oblíquas com componentes de deslocamento transcorrentes e oblíquas (Santos, 1996, 1997).

Um sistema extensional, caracterizado por estruturas com direções predominantes E–W, ocorre associado ao desenvolvimento do Supergrupo Uatumã na parte leste central da Província, tendo desenvolvido *riffts* com sedimentos da Formação Buiuçú e um sistema de falhas com orientação NNE–SSW concentrados na parte oeste e central.

Figura 5 - Arcabouço estrutural da PMT (Santos & Coutinho, 2008), destacando os três domínios tectônicos: (A) domínio das rochas do embasamento e das supracrustais, (B) Domínio do magmatismo Creporizão e Parauari, (C) Domínio do sistema Plutono–Vulcânico.

4.3 Gênese do Ouro Da Província Mineral do Tapajós

Diferentes explicações têm sido apresentadas para a formação das mineralizações de ouro na Província Mineral do Tapajós.

Inicialmente, em 1966, Barbosa (em Silva, 1982) associou a fonte de ouro às rochas do embasamento e, posteriormente, com base em estudos em garimpos, as mineralizações foram relacionadas (1) ao vulcanismo ácido do evento Uatumã (Silva, 1984); (2) a sistemas do tipo *porphyry gold* (Coutinho *et al.*, 1997); (3) ao vulcanismo ácido e intermediário do Grupo Iriri (Almeida *et al.*, 1998) e (4) ao tipo *lode* (Rosa Costa & Carvalho, 1999; Klein *et al.*, 1999).

Nesse contexto, destacam-se os seguintes trabalhos:

Robert (1996, em Coutinho, 2008) defendeu a ideia de um modelo do tipo *Intrusion-Related System* para as mineralizações de ouro, devido às profundidades de colocação dos

veios, que se apresentam em torno de cúpulas de *stocks* graníticos, em diques andesíticos associados à cobertura vulcânica e em veios profundos encaixados no embasamento. Esse foi o primeiro trabalho a sugerir a possibilidade da existência de mineralizações epitermais na Província Mineral do Tapajós.

Coutinho *et al.* (1998) reconheceram, baseados no condicionamento estrutural, dois eventos genéticos para as mineralizações. O primeiro, do tipo *lode*, estaria relacionado a eventos deformacionais em regime dúctil-rúptil prévios ao magmatismo Uatumã, que resultaram em veios de quartzo com ouro formados em zonas crustais mais profundas. O segundo modelo foi considerado como do tipo *porphyry gold*, foi proposto em função da relação espacial entre as mineralizações de ouro e as rochas do evento magmático Uatumã.

Dreher *et al.* (1998) realizaram estudos de inclusões fluidas em quartzo de veios, de difração de raios X e por microsonda eletrônica em minerais de veios dos garimpos Joel e David. Nesse último identificaram adulária nos veios de quartzo mineralizados em ouro e, deste modo, os autores propuseram a existência de um sistema epitermal adulária-sericita (*low-sulfidation*). Entretanto, essa definição foi baseada apenas na presença da adulária na borda de diques de rochas máficas, o que não configura esse tipo de mineralização epitermal (Pirajno, 2009). A salinidade dos fluidos aprisionados nas inclusões no quartzo desses veios resultaram em 0,43 a 1,15 wt % NaCl eq., o que, para os autores, seria concordante com o intervalo de 0 a 13 wt % NaCl eq. das inclusões fluidas de depósitos epitermais *low-sulfidation*, como definido por Heald *et al.* (1987). A termometria das inclusões fluidas indicaram valores entre 240 e 340 °C, semelhantes às temperaturas referidas por Hedenquist (1984), Sillitoe (1989, 1993), dentre outros autores, para formação dos depósitos epitermais.

Jacobi (1999) defendeu a existência de um sistema epitermal do tipo Au–Cu–Mo em rochas vulcânicas e sedimentares em centros vulcânicos proterozóicos para as mineralizações da Província. Segundo esse autor essa mineralização apresentaria semelhanças com as mineralizações epitermais do tipo Olympic Dam (*Iron Oxide Cu–Au deposit*) em função:

- Da assinatura geoquímica com Au, Cu, Ag, Pb, e As, Mo, Bi, Sb, Y, La, Zr, Ba, U, ETR e Te.
- Do controle geológico, definido por estruturas intracratônicas extensionais.
- Da idade dos depósitos, ao redor de 1,80 Ga.
- Do considerável volume de brechas com hematita.
- Da afinidade alcalina das rochas vulcânicas hospedeiras.
- Dos estilos da alteração hidrotermal.
- Da proximidade de uma fonte magmática profunda.

Nunes (2000) e Juliani *et al.* (2005) obtiveram em alunita da mineralização de ouro X1 em vulcânicas do Grupo Iriri valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre 4,1 a 38,2‰ e de pirita entre -6,3 a 1,7‰, semelhantes aos dados isotópicos de depósitos do tipo *high-sulfidation*. Esses valores de $\delta^{34}\text{S}$ indicaram uma origem magmática-hidrotermal para alunita que, segundo Rye *et al.* (1992), é usualmente $> 10\%$. As análises isotópicas demonstram também uma contribuição de águas meteóricas na formação da alunita, além de uma alunita supergênica com $\delta^{34}\text{S} = 4,1\%$ e com idade Ar-Ar de ~51 Ma. Por outro lado, as variações nas temperaturas e o intervalo no qual essas se encontram (130 a 420 °C), refletiriam a dinâmica natural dos sistemas hidrotermais. Esses dados, juntamente com a petroquímica e com as caracterizações das alterações hidrotermais, com a presença de uma intensa pirofilitização, brechas hidrotermais e *silica cap*, propiciaram a identificação do primeiro depósito *high-sulfidation* na Província Mineral do Tapajós, hoje reconhecido como o mais antigo não metamorfoisado já identificado no mundo.

Corrêa Silva (2001) e Juliani *et al.* (2002) caracterizaram as mineralizações e os tipos da alteração hidrotermal do Granito Batalha então considerada como pertencente à Suite Intrusiva Maloquinha, e consideraram sua gênese como associada a sistemas do tipo pórfiro profundos, apesar de algumas características de *Intrusion-Related Gold Systems*, como definidos por Lang & Baker (2001) e Maloof *et al.* (2001). Observaram ainda que as alterações magmáticas-hidrotermais em estilos fissural e pervasivo incluem metassomatismo sódico local nos estágios iniciais, ao qual se seguiu um metassomatismo potássico intenso, alteração propilítica e alteração sericítica. A alteração sericítica foi também reconhecida nas zonas de cisalhamento, mas nesse caso, não tem adularia e não está mineralizada em ouro. O ouro ocorre incluso em grãos de pirita e calcopirita, em veios de quartzo com carbonatos, fluorita, pirita, calcopirita e clorita na alteração propilítica e em veios de quartzo com sericita na alteração sericítica. Nas observações de petroquímica os dados dos minerais como anfibólio, biotita e clorita localizam-se nos campos referentes aos modelos dos sistemas de pórfiros de Cu e de Mo e de depósitos de Sn-W-Be. As baixas razões de $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ nos anfibólios e a ausência de magnetita apontaram para um relacionamento com séries de granitóides do tipo I da série Ilmenita e um incremento no estado da oxidação na biotita hidrotermal relativamente à magmática. Assim as evidências petroquímicas indicaram uma semelhança da evolução hidrotermal do Granito Batalha com alguns *Intrusion-Related Gold Systems*, como Dublin Gulch, e depósitos *Cu-Porphyry*, como Lepanto (Filipinas). Além das diferenças entre as profundidades de *emplacent* e na fugacidade de oxigênio entre os *Cu-Porphyry Systems* e o Granito de Batalha, os autores sugeriram uma co-geneticidade dessa mineralização com o depósito *high-sulfidation* (alunita-quartzo) definido por Nunes (2000).

Coutinho (2008), com base nas feições geológicas de 20 áreas estudadas na Província Mineral do Tapajós, observou que as mineralizações de ouro se formaram nas rochas transicionais entre as fácies anfíbolito de baixo grau e xisto verde e, com dois tipos de deformação, sendo uma dúctil de baixo ângulo (primeira fase de mineralização) e outra dúctil-rúptil a rúptil (segunda fase de mineralização). Nas alterações hidrotermais notou diferenças em função da profundidade em razão da variação da pressão e da temperatura das fácies metamórficas. Esses corpos de minério possuem sulfetos, notadamente pirita. No regime dúctil (fácies anfíbolítica de baixo grau) a assembléia do minério consiste de magnetita, ilmenita, rutilo, hematita, pirrotita, calcopirita e galena. No regime dúctil-rúptil e no predominantemente rúptil (fácies xisto verde) encontra-se rútilo, hematita, pirrotita, calcopirita, galena, esfalerita, molibdenita, tetradimita, teineita, teluro-bismutinita e cobaltita. Nos estudos de inclusões fluidas se concluiu a existência de dois tipos de veios de quartzo com ouro, sendo o primeiro tipo formado a temperaturas entre 400 a 260 °C e pressão de fluido de 1,6 a 1,4 kbar (profundidade entre 7 a 4 km), e o segundo tipo formado entre 260 a 160 °C e com pressão de fluido entre 1,4 a 1,0 kbar (profundidade < 4 km). A composição isotópica Pb-Pb, com base no modelo da Plumbotectônica, indicaram que as mineralizações seriam de caráter orogênico e as evidências petroquímicas e geológicas levaram a autora a sugerir um modelo de ouro orogênico, dividido entre orógenos mesozonais (6–12 km) e epizonais (< 6 km), na Província Mineral do Tapajós.

Echeverri-Misas (2010) descreveu as rochas graníticas e vulcânicas intermediárias a félsicas da região da mina do Palito, tendo caracterizado três tipos de alterações hidrotermais principais: potássica, propilítica e sericitica.

A mineralização de ouro no Granito Palito se associa à alteração sericitica e se encontra em veios de quartzo sulfetados e de sulfetos e sob forma disseminada. Os dados obtidos de isótopos estáveis de oxigênio em veios mineralizados foram condizentes com fluidos magmáticos ($\delta^{18}\text{O} = 5,1$ a $7,5\text{‰}$ a 450 °C), com influxo de água meteórica durante o processo de sericitização ($\delta^{18}\text{O} = 1$ a $6,3\text{‰}$ $\delta\text{D} = -36,2$ a $0,2\text{‰}$ a 350 °C) e cloritização ($\delta^{18}\text{O} = -2,6\text{‰}$, $\delta\text{D} = -55,4$ a 350 °C). Os dados de isótopos de enxofre dos sulfetos indicam uma fonte magmática. Além disso, os dados de inclusões fluidas em grãos de quartzo mostram amplas variações nas salinidades desde 0,3 a > 28,8 Wt % NaCl eq. e temperaturas de homogeneização entre ~100 a > 400 °C, indicando uma mineralização associada a eventos magmático-hidrotermais. Com base nas observações geoquímicas, no zoneamento das alterações hidrotermais e na correlação positiva entre os teores de Au com Cu, o autor defendeu a proposta de sistema magmático-hidrotermal do tipo pórfiro para as mineralizações do Granito Palito.

4.4 Alteração Hidrotermal

A alteração hidrotermal é um processo que provoca mudanças mineralógicas, químicas e texturais nas rochas, causado pela circulação e interação de fluidos aquosos quentes (entre 50 e 500 °C). Esses fluidos, também denominados soluções hidrotermais, tem como componentes principais Na, K, Ca e Cl e como componentes secundários podem estar presentes Mg, Mn, B, S, Cr, Fe, CO₂, SO₂, H₂O, NH₃, NH₄, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag, Au.

As soluções hidrotermais reagem quimicamente os minerais das rochas, resultando num intercâmbio de componentes químicos que formam novos minerais em equilíbrio com as novas condições físico-químicas. Os principais fatores que controlam estes processos de alteração, segundo Pirajno (2009) são:

- **A natureza das encaixantes:** é importante para graus menos intensos de alteração, já que os minerais têm diferentes suscetibilidades quando são alterados, enquanto que nas alterações intensas a mineralogia resultante é essencialmente independente do tipo de rocha afetada.
- **A concentração, atividade e potencial químico dos componentes** presentes no fluido, tais como H⁺, CO₂, K⁺, S₂.
- **A temperatura e a diferença da temperatura** (ΔT°) entre a rocha e o fluido que a invade. Quanto mais quente é o fluido maior é o efeito sobre a mineralogia original da rocha.
- **A pressão:** tem um efeito indireto, pois controla os processos secundários, como a profundidade da ebulição dos fluidos.

4.4.1 Mecanismos da alteração hidrotermal

Os mecanismos químicos mais importantes que provocam as alterações hidrotermais são o metassomatismo do íon de H⁺, o intercâmbio de bases e a hidratação, já que são as reações que controlam a estabilidade dos minerais silicáticos, o pH e a transferência de cátions na solução.

O metassomatismo do íon hidrogênio ou hidrólise inclui a dissociação das moléculas de H₂O em íons H⁺ e o OH⁻. A hidrólise de minerais silicáticos é uma reação que consome H⁺ e incrementa cátions metálicos na solução. Isto também afeta o pH da solução e a sua capacidade de dissolver e reter cátions.

Um exemplo de metassomatismo de íon hidrogênio é:

A soma de (1) e (2) resulta em:

A hidratação é a transferência de moléculas de H_2O da solução ao mineral, pode ser exemplificado por:

O intercâmbio de bases, onde os cátions são substituídos por outros pode ser exemplificado por:

As reações de metassomatismo do íon hidrogênio e intercâmbio de bases são comuns, segundo Pirajno (1992, 2009), em rochas com predomínio de feldspato, ricas máficos e carbonatos e em rochas cálcicas.

4.4.2 Reações em feldspatos e micas

As reações experimentais no sistema com potássio e sódio são segundo Hemley & Jones (1964) são:

a) No sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$

b) No sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{N}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$:

Essas reações mostram o consumo de H^+ e o enriquecimento em metais Na^+ e K^+ ou outros elementos metálicos na solução (**Fig. 6**) e são sensíveis às mudanças de pressão e temperatura e da razão cátion alcalino/cátions de H^+ .

Figura 6 - Representação esquemática da alteração hidrotermal em rochas que contêm predominantemente feldspato alcalino (a) e plagioclásio(b), segundo Hemley & Jones (1964, modificado por Pirajno, 2009).

Os diferentes tipos de alteração hidrotermal são caracterizados por assembleias de minerais que se formam como resultado da interação das soluções hidrotermais com a rocha encaixante, sob determinadas condições de pressão e temperatura.

As alterações hidrotermais incluem uma série de reações com íons de hidrogênio e intercâmbio de base que são 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 em ordem decrescente da razão aK^+/aH^+ como, potássica (feldspática), propilitica, sericítica e do tipo *greisen*, argílica intermediária e argílica avançada (**Fig. 7, Tabela 2**).

Os principais tipos de alteração hidrotermal nos sistemas magmático–hidrotermais são:

a) Alteração potássica

A alteração potássica ou metassomatismo potássico é comum e importante em sistemas do tipo pórfiro, sendo gerada em temperaturas altas (450 a 600 °C), nas zonas centrais da intrusão (**Fig. 8**). Os minerais característicos desta alteração são o feldspato potássico e a biotita, por vezes com quartzo e sulfetos associados. A alteração potássica também ocorre em sistemas epitermais *low-sulfidation*, mas nesses forma-se em temperaturas mais baixas e, consequentemente, o feldspato que se cristaliza é a adulária associada à sericita, indicando que a atividade de OH é também elevada (Pirajno, 2009).

Figura 7 - Esquema de tipos de alteração hidrotermal em função da temperatura e atividades de K^+ e H^+ (Pirajno, 2009).

Figura 8 - Distribuição de assembleias de alteração hidrotermal típicas de sistemas pórfiros de Cu-Au, onde pode-se observar a zona de voláteis e fluidos saturados da câmara magmáticas e as intrusões de pórfiros em profundidades rasas. O zoneamento entre os tipos de alteração hidrotermal refletem o gradual resfriamento de pluma hidrotermal e as mudanças físico-químicas dos fluidos em ascensão para a superfície (Tosdal *et al*, 2009).

Tabela 2. Características da alteração hidrotermal (Pirajno 2009, Sillitoe 2010).

	MINERAIS TÍPICOS	MINERAIS ASSOCIADOS	TIPOS DE SISTEMAS HIDROTERMAIS ONDE OCORRE A ALTERAÇÃO
Potássica	Feldspato potássico e biotita	Feldspato potássico + biotita + quartzo ± magnetita ± sericita ± albita ± clorita ± anidrita ± apatita ± rutilo ± epidoto ± calcopirita ± bonirita ± pirita	Pórfiros de cobre
Propilítica	Epídoto, clorita, carbonatos, albita	Epídoto + clorita ± albita ± carbonatos ± sericita ± montmorillonita ± apatita ± anidrita ± ankerita ± hematita ± pirita ± calcopirita	Pórfiros de cobre, sistemas epitermais <i>high-sulfidation</i> , sistemas epitermais <i>low-sulfidation</i> e campos geotermiais
Sericítica (ou QSP)	Quartzo, sericita e sulfetos	Sericita + quartzo + pirita ± feldspato potássico ± biotita ± calcita ± dolomita ± clorita ± andalusita ± albita ± pirrotita	Pórfiros de cobre, sistemas epitermais <i>low-sulfidation</i> e VHMS
Argílica	Caulinita e montmorillonita	Caulinita + montmorillonita ± sericita ± clorita	Pórfiros de cobre, sistemas epitermais <i>high-sulfidation</i> , sistemas epitermais <i>low-sulfidation</i> e campos geotermiais
Argílica intermediária	Clorita e sericita	Clorita + sericita ± caulinita ± montmorillonita ± illita-esmectita ± calcita ± epidoto ± biotita ± pirita	Pórfiros de cobre, sistemas epitermais <i>high-sulfidation</i>
Argílica avançada	Pirofillita, caulinita, alunita, quartzo. <i>vuggy</i>	Pirofillita+caulinita ± dickita ± quartzo ± sericita ± andalusita ± diásporo ± alunita ± topázio ± enargita ± turmalina ± pirita ± zunyita ± calcopirita ± hematita	Pórfiros de cobre, sistemas epitermais <i>high-sulfidation</i> e campos geotermiais

Na alteração potássica silicática há substituição dos feldspatos ígneos, em especial do plagioclásio, por feldspato potássico de baixa temperatura, geralmente o microclínio. A biotita e/ou o anfibólio ígneo são substituídos por biotita hidrotermal, usualmente menos pleocróica, e podem estar associados quartzo, sulfetos e minerais opacos. As associações minerais típicas de este tipo de alteração são feldspato potássico + biotita + quartzo, feldspato potássico + clorita e feldspato potássico + biotita + magnetita, mas comumente estão presentes em diversas proporções, albita, sericita, anidrita, apatita e, ocasionalmente, rutilo. Nesse caso a clorita forma-se durante o resfriamento do sistema, podendo indicar a passagem desta alteração para alteração propilítica. A sericita usualmente indica a gradação para alteração sericítica e a anidrita a sobreposição de fluidos epitermais oxidados ao sistema, especialmente ao longo de fraturas, devido ao colapso da pluma hidrotermal.

As características dos minerais representativos desse tipo de alteração hidrotermal são:

- **Biotita ($K(Mg,Fe^{+2})_3(Al,Fe^{+3})Si_3O_{10}(OH,F)_2$)**

A biotita é tipicamente preta, castanha ou verde em mostra de mão. Ao microscópio é usualmente pleocroica e tem cor verde a verde-acastanhado, distinta das cores marrom-avermelhadas da biotita ígnea. Comumente apresenta inclusões de rutilo, leucoxênio ou de ilmenita fina exsolvida em função da recristalização da biotita ígnea para hidrotermal e se mostra como cristais anhedrais, em agregados de cristais intercrescidos que substituem piroxênios e anfibólios e /ou biotita primária.

Sua composição apresenta usualmente maior razão $Mg/(Mg + Fe)$ e baixo teor de Ti em relação à biotita ígnea. As baixas concentrações de Fe e Ti são relacionadas à presença de rutilo, ilmenita ou titano-magnetita cristalizados durante a substituição hidrotermal da biotita.

- **Feldspato potássico ($KAlSi_3O_8$)**

A maioria dos cristais de feldspato potássico tem hábito maciço ou intercrescido. Texturas em cunha são comumente observadas. O feldspato potássico hidrotermal/metassomático apresenta cor avermelhada, dada por diminutas inclusões de hematita (Boone, 1969). O feldspato potássico hidrotermal pode substituir pervasivamente os feldspatos ígneos ou cristalar-se em cavidades.

- **Adulária ($KAlSi_3O_8$)**

Normalmente a adulária forma cristais brancos a translúcidos, mas pode apresentar tom rosa a avermelhado, também devido às inclusões de hematita muito fina. Formam cristais euhedrais rômnicos a anhedral e também ocorrem em veios de quartzo, em cavidades ou substituindo alumino-silicatos na rocha.

- **Magnetita (Fe_3O_4)**

A magnetita é usualmente um constituinte de veios e vênulas, mas também forma cristais disseminados. Tipicamente apresenta hábito octaédrico.

b) Alteração propilítica

É caracterizada pelo metassomatismo de H^+ com adição de H_2O , CO_2 e, localmente, S. Os minerais hidrotermais típicos são: epidoto, clorita, carbonatos, albita, feldspato potássico e pirita. Pode ser ainda comum a presença de sericita, óxidos de Fe,

montmorillonita, zeólitas e anfibólio.

Associa-se à alteração propílica albitização, cloritização e carbonatização onde o metassomatismo de H^+ não é intenso.

As características dos minerais representativos são:

- **Epidoto ($Ca_2(Al,Fe)_3Si_3O_{12}(OH)$)**

O epidoto apresenta cor amarela-esverdeado a verde-acastanhado ao microscópio, com pleocroísmo fraco a forte. Forma agregados de cristais euhedrais a anhedrais colunares e tipicamente substitui o plagioclásio cálcico ou minerais ferro-magnesianos.

- **Albita ($NaAlSi_3O_8$)**

Geralmente constituem grãos disseminados na rocha, associados à clorita e ao epidoto. Comumente preenche fraturas, formando veios ou vênulas. No núcleo de alguma zona alteração pode formar uma rocha albitítica maciça.

- **Clorita ($(Mg, Fe^{2+}Fe^{+3})_6AlSi_3O_{10}(OH)_8$)**

A clorita da alteração hidrotermal pode ser rica em magnésio, quando apresenta cor clara a azul-acinzentado escuro, ou rica em ferro, quando exibe cores claras a verde-escuro. Apresenta comumente pleocroísmo verde e hábito lamelar, muitas formando agregados maciços, irregulares, em rosetas, brechóides ou vênulas.

c) Alteração serícítica e do tipo greisen.

A alteração serícítica é caracterizada tipicamente pela associação quartzo + sericita + pirita (QSP). Os minerais associados à alteração QSP são: feldspato potássico, caulinita, calcita, biotita, rutilo, anidrita, apatita, hidromuscovita e illita.

Na alteração QSP o termo sericita refere-se a micas brancas dioctaédricas de granulação fina, podendo ser muscovita, paragonita, fengita, fuchsite ou roscoelita. O termo pirita é essencialmente representado por pirita e, secundariamente, por calcopirita e molibdenita.

A alteração serícítica é, em essência, o resultado da desestabilização dos feldspatos potássicos e dos plagioclásios na presença de H^+ , OH^- , K e S. Neste processo são lixiviados Na, Mg, Ti, Fe e K, resultando na cristalização de quartzo, mica branca e pirita.

A alteração do tipo *greisen* refere-se a uma associação típica formada por quartzo + muscovita, podendo também estar presentes quantidades variáveis de topázio, turmalina, fluorita, zunyita, 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 albitização produzida por metassomatismo de Na.

As principais características dos minerais representativos desse tipo de alteração são:

- **Sericita ((K, Na)Al₂Si₄O₁₀(OH)₂)**

A sericita usualmente cristaliza-se pervasivamente, mas também é comum nos estilos seletivamente pervasivo e fissural. Apresenta de cores de interferência amarelo-claro a verde-claro e comumente forma agregados irregulares.

- **Quartzo (SiO₂)**

O quartzo forma finos cristais anhedrais, mas pode apresentar formas euhédricas e zonadas, especialmente quando em vênulas ou preenchendo cavidades. Tipicamente é incolor e pode concentrar-se em zonas, indicando gradação para a silicificação. Em sistemas mais oxidados pode apresentar hematita quando em vênulas.

- **Pirita (FeS₂)**

A pirita ocorre como cristais finos a grossos, anhedrais ou cúbicos, por vezes zonados. Ocorre disseminada ou constitui delgadas vênulas

d) Alteração argílica intermediária e avançada

A alteração argílica é caracterizada pela presença de argilo-minerais originados por um intenso metassomatismo de H⁺ que resulta em lixiviação ácida,) num intervalo entre 100 e 300 °C. Os argilo-minerais são formados principalmente pela substituição dos feldspatos ígneos e hidrotermais e de silicatos máficos.

e) Alteração argílica intermediária

Esse tipo de alteração hidrotermal se caracteriza pela presença de montmorillonita, illita, clorita, argilas, do grupo da caulinita (caulinita, dickita, halloisita, allofana) e pouca sericita. O zoneamento alteração argílica intermediária é definido pela predominância de caulinita junto à zona de alteração sericitica e de montmorillonita as bordas do centro de alteração hidrotermal.

f) Alteração argílica avançada

A alteração argílica avançada forma-se pela lixiviação completa dos cátions alcalinos, havendo destruição total dos feldspatos e dos minerais máficos. Dickita, caulinita,

pirofilita, barita, alunita e diásporo são os minerais típicos das zonas de este tipo de alteração. Também são presentes sulfetos (covellita, digenita e enargita), topázio, turmalina e argilas amorfas. Em sistemas acima de 300 °C a lixiviação pode produzir assembleias com pirofilita, andalusita, quartzo, topázio e pirita.

g) Alteração alunítica

As alterações com alunita e com natro-alunita são parte de alteração argílica avançada, onde em presença de um fluido rico em íons de sulfatos e um protólito rico em Al, a alunita pode ser a fase mineral dominante. Os grupos de minerais são: alunita, natroalunita e jarosita. Podem estar presentes caulinita, sericita, pirita, hematita, calcedônia e opala.

As características essenciais dos minerais representativos das alterações argílicas são:

- **Caulinita/dickita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$)**

Caulinita e dickita são polimorfos e ocorrem como minerais de substituição e em veios. A caulinita apresenta cor amarela e em raras rochas são pleocróicas. Tipicamente os grãos de caulinita são finos e anhédricos e algumas vezes ocorrem como cristais hexagonais. A dickita tem cor de interferência amarelo-claro, ocorre como grãos anhédricos a cristais hexagonais, ou ainda, apresenta hábito em agregados radiados.

- **Illita ($(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2, \text{H}_2\text{O}]$)**

A illita compõe o grupo de argilos-minerais brancos, com variações entre branco e creme, têm hábito micáceo e granulação fina (usualmente < 1 mm). Entretanto, quando formados sob condições de temperatura relativamente alta, os cristais alcançam granulação grossa e estrutura ordenada, não sendo raros cristais com > 0,5 cm de comprimento, característica essa típica de illita hidrotermal. Os cristais podem se identificados pela sua extinção paralela.

- **Pirofilita ($\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$)**

A pirofilita é normalmente branca a incolor e macia ao tato. Cristaliza-se pervasivamente na matriz de rochas associadas a zonas de fraturas e brechas, podendo constituir > 90% do volume da rocha. Também se concentra na borda de veios e pode formar agregados maciços e em roseta e vênulas, muitas vezes com quartzo associado.

- **Barita (BaSO_4)**

Apresenta tipicamente de cor amarelo-clara, forma agregados granulares ou cristais tabulares em veios e cavidades.

- **Alunita ($(\text{Na}, \text{K})\text{Al}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$)**

Tipicamente ocorre sob a forma de grãos finos ($< 10 \mu\text{m}$) de cor branca, rósea, amarela ou avermelhada, devido à finas inclusões de hematita. Pode apresentar hábito criptocristalino, tanto quando disseminada, quanto em veios. Cristais grossos ($> 2 \text{ mm}$) são típicos de sistemas hidrotermais. Em veios formam característicos arranjos arborescentes ou ramificados (*branchings*) com cristais zonados que chegam a alcançar $>$ de 10 cm de comprimento. Sem sistemas mais quentes pode ser substituída por natroalunita e com abaixamento da temperatura tipicamente forma massas, veios e zonas de "cimentação" de cristais muito finos, normalmente brancos, denominados de alunita porcelânica.

h) Outros tipos de alteração hidrotemal

Alterações hidrotermais não relacionadas ao metassomatismo alcalino e do íon de hidrogênio também podem ocorrer restritamente em sistemas magmáticos–hidrotermais, relacionados a condições específicas do ambiente onde ocorrem. Esses incluem turmalinização, serpentinização, alteração talco–carbonática, fenitização, hematitização, dolomitização, carbonatização e silicificação. Essa última é comum em depósitos do tipo pórfiro e epitermais (Pirajno, 2009).

A **silicificação** é caracterizada pelo enriquecimento de sílica, resultando na cristalização de quartzo de baixa temperatura (quartzo α) e de alta temperatura $> 573^\circ\text{C}$ (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 incrementa com a pressão e temperatura e se a solução sofre influência de expansão adiabática a sílica precipita.

Alguns depósitos em áreas vulcânicas como os sistemas epitermais *high-sulfidation* tipicamente ocorre silicificação das rochas encaixantes, brechas silicáticas, veios e capeamentos de sílica (*silica cap*, usualmente com hematita e brechas) porosa (*vuggy silica*) e núcleos de sílica maciça com sulfetos. Em sistemas *low-sulfidation* zonas *silica sinter* podem ser depositados na superfície nas piscinas de sílica (*sinter pools*) e veios intensamente zonados, com quartzo e/ou calcedônia e sulfetos são característicos.

4.5 Depósitos Epitermais

Inicialmente, o termo epitermal foi definido por Lindgren (1922, 1933) para incluir

uma ampla variedade de depósitos minerais de metais base, mercúrio e estibinita, cuja origem se associava a fluidos aquosos e emanações ígneas de 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. Atualmente, esses depósitos são entendidos como formados em um sistema hidrotermal com temperaturas próximas a 300 °C e profundidades de 1 a 2 km (White & Hedenquist, 1990).

Conhecem-se duas classes principais de sistemas epitermais segundo seu ambiente geológico, minerais de alteração e fluidos químicos, quais sejam:

Os *low-sulfidation* (Hedenquist, 1987; White & Hedenquist, 1990; 1995; Hedenquist *et al.*, 2000) também denominados adularia-sericita (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987) ou *low-sulfur* (Bonham, 1986), que se referem a depósitos com fluidos mineralizantes com enxofre reduzido (HS^- , H_2S) e com pH próximo ao neutro.

Os *high-sulfidation* (Hedenquist, 1987; White & Hedenquist, 1990; Hedenquist *et al.*, 1996; Hedenquist & Arribas, 2000), também conhecidos como alunita-caulinita (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987; Berger & Hemley, 1989) ou *high-sulfur* (Bonham, 1986), que representam depósitos com conteúdo significativo de sulfatos hipógenos, formados por fluidos mineralizantes oxidados e com pH ácido.

Essas duas classes de mineralizações epitermais foram identificadas na Província Mineral do Tapajós. A mineralização *high-sulfidation* se caracteriza pela presença de alunita magmática-hidrotermal e o *low-sulfidation* pela presença de adularia. Geneticamente as mineralizações são relacionadas às rochas vulcânicas riolíticas, invadidas por *stocks* graníticos de idades entre 1870 a 1890 Ma pertencentes ao evento vulcânico cálcio-alcálico Uatumã (Jacobi, 1999; Nunes *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2000; Corrêa-Silva *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2005). Essas mineralizações estão também associadas ao desenvolvimento de *ash-low calderas* aninhadas (Juliani *et al.*, 2005).

4.5.1 Características gerais dos depósitos epitermais

Os sistemas epitermais se encontram associados a vulcanismo subaéreo e intrusões de magmas cálcio-alcálicos ou alcalinos, com variações composicionais entre andesito basáltico a andesito e, de dacito a riolito, presentes principalmente em ambientes tectônicos convergentes de arcos de ilhas e continentais. O menor número desses sistemas em ambiente de *rift* continental ou *hot spot* sugere uma forte associação do magmatismo de subdução com a formação de mineralização neste tipo de depósito mineral (Sillitoe, 1993a).

A mineralização epitermal é fortemente controlada por estruturas tectônicas ou descontinuidades estratigráficas. Comumente se associam a falhas regionais que

influenciam a permeabilidade das rochas e, conseqüentemente, a distribuição da mineralização. Também são hospedadas em estruturas vulcânicas (Rytuba, 1981), principalmente nas antigas crateras de vulcões (Heald *et al.*, 1987) em caldeiras vulcânicas. As crateras se situam acima de um sistema canalizado de colocação do magma que pode instalar um sistema hidrotermal com água predominantemente juvenil, derivada de fluidos exsolvidos do magma (*plumbing systems*). Esses sistemas epitermais também são comuns em domos de riolito (Sillitoe & Bonham, 1984) e em estruturas dômicas resultantes da intrusão de magmas em sub-superfície (Heald *et al.*, 1987).

4.5.2 Tipos de sistemas epitermais

As observações mineralógicas e as composições isotópicas permitem distinguir duas principais classes de sistemas epitermais (**Fig. 9**), segundo a terminologia de Hedenquist (1987), ou seja, esses sistemas *low-sulfidation* e *high-sulfidation*. Há também o sub-tipo *intermediate-sulfidation*, acrescentado por Hedenquist *et al.* (2000) aos dois anteriores.

As principais características desses sistemas encontram-se resumidas na **Tabela 3**.

a) Mineralizações low-sulfidation

Os depósitos *low-sulfidation* se relacionam a uma ampla variedade de rochas alcalinas a cálcio-alcalinas, mas se restringem a sistemas bimodais com basalto e riolito (Hedenquist *et al.*, 2000), com ausência ou restritamente associados a andesitos e dacitos (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

O minério é usualmente rico em pirita, pirrotita, arsenopirita e esfalerita rica em ferro e associa-se 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. Os depósitos podem constituir veios e zonas de *stockworks* ou de minério disseminado. Texturas crustiformes e estruturas bandadas são particularmente características e indicam que os veios foram formados em zonas rasas. Tipicamente o ouro ocorre como *electrum* e, menos frequente com telúrio, associado à acantita e a argentita (sulfeto de prata).

Figura 9 - Esquema dos sistemas epitermais *high*- e *low-sulfidation*, onde pode ser observado o seu relacionamento com os sistemas do tipo pórfiro e com o ambiente vulcânico-hidrotermal produzido pela desgaseificação do magma, além das fumarolas e das piscinas de águas termais ácidas (*acid hot springs*) presentes nesse ambiente geológico. Note que as mineralizações *low-sulfidation* são formadas por águas de pH neutro e se associam a sistemas geotérmicos (Hedenquist & Lowenstern, 1994).

As mineralizações *low-sulfidation* (**Fig. 10**) tem alteração propilítica nas partes mais profundas, com illita, clorita, albita, epídoto, zeólitas, calcita, adularia, quartzo e pirita. Essa mineralogia depende da intensidade da alteração hidrotermal, da presença de uma rocha encaixante reativa, da permeabilidade e da porosidade. Nas zonas rasas a superficiais o sistema se caracteriza por apresentar sílica *sinter*, a qual delimita a paleosuperfície e nível freático antigo. O *sinter* se deposita como sílica amorfa, mas se cristaliza com o tempo, resultando em quartzo. A maioria dos depósitos comumente apresenta finas camadas de sílica amorfa em torno dos antigos *hot springs* (Hedenquist *et al.*, 2000), onde alteração hidrotermal é representada por alunita supegênica, caulinita e opala. Essas rochas tipicamente apresentam concentrações anômalas de As, Sb, Hg, Tl, Au e Ag (Hedenquist, 1991). Em torno do sistema ocorre alteração argílica, resultado da geração de vapor de água quente enriquecido em CO₂ na margem do sistema hidrotermal (Hedenquist, 1990; Simmons *et al.*, 2000). Nessa zona de alteração estão presentes esmectita intercalada com illita, clorita e caulinita e carbonatos disseminados, além dos característicos veios de carbonatos.

Tabela 3 - Características gerais dos sistemas epitermais (White & Hedenquist, 1990; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003).

<i>Tipo</i>	<i>High-sulfidation</i>	<i>Intermediate Sulfidation</i>	<i>Low-sulfidation</i>
Rochas vulcânicas com relações genéticas	Principalmente andesito e riolacito	Principalmente andesito e riolacito. Localmente riolito	Basalto a riolito
Ocorrência	Domos, diatremas, pórfiros	Domos, diatremas	Domos, diatremas
Minerais de alteração	Quartzo, alunita, APS, pirofilita, dickita	Sericita, rodocrosita, anidrita Adulária ausente	Adulária, esmectita, illita, roscoelita.
Forma do depósito.	Brechas, veios, disseminado	Veio, brechas, disseminado	Veios, <i>stockworks</i> , disseminado
Texturas do minério	Substituição, sulfetos maciços, veios e brechas, quartzo <i>vuggy</i>	Brechas, veio 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 colóide e substituição de carbonatos
Ganga carbonática	Ausente	Comum. Inclui variedades manganíferas	Presente, mas não manganífera
Outras gangas	Barita em estágios tardios	Barita e silicatos manganíferos 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, tetrahedrita, esfalerita	Esfalerita, galena, tetrahedrita, 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

Os estudos de inclusões fluidas em diferentes depósitos *low-sulfidation* indicam que as temperaturas dos fluidos mineralizantes situam-se entre 150 a 300 °C, predominando temperaturas entre 150 a 250 °C, e que fluidos são 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). Salinidade mais altas são explicadas como consequência da presença de CO₂ no sistema (Hedenquist & Henley, 1985a).

Com base nos isótopos estáveis, Cooke & Simmons (2000) observaram que o fluido dominante nas soluções hidrotermais desses depósitos é principalmente água meteórica, como pouca presença de água magmática, a qual pode chegar aproximadamente a 10% das soluções mineralizadas (Sawkins *et al.*, 1979; Simmons, 1995).

Figura 10 - Perfil esquemático de um sistema *low-sulfidation* com a distribuição dos minerais de alteração hidrotermal (modificado de White & Hedenquist, 1995 e Hedenquist *et al.*, 2000, em Tosdal *et al.*, 2003).

Heald *et al.* (1987) observaram que o tempo entre formação da rocha encaixante e a mineralização é usualmente superior 1 Ma. Apontaram também que esses sistemas são formados em sistemas geotermiais (ou campos geotermiais), onde grandes quantidades de água superficial se misturam com água quente profunda e rica em cloretos, a alguma distância do centro eruptivo ou, na maioria dos casos, acima de intrusões localizadas entre 5 a 6 km de profundidade.

A formação desses sistemas normalmente ocorre em *rifts* em arcos de ilhas e continentais, sempre associados a vulcanismo bimodal (Sillitoe, 2002b) (**Fig. 11**). Os *rifts* podem ser formados no intra-arco ou no retro-arco durante a subducção da litosfera oceânica seguida de um retrocesso de subducção e um evento pós-colisional (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Geneticamente não se encontra relação entre pórfiros de cobre e depósitos *low-sulfidation* (Hedenquist *et al.*, 2000), mas ambos tipos podem ocorrer no mesmo ambiente geológico e numa mesma província (John *et al.*, 1999).

Alguns exemplos de depósitos *low-sulfidation* bem conhecidos são o *Comstock lode* e *Round Mountain* (EUA) e *Hishikari* (Japão) entre outros. (**Fig. 12**).

Figura 11 - Ambientes tectônicos de formação de depósitos *low*-, *intermediate*- e *high-sulfidation*. (a) arco levemente extensional com esforço neutro, (b) retro-arco compressivo durante vulcanismo de arco, (c) arco compressivo com vulcanismo de subducção, (d) arco extensional, (e) retro-arco extensional durante vulcanismo de arco, (f) retro-arco extensional durante transição de subducção a *rift* relacionado ao magmatismo bimodal, (g) margem continental seguida de pausa de subducção, (h) tectonismo compressivo relacionado a limite de falha de empurrão, (i) limitado a magmatismo pós-colisional durante colisão e rompimento da placa e tectonismo compressivo, (j) evento extensional e colapso tectônico seguido de colisão continental (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

Figura 12 - Distribuição global dos depósitos epitermais, segundo Taylor (2007).

O tipo epitermal *low-sulfidation* pode ser subdividido no tipo *intermediate-sulfidation*, de características intermediárias entre o *low-sulfidation* e o *high-sulfidation* (Sillitoe, 1993a, John *et al.*, 1999). Esse tipo possui mineralogia semelhante à do *low-sulfidation*, incluindo a presença de adularia, indicando serem também formados por fluidos com pH neutro (Hedenquist *et al.*, 2000). Os depósitos *intermediate-sulfidation* mostram, comparativamente aos *low-sulfidation*, enriquecimento em rodocrosita e anidrita e em metais base (Zn e Pb). Esse tipo ocorre em rochas andesíticas a dacíticas cálcio-alcalinas e associa-se a sistemas do tipo pórfiro e a mineralizações *high-sulfidation* (John *et al.*, 1999; Sillitoe, 2010).

b) Mineralizações high-sulfidation

Os sistemas *high-sulfidation* ocorrem tipicamente em rochas vulcânicas de composição andesítica e dacítica (Sillitoe, 1999, em Hedenquist *et al.*, 2000), mas também se associam a riodacito e quartzo latito (Heald *et al.*, 1987; Sillitoe & Hedenquist, 2003). O corpo mineralizado se caracteriza por apresentar ouro, *electrum*, enargita, luzonita, covellita, calcosina, bornita, teluretos e pirita, com quartzo, alunita, pirofilita, dickita, caulinita, diásporo, barita, zunyita, enxofre nativo, sulfatos alumino-fosfáticos (APS) e rutilo/anatásio como ganga. A maioria dos depósitos *high-sulfidation* mostra uma porção central de sílica maciça e uma capa de sílica (*silica cap*) 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, que também

ocorre em zonas de quartzo maciço, veios de argilo-minerais, alunita e quartzo, *stockworks* e brechas.

Frequentemente as rochas alteradas do sistema possuem veios de quartzo e pirita não mineralizadas com halos de alteração sericitica e pirofilita em profundidade (Hedenquist *et al.*, 2000). Observa-se também que as alterações de argílica avançada e a silicificação se restringem a níveis mais profundos do sistema (Stoffregen, 1987). Nas zonas rasas centrais do sistema encontra-se silicificação caracterizada pela presença de quartzo *vuggy* e em torno desta se apresenta alteração argílica avançada constituída por alunita, quartzo, caulinita, dickita, nacrita e, algumas vezes, pirofilita e diásporo. A alteração argílica avançada têm espessuras variando de 1 a 100 m. Segundo Hedenquist *et al.* (2000), a alteração propilítica, assim como a argílica, se encontra nas zonas mais externas (**Fig. 13**).

Figura 13 - Seção esquemática com o típico zonamento das alterações hidrotermais de uma mineralização *high-sulfidation* (Hedenquist *et al.*, 2000, modificado de Stoffregen, 1987).

A alteração argílica avançada dos depósitos *high-sulfidation* é gerada por três principais fontes de acidez (Heald *et al.*, 1987; Hedenquist *et al.*, 2000): (1) desproporcionamento do SO₂ (reação 18), acompanhado pela dissociação de espécies ácidas dominantes, como o HCl e H₂SO₄ (reações 2 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 em inclusões fluidas feitos por Cooke & Simmons (2000) evidenciaram uma ampla variação de salinidade e de temperaturas para esses tipos de depósitos, com um grupo de amostras com salinidades entre < 1 e 5% peso de NaCl eq. e temperaturas de aprisionamento entre 100 e 350 °C, e um outro grupo com salinidades entre < 1 e 46% peso de NaCl eq. e temperaturas de ~400 °C. Por outro lado, Heald *et al.* (1987) obtiveram dados que variam entre 1 e 24% peso de NaCl eq. e temperaturas de 200 a 300 °C.

Em geral os isótopos de oxigênio e de deutério compilados por Cooke & Simmons, (2000) indicam origem predominantemente magmática dos fluidos mineralizantes. Evidências de misturas com águas meteóricas foram apresentadas por Hedenquist *et al.* (1998).

As mineralizações *high-sulfidation* ocorrem em contextos geológicos de arcos de ilhas e limites continentais (White *et al.*, 1995), sob influência de tensões neutras e leve extensão (Sillitoe & Hedenquist, 2003), sendo localizados acima ou no limite de um corpo intrusivo, geralmente pórfiros de Cu–Au (**Fig. 14**). O tempo de geração dos *high-sulfidation* é < 0,5 Ma após da formação das rochas encaixantes, o que também aponta uma relação genética com o magmatismo (Heald *et al.*, 1987).

A maioria dos depósitos se encontram preservados em arcos vulcânicos Cenozóicos da zona circum-pacífica, na zona do Mediterrâneo, incluindo o cinturão Carpático–Balcaniano, e o cinturão Paleozóico da Ásia Central. No entanto são identificados em terrenos paleoproterozóicos e neoproterozóicos, como Hook Brook (Canadá), Enåsem (Suécia) e a Província aurífera de Tapajós.

4.5.3 Processos de deposição dos metais em sistemas 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).

Figura 14 – Esquema da relação dos pórfiros de Cu com os depósitos ou sistemas epitermais *high-sulfidation*, *intermediate-sulfidation* e outros sistemas hidrotermais (Sillitoe, 2010).

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 faturamento hidráulico devido ao incremento da pressão (Hedenquist & Henley, 1985). O *boiling* também gera concentração das espécies dissolvidas no fluido, como a sílica, o que permite uma supersaturação e a precipitação de quartzo e a formação de colóides de sílica que resultam em veios calcedônia bandados ou laminados, por vezes cristalizados, nos sistemas de *low-sulfidation*.

O *boiling* e a diminuição de CO₂ do vapor também produz um incremento no pH (reação 20), o que explica a presença de illita a adulária como minerais de ganga (reação 21) e a deposição de calcita (reação 22) 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) suporta, com base em estudos de inclusões fluidas, 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 de águas produzir uma mudança de águas redutoras e de pH neutro para águas em condições oxidadas e ácidas.

As reações químicas que permitem a deposição de ouro incluem bissulfeto ($\text{H}_2\text{S}_{(\text{eq})}$), as quais se relacionam ao *boiling*, à perda de gás (reação 23) e a outros processos, como a sulfetação da rocha encaixante (24) ou a desestabilização de espécies de enxofre por mistura com grandes quantidades de água enriquecido em sulfatos (25) (Cooke & Simmons, 2000).

Arribas (1995) propôs um modelo de duplo estágio para a formação da mineralização em sistemas *high-sulfidation*. O primeiro estágio (**Fig. 15A**) está relacionado a grandes quantidades de gases magmáticos que causam uma intensa lixiviação ácida e a formação da associação mineralógica de alteração argílica avançada. O segundo estágio (**Fig. 15B**) 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 (1995) indica duas formas para formar a 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. 15B1**) 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. 15B2**).

Figura 15 - Modelo com os principais estágios de evolução da alteração hidrotermal e da deposição do ouro nos depósitos *high-sulfidation*, segundo Arribas (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 meteorológicas, mistura de fluidos magmático–meteorológicos mineralizados, (B2) ascensão de salmouras magmáticas enriquecidas de metais e misturadas com águas meteorológicas resfriadas.

4.6 Depósitos do Tipo Pórfiro

Os sistemas mineralizantes do tipo pórfiro são formados por fluidos magmáticos–hidrotermais de alta temperatura associados a intrusões multifásicas epizonais e mesozonais de composições que variam de diorítica a granítica. Os pórfiros podem ser definidos em termos de seu contexto geológico, conteúdo de metais, padrão de alteração hidrotermal e afinidade geoquímica dos granitóides e das rochas encaixantes. Universalmente, os pórfiros são caracterizados por apresentarem: (1) veios e vênulas formando *stockworks*, dentro dos quais ocorrem disseminados sulfetos de Fe, Cu, Mo, Pb, Zn, Au nativo e minerais de W, Bi e Sn; (2) associação das mineralizações, espacial e geneticamente, aos corpos intrusivos; (3) grande volume de rochas afetada por alteração hidrotermal (Pirajno, 1992).

Geralmente os sistemas pórfiro são classificados com base em sua associação de metais dominantes, sendo que os mais reconhecidos são os pórfiros de Cu, Cu–Mo, Mo, W, Cu–Au. Kirkham & Sinclair (1995) e Pirajno (2009), por sua vez, classificaram os pórfiros segundo seu conteúdo metalífero e subprodutos (**Tabela 4**).

Tabela 4 - Classificação de sistemas tipo pórfiro baseados em metais dominantes, segundo Kirkham & Sinclair (1995) e Pirajno (2009).

<i>Classe</i>	<i>Mineralização</i>	<i>Subproduto</i>	<i>Litotipo</i>
Pórfiros de cobre	Cu	Au, Mo, Ag, Re, PGE	Pórfiros granodioríticos e tonalíticos
	Cu ± Mo	Au, Ag	Pórfiros graníticos a monzodioríticos
	Cu–Mo–Au	Ag	Pórfiros monzoníticos
	Cu ± Au	Ag, PGE	Pórfiro sieníticos
Pórfiro de molibdênio	Mo–Au		Pórfiros monzoníticos
	Mo	W, Sn	Pórfiro sienítico, graníticos e trondhjemiticos Pórfiros riolíticos
	Mo–Cu		Pórfiros quartzo monzoníticos e graníticos
Pórfiro de ouro	Au	Ag, Cu, Mo	Pórfiros dioríticos
Pórfiro de tungstênio	W–Mo		Pórfiros riolíticos
Pórfiro de estanho	Sn	W, Mo, Ag, Bi, Cu, Zn	Pórfiros riódacíticos

4.6.1 Distribuição global dos depósitos e longevidade do sistema hidrotermal

Os depósitos do tipo pórfiro ocorrem predominantemente em cinturões orogênicos paleozoicos, mesozoicos e cenozoicos (**Fig. 16**) e a sua formação e evolução relaciona-se com eventos magmáticos em limites de placas tectônicas. Alguns pórfiros têm sido encontrados em períodos mais antigos, até mesmo no Arqueano (Sinclair, 2007).

O tempo de desenvolvimento do sistema hidrotermal responsáveis pela formação desses depósitos varia de 100.000 a vários milhões de anos e, comumente, o tempo que decorre entre as intrusões e formação do depósito situa-se entre 1 e 2 milhões de anos (Sillitoe, 2010).

Figura 16 - Distribuição global dos depósitos de pórfiro (Kirkham & Dunne, 2000, em Sinclair, 2007).

4.6.2 Contexto geológico

Os sistemas do tipo pórfiro ocorrem em margens convergentes de placas tectônicas ou em zonas de *rift* (Pirajno, 1990).

Nas margens convergentes os depósitos tipo pórfiros são formados acima de zonas de subducção, tanto em margens continentais como em arcos de ilhas intraoceânicas e se se associam ao vulcanismo cálcio-alcálico, predominantemente de composição diorítica, granodiorítica e quartzo monzonítica. Estes sistemas apresentam tipicamente mineralizações em Cu, com Au e Mo subordinados.

Em sistemas relacionados a *rifts* Sillitoe (1980) reconheceu três tipos de situações formadoras de mineralizações do tipo pórfiro (**Fig. 17**): a) *rifts* em retro-arco que se seguem à interrupção da subducção, no qual rochas graníticas alcalinas do tipo A e riolitos são predominantes; b) *rifst* intracontinentais formados no início do ciclo de Wilson; c) *rifts* formados após a colisão continental. Os pórfiros resultantes desses ambientes estão associados a rochas graníticas e quartzo monzoníticas enriquecidas em Cu + Mo e Mo ± W (Pirajno, 1992).

Figura 17 - Ambientes geotectônicos de formação de sistemas do tipo pórfiro. (1) subducção em margem continental do tipo andino, (2) subducção em arcos de ilhas, (3) *rift* de retro-arco formado depois da interrupção da subducção, (4) *rift* intra-continental, (5) *rift* posterior à colisão continental (Sillitoe, 1980, em Pirajno, 1992).

4.6.3 Estilos das mineralizações e estruturas e

O estilo típico da mineralização em pórfiros são os veios, *stockworks* e vênulas, mas são também comuns zonas de *crackled* e *pipes* de brechas magmáticas-hidrotermais, esses mais comuns em os pórfiros de Cu enriquecidos em Au (Sillitoe, 2000).

As estruturas das mineralizações são zonas de falhas e fraturas de diversas ordens, cujo desenvolvimento relaciona-se ao esforço local no ambiente na zona rasa do plúton ou pode refletir os esforços regionais da área.

4.6.4 Mineralogia

A pirita é um mineral comum nos pórfiros e seu conteúdo é maior nos pórfiros de Cu, Cu–Mo, Cu–Au, Au e Ag comparativamente aos pórfiros de Sn, W e Mo.

Na **Tabela 5** são apresentadas as associações minerais comuns nos diferentes tipos de pórfiro.

4.6.5 Alterações hidrotermais

As alterações hidrotermais nos sistemas do tipo pórfiro são zonadas e superpostas. Suas assembleias de minerais refletem o progressivo resfriamento dos fluidos hidrotermais e as mudanças das condições físico-químicas do sistema. Em temperaturas mais altas ocorre a alteração potássica, seguida pela propilitização, alteração clorítica–sericítica, sericítica, argílica e argílica avançada (**Fig. 18**).

O zonamento se desenvolve centralizado e de baixo para cima (**Fig. 19**), resultando nas seguintes associações de minerais:

a) Zona da alteração (ou metassomatismo) potássica: caracteriza-se pela associação de feldspato potássico e biotita hidrotermais, com anfibólio, magnetita e anidrita subordinados.

Tabela 5 - Mineralogia dos diferentes sistemas tipo pórfiro, segundo Sinclair (2007).

<i>Classe</i>	<i>Mineralização</i>	<i>Assembleia mineral</i>
Pórfiros de Cu, Cu–Mo e Cu–Mo–Au	Calcopirita, bornita, calcocita, tenantita, enargita, molibdenita, <i>electrum</i> , sulfetos de Cu e sulfossais	Pirita, magnetita, quartzo, biotita, feldspato potássico, anidrita, muscovita, argilas, epidoto e clorita
Pórfiro de Cu–Au	Calcopirita, bornita, calcocita, tenantita, ouro nativo, <i>electrum</i> , teluretos, outros minerais de Cu	Pirita, arsenopirita, magnetita, quartzo, biotita, feldspato potássico, anidrita, epidoto, clorita, escapolita, albita, calcita, fluorita e granada
Pórfiro de Au	Ouro nativo, <i>electrum</i> , menores conteúdos de calcopirita, bornita Molibdenita pode estar presente	Pirita, magnetita, quartzo, biotita, feldspato, muscovita, argilas, epidoto e clorita
Pórfiro de Mo	Molibdenita, scheelita, wolframita, cassiterita, bismutinita e bismuto nativo. Menores conteúdos de calcopirita	Pirita, magnetita, quartzo, feldspato potássico, biotita, muscovita, argilas, fluorita e topázio
Pórfiro de W–Mo	Scheelita, wolframita, molibdenita, cassiterita, estanita, bismutinita e bismuto nativo	Pirita, arsenopirita, quartzo, feldspato potássico, biotita, muscovita, argilas, fluorita, topázio
Pórfiro de Sn e Sn–Ag	Cassiterita, tetraedrita, argentita, estanita, wolframita, calcopirita, esfalerita, molibdenita, teallita, bismutinita, outros sulfetos e sulfossais, ouro e bismuto nativos	Pirita, arsenopirita, quartzo, feldspato potássico, biotita, muscovita, argilas, fluorita e topázio
Pórfiro de Ag	Acantita, esfalerita, galena, freibergite e estefanita	Arsenopirita, pirrotita, pirita, adularia, quartzo, fluorita, calcita

- b) Zona da alteração propilítica:** consistem de quartzo, clorita, epidoto e calcita.
- c) Zona da alteração sericítica:** definida pela associação de quartzo, sericita e pirita superposta à zona potássica. Em alguns pórfiros esse tipo de alteração ocorre em menor volume (Carson & Jambor, 1979, em Sinclair, 2007).
- d) Zona da alteração clorítica-sericítica:** é uma zona transicional entre as da alteração prolítica e sericítica.
- e) Zona da alteração argílica:** formada tipicamente por quartzo, illita, pirita, caulinita, esmectita e montmorillonita.
- f) Zona da alteração argílica avançada:** com minerais de illita, quartzo, alunita e pirofilita entre outros.
- g) Zona da argílica avançada:** se localiza na parte mais rasa do sistema pórfiro. É também chamada *lithocap* e associa-se a depósitos epitermais *high-sulfidation* e *intermediate-sulfidation*. Esses sistemas epitermais estão associados principalmente a pórfiros de Cu (Sillitoe, 2010), mas também ocorrem em pórfiros de Cu–Mo, Cu–Au e Au, mas não estão presentes em pórfiros de Mo (Sillitoe, 1993a).

Figura 18 - Esquema da sequência das alterações hidrotermais em relação à paleopropriedade e tempo de vida dos sistemas pórfiro de Cu. A sequência da alteração potássica para a argílica avançada é o resultado de um incremento da acidez e da queda da temperatura dos fluidos hidrotermais. Na figura pode-se observar também os principais sulfetos presentes em cada um dos tipos de alteração, associações essas indicativas da evolução do aumento do estado oxidação com a redução da temperatura (Sillitoe, 2010).

Figura 19 - Padrão de zoneamento alteração hidrotermais nos sistemas pórfiro de Cu, segundo Sillitoe (2010).

4.6.6 Origem e salinidades dos fluidos hidrotermais

No desenvolvimento dos sistemas do tipo pórfiro estão presentes soluções magmáticas–hidrotermais formadas em intervalos de temperatura variando de 750 a 450 °C e a profundidades entre 5 e 1 km, bem como fluidos convectivos de origem meteórica, com o qual se misturam com o componente magmático até o seu desaparecimento. Os fluidos meteóricos–hidrotermais circulam a profundidades entre 1 e < 0,5 km, em temperaturas de 450 e 250 °C.

Os estudos de inclusões fluidas indicam três classes de fluidos: (1) fluidos hipersalinos como mais de 40 wt % de NaCl eq. e temperatura de homogeneização de 750 °C, (2) fluidos de alta salinidade, com aproximadamente 10 a 25 wt % NaCl eq. e temperatura homogeneização de 600 a 250 °C e (3) fluidos de baixa salinidade como < 10 wt % NaCl eq. e temperatura de homogeneização entre 400 a 200 °C.

5 GEOLOGIA DA ÁREA

A região onde localiza-se a mineralização estudada situa-se fora do polígono do mapeamento PROMIN-Tapajós em 1: 250.000, não dispondo assim, de mapeamentos geológicos, sequer em escala regional. A área situa-se nas proximidades do limite norte do mapa geológico da Folha Caracol (Bahia & Quadros, 2000), na continuidade da Suite Intrusiva Parauari, mais especificamente na sua Fácies Granodiorítica (**Pp1**), com coberturas de rochas vulcânicas do Grupo Iriri, de idade ao redor de 1,88 Ga.

A Fácies Granodiorítica da Suite Intrusiva Parauari é constituída predominantemente por rochas porfiríticas de granulação média a grossa, de cor cinza-esbranquiçado a rosado, com dois tipos petrográficos principais, um hornblenda-biotita granodiorito com minerais opacos, zircão e apatita, e um biotita granodiorito com minerais opacos, titanita e apatita acessórios (Bahia & Quadros, 2000). A idade da Suite Intrusiva Parauari situa-se, segundo Vasquez *et al.* (1999) e Santos *et al.* (2000), entre 1883 ± 2 e 1879 ± 11 Ma.

Entretanto, nesse trabalho observou-se que as rochas granitóides que situam-se na continuidade da Suite Intrusiva Parauari tem idade em torno 2,03 Ga, não podendo assim ser correlacionadas com essa suite, enquanto que as rochas vulcânicas têm idades de 1,99 Ga e 1,88 Ga, indicando também a existência de vulcânicas mais antigas que as do Grupo Iriri, além de vulcânicas correlacionáveis ao Grupo Iriri.

Uma vez que a presente dissertação foi feita com base em levantamentos e amostragens prévias, não foi possível a individualização dessas novas unidades e, assim sendo, é apresentada a síntese da geologia da área feita por Corrêa-Silva (2002), cujo esboço geológico é apresentado na Figura 20. Nesse esboço geológico o embasamento das rochas vulcânicas, constituído predominantemente por granitóides, anteriormente considerados como pertencentes à Suite Intrusiva Parauari, mas agora identificados como de idades mais antiga, ao redor de 2,003 Ga. Como pode ser visto na síntese dos dados geocronológicos da Província Mineral do Tapajós apresentada na **Tabela 6**, não há unidades plutônicas cronologicamente diretamente correlacionáveis a esses granitóides (exceto uma idade relativamente anômala do Complexo Cuiú-Cuiú). Idades semelhantes foram definidas por Lamarão *et al.* (2002) para rochas vulcânicas da Vila Riozinho (entre 2.000 ± 4 a 1.998 ± 3 Ma), sugerindo que esse embasamento podem ter sido formado pelo evento magmático que gerou as vulcânicas na Vila Riozinho.

Segundo Corrêa-Silva (2002), sobre o embasamento granitóide ocorre a Sequência Vulcânica Inferior, formada predominantemente por andesitos e riolitos, seguida pela Sequência Vulcânica Superior, com ignimbritos, tufos diversos, tufos de cristais e soldados capeados por arenitos e siltitos epiclásticos vulcânicos, com corpos restritos de ritmitos com leitos de *chert* laminado, provavelmente de ambiente lacustre. Em porções mais distantes da mineralização estudada, como nas proximidades do rio Tapajós, as vulcânicas epiclásticas são substituídas por rochas sedimentares arcoseanas e ortoquartzíticas com leitos conglomeráticos da Formação Buiçu, formadas em ambiente fluvial e litorâneo (Bahia & Quadros, 2000).

Tabela 6 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Tapajós.

Associações	Unidade Litoestratigráfica	Idade de Formação / Fontes Detriticas (Ma)	Método	T _{DM} (Ga)	ε _{Nd} (t)
Magmatismo Toleítico Proterozóico e Fanerozóico	Diabásio Cururu	180 ±4 ¹⁰	K-Ar rt		
	Diabásio Piranha*	507 ±4 ⁹	U-Pb S bd		
	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	1186 ±12 ⁹	U-Pb S bd		
	Diabásio Crepori	1780 ±7 ⁹	U-Pb S bd		
Coberturas Sedimentares Proterozóico e Fanerozóico (Estateriano)	Formação Sequeiro*	1901, 1898, 1895, 2065 ¹	U-Pb T zrd		
	Formação Abacaxis*	1909, 1902, 1899, 1895 ¹	U-Pb T zrd		
	Granito Porquinho	1786 ±14 ⁶	U-Pb S zr		
Vulcano-Plutonismo Paleoproterozóico (Orosiriano)		1877 ±12, 1874 ±7, 1872 ±4			
	Suíte Intrusiva Maloquinha	1871 ±8, 1870 ±4, 1864 ±18 ² 1880 ±9 ⁴ , 1882 ±4 ⁸	U-Pb S zr	2,60 e 2,53 ¹	-6,67 e -2,84 ¹
			Pb-Pb zr	2,28 a 2,23 ⁵	-0,72 a -2,45 ⁵
	Anostosito Jutai*	1878 ±8 ³	U-Pb S ti		
	Suíte Intrusiva Ingarana	1881 ±11 ⁷	U-Pb S bd	2,24 ¹	-0,87 ¹
	Suíte Intrusiva Parauari	1883 ±2 ⁸ 1879 ±11 ¹	Pb-Pb zr U-Pb T zr		
	Formação Moraes Almeida*	1890 ±6, 1881 ±4, 1875 ±4 ⁴	Pb-Pb zr	2,44 a 2,29 ⁵	-3,05 a -1,98 ⁵
	Grupo Iriri	1870 ±8 ² 1893 ±3, 1888 ±2 ⁸	U-Pb S zr Pb-Pb zr	2,45 ¹ 2,37 a 2,34 ⁵	-1,37 ¹ -2,47 a -2,83 ⁵
	Granito São Jorge Novo*	1891 ±3 ⁴ 1907 ±9 ⁶	Pb-Pb zr U-Pb S zr	2,43 e 2,32 ⁵	-5,21 e -2,68 ⁵
	Suíte Intrusiva Tropas	1892 ±6 ⁶	U-Pb S zr		
	Tufo Uruará*	1896 ±5 ⁶	U-Pb S zr		
	Basalto Tropas*	1898 ±5 ⁶	U-Pb S zr		
	Metandesito Ouro Roxo*	1974 ±6 ⁶	U-Pb S zr		
	Suíte Intrusiva Creporizão	1968 ±7, 1966, 1963 ±6 ⁵ 1997 ±5, 1984 ±1, 1968 ±16 ⁷	U-Pb S zr Pb-Pb zr		
Associação de Embasamento	Granito São Jorge Antigo*	1983 ±8 e 1981 ±2 ⁴	Pb-Pb zr	2,41 a 2,26 ⁵	-1,03 a -2,68 ⁵
	Monzogranito Jamanxim*	1997 ±5 ⁶	U-Pb S zr, ti		
	Formação Vila Riozinho*	2000 ±4, 1998 ±3 ⁴	Pb-Pb zr	2,49 a 2,28 ⁵	-1,09 a -3,71 ⁵
	Complexo Cuiú-Cuiú	2011 ±23 ¹ 2033 ±7, 2016 ±5, 2015 ±9, 2012 ±8, 2005 ±7 ²	U-Pb T zr U-Pb S zr	2,16 e 2,09 ³	+1,8 e +2,6 [♦]
	Grupo Jacareacanga	2125, 2106, 2098, 2875 ¹	U-Pb T zrd		

Abreviaturas: S–SHRIMP; T–ID-TIMS; rt–rocha total; bd–baddeleyita; ti–titanita; zr–zircão; zrd–zircão detritico; ε_{Nd} (t)–calculado para idade de cristalização; ♦–recalculado para t=2,03Ga; *–denominação usada exclusivamente pelos autores. **Referências:** 1 – Santos *et al.* (2000); 2 – Santos *et al.* (2001); 3 – Sato & Tassinari (1997); 4 – Lamarão *et al.* (2002); 5 – Lamarão *et al.* (2005); 6 – Santos *et al.* (2004); 7 – Vasquez *et al.* (2000); 8 – Vasquez *et al.* (1999); 9 – Santos *et al.* (2002); 10–Santos *et al.* (1975)

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. Esse sistema vulcano-sedimentar foi interpretado como sendo gerado numa caldeira vulcânica onde a primeira sequência inclui o vulcanismo pré- e sin-caldeira, enquanto que a segunda, juntamente com as intrusivas sub-vulcânicas correspondem ao magmatismo pós-caldeira.

Figura 20 - Esboço geológico da área de estudo, modificado de Corrêa-Silva (2002).

Foram também identificados intrusivos nessas sequências alguns corpos de granitos tardios correlatos aos da Suite Intrusiva Maloquinha, representando o evento magmático anorogênico do tipo A (Corrêa-Silva, 2002).

A norte da área afloram as rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Amazonas e extensas planícies aluviais quaternárias recobrem a maioria das unidades descritas

Falhas e fraturas radiais e anelares foram interpretadas como geneticamente associadas o desenvolvimento da caldeira, mas também foram reconhecidas falhas rúpteis orientadas segundo a direção noroeste-sudeste.

Baseado em Corrêa-Silva (2002) e nesse trabalho, as seguintes unidades geológicas ocorrem na área estudada:

5.1 Embasamento

Os poucos afloramentos e amostras estudadas do embasamento são formadas por biotita granodiorito e tonalito cinza a róseo, ambos maciços a, localmente, foliados, e com texturas faneríticas inequigranulares média a fina. Santos *et al.* (2000) consideram estes granitóides como representantes como segundo arco magmático paleoproterozóico que sucedeu a construção do Complexo Cuiú-Cuiú da província Tapajós-Parima.

Também ocorrem nessa unidade granitos de cor cinza a rosa, comumente leucocráticos e, mais esporadicamente, hololeucocráticos. Constituem *stocks* e apófises em contatos intrusivos nos granodioritos e tonalitos, mas localmente, limitam-se por falhas transcorrentes de direção NW-SE e normais na borda das estruturas anelares. Essas rochas são geralmente maciças e se encontram foliados nas proximidades das zonas de falhas. Esses corpos de granitos são interpretados como relacionados às fases tardias da Suite Intrusiva Parauari e/ou aos granitos da Suite Intrusiva Maloquinha.

5.2 Sequência Inferior

5.2.1 Andesitos e basaltos andesíticos

Essas rochas, ainda não datadas na Província Mineral do Tapajós, são consideradas como parte da Formação Bom Jardim por Santos *et al.* (2000; 2001). Considerando seu posicionamento estratigráfico na base das vulcânicas félsicas do Grupo Iriri, as intercalações de riolitos e tufos e o contexto evolutivo de caldeiras vulcânicas no Tapajós levou Correa-

Silva (2002) e Juliani *et al.* (2005) a posicionarem essas rochas no Grupo Iriri, onde sua formação estaria associada estrato-vulcões do estágio pré-caldeira.

A unidade é composta por derrames de andesitos pretos a verde-escuros na base, com vários metros de espessura, às vezes em contato pouco inclinado com os granodioritos e tonalitos. O contato com os granitóides também pode ser dar por falhas.

São rochas faneríticas finas e inequigranulares, por vezes com tendência porfirítica, quase sempre maciças, mas estruturas bandadas de fluxo magmático, zonas com vesículas e amígdalas alongadas por fluxo e preenchidas por clorita e carbonatos não comuns no topo dos derrames. Localmente os derrames são cortados por veios e diques com espessura de até alguns metros de pórfiro riodacítico e de dacito.

5.2.2 Riолitos porfiríticos

Essa unidade é constituída por riолitos porfiríticos rosa a vermelho-acastanhado escuro com fenocristais bipiramidais de quartzo e megacristais de feldspato potássico e plagioclásio imersos em matriz fanerítica muito fina a afanítica. Muitas vezes apresentam textura de fluxo ígneo dada principalmente pela orientação dos megacristais e intercalações de lapilli-tufos, tufos diversos e depósitos de ignimbritos foram também identificados, em especial nos testemunhos de sondagem (**Fig. 21**).

Em alguns locais essas rochas parecem constituir domos vulcânicos com fraturamentos anelares e radiais intrusivos em derrames e tufos félsicos com contatos bruscos entre si, por vezes erosivos, com espessuras que variando de 1 a 5 m.

O contato do riолito porfirítico com o granito faz-se comumente através de falhas, mas foram também observadas relações de intrusão, com apófises de granito encaixadas no riолito. Diques e veios de brechas hidrotermais e veios de quartzo com pirita e sericita são relativamente frequentes nessas rochas.

5.3 Sequência Superior

A Sequência Superior é, em essência, formada rochas vulcanoclásticas, epiclásticas e vulcânicas félsicas, bem como rochas sedimentares derivadas da erosão da pilha

vulcânica. Esta sequência recobre as rochas de sequência inferior, com a qual apresenta contatos bruscos concordantes ou erosivos. Sua composição litotípica permite correlações com a Formação Aruri do Grupo Iriri e, em parte, com a Formação Buiúçu, tal qual descritas por Bahia & Quadros (2000). No contexto evolutivo de uma caldeira vulcânica essa unidade corresponderia às unidades formadas durante os estágios sin- e pós-caldeira (Correa-Silva, 2002). Os principais litotipos dessa unidade são:

5.3.1 Rochas vulcanoclásticas

Representam principalmente depósitos de ignimbritos com brechas coignimbríticas subordinada, depósitos de queda, formados por tufos de cristais.

Os ignimbritos são predominantemente formados por depósitos de tufos félsicos reologicamente deformados, com dobras convolutas e tufos soldados acamadados dispostos em camadas descontínuas. Apresentam intensa deformação adiastrófica, com dobras convolutas e lentes amalgamadas em meio às brechas coignimbríticas que, por sua vez, possuem matriz predominantemente composta por cinzas vulcânicas e tufos.

Essas rochas afloram também no topo dos domos riolíticos e concentram-se na borda da paleo-caldeira, distribuindo-se centrifugamente a partir de estruturas circulares menores, interpretadas com antigos *vents* do vulcanismo pós-caldeira.

Figura 21 - Estratigrafia das rochas na área de estudo feito com base em descrição de testemunhos de sondagens rotativas diamantadas (Corrêa-Silva, 2002).

Os tufos de cristais tem cor cinza a rosa, estrutura maciça localmente bandada e laminada e estratificação plano-paralela marcada pela alternância entre leitos cineríticos finos, tufáceos e de *lapilli*-tufo. São também comuns intercalações de leitos de rochas de mais grossas, com alguns centímetros de espessura, nos quais predominam clastos de poucos milímetros de comprimento quartzo e feldspato, por vezes preservando ainda foram euhédricas. Estes fragmentos podem também ser identificados imersos na matriz tufácea, assim como textura eutaxítica. Os contatos do tufo de cristais com o tufo soldado e com o tufo são geralmente gradacionais, mas são bruscos com as brechas coignimbríticas.

As brechas coignimbríticas, constituem lentes, principalmente na base dos depósitos de ignimbritos. Sua principal característica é uma estrutura brechada clasto suportada com fragmentos variando de angulosos a subarredondados, polimíticos, com centímetros a metros de comprimento, com matriz composta por fragmentos líticos mais finos, incluindo até fração cinza e fragmentos púmice muito deformados. Os clastos são predominantemente de riolito porfirítico, tufos e tufitos, mas também ocorrem clastos de granito, *chert*, ritmitos, arenitos tufáceos a arcoseanos e de andesito.

Os tufitos são bandados a laminados, têm cor variando de cinza a rosa e apresentam estruturação plano-paralela a, localmente, dobrados por escorregamento de massa. Mais raramente são maciços. A estratificação é marcada pela alternância de leitos em que predominam cinzas vulcânicas e tufos, indicando a formação por depósitos de queda. Há leitos onde a contribuição de fragmentos líticos vulcânicos nas frações silte a areia é mais importante. Os tufitos são predominantemente distribuídos nas bordas das estruturas cônicas e nas partes internas das estruturas circulares marginais à caldeira.

5.3.2 Rochas vulcanoclásticas epiclásticas

A unidade epiclástica é constituída por arenito vulcânico epiclástico, sillexito e ritmitos, esses de ambiente lacustre.

Os arenitos vulcânicos epiclásticos, têm cor variando entre ocre e levemente rosa. Geralmente apresentam estrutura maciça, mas localmente apresentam estratificação plano-paralela e cruzada de médio porte. As camadas estão inclinadas na área detalhada, com mergulho variando entre 5 a 25°, em função da presença de dobras abertas e

basculamentos. Alguns poucos afloramentos foram observadas marcas onduladas indicando localmente sedimentação subaquática. Esta fácies ocorre nas porções centrais anelares, ou preenchendo bacias *pull-apart* de direção predominante NW-SE. Esse segundo modo de ocorrência pode ter sido gerado durante o estágio final da evolução da caldeira vulcânica, mas pode ser também devido à tectônica rúptil tardia e, neste caso, a associação com bacias *pull-apart* pode ter facilitado a preservação desses depósitos.

O silexito possui cor cinza a cinza levemente rosado, estrutura bandada plano-paralela, localmente laminada ou maciça. Estruturas de deformação por carga e ejétólitos frequentemente perturbam a laminação. Ele ocorre como bandas com poucos centímetros de espessura centimétrica intercaladas no arenito epiclástico e no ritmito. Os contatos do silexito com o ritmito são predominantemente concordantes e bruscos e com o arenito são principalmente bruscos e discordantes na base, mas em algumas porções no topo são erosivos, indicando canibalização do silexito pelo arenito. Nódulos de sílex são comuns, bem como estrutura que sugerem ressecamento.

O ritmito apresenta cor que varia entre cinza a creme e comumente o conjunto encontra-se muito silicificado. As intercalações de ritmitos constituem pacotes que variam desde alguns poucos centímetros a algumas dezenas de metros de espessura. Apresenta estratificação plano-paralela dada pela alternância de bandas com alguns centímetros a alguns decímetros de espessura nas frações argila, silte e areia fina. Internamente as porções argilosas apresentam laminação plano-paralela. Nos contatos com os tufos e tufitos são gradacionais no topo e brusco na base. Leitões de sílex são frequentes, assim como nódulos de sílica e estruturas de ressecamento, sugerindo, juntamente com a intensa silicificação, que essas rochas se formaram num ambiente lacustre, provavelmente entre lóbulos de fluxos vulcanoclásticos retrabalhados.

5.4 Dacitos intrusivos e pórfiros

O dacito constitui diques e apófises nas rochas das seqüências Superior e Inferior, com espessuras variando de alguns decímetros a alguns metros. O dacito tem cores negras, verde-escuras e cinza-escuras, é porfirítico, com megacristais de plagioclásio, quartzo e ortoclásio dispersos em matriz afanítica à fanerítica muito fina constituída por plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio e quartzo. Os megacristais estão freqüentemente arredondados, possivelmente por dissolução magmática.

Os pórfiros tem cor cinza a marrom, composição variando de riolítica a riodacítica e mostram estrutura maciça e textura porfírica, com megacristais, fenocristais e xenocristais de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita. Essas rochas foram identificadas principalmente nos testemunhos de sondagens, onde são intrusivos nos granitóides e nas rochas vulcanoclásticas, principalmente nas porções centrais e adjacências de estruturas circulares concêntricas. Muito comumente essas rochas estão intensamente hidrotermalizadas, com alterações potássicas, propilíticas e sericítica e podem estar mineralizadas em cobre, molibdênio e ouro. O estilo pórfiro da mineralização estudada associa-se a esses litotipos.

Os pórfiros ocorrem sob forma de diques e apófises, com espessuras de variando de 1 a 30 m nos testemunhos de sondagens. Afloram também em áreas que podem indicar corpos com mais 450 m de diâmetro nas porções centrais das estruturas circulares concêntricas menores ao redor da caldeira vulcânica, com fraturas e diques radiais associados, o que sugere, além das estruturas em diques, que parte desses pórfiros constituem o conduto em profundidade do magma que gerou o vulcanismo pós-caldeira.

Nesse conjunto e cortando as rochas das sequências Inferior e Superior são comuns brechas hidrotermais de conduto com espessuras irregulares variando de alguns centímetros a até mais de uma centena de metro, especialmente distribuídas no núcleo e nas bordas das estruturas anelares menores. As brechas possuem clastos e blocos angulosos das rochas encaixantes, incluindo riolito, andesito, dacito, granito, arenito, ignimbrito, tufos, tufitos e pórfiro e matriz de fragmentos líticos mais finos das mesmas rochas. É predominantemente clasto suportada e mostra discreta granodecrescência ascendente. Comumente estão intensamente hidrotermalizadas.

5.5 Suíte Intrusiva Maloquinha

Os granitos dessa unidade definem feições morfológicas marcantes na área apresentada na **Figura 20**, caracterizadas por estruturas circulares a levemente alongadas ou irregulares mais resistentes ao intemperismo, com feições escarpadas, com dimensões alcançando até 8 km de diâmetro. Alguns afloramentos desse litotipo foram observados no leito do rio Tapajós, durante o deslocamento à área de estudo, mas esses corpos não foram estudados petrograficamente ou geocronologicamente.

Rochas semelhantes às vistas no rio Tapajós foram observadas como matacões na área estudada, podendo constituir intrusões menores nos granitóides do embasamento destacados por fotointerpretação no esboço geológico apresentado na **Figura 20**. Estes

granitos são grossos, quartzosos, inequigranulares a levemente porfiríticos, maciços, de cinza-arroseado ou rosa-acinzentado ou acastanhado, usualmente hololeucocráticos. A composição é de sienogranito a álcali-feldspato granito e como mineral máfico observa-se apenas biotita, características essas muito semelhantes às dos granitos alcalinos do Tipo A da Suite Intrusiva Maloquinha.

5.6 Formação Buiçu

Na área da mineralização estudada as rochas correlacionáveis a essa formação constituem principalmente arenitos vulcânicos epiclásticos mas, no acesso entre o rio Tapajós e a área extensas áreas dessa unidade são identificáveis. Nesses afloramentos predominam amplamente arenitos arcoseanos de granulação média a grossa cinza-claros a brancos, localmente arroseados ou avermelhados, com variações para tipos mais finos ou grossos, geralmente com arredondamento dos clastos não muito intenso. Leitões de arenitos pouco feldspáticos, de arenitos conglomeráticos e de conglomerados e de siltitos e veios de quartzo são comuns. A estrutura predominante é um bandejamento dado por leitões de diferentes granulações ou colorações.

Essas rochas não foram estudadas petrograficamente.

6 PETROGRAFIA

A análise petrográfica foi feita em 40 lâminas delgadas da coleção de amostras das pesquisas anteriormente feitas na área de estudo.

Para este estudo foram feitas análises mineralógicas modais a partir da contagem percentual em cinco campos ópticos por amostra, definindo minerais essenciais, acessórios, opacos e de alteração hidrotermal. Também foram realizados estudos estruturais, texturais e paragenéticos, buscando estabelecer assembleias magmáticas e hidrotermais.

A partir destes procedimentos foi possível elaborar diagramas de ordem de cristalização, os quais estabelecem hierarquicamente os períodos de formação de minerais ígneos e hidrotermais gerados em diferentes épocas e ambientes.

Desta maneira foi possível identificar:

(1) minerais magmáticos de uma primeira geração, em geral fenocristais subeuhédricos a euhédricos desenvolvidos em ambientes subvulcânicos;

(2) minerais magmáticos de segunda geração, como minerais formados nos estágios vulcânicos, mais finos e com hábitos predominantemente anhédricos, que formam a matriz das rochas e nas texturas de intercrescimento e de exsolução;

(3) minerais de alteração hidrotermal, que se hierarquizam conforme à paragénese no qual estão contidos, indicando associação a um determinado tipo de hidrotermalismo. Em geral, estes minerais são subeuclédricos a anclédricos e na maior parte das vezes, são encontrados substituindo minerais magmáticos de primeira e segunda geração.

Portanto, utilizando tais critérios e tendo em conta o trabalho de Côrrea-Silva (2002), foram diferenciados seis litotipos, sendo eles: monzogranitos, andesitos basáltico, riodacitos porfíricos, tufo, dacitos, e pórfiros riodacíticos. Nos eventos subsequentes de alteração hidrotermal foram identificados: metassomatismo sódico, metassomatismo potássico, alteração propilítica, alteração sericítica com ou sem adularia e alteração argílica.

Adiante são descritos os litotipos acima citados.

6.1 Petrografia das Rochas do Embasamento

Macroscopicamente estas rochas constituem duas variedades. A primeira delas apresenta cor cinza e índice de cor (IC) por volta de 10. Essas rochas são inequigranulares a levemente porfíricas, têm granulação média a grossa, com cristais de plagioclásio tabulares que variam de 3 a 7 mm, quartzo variando de 4 a 8 mm, feldspato potássico tabular de cor branca e, raras vezes, de cor rosa, que variam de 3 a 5 mm e hornblenda mais fina. O plagioclásio é comumente zonado e um metassomatismo potássico substitui parcialmente os feldspatos ígneos, em especial o plagioclásio. Vênulas de quartzo com baixo conteúdo de pirita disseminada, com 1 a 3 mm de espessura comumente estão presentes neste litotipo (**Fig. 22A**). A segunda variedade é holeucocrática, apresenta cor marrom-avermelhado e tem cristais de quartzo bipiramidais, plagioclásio tabular e feldspato potássico sacaroidal de granulação fina, além de minerais biotita e anfibólio em pequeno volume (**Fig. 22B**).

Figura 22 - (A) Aspecto mesoscópico de primeira variedade de rocha com textura porfírica, fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Notar o plagioclásio zonado (1), com substituição parcial por feldspato potássico metassomático róseo-castanhado (2); (B)

Amostra mesoscópica pertencente a segunda variedade de rocha sendo característica dessa rocha a tonalidade vermelha consequência do metassomatismo potássico.

Ambas as rochas são, descontados os minerais hidrotermais, classificadas petrograficamente como monzogranito (**Fig. 23**), sendo que o primeiro (Monzogranito A) é relativamente rico em biotita e hornblenda e o segundo (Monzogranito B) é holeucocrático, mesmo tendo os mesmo minerais presentes. Destaca-se ainda que o Monzogranitos A apresenta texturas granofíricas. De acordo com essas características texturais e mineralógicas distintas e tendo em conta que textura granofírica indica corpos ígneos de colocação em níveis crustais rasos, se diferenciam duas fácies dentro de monzogranito. (**Fig. 24**).

Figura 23 - Classificação petrográfica das rochas do embasamento no diagrama de Streckeisen (1976), com o Monzogranito A representado pelos círculos abertos e o Monzogranito B pelos círculos marrons preenchidos.

Nessas rochas os cristais de quartzo são subeuhédricos a anhédricos, com extinção ondulante moderada e com bordas de dissolução típicas de reabsorção magmática (Quartzo I). Também são observadas texturas simplectíticas de intercrescimento (Quartzo II) dentro de cristais de feldspato potássico, gerando texturas granofíricas, e vermiformes em plagioclásio, resultando em mirmequitas. Mesmo quando fortemente recristalizado pelas alterações hidrotermais e em vênulas, apresentam extinção ondulante (**Fig 25A e B**).

Os cristais de feldspato potássico são comumente euhédricos e tabulares, com bordas irregulares e, localmente serrilhadas. Geralmente exibem geminação *Carlsbad* (Feldspato I) e apresentam exsolução de albita originando texturas pertíticas (**Fig. 25C e D**) e as texturas gráficas (Feldspato II). Alguns cristais de feldspato apresentam-se alterados

para sericita ou substituídos por microclínio hidrotermal, conferindo à rocha tonalidades avermelhadas.

Os cristais de plagioclásio variam de composição albita (An_{10}) a oligoclásio (An_{30}), são euhédricos a subeuhédricos e têm geminação polissintética. Os cristais mais grossos podem estar isolados ou aglutinados. Alguns cristais mostram zoneamento oscilatório e bordas de reação (**Fig. 25E**). Mirmequita ocorre nas margens dos fenocristais de plagioclásio e de feldspato potássico (**Fig. 25F**). Em algumas amostras de monzogranito são observados cristais de plagioclásio e de feldspatos estirados, em dobras e fraturados junto a quartzo recristalizado, indicando que algumas destas rochas foram afetadas por cisalhamento.

Os minerais máficos presentes são a biotita e a hornblenda. A biotita é sempre o mineral máfico mais abundante. Tem cor verde-acastanhada e geralmente forma cristais placóides subeuhédricos, com substituição para biotita hidrotermal ou clorita e epidoto em suas bordas, resultado da alteração potássica e propilítica em estilo pervasivo que comumente afetou essas rochas. Alguns cristais de biotita mostram dobras do tipo “*kink bands*” e extinção ondulante. A hornblenda, que ocorre em maior conteúdo porcentual nos monzogranitos A, tem cor verde-clara, podendo ser opticamente classificada como hornblenda. Os minerais acessórios presentes são zircão, titanita, flúor-apatita, apatita com terras raras e monazita.

Figura 24 - Sequência de cristalização dos monzogranitos A (com maior conteúdo de biotita e hornblenda) e B (holeucocráticos).

ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO DOS MONZOGRANITOS												
Mineral	Estágio Magmático I (Subvulcânico)		Estágio Magmático II (Vulcânico)		Metassomatismo sódico		Alteração Potássica		Alteração Sericitica		Alteração Propilitica	
	Monzogranito A	Monzogranito B	Monzogranito A	Monzogranito B	Monzogranito A	Monzogranito B	Monzogranito A	Monzogranito B	Monzogranito A	Monzogranito B	Monzogranito A	Monzogranito B
Quartzo I												
Plagioclásio I												
Feldspato Alcalino I												
Biotita I												
Anfibólio I												
Zircão I												
Apatita I												
Quartzo II												
Plagioclásio II												
Feldspato Alcalino II												
Biotita II												
Magnetita I												
Titanita I												
Quartzo III												
Plagioclásio III												
Feldspato Alcalino III												
Biotita III												
Hornblenda III												
Magnetita II												
Ilmenita II												
Rutilo I												
Calcita I												
Epídoto I												
Clorita I												
Fluorita I												
Plagioclásio IV												
Magnetita III												
Pirita I												
Calcopirita I												
Sericita I												
Quartzo IV												
Clorita II												
Pirita II												
Calcopirita II												
Estilo da Alteração					Seletivamente pervasivo a Fissural		Seletivamente Pervasivo a Fissural		Seletivamente pervasivo a Fissural		Seletivamente Pervasivo a Fissural

Figura 25 - Fotomicrografias com analisador cruzado. (A) Monzogranito A exibindo fenocristais de quartzo de 1 mm de diâmetro, parcialmente absorvido, com texturas granofíricas e mirmequita; (B) Monzogranito B, equigranular com fenocristais de quartzo e plagioclásio de que variam de 0,7 a 1 mm, com feldspato potássico hidrotermal intersticial; (C) Textura pertítica em feldspato potássico geminado; (D) Textura pertítica em feldspato potássico; (E) Bordas de reação em plagioclásio e geminação *Carlsbad* do feldspato potássico. Notar a textura granular intersticial de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio; (F) Textura granofítica e mirmequita (indicada pela seta) nas bordas de plagioclásio e feldspato potássico.

6.2 Sequência Inferior

6.2.1 Andesitos e andesitos basálticos

Mesoscopicamente os andesitos e os andesitos basálticos são verde-escuros a cinza-escuros, apresentam estrutura maciça a levemente bandada, com granulação afanítica a muito fina (**Fig. 26**), o que impossibilita a identificação dos minerais, mesmo com lupa de mão.

Figura 26 – Aspecto macroscópico do (A) Andesito basáltico verde-escuro, e (B) andesito cinza, ambos com estrutura maciça.

A análise petrográfica indica que as amostras se localizam no campo dos basaltos, andesitos basálticos e andesitos na **Figura 27**. O andesito basáltico (Fácies A) e o andesito (Fácies B) foram distinguidos em função da composição do plagioclásio e da granulação dos cristais (**Fig. 28**). O andesito basáltico apresenta clinopiroxênio, maior conteúdo de hornblenda, plagioclásio mais cálcico e granulação mais grossa do que o andesito que, por sua vez, caracteriza-se, adicionalmente, pela presença de esferulitos e amígdalas preenchidas por minerais secundários (**Fig. 29A e B**).

As características dos principais minerais dessas rochas são:

O plagioclásio é mais cálcico no andesito basáltico em relação ao andesito, apresentando respectivamente An_{44-50} (andesina-labradorita) e An_{36-43} (andesina). Em ambas as fácies o plagioclásio varia de euhédrico a subeuhédrico, exibe leve zoneamento, geminação polissintética e textura glomeroporfíricas (Plagioclásio I) ou ofíticas. (**Fig. 29C**). Processos de saussuritização e sericitização são observados, assim como cristais de plagioclásio levemente alterados a calcita e caulim.

Os cristais de hornblenda são de cor verde, com forte pleocroísmo verde-amarelado. Forma cristais subeuhédricos a anhédracos com inclusões de minerais metálicos (**Fig. 29D**) usualmente parcialmente alterados para clorita e epídoto. Nos andesitos basálticos, grande parte da hornblenda é produto da alteração de clinopiroxênio e seu alto conteúdo nessas rochas pode ser interpretado como consequência do aporte de fluidos gerados pela

consolidação dos magmas intrusivos ou pela circulação de fluidos hidrotermais (Corrêa-Silva, 2002).

O clinopiroxênio consiste de augita que formam pequenos cristais, em texturas ofíticas com o plagioclásio (**Fig. 29E**). Processos de cloritização e uralitização são observados em suas bordas.

As rochas são predominantemente microcristalina e consistem de micrólitos de plagioclásio (Plagioclásio II), além de quartzo (Quartzo II), que ocorre em menor conteúdo e se mostra subeuhédrico. Essas rochas estão variavelmente propilitizadas e sericitizadas.

Amígdalas estiradas por fluxo ígneo ou arredondadas são características importantes dos andesitos. Usualmente estão preenchidas por quartzo, calcita e hematita (**Fig. 29F**). Além disso, microvênulas de quartzo com epídoto também ocorrem.

Figura 27 - Classificação petrográfica dos litotipos acima descritos, segundo Streckeisen (1978)

Figura 28 - Sequência de cristalização dos minerais nos andesitos e nos andesitos basálticos.

ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO DO ANDESITO BASÁLTICO E ANDESITO										
Mineral	Estágio Magmático I (Subvulcânico)		Estágio Magmático II (Vulcânico)		Alteração Potássica		Alteração Sericítica		Alteração Propilítica	
	Basalto A	Andesito B	Basalto A	Andesito B	Basalto A	Andesito B	Basalto A	Andesito B	Basalto A	Andesito B
Quartzo I		■ ■ ■ ■								
Plagioclásio I	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■								
Clinopiroxênio I	■ ■ ■ ■									
Ortopiroxênio I	■ ■ ■ ■									
Anfibólio I	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■								
Biotita I		■ ■ ■ ■								
Titanita I		■ ■ ■ ■								
Magnetita I	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■								
Ilmenita I	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■								
Quartzo II				■ ■ ■ ■						
Plagioclásio II			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■						
Biotita II				■ ■ ■ ■						
Magnetita II			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■						
Ilmenita II			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■						
Calcopirita I			■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■						
Titanita II			■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■						
Sericita I								■ ■		
Quartzo III								■ ■		
Biotita III						■			■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■
Clorita I									■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Calcita I									■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Epidoto I									■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Hematita I									■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Anfibólio II									■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Calcopirita II									■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Pirita I									■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Magnetita III									■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Ilmenita III									■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Estilo de Alteração					Seletivamente pervasivo a Fissural			Pervasiva a Fissural

Figura 29 - (A) Andesito basáltico (Fácies A) com de clinopiroxênio, hornblenda e plagioclásio evidenciando orientação por fluxo ígneo (fotomicrografia com analisador); (B) Andesito (Fácies B) constituído por plagioclásio, quartzo e esferulitos (fotomicrografia com analisador); (C) Texturas glomeroporfiríticas de cristais de plagioclásio no andesito (fotomicrografia com analisador); (D) Andesito basáltico com anfibólio cloritizado (E) Texturas ópticas entre os fenocristais de augita e plagioclásio em andesito basáltico (fotomicrografia com analisador); (F) Amígdalas nos andesitos, preenchidas por clorita, calcita e hematita no andesito (fotomicrografia com analisador).

6.2.2 Riolitos porfíricos

Essa unidade consiste de rochas de cor rosa a vermelha, de textura porfírica com fenocristais de 1 a 3 mm de comprimento, com ocorrência de plagioclásio tabular geralmente alterado hidrotermalmente para caulinita, feldspato potássico de cor rosa e quartzo bipiramidal (**Fig. 30**). Observam-se ainda comumente vênulas de quartzo com pirita e veios de quartzo com magnetita disseminada.

Figura 30 - Aspecto comum dos riolitos porfíricos: (A) Riolito com fenocristais de quartzo (seta) e megacristais de feldspato potássico com tonalidades vermelhas, de plagioclásio e quartzo. As partes mais claras são devidas à alteração sericítica fraca e as esverdeadas à alteração propilítica, ambas controladas por zonas de fraturamento irregular; (B) Riolito com forte alteração potássica metassomática e alteração sericítica com adulária em estilo fissural a pervasivo (seta).

Petrograficamente foram identificados quartzo, plagioclásio e feldspato potássico como constituintes maiores e zircão, apatita e monazita (provavelmente hidrotermal) como minerais acessórios. Modalmente há variação do conteúdo de feldspato potássico entre 19% e 31%, do plagioclásio entre 22% e 26% e do quartzo de 44% a 58% (Fig. 31). Devido à dificuldade de identificação de feldspatos em função das alterações hidrotermais pós-magmáticas, em especial da alteração sericítica, do metassomatismo potássico e da silicificação, estes valores modais podem não refletir precisamente a composição ígnea. Essas rochas ricas em quartzo foram classificadas em campo e quimicamente como riolitos enriquecidos em plagioclásio, mas quase todas plotam no campo 3b (monzogranitos) no diagrama de Streckeisen (1976) ou no campo dos riolitos de Streckeisen (1978). Sua proximidade com o campo 4 dos dacitos indica uma gradação para termos mais ricos em plagioclásio, o qual podem indicar composições mais riodacíticas. Esse parece ser o caso de uma das amostras analisadas que, apesar do aspecto textural análogo ao dos riolitos normais, mostra-se muito enriquecida em feldspato potássico e quartzo, plotando fora do campo composicional dos riolitos (Fig. 31).

As principais características texturais dos minerais ocorrentes nos riolitos são:

Os cristais de quartzo são euhédricos a subeuhédricos, variam de 0,3 a 1,6 mm de comprimento (Quartzo I) e exibem hábitos bipiramidais ou arredondados por dissolução magmática, com golfos de corrosão (**Fig. 32A e B**). Também são observados cristais de quartzo fraturados e recristalizados, com sericita, clorita e fluorita hidrotermal nas fraturas. O quartzo na matriz (Quartzo II) é intersticial, muito fino e anhédrico e (**Fig. 33**).

Os megacristais de plagioclásio (Plagioclásio I) são euhédricos a subeuhédricos, variam de 2 a 7 mm de comprimento e sua composição varia entre oligoclásio (An_{26-28}) e andesina (An_{31-33}). Esses cristais exibem geminação polissintética e são fracamente zonados. Alguns cristais apresentam feições de corrosão magmática, fraturas preenchidas por quartzo e inclusões de minerais opacos. Apresentam também forte alteração para caulinita, sericita e microclínio (**Fig. 32C**), o qual se observa como manchas vermelhas acastanhadas sobre plagioclásio em polarizadores paralelos, devido ao *staining* produzido pela cristalização de finíssimos cristais de hematita durante o metassomatismo potássico, tal qual observado por Boone (1969) em sistemas do tipo pórfiro no oeste dos Estados Unidos. Na matriz o plagioclásio é tabular, tem geminação polissintética de albita e está intercrescido com o quartzo e feldspato potássico.

Os megacristais de feldspato potássico são subeuhédricos e variam de 2 a 6 mm de comprimento. Os poucos fenocristais preservados pela alteração hidrotermal mostram geminação *Carlsbad* e uma forte extinção ondulante, sendo que, de maneira geral, são substituídos pervasivamente por feldspato potássico hidrotermal e sericita. Na matriz encontra-se intercrescido com quartzo e plagioclásio.

Como minerais máficos estão presentes pseudomorfos subeuhédricos a anhédricos de hornblenda alteradas para biotita hidrotermal e cloritizada (**Fig. 32D**).

Usualmente a matriz é criptocristalina ou devitrificada, onde se podem diferenciar micrólitos de quartzo (Quartzo II), plagioclásio (Plagioclásio II) e feldspato potássico (Feldspato II) intercrescidos em algumas amostras. Vênulas de quartzo policristalino acompanhado de minerais de alteração como albita, sericita, minerais opacos e amígdalas de quartzo também são comuns nessas rochas.

- 2 Álcali feldspato riolito
- 3 Riolito
- 4 Dacito
- 5 Quartzo andesito
- 6* Quartzo álcali feldspato traquito
- 7* Quartzo traquito
- 8* Quartzo latito
- 9* Basalto/Andesito Basáltico/Andesito
- 6 Álcali feldspato traquito
- 7 Traquito
- 8 Latito

Figura 31 - Classificação modal estimada dos riolitos da Sequência Inferior, segundo a proposição de Streckeisen (1978).

Figura 32 - Fotomicrografias dos riolitos da Sequência Inferior em luz polarizada com filtro analisador: (A) Aspecto dos fenocristais de quartzo arredondados e parcialmente absorvidos por corrosão magmática; (B) Aspecto dos fenocristais de quartzo e dos megacristais de plagioclásio e feldspato potássico alterados para sericita; (C) Quartzo bipiramidal subeuclédico com feições de absorção magmática; (D) Plagioclásio alterado e substituído por feldspato hidrotermal e pseudomorfos de anfibólio biotitizados e cloritizados.

Figura 33 - Sequência de cristalização dos minerais dos riolitos porfíricos da Sequência Inferior.

ORDEN DE CRISTALIZAÇÃO DO RIOLITO						
Mineral	Estágio Magmático I (Subvulcânico)	Estágio Magmático II (Vulcânico)	Alteração Potássica	Alteração Sericitica	Alteração Propilitica	Alteração Argílica
Quartzo I	██████████					
Plagioclásio I	██████████					
Feldspato Alcalino I	██████████					
Biotita I	██████					
Anfibólio I	██████					
Quartzo II		██████████				
Plagioclásio II		██████████				
Feldspato Alcalino II		██████████				
Zircão		██████				
Monacita		██████				
Titanita I		██████				
Feldspato Alcalino III			██████████			
Biotita II			██████			
Hematita I			██████			
Epídoto I					██████████	
Clorita I				██████	██████████	
Fluorita I					██████	
Plagioclásio IV					██████████	
Calcopirita I					██████	
Sericita I				██████████		
Quartzo III				██████████		
Clorita II				██████		
Pirita II				██████████		
Calcopirita II				██████████		
Esfalerita I				██████		
Galena I				██████		
Molibdenita I				██████		
Caulinita I						██████████
Sericita II						██████
Clorita III						██████
Estilo de Alteração			Seletivamente Pervasiva	Pervasiva a Fissural	Seletivamente Pervasivo a Fissural	Seletivamente Pervasivo a Fissural

6.3 Sequência Superior

6.3.1 Rochas vulcanoclásticas

As rochas vulcanoclásticas são representadas principalmente por tufos cinza-escuros, onde se observam cristais clásticos de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico imersos em matriz vítrea a tufácea, com estruturas de fluxo e bandamento (**Fig. 34**). Ainda observam-se fragmentos líticos irregulares e fragmentos de amígdalas preenchidas por quartzo.

Figura 34 - Rochas vulcanoclásticas da Sequência Superior; (A) Tufos com fragmentos de cristais de feldspato potássico imersos em matriz criptocristalina, com fluxo, com zonas de silicificação (veio mais escuro); (B) Tufo com estrutura em fluxo e estrutura laminada.

6.3.1.1 Tufos

Neste grupo é formado por rochas piroclásticas com granulação ≤ 2 mm (Fisher & Schmincke, 1984). Os tufos apresentam cores cinza e creme, com 80% de volume de matriz tufácea soldada ou bandada.

Estão presentes nessas rochas fragmentos de cristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Os fragmentos de quartzo são bipiramidais fraturados e com bordas de corrosão (**Fig. 35A**). Os cristais de plagioclásio são euhédricos, apresentam com coronas de reação e geralmente fortemente alterados hidrotermalmente. Já os cristais de feldspatos potássico são subeuhédricos e têm bordas alteradas para sericita (**Fig. 35B**).

Alguns tufos mostram estruturas de dobras convolutas, fluxo ou deformação da matriz como consequência da compactação dos fragmentos de cristais e escorregamentos de massa (**Fig. 35C e D**). Nestas rochas é frequente a presença de amígdalas estiradas e preenchidas por quartzo policristalino, calcedônia e calcita.

Figura 35 - Aspectos microscópicos dos tufo físicos da Sequência Superior: (A) Tufo finos constituídos principalmente por castos quartzo bipiramidal a subeuhédricos (fotomicrografia com analisador); (B) Fragmentos de cristais de feldspato potássico parcialmente reabsorvidos magmaticamente e com bordas de reação hidrotermal (fotomicrografia sem analisador); (C) Aspecto das deformações causadas pela compactação dos fragmentos de quartzo (fotomicrografia sem analisador); (D) Estrutura de fluxo ao redor de fragmento de quartzo (fotomicrografia com analisador).

6.3.1.2 Tufo soldados

Os tufo soldados mostram uma leve estratificação plano-paralela, dada pela compactação de púmice junto a matriz e pela textura eutaxítica, representada por *fiammes* descontínuos e deformados devido à solidificação de cristais e fragmentos de cristais ao seu redor (**Fig. 36A e B**).

Os cristais e fragmentos de cristais podem variar entre granulação de tufo e *lapilli*-tufo. São constituídos principalmente por cristais de quartzo bipiramidal com feições de reabsorção magmática, quartzo fragmentado e anhédrico, plagioclásio subeuhédrico com geminação polissintética e com composição variando entre oligoclásio (An_{27}) e andesina (An_{36}) e clastos de feldspato potássico perítico anhédrico mais raros. Os cristais de plagioclásio estão comumente parcialmente substituídos por minerais hidrotermais. Alguns fragmentos exibem formas

angulosas e frequentemente apresentam formas em “Y”. Raras vezes são observados xenocristais de granada e fragmentos líticos de andesito.

A matriz é usualmente cinerítica a fina, tufácea e são comuns intercalações de leitos de vidro vulcânico palagonatizado, onde são observadas as antigas bolhas preenchidas por quartzo e calcedônia. Estas rochas são sempre cortadas por microvênulas de quartzo.

Figura 36 - Fotomicrografias de amostras representativas dos tufos soldados da Sequência Superior, tomadas sem analisador: (A) Textura eutaxítica descontínua pela compactação do fragmento de quartzo; (B) *Fiamme* (F) deformados pela queda e compactação de um fragmento de plagioclásio.

6.3.1.3 Brechas co-ignimbríticas

Estas rochas são caracterizadas pela presença de fragmentos de cristais de granulação *lapilli* a fragmentos com mais de 10 cm de comprimento, polimíticos, angulosos a subarredondados, e clastos de riolito porfirítico, de tufos e de arenitos tufáceos, imersos em uma matriz de cinza e vidro vulcânico. Usualmente são rochas clasto-suportadas e a matriz mostra estrutura de fluxo e uma leve estratificação plano-paralela dada pela alternância de leitos de fragmentos grosso com leitos de *lapilli*-tufo (**Fig. 37A e B**). Observam-se raros fragmentos de púmice e *glass shards*.

Dentre os cristais, pode se observar plagioclásio de composição oligoclásio (An_{11-12}) com geminação polissintética e com bordas de corrosão levemente saussuritizadas, ou alterados para sericita e caulinita; feldspato potássico euhédrico a subeuhédrico, levemente sericitizado e substituídos por microclínio; cristais de quartzo tanto bipiramidais como subeuhédricos com bordas de corrosão magmática; biotita euhédrica cloritizada, deformada ou seguindo a orientação do fluxo da matriz; e titanita e zircão subeuhédricos como minerais acessórios.

Figura 37 - Detalhe dos leitos mais finos das brechas co-ignimbríticas, com fotomicrografias tomadas com analisador: (A) Fragmentos de cristais, principalmente na granulação *lapilli* em matriz tufacéa com fluxo; (B) Fragmentos de cristais de feldspato potássico, plagioclásio e biotita euhédricos, subeuhédricos e quebrados, com bordas hidrotermalizadas.

6.3.1.4 *Lapilli-tufo de cristais*

Essas são rochas que apresentam mais de 30% de fragmentos de cristais em relação ao total da rocha, que variam entre 0,5 e 1,7 mm.

Fragmentos de quartzo são dos clastos mais abundantes nesses litotipos. Esses apresentam comumente tem hábito bipiramidal, faces quebradas angulosas e, frequentemente; texturas de bordas de corrosão magmática. O plagioclásio é menos abundante, constitui cristais euhédricos a subeuhédricos e tem composição de oligoclásio (An_{30}) a andesina (An_{32}), com geminação polissintética. O plagioclásio está tipicamente alterado para sericita (**Fig. 38A**). A presença de feldspato potássico é rara. São cristais euhédricos a subeuhédricos com geminação *Carlsbad* e, na maioria das vezes exibe alteração para sericita.

A matriz é tufácea é formada por fragmentos finos de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, sempre intensamente sericitizada. Apresenta ainda, caracteristicamente, leve bandejamento ou estratificação fina dobrada convolutamente são. Relíquias de fragmentos de vidro vulcânico em formas de "Y" (**Fig. 38B**), amígdalas estiradas preenchidas por quartzo e calcita e fragmentos de púmice *shard* (**Fig. 38C e D**) que chegam a compor 50% da rocha são comuns nessas rochas, bem como fragmentos líticos, principalmente de andesito, e xenocristais de granada aglomerados com quartzo. Esses xenocristais de granada são muito interessantes, pois podem indicar a presença de rochas metamórficas regionais derivadas de sedimentos pelíticos no embasamento, zonas de *skarn* ou de metamorfismo de contato ou granitóides do tipo S ainda não identificadas na Província Mineral do Tapajós. Dentre esse conjunto de rochas já foram reconhecidos na província apenas os metassedimentos pelíticos dos Grupos Jacareacanga, mas nesses ainda não foi identificada granada, sugerindo que os mesmo se encontram apenas na zona da biotita.

Figura 38 - Aspecto microscópico dos *Lapilli*-tufos de cristais da Sequência Superior: (A) Fragmento de cristal de quartzo bipiramidal com bordas de corrosão e plagioclásio subeuhédrico fortemente alterado para sericita e calcita (com analisador); (B) Fragmentos de vidro anguloso (com analisador); (C) Fragmentos de púmice *shard* sericitizados (sem analisador); (D) Fragmento de púmice *shard* com xenocristais de granada e fragmentos de quartzo (sem analisador).

6.3.2 Rochas epiclásticas

Essa unidade é composta por tufitos, arenitos epiclásticos, ritmitos e silexitos.

6.3.2.1 Arenitos vulcanoclásticos epiclásticos

Rochas compostas por cristais e fragmentos de cristais muito finos entre 0,5 e 1 mm imersos em uma matriz tufácea argilosa retrabalhada, além de leitos de rochas vulcanoclásticas finas, tufáceas. Os fragmentos de cristais são angulosos a subangulosos e são constituídos por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e sericita. A matriz mostra uma alternância de leitos, ora tufácea de textura eutaxítica, ora com leitos de cristais mais finos gerando uma estratificação plano-paralela (**Fig. 39A**).

Essas rochas têm cores ocre a rosa e possuem estruturas sedimentares plano-paralelas ou são maciças. A granulação varia entre areia muito fina a média e frequentemente se encontram vênulas ou fraturas preenchidas por pirita.

Segundo a classificação de Folk (1980), foram classificadas nas análises petrográficas três tipos de fácies de arenitos vulcanoclásticos epiclásticos: quartzo arenito (**Fig. 39B**), arenito subarcoseano e arenito arcóseano (**Fig. 39C**).

A primeira fácies é constituída por mais de 90% de quartzo, subarredondado a anguloso; além de 1 a 4% de feldspato potássico e plagioclásio. O quartzo arenito é, mas pode apresentar matriz microcristalina de quartzo e argilominerais como sericita. Rutilo e zircão foram encontrados como minerais acessórios. Nestas rochas ainda observam-se veios e vênulas de quartzo orientados em diferentes direções.

O arenito subarcoseano é constituído por aproximadamente 77% de quartzo e 23% de feldspato potássico (principalmente microclínio), com cristais subangulosos a subarredondados variando de 0,5 a 0 1 mm. O quartzo apresenta golfos de dissolução magmática e bordas corroídas. A matriz é constituída por argilo-minerais, sericita ou pode ser criptocristalina de quartzo. Os minerais acessórios identificados são apatita e zircão, além de hematita como alteração de minerais metálicos, gerando um cimento entre os cristais. Veios de quartzo de aproximadamente 1,7 mm e vênulas de minerais metálicos de pirita também ocorrem.

O arenito arcoseano apresenta aproximadamente 68% de quartzo, 32% feldspato potássico e 18% de plagioclásio. Os cristais são angulosos a subarredondados e variam entre 0,5 a 1 mm. O plagioclásio exibe geminação polissintética e o feldspato potássico é principalmente microclínio. Já os cristais de quartzo são bipiramidais com bordas de corrosão e golfos de dissolução. Fragmentos de *chert* estirados a subarredondados também ocorrem, além de fragmentos líticos angulosos a arredondados de difícil classificação, e esferulitos. A matriz é principalmente criptocristalina e está alterada hidrotermalmente ou diageneticamente para predominantemente para sericita.

6.3.2.2 Ritmito

Essas rochas sedimentares tem cor cinza a cinza-escuro ou esbranquiçado e granulação que varia entre silte a areia muito fina. Os leitos mais escuros parecem ter matéria carbonosa associada. É notável a estratificação plano-paralela ritmica entre lâminas e bandas finas de diferentes granulações ou de cores mais claras ou escuras, bem como pela presença de nódulos de sílica e leitos de *chert*. Comumente observam-se vênulas de quartzo com halos de clorita, onde se encontra pirita muito fina disseminada, e vênulas de calcopirita com halos de clorita (**Fig. 39 d**).

Microscopicamente, são constituídas por leitos com grãos de quartzo, feldspato e plagioclásio subangulosos a subarredondados que variam entre silte médio a areia fina, com argila transformada em sericita e/ou elite, intercalados por leitos argilosos e/ou sericíticos muito

finos a ultrafinos. Os minerais acessórios observados são zircão e rutilo. Os leitos de sílica e *chert* são formados por quartzo micro- a criptocristalino, comumente com micro-laminação interna e filmes de illita intercalados. Os nódulos de sílica têm estruturas internas concêntricas laminadas, com sílica alternada com argilas.

6.3.2.3 Silexito

Leitos e delgadas camadas de silexito e rochas intensamente silicificadas ocorrem intercaladas predominantemente nos ritmitos anteriormente descritos. Essas rochas de granulação extremamente finas são compostas essencialmente por sílica microcristalina ou calcedônia laminada ou maciça com argilo-minerais e minerais opacos ou matéria carbonosa em pequenos volumes associados, bem como poucos cristais de quartzo mais grossos, diagenéticos ou hidrotermais (**Fig. 39E e F**).

Figura 39 - (A) Leito de tufitos intercalado nos arenitos vulcanoclásticos epiclásticos com leitos muito finos intercalados com leitos de granulação silte a areia (sem analisador); (B) Quartzito arenito epiclástico com arcabouço de cristais de quartzo arredondados a subarredondados com matriz argilosa pervasivamente sericitizada (com analisador); (C) Arenito arcoseano vulcanoclástico epiclástico com cristais de quartzo, feldspato e plagioclásio subeuhédrico a anguloso, com clastos de *chert* (sem analisador); (D) Ritmito com estratificação plano-paralela dada pela alternância de leitos de silte e leitos de areia muito fina (sem analisador); (E) Aspecto petrográfico do silexito de granulação ultrafina. Notar a vênula difusa de cristais de quartzo e sericita mais grossos, possivelmente de origem hidrotermal, bem como os finíssimos minerais opacos (sem analisador); (F) Silexito com sericita e/or illita (sem analisador).

6.3.2.4 Brechas de conduto ou hidrotermais

Essas rochas geradas por processos explosivos associados ao magmatismo e ao hidrotermalismo formam corpos com espessuras que varia de poucos centímetros a algumas dezenas de metros. São constituídas por clastos angulosos a arredondados de riolitos, pórfiros, andesitos, tufos e arenitos epiclásticos vulcanoclásticos que variam de muito finos até a dimensão de blocos, imersos em matriz tufácea com *fiamme* (**Fig. 40A e B**). Estas brechas são tanto clasto-suportadas como matriz-suportada, ou ainda cimentadas por quartzo e hematita.

Figura 40 - Fotomicrografias de brechas de conduto ou hidrotermais com analisador: (A) Brechas de conduto com clastos angulosos de riolitos e cimento hematítico; (B) Brecha de conduto com clastos de riodacito subarredondados de quartzo em matriz tufácea.

6.4 Rochas Intrusivas Subvulcânicas

6.4.1 Dacitos

As rochas de composição intermediária em diques foram petrograficamente classificadas como dacitos (**Fig. 41**). Tipicamente são rochas porfíricas a glomeroporfíricas de matriz microcristalina a criptocristalina com micrólitos de plagioclásio e quartzo predominantes. A sequência de cristalização dos minerais é apresentada na **Figura 42**.

Os fenocristais de plagioclásio (Plagioclásio I) são euhédricos a subeuhédricos, apresentam zoneamento concêntrico e geminação polissintética e da Periclina. A sua composição varia entre oligoclásio (An_{28}) e andesina (An_{31}). Os fenocristais comumente estão levemente sericitizados e cristais caulinizados também são observados (**Fig. 43A e B**).

Os fenocristais de quartzo (Quartzo I) exibem hábito bipiramidal e na matriz o quartzo fino (Quartzo II) ocorre intercrescido com o feldspato e com os minerais ferro-magnesianos (**Fig. 43C**).

O feldspato potássico ocorre esporadicamente como cristais mais grossos que se destacam da matriz, por vezes subeuhédricos, porém ocorrem mais comumente intercrescidos (Feldspato II) na matriz e fortemente alterados a sericita.

Os minerais máficos são representados pela biotita e pela hornblenda, em geral subeuhédricos e intensamente alterados para biotita hidrotermal e clorita.

A matriz dessas rochas é microcristalina a criptocristalina, com micrólitos de quartzo recristalizado (Quartzo II), além de plagioclásio (Plagioclásio II) e feldspato potássico (Feldspato II). Também são observados cristais de biotita e minerais opacos disseminados. Cavidades miarolíticas preenchidas por calcedônia, clorita, calcita e biotita hidrotermal também ocorrem (**Fig. 43D**).

Figura 41 - Classificação petrográfica dos dacitos intrusivos nas sequências vulcânicas no diagrama de Streckeisen (1978).

Figura 42 - Sequência de cristalização dos minerais ígneos e hidrotermais nos dacitos de diques.

ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO DO DACITO					
Mineral	Estagio Magmático I	Estágio Magmático II(Vulcânico)	Alteração Potássica	Alteração Propilitica	Alteração Sericitica
Quartzo I	████████				
Plagioclásio I	████████				
Feldspato Alcalino I	████████				
Anfibolio I	███				
Quartzo II		██ ████████			
Plagioclásio II		████████████████			
Feldspato Alcalino II		████			
Biotita I		██████████			
Magnetita I		██████			
Ilmenita I		██████			
Pirita I		██████			
Biotita II			██	██████	██
Clorita II				██████████	
Calcita II				██████	
Epidoto				██████	
Sericita I					████████
Quartzo III					██████
Estilo de Alteração				Seletivamente Semipervasivo a Fissural	Pervasivo a Fissural

Figura 43 - Aspectos petrográficos dos dacitos de diques: A) Textura glomeroporfírica de fenocristais de plagioclásio imersos em matriz microcristalina composta por plagioclásio (com analisador); (B) Fenocristal de plagioclásio alterado para sericita e caulinita em matriz microlítica (com analisador); (C) Cristais de quartzo bipiramidais parcialmente absorvidos e de plagioclásio em matriz muito fina (com analisador); (D) Cavidade miarolítica (1) preenchida por clorita e minerais opacos. Notar os cristalitos (2) e os esferulitos (3) parcialmente recristalizados na matriz (sem analisador).

6.4.2 Pórfiros riolíticos e riodacíticos

Essas rochas possuem granulação variável, cores cinza a castanhas e as típicas texturas porfíricas. Nesse conjunto se distinguem dois tipos, um riolítico de composição mais pobre em quartzo (Tipo A) e outro com composições tendendo a riodacíticas (Tipo B), mais rico em quartzo e plagioclásio (**Fig. 44 Fig, 45A e B**). O primeiro exibe cristais que variam de 0,3 a 20 mm, enquanto que o segundo não apresenta cristais maiores que 5 mm (**Fig. 45**). Ambos tipos possuem cristais de feldspato potássico de tonalidades avermelhadas, plagioclásio tabular e saussuritizado, além de cristais de quartzo subeuédricos e minerais máficos como biotita e hornblenda. Alguns desses, em especial os do Tipo A estão intensamente hidrotermalizados e mineralizados, com metassomatismo potássico, propilitização e sericitização. Vênulas com quartzo, magnetita, calcopirita, pirita e molibdenita se estruturam segundo os tipos A, B e D característicos dos pórfiros nessas rochas mineralizadas. Vênulas de quartzo com halos de feldspato potássico e fraturas preenchidas de minerais metálicos também são observadas.

- 2 Álcali feldspato riolito
- 3 Riolito
- 4 Dacito
- 5 Quartzo andesito
- 6* Quartzo álcali feldspato traquito
- 7* Quartzo traquito
- 8* Quartzo latito
- 9* Basalto/Andesito Basáltico/Andesito
- 6 Álcali feldspato traquito
- 7 Traquito
- 8 Latito

Figura 44 - Classificação petrográfica das rochas estudadas, segundo Streckeisen (1976).

Figura 45 - (A) Pórfiro riolítico a riodacítico (Tipo A), com cristais de até 2 cm de feldspato potássico, com plagioclásio levemente saussuritizado; (B) Pórfiro riolítico do Tipo B, com cristais de até de 0,5 cm de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, com fratura delgadas com quartzo posteriores à fratura com feldspatos avermelhados cristalizados pelo metassomatismo potássico.

O pórfiro do Tipo A também têm maiores conteúdos de biotita e hornblenda relativamente ao Tipo B. A sequência paragenética de cristalização dos minerais ígneos e hidrotermais nessas rochas são apresentadas na **Figura 46** e os aspectos texturais nas **Figuras 47A e B**.

As rochas de ambos tipos possuem fenocristais de quartzo bipiramidais (Quartzo I) com bordas serrilhadas e golfos de dissolução (**Fig. 47C**), onde alguns deles apresentam fraturas preenchidas por calcita ou sericita. Os cristais de quartzo (Quartzo II) menores e da matriz são euhédricos a anhédricos e mostram raramente bordas de corrosão, sendo que alguns chegam a ter inclusões de minerais metálicos em suas fraturas.

Figura 46 - Sequência de cristalização de minerais ígneos e hidrotermais nos pórfiros dos tipos A e B.

ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO DOS PÓRFIROS RIOLÍTICOS												
	Estágio Magmático I (Subvulcânico)		Estágio Magmático II(Vulcânico)		Metassomatismo sódico		Alteração Potássica		Alteração Propilitica		Alteração Sericitica	
Mineral	pórfiro A	pórfiro B	pórfiro A	pórfiro B	pórfiro A	pórfiro B	pórfiro A	pórfiro B	pórfiro A	pórfiro B	pórfiro A	pórfiro B
Quartzo I	████████	████████										
Plagioclásio I	████████	████████										
Feldspato Alcalino I	████████	████████										
Biotita I	████████	████████										
Anfibólio I	████████	████████										
Zircão I	████████	████████										
Apatita I	████████	████████										
Quartzo II			████████	████████								
Plagioclásio II			████████	████████								
Feldspato Alcalino II			████████	████████								
Biotita II			████████	████████								
Magnetita I			████████	████████								
Ilmenita I			████████	████████								
Plagioclásio III					████████	████████						
Quartzo III					████████	████████						
Feldspato Alcalino III							████████	████████				
Biotita III							████████	████████				
Ilmenita II							████████	████████				
Rutilo II							████████	████████				
Calcita I									████████	████████		
Epidoto I									████████	████████		
Clorita I									████████	████████		
Muscovita I									████████	████████		
Fluorita I									████████	████████		
Barita I									████████	████████		
Ilmenita III									████████	████████		
Pirita I									████████	████████		
Calcopirita I									████████	████████		
Galena I									████████	████████		
Esfalerita I									████████	████████		
Sericita I											████████	████████
Quartzo IV											████████	████████
Clorita II											████████	████████
Pirita II											████████	████████
Calcopirita II											████████	████████
Estilo da Alteração					Seletivamente Pervasivo		Seletivamente Pervasivo		Seletivamente Pervasivo a Fissural		Pervasivo a Fissural	

Os fenocristais de feldspato potássico (Feldspato I) de maior tamanho são tabulares e euhédricos a subeuhédricos, apresentam bordas de corrosão e frequentemente mostram geminação *Carlsbad* e texturas pertíticas e mirmequítica (**Fig. 47D**). A maior parte dos cristais está alterada para sericita ao longo de orientações cristalográficas ou substituídos total ou parcialmente por microclínio hidrotermal.

Figura 47 - Fotomicrografias representativas dos pórfiros, todas tomadas com analisador, onde: (A) Pórfiro riódacítico (Tipo A) rico em biotita e hornblenda com tamanhos de grão até de 5,6 mm de largura. (B) Pórfiro riódacítico do Tipo B, com grãos de até de 2,0 mm de comprimento; (C) Fenocristais de quartzo com bordas serrilhada e golfos de corrosão magmática e cristais de plagioclásio tabulares com geminação polissintética no pórfiro do Tipo B; (D) Fenocristal de feldspato potássico geminado em matriz fina no pórfiro do Tipo B; (E) Fenocristais de plagioclásio hidrotermalizados, com forte substituição por feldspato potássico no pórfiro do Tipo A; (F) Aglomerados de hornblenda e plagioclásio junto a fenocristal de plagioclásio imerso em uma matriz criptocristalina no pórfiro do Tipo A.

Os fenocristais de plagioclásio (Plagioclásio I) são euhédricos a subeuhédricos e têm composição variando de oligoclásio (An_{28}) a andesina (An_{32}). Os cristais se apresentam com geminação polissintética, texturas antipertíticas e tem mimerquita nas bordas, quando em contato com feldspato potássico. De modo geral o plagioclásio se mostra moderadamente alterados para caulinita e sericita, além de substituição microclínio e, mais raramente, por albita (**Fig. 47E**). Também há cristalização de clorita, quartzo e calcita em fraturas.

Os cristais de biotita (Biotita II) são euhédricos a subeuhédricos e ocorrem como cristais tabulares intercrescidos com micrólitos de quartzo (Quartzo II), plagioclásio (Plagioclásio II) e feldspato potássico (Feldspato II) na matriz. Os cristais de biotita se caracterizam por estarem cloritizados, exsolvendo abundante volume de minerais opacos, e por se associarem à calcita e sulfetos. Na matriz a biotita exibe intensa alteração para biotita hidrotermal.

A hornblenda é menos abundante que biotita e ocorrem como relíquias fortemente cloritizadas ou em aglomerados de cristais com plagioclásio e quartzo (**Fig. 47F**)

A matriz dos pórfiros riodacitos B é mais devitrificada, que a diferencia da matriz dos riodacitos A em geral mais criptocristalina onde são observados micrólitos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico bem desenvolvidos.

Em geral, minerais acessórios como rutilo, zircão, apatita e monazita ocorrem nos dois pórfiros.

7 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

7.1 Metassomatismo Sódico

O metassomatismo sódico está presente nas rochas monzograníticas e nos pórfiros, sendo caracterizada pela cristalização de albita e quartzo metassomáticos. Nos dois litotipos a alteração se apresenta em estilos fissural em vênulas a levemente pervasivo, preenchendo fraturas e associada a vênulas de quartzo.

Outra característica dessa alteração é a presença de albita formada nas bordas do feldspato potássico e plagioclásio (**Fig. 48A e B**) ou ainda cristalizada acretivamente à albita exsolvida nas textura pertíticas. Nesses casos a albitização promove a substituição feldspato potássico, formando muitas vezes cristais com hábito subeuhédrico, interconecta a albita exsolvida, chegando a formar micro-veios que se iniciam, por vezes, na borda do cristal, e tem quartzo associado (**Fig. 48C**). Nas bordas dos cristais e na matriz a albita hidrotermal tende a ser euhédrica (**Fig. 48D**) e, tipicamente, apresenta infiltrações em forma de cunha. A albita hidrotermal também ocorre comumente em vênulas de quartzo que cortam essas rochas, nesses casos, usualmente a geminação polissintética e o hábito euhédrico mostram-se bem desenvolvidos.

Figura 48 - Aspectos petrográficos do metassomatismo sódico em granitos e pórfiros, com fotomicrografias com analisador, onde: (A) Amostra do Monzogranito A com plagioclásio envolto por borda irregular de albita hidrotermal; (B) Amostra de pórfiro do Tipo A com fenocristais de feldspato potássico envolto em borda de albita hidrotermal; (C) Fenocristal de plagioclásio parcialmente substituído por albita hidrotermal cristalizada acretivamente à de exsolução; (D) Cristais de albita hidrotermal euhédrica formada nas bordas do plagioclásio ígneo.

7.2 Metassomatismo Potássico

O metassomatismo potássico em estilos pervasivo e fissural afetou mais intensamente os monzogranitos, pórfiros e riolitos porfíricos, mas também pode ser observado em menor intensidade nos andesitos, dacitos e tufo.

A associação mineralógica característica deste evento hidrotermal–metassomático é definida por feldspato potássico + biotita hidrotermal $\pm$ magnetita. Nos granitóides o metassomatismo potássico é mais bem observado nos monzogranitos ricos em biotita e hornblenda.

A biotita hidrotermal possui coloração acastanhada a esverdeada e comumente cristalizou-se em arranjos radiados, por vezes, preenche fraturas e interstícios entre os cristais (**Fig. 49A**), ou ainda pode substituir a hornblenda e a biotita. Cristais analisados por microsonda eletrônica indicam que a biotita hidrotermal tem baixos teores de alumínio, magnésio e ferro em relação à biotita magmática. Os baixos teores em ferro podem ser consequência da neoformação de magnetita e ilmenita durante a alteração hidrotermal, como

também podem ser devidos à sobreposição da alteração propilítica, resultando na formação de clorita (**Fig. 49B**) mais magnesianas, de temperaturas mais altas.

O feldspato potássico hidrotermal é caracterizado pela neoformação de, principalmente, microclínio, que substitui o feldspato potássico e o plagioclásio magmático (**Fig. 49C**). Tipicamente o feldspato hidrotermal envolve os grãos de plagioclásio e de feldspato potássico magmático, preenche fraturas das rochas ou se cristaliza intersticialmente na matriz das rochas porfíricas. Esse feldspato é facilmente identificável pela presença de abundantes inclusões finíssimas de hematita, o que lhes confere um aspecto túrbido e tonalidades avermelhadas (**Fig. 49D**).

A magnetita formada nessa alteração é usualmente euhédrica a subeuhédrica, apresenta exsolução de ilmenita e se encontra incluída dentro de biotita hidrotermal cristalizada a partir da hornblenda.

Figura 49 - Aspectos mineralógicos e texturais das rochas afetadas pelo metassomatismo potássico, todas fotomicrografias feitas com analisador: (A) Biotita hidrotermal (BT) de coloração acastanhada e texturas radiadas em monzogranito A; (B) Biotita hidrotermal (BT) associada à ilmenita (ILM) e alterada para clorita em monzogranito A; (C) Fenocristal de plagioclásio magmático (PLG) invadido por feldspato potássico hidrotermal em monzogranito B (FKS); (D) Fotomicrografias (sem analisador). Feldspato potássico magmático substituído em estilo pervasivo por feldspato hidrotermal (FKS), onde pode-se notar seu aspecto túrbido em monzogranito A.

Nos riolitos porfiríticos o metassomatismo potássico de temperatura mais baixa, definido pela biotita hidrotermal em fraturas e pela substituição do fenocristais de feldspato potássico magmático por microclínio (**Fig. 50A**) e adulária (**Fig. 50B**) em estilo pervasivo na matriz e em vênulas também ocorre. Apesar da adulária nem sempre apresentar suas típicas feições rômbricas, como também verificadas em outros estudos (Steiner, 1970; Paez *et al.*, 2010; dentre outros). No presente trabalho a adulária foi identificada pela sua paragênese com minerais de mais baixa temperatura e por conter teores de K_2O , Na_2O , Ca_2O (ver item de química mineral) semelhante aos encontrados para a adulária descrita por Dreher *et al.* (1998).

Nos pórfiros riolíticos o metassomatismo potássico ocorre em estilo pervasivo a semi-pervasivo, resultando na cristalização de feldspato potássico (**Fig. 50C**) e (**Fig. 50D**).

Figura 50 - Aspectos petrográficos do metassomatismo potássico com: (A) Substituição de plagioclásio magmático (PLG) por microclínio (KFS) (com analisador); (B) Substituição de feldspato potássico magmático (KFS) por adulária (AD) e albita (AB) (com analisador); (C) Feldspato potássico hidrotermal substituindo fenocristal magmático (sem analisador); (D) Biotita hidrotermal (BT) em paragênese com microclínio (KFS) dentro de fenocristal de feldspato potássico magmáticos (com analisador).

7.3 Alteração Propilítica

Este tipo de alteração hidrotermal está presente em todos os litotipos, mas é mais intenso nos monzogranitos, pórfiros e andesitos. Apresenta-se em estilos pervasivo e fissural e sua mineralogia característica é clorita + calcita + epidoto + pirita + calcopirita $\pm$ rutilo $\pm$ barita $\pm$ fluorita $\pm$ adulária $\pm$ albita.

Nos monzogranitos pode-se observar um estilo seletivamente pervasivo inicial dado pela cristalização de clorita, carbonatos, epidoto e albita. A clorita forma-se principalmente a partir da hornblenda e biotita (**Fig. 51A, B e C**). Segue-se uma fase fissural, com clorita, calcita, fluorita, albita, adulária, calcopirita, pirita e rutilo preenchendo fraturas e vênulas (**Fig. 51D, E e F**). A clorita neoformada do estilo pervasivo, quando analisada em microsonda eletrônica, se destaca por um enriquecimento em ferro relativamente às da fase anterior.

Nos andesitos basálticos e andesitos a alteração propilítica se caracteriza pela associação clorita + calcita + epidoto $\pm$ actinolita $\pm$ quartzo $\pm$ pirita $\pm$ calcopirita, observada em dois estilos. O primeiro é dado pela alteração pervasiva e seletivamente pervasiva da clorita, actinolita acicular, clinozoisita e calcita dos fenocristais e micrólitos na matriz de hornblenda e plagioclásio (**Fig. 52A**). O segundo estilo é fissural e marcado pela presença de clorita, calcita, pirita, calcopirita e hematita em vênulas e preenchendo fraturas, esferulitos e cavidades miarolíticas. Esse tipo é mais comum nos andesitos (**Fig. 52B**).

Nos riolitos porfíricos um estágio inicial de alteração propilítica foi sobreposta pela alteração sericítica pervasiva, o que dificulta a identificação de suas características. Apesar disso, pode ser definida uma alteração propilítica de estilo seletivamente pervasivo, com alteração de biotita e hornblenda para clorita e epidoto (**Fig. 52C**). O segundo estágio se caracteriza pela cristalização de clorita em fraturas que cortam as paragêneses da alteração sericítica pervasiva (**Fig. 52D**).

Nas rochas vulcanoclásticas em geral a alteração propilítica é caracterizada pela associação mineralógica clorita + calcita + epidoto + albita $\pm$ pirita $\pm$ quartzo e hematita, tipicamente em estilo fissural, com esses minerais preenchendo fraturas e amídalas (**Fig. 52E**). Também pode ser observada epidotização da matriz junto a uma leve silicificação (**Fig. 52F**) ou como clorita em feição anhédrica na matriz com biotita hidrotermal e calcita substituindo levemente o plagioclásio.

Figura 51 - Aspectos da alteração propilítica em diversos litotipos onde: (A) Cloritização seletivamente pervasiva de biotita magmática em monzogranito A (com analisador); (B) Cloritização de biotita magmática e hidrotermal em monzogranito A (com analisador); (C) Cloritização semi-pervasiva de biotita magmática em monzogranito A; (D) Clorita, calcita e calcopirita preenchendo fraturas em monzogranito B (sem analisador); (E) Adulária em parágênese com calcita, calcopirita e albita preenchendo fraturas em monzogranito B (com analisador); (F) Cloritização de biotita e infiltração de clorita em fraturas de fenocristal de feldspato potássico em monzogranito A (com analisador).

Figura 52 - Aspectos das texturas e associações minerais formada pela alteração propilítica onde: (A) Anfibólios cloritizados em andesito basáltico (sem analisador); (B) Amígdalas preenchidas por clorita e quartzo em andesito basáltico (sem analisador); (C) Pseudomorfos de anfibólio biotitizados e cloritizados em riolito porfirítico (com analisador); (D) Clorita em fraturas posteriores à alteração sericitica em riolito porfirítico (sem analisador); (E) Amígdalas preenchidas por calcita e quartzo em rochas vulcanoclásticas (com analisador); (F) Epidoto acompanhado de leve silicificação rochas vulcanoclásticas (com analisador).

Nos dacitos a alteração propilítica se caracteriza pela cloritização na matriz em estilos seletivamente pervasivos e fissural, com epidoto e, localmente, calcita, associados. Esses minerais também preenchem cavidades miarolíticas (**Fig. 53A**) e fraturas e contituem comumente microvênulas (**Fig. 53B**).

Nos pórfiros se observa a associação clorita + calcita + epidoto + pirita + calcopirita + iemenita ± barita ± fluo Rita ± galena ± esfalerita ± hematita em dois estilos de alteração propilítica. Um primeiro de estilo é pervasivo levemente seletivo, resultando na alteração do plagioclásio para epidoto e calcita, substituição de biotita e hornblenda magmática por clorita (**Fig. 53C**), muscovita e calcita com formação de calcopirita e pirita. Neste primeiro estilo observa-se que a cloritização da biotita é acompanhada pela formação de rutilo (**Fig. 53D e 54**). O segundo estilo é fissural, o qual cristaliza calcita placóide (**Fig. 53E e F**) com quartzo, clorita, sericita, fluorita, barita, pirita, calcopirita, galena e esfalerita em fraturas e vênulas com até 0,4mm de largura. O estilo fissural é mais bem observado nos pórfiros mais finos.

Figura 53 - Texturas e mineralogia da alteração propilítica nos dacitos onde: (A) Clorita preenchendo cavidades miarolíticas (com analisador); (B) Clorita em fraturas (com analisador); (C) Biotita fortemente alterada para clorita (com analisador) (D) Imagem de elétrons retro-espalhados obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV) mostrando biotita substituída por clorita e rutilo; (E) Associação de calcita com muscovita na parte inferior da foto e na parte superior biotita cloritizada junto a cristal de muscovita (com analisador) (F) Vênulas de calcita placóide (com analisador).

Figura 54 - Espectros EDS figura 46D (A) EDS ponto 1 neoformação de Rutilo. (B) EDS ponto 2 neoformação de Rutilo (C) EDS ponto 3 Biotita cloritizada (D) EDS ponto 4 Biotita cloritizada.

7.4 Alteração Sericítica

A alteração sericítica está presente em todos os litotipos e se caracteriza pela associação QPS (sericita + quartzo + pirita + calcopirita).

Nos monzogranitos a alteração sericítica é seletivamente pervasiva, tendo substituído o plagioclásio e o feldspato potássico (**Fig. 55A**). Também ocorre em estilo fissural, com preenchimento de fraturas dos fenocristais e formando microvênulas.

Nos andesitos basálticos a alteração sericítica é fraca e ocorre em estilo pervasivo, enquanto que nos andesitos a alteração é fissural e preenche amígdalas e fraturas (**Fig. 55B**) que grada para seletivamente pervasiva, denotada pela alteração de fenocristais e também da matriz (**Fig. 55C**).

Os riolitos foram afetados pela alteração sericítica em estilo pervasivo e fissural. A associação mineralógica é composta por sericita + quartzo + pirita + calcopirita $\pm$ esfalerita $\pm$ molibdenita $\pm$ galena $\pm$ clorita. O estilo pervasivo se caracteriza pela substituição dos fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico por sericita e substituição total da matriz por

sericita e quartzo (**Fig. 55D**). O estilo fissural é definido pela presença de sericita preenchendo as fraturas dos fenocristais e vênulas em associação com quartzo, pirita e calcopirita (**Fig. 55E**), estando presentes também esfalerita, galena e molibdenita, porém em menor quantidade. Tipicamente a alteração sericítica sucedeu as alterações potássica e propilítica.

Nas rochas vulcanoclásticas observa-se alteração sericítica pervasiva e fissural. O estilo pervasivo se caracteriza pela presença de sericita na matriz e pela alteração de fragmentos de cristais de plagioclásio e feldspato como os púmice *shard* (**Fig. 55F e 56A**). No estilo fissural raramente forma veios e preenche amígdalas (**Fig. 56B**), mas essa alteração é mais intensa e tipicamente cristalizou sericita + quartzo + pirita + adulária + clorita $\pm$ biotita (**Fig. 56C**), caracterizando uma alteração epitermal *low-sulfidation*.

A alteração sericítica afetou os dacitos, resultando na substituição pervasiva dos fenocristais de plagioclásio (**Fig. 56D**). Fraturas e microvênulas tardias são comumente observados nessas rochas.

Nos pórfiros, a sericitização se caracteriza por ser fracamente pervasiva nos riolitos A e fortemente pervasiva nos riolitos B (**Fig. 56E**). Também é notável em estilo fissural em vênulas e fraturas preenchidos por sericita + quartzo + pirita + calcopirita no pórfiro do Tipo B (**Fig. 56F**).

Figura 55 - Aspectos característicos da alteração sericítica, sendo em: (A) Sericita substituindo plagioclásio magmático em monzogranito; (B) Amígdalas preenchidas por sericita e quartzo em andesito basáltico; (C) Fratura preenchida por sericita associada a clorita e quartzo, matriz e fenocristal de plagioclásio alterados para sericita em andesito; (D) Riodacito fortemente alterados para sericita na matriz e fenocristais. Observar o enriquecimento de pirita euédral a subeuédral; (E) Alteração sericítica fissural em vênulas de sericita com quartzo, pirita e calcopirita, posterior à alteração sericítica pervasiva; (F) Púmice *shard* e matriz tufácea alterada para sericita. Fotomicrografias com analisador.

Figura 56 - Aspectos característicos da alteração sericítica, sendo em: (A) Matriz com sericita nos arenitos vulcanoclásticos epiclásticos; (B) Amígdalas preenchidas por clorita, biotita e sericita em rocha vulcanoclástica félsica; (C) Vênula preenchida por quartzo, sericita e adulária em rocha vulcanoclástica félsica; (D) Alteração sericítica pervasiva em matriz de dacito; (E) Alteração fortemente pervasiva em riolito da fácies B; (F) Estilo fissural de alteração sericítica associada à fluorita em vênula em pórfiro. Fotomicrografias com analisador

7.5 Alteração Argílica

A alteração argílica é um evento hidrotermal de baixa temperatura (Pirajno, 2010) e corresponde ao último evento registrado nas rochas estudadas. Sua ocorrência foi verificada nos riolitos e nos tufos.

A alteração argílica nos riolitos ocorre em estilo fissural, evidenciada por fraturas e vênulas preenchidas por caulinita, o que confere à rocha tonalidade branca (**Fig. 57A**). Mais raramente ocorre em estilo pervasivo de intensidade fraca, caracterizado pela alteração dos fenocristais e microlitos de plagioclásio da matriz para illita e caulinita (**Fig. 57B**), minerais esses identificados por difração de raios X (**Fig. 58**).

Em tufos a alteração argílica está presente nos estilos fissural e pervasivo matriz tufácea e se caracteriza-se pela presença de illita e caulinita associada com sericita e quartzo, principalmente concentrada nas bordas das amígdalas.

Figura 57 - (A) Aspecto mesoscópico de riolito afetados pela alteração argílica. (B) Fotomicrografia de amostra de riolito com caulinita como mineral de alteração de micrólitos de plagioclásio da matriz.

Figura 58 - Difratoograma de raios X em argilo-minerais da amostra de riolito FV6-1-22, que possibilita a identificação de illita (cor azul) e caulinita (cor rosa).

8 MINERALOGIA DO MINÉRIO

No minério se encontra ainda relíquias de minerais metálicos ígneos, tal como magnetita, ilmenita e alguns grãos de sulfetos de pirita e calcopirita disseminadas na matriz e como inclusões em feldspato potássico e plagioclásio ígneos (**Fig. 59A**), mas não se descarta a possibilidade que esses metálicos estejam associados aos processo hidrotermais. Em geral esses minerais tem granulação entre 0,075 a 0,1 mm. Na matriz das rochas a magnetita ocorre em quantidades apreciáveis, com hábitos subeuhédrico a anhédricos, indicado que os magmas possuíam um estado de oxidação relativamente alto, compatível com aqueles que favorecem o transporte de cobre em sistemas do tipo pórfiro. Em luz refletida a magnetita tem cor cinza a cinza-esbranquiçado e, algumas vezes, apresenta exsoluções de ilmenita. Pirita e calcopirita euhédricas a subeuhédricas ocorrem disseminadas na matriz ou inclusas, principalmente em magnetita (**Fig. 57B**).

Figura 59 - Texturas e características essenciais dos minerais opacos luz refletida sendo: A) Magnetita (MGT) euhédricas a subeuhédricas inclusas nos fenocristais de plagioclásio no monzogranito; (B) Magnetita com inclusões de calcopirita (CCP) em andesito.

As mineralogia dos minério associados aos diferentes tipos de alteração hidrotermal apresentadas, nas **Figuras 24, 28, 33, 42 e 46**, incluem principalmente magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita, esfalerita, galena, molibdenita, galena e ouro.

A magnetita se mostra usualmente euhédrica, mais raramente anhédrica e algumas vezes tem exsoluções de ilmenita formando texturas *trellis*. Tem também inclusões de pirita e calcopirita muito frequentes. Os grãos de magnetita geralmente fazem parte ou estão em paragênese com a biotita hidrotermal na alteração potássica do pórfiro A (**Fig. 60A e B, Fig 61A e B**).

A ilmenita se diferencia da magnetita por apresentar-se em tonalidades mais brancas, por vezes se observa como grãos individuais em feições de lamelas associada ao rutilo em biotita hidrotermal, produto da decomposição hidrotermal da biotita ígnea durante o

metassomatismo potássico, e à cloritização na alteração propilítica do pórfiro A e B (Fig. 60C e D, Fig. 61C e D).

Figura 60 - Características texturais de óxidos associados à alteração hidrotermal nos pórfiros: (A) Magnetita (MGT) hidrotermal associada à biotita hidrotermal cloritizada em luz refletida no pórfiro A; (B) Magnetita hidrotermal associada à biotita hidrotermal cloritizada em luz transmitida e com analisador no pórfiro A; (C) Imagem de elétrons retro-espalhados obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV) de magnetita (1) com exsoluções de ilmenita (2) em textura *trellis* no pórfiro A; (D) Imagem de elétrons retro-espalhados obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV) de biotita hidrotermal cloritizada (1) com ilmenita (2) exsolvida associada no pórfiro B.

Figura 61 - Espectros EDS de minerais de alteração hidrotermal: (A) Magnetita do ponto 1 na Figura 60C; (B) Ilmenita do ponto 2 na Figura 60C; (C) Biotita cloritizada do ponto 1 na Figura 60D; (D) Ilmenita do ponto 2 na Figura 58D.

Os grãos de pirita e calcopirita mostram-se mais euhédricos a subeuhédricos quando estão disseminadas na matriz e a pirita também pode ser framboidal quando associada à alteração sericítica pervasiva dos riolitos (**Fig. 62A e B**). Esse tipo de pirita ocorre apenas associada à alteração sericítica. De modo geral os cristais de pirita são anhédricos, raramente subeuhédricos, quando em vênulas, fraturas e amígdalas nas alterações propilítica e sericítica, (**Fig. 62C e D**). Também é muito típica a presença de inclusões de calcopirita na pirita (**Fig. 62E e F**).

A esfalerita pode estar também incluída na magnetita da alteração potássica, mas é mais comum formar exsolução na calcopirita da alteração sericítica. A esfalerita sem tem conteúdos de prata mensuráveis (**Fig. 63A, 64A e B**) como visto no riolito. A galena incluída nos grãos de pirita possui conteúdos de cromo bismuto e telúrio foi encontrado no pórfiro B (**Fig. 63B, 64C e D**).

Figura 62 - Aspectos texturais da pirita hidrotermal no riolito: (A) Pirita (PY) framboidal associada à alteração sericítica em Luz refletida; (B) Idem anterior, com analisador; (C) Calcopirita (CCP) subeuédrica e ilmenita (ILM) lamelar em luz refletida; (D) Idem anterior, com analisador; (E) Pirita (PY) com inclusões de calcopirita (CP) em veio de quartzo com sericita em luz refletida; (F) Idem anterior, com analisador.

A molibdenita é observada principalmente associada à clorita nos veios de quartzo nos riolito, onde forma cristais placóides com tonalidades esbranquiçadas (**Fig. 61C e D**). Ferro-molibdenita também foi identificada por Mota de Souza (2010) inclusa na pirita.

O ouro ocorre comumente incluso na pirita ou calcopirita das zonas de alterações sericítica e propilítica, tanto nos pórfiros como nos riolitos de composição tendendo a

riodacítica (Corrêa-Silva, 2002). Quando da separação de zircão para geocronologia uma amostra de tufo félsicos de pequeno volume afetados pela alteração sericitítica e argílica apresentou alto conteúdo de ouro nativo (**Fig. 61E e F**).

Figura 63 - Aspectos texturais de minerais de minério sendo: (A) Imagem de elétrons retro-espalhados obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV) de calcopirita (CCP) com exsolução de esfalerita e inclusões de galena dentro da pirita (PY) no riolito; (B) Imagem de elétrons retro-espalhados obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV) de inclusões de galena com bismuto e telúrio em grãos de pirita no pórfiro B; (C) Molibdenita (MLB) placóide em luz refletida no riolito; (D) Idem, com analisador; (E) Ouro nativo em concentrado de minerais pesados em tufo félsico sericitizado e argilizado; (F) Detalhe da amostra anterior.

Figura 64 - Espectros EDS de: (A) Esfalerita com inclusões de prata do ponto 1 na Figura 63A; (B) Galena com cromo do ponto 2 na Figura 63A; (C) Galena incluída em pirita no ponto 1 na Figura 63B; (D) Galena com bismuto e telúrio incluída em pirita no ponto 2 na Figura 63B.

9 QUÍMICA MINERAL

Foram feitas análises pontuais em microsonda eletrônica em biotita, clorita e feldspatos, objetivando a classificação química e um entendimento mais preciso dos minerais das alterações hidrotermais. Para um melhor compreender a evolução do entendimento desses processos foram analisados os núcleos, as porções intermediárias e as bordas dos minerais.

As condições analíticas para os cristais de plagioclásio e feldspato foram feitas como feixe de elétrons com o diâmetro de 10 μ , corrente de ~20,10 nA e voltagem de 15 kV. Para as micas as condições foram as mesmas, mas foi utilizado um diâmetro de feixe de 5 μ .

Para o cálculo das distribuições catiônicas e a classificação dos minerais foi utilizado o *software* MINPET 2.02 (Richard, 1995).

Os principais resultados são:

9.1 Biotita

Foram analisados cristais de amostras do Monzogranito A e do Pórfiro A mais ricos em biotita magmática e hidrotermal. Os cálculos da distribuição catiônica neste caso foram realizados com base em 11 oxigênios.

A biotita magmática e hidrotermal no Monzogranito A são quimicamente distintas no diagrama de Nachit *et al.* (2005), utilizado para distinção da biotita primária da secundária em sistemas magmáticos–hidrotermais mineralizados (**Fig. 65, 66A e 66B**).

Em relação à fração molar de Fe, pode-se observar **Tabela 7** que os cristais de biotita magmática são composicionalmente semelhantes à biotita hidrotermal, mas com leve enriquecimento na biotita hidrotermal com, respectivamente, $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0,8$ e $0,88$.

Figura 65 - Diagrama de Nachit *et al.* (2005) para discriminação da biotita primária e secundária do Monzogranito A.

Nota-se ainda que os conteúdos de Al_2O_3 e FeO^* (Ferro total) para núcleos e bordas da biotita magmática são os mesmos, mas a biotita hidrotermal mostra enriquecimento nas bordas (**Fig. 67A e B**). A biotita magmática, quando comparada com a biotita hidrotermal (**Tabela 7**), apresenta teores mais elevados de TiO_2 e K_2O e leve enriquecimentos Al_2O_3 , FeO^* e MgO (**Fig. 67A, B, C e D**). O TiO_2 (**Fig. 68A e B**) da biotita magmática é menor no núcleo, sugerindo reequilíbrios pós-magmáticos em temperaturas menores, enquanto que a biotita hidrotermal tem maior conteúdo TiO_2 no núcleo, indicativo de herança da composição ígnea quando da substituição hidrotermal. A biotita magmática tem conteúdo de CF (cátions por fórmula unitária associada ao flúor) muito baixo a ausentes, o que indica uma afinidade mais cálcio-alcalinas para essas rochas. Os teores de CCI são também baixos, o que não seria esperável para magmas que geram os pórfiros de metais de base (**Fig. 68C e D**), mas algumas amostras

apresentam teores relativamente altos de cloro, sugerindo que as alterações hidrotermais incipientes podem ter modificado o conteúdo de cloro na biotita ígnea.

Figura 66 - Foto micrografias com analisador: (A) Biotita magmática - monzogranito A (BT); (B) Biotita hidrotermal -monzogranito A (BT); (C) Biotita muscovitizada- pórfiro B, com relíquias de biotita magmática no núcleo – pórfiro B; (D) Biotita fortemente cloritizada (BT); (E) Clorita (CHL) produto de alteração hidrotermal propilítica pervasiva- monzogranito A; (F) Clorita (CHL) produto de alteração hidrotermal propilítica que a cristalizou nas fraturas dos feldspatos- Monzogranito A. Os pontos 1, 2 e 3 correspondem a análises feitas em MSE.

Figura 67 - Diagramas da composição química da biotita do Monzogranito A onde: (A) Al_2O_3 versus MgO ; (B) Al_2O_3 versus FeO^* ; (C) MgO versus FeO^* ; (D) K_2O versus $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Figura 68 - Diagramas da composição da biotita do Monzogranito A com: (A) TiO₂ versus FeO*; (B) Al₂O₃ versus TiO₂; (C) CF versus CCl; (D) CF versus Mg/(Fe+Mg).

A biotita nos pórfiros riolíticos (A) e riolíticos a riodacíticos (B) usualmente é encontrada hidrotermalizada, muscovitizada e cloritizada (**Fig. 66C e 66D**) de modo que foram poucos os cristais de biotita magmática analisados. No diagrama de discriminante de biotita primária e secundária de Nachit *et al.* (2005) se observa que a maioria dos cristais de biotita se distribuem no campo de biotita secundária, com algumas poucas análises no campo da biotita primária re-equilibrada e primária (**Fig. 69**). A biotita magmática no pórfiro A mostra composições enriquecidas em anita com razões de Fe/(Fe+Mg) entre 0,75 e 0,78, enquanto que a biotita cloritizada tem razões de 0,52 a 0,72. A propilitização é evidenciada pela forte cloritização da biotita, o que resulta em aumentos dos teores de MgO, FeO* e, mais levemente, nos de Al₂O₃, além de redução nos conteúdos de K₂O e TiO₂ (**Fig. 70A, B, C e D**). Os baixos teores de TiO₂ na biotita hidrotermal se deve à exsolução de fases enriquecidas em Ti, em especial de rutilo,

ilmenita e titanita em função de sua cristalização em temperaturas bem mais baixas do que as magmáticas. O processo de muscovitização/sericitização da biotita observado nos pórfiros de tendências riodacíticas (Pórfiros B) resulta no decréscimo da MgO e enriquecimento em K_2O e Al_2O_3 (**Fig. 70A, B, C e D**). Já no início da neoformação da biotita hidrotermal nas bordas da biotita magmática ocorre redução nos teores de K_2O e TiO_2 (**Fig. 70D e 71A e B**). Os teores de CF dos cristais de biotita cloritizada e muscovitizada são ligeiramente enriquecidos nos pórfiros, enquanto que a biotita magmática do Pórfiro A é empobrecida em flúor (**Fig. 71C**). Os teores de CCL não são detectáveis na biotita cloritizada do Pórfiro B, sugerindo que na transformação de biotita para clorita houve total liberação de cloro e, inversamente, a biotita do Pórfiro A mostra enriquecimento de cloro em suas bordas e ausência nos núcleos (**Fig. 71C e D; Tabela 7, Anexo I**). Quando a biotita magmática é alterada para a biotita hidrotermal se observa aumento nos teores de CCL e ausência de CF em comparação com a biotita parcialmente cloritizada.

Figura 69 - Composição da biotita primária e da biotita secundária dos pórfiro no diagrama discriminante de Nachit *et al.* (2005).

Tabela 7 - Análises químicas representativas da biotita do Monzogranito A e dos pórfiros.

Rocha	Monzogranito A						Pórfiro riolítico A			Pórfiro riolítico B			
Amostra	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-3	X2-11-3	X2-11-3	X2-11-3	X2-11-3	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47
Análise	(4b)P1	(4b)P2	(6A)P1	(6A)P4b	(2c)P2	(2d)P3	(7a)P1	(7a)P2	(7b)P3	(8a)P1	(8a)P2	(9a)P2	(9a)P3
Tipo	Hidrotermal	Hidrotermal	Ígnea	Ígnea	Cloritizada	Cloritizada	Hidrotermal	Ígnea	Ígnea	Muscovitizada	Muscovitizada	Cloritizada	Cloritizada
Localização	Borda	Intermedio	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda
SiO ₂	42,70	42,74	33,51	34,67	30,94	36,22	33,23	35,05	35,67	46,56	35,86	32,85	25,97
TiO ₂	0,03	0,06	3,59	3,21	1,66	0,98	1,04	3,66	3,58	0,63	0,74	0,28	0,18
Al ₂ O ₃	6,39	6,42	13,59	13,98	14,99	15,11	14,74	13,16	14,34	33,42	26,05	24,59	20,41
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	29,81	29,12	31,53	30,27	29,36	26,08	30,46	28,79	25,85	1,64	18,09	22,96	26,72
MnO	1,42	1,50	0,32	0,32	0,29	0,22	0,37	0,50	0,26	0,04	0,23	0,21	0,50
MgO	3,09	2,87	3,36	3,59	7,90	7,54	5,81	4,68	5,52	1,87	5,74	6,79	13,52
BaO	0,16	0,03	0,02	0,00	0,094	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	0,07	0,05	0,09	0,12	0,37	0,07	0,10	0,02	0,04	0,00	0,03	0,04	0,05
Na ₂ O	0,07	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,35	0,12	0,04	0,02
K ₂ O	2,46	2,19	8,53	9,08	4,31	8,94	7,52	9,31	9,46	10,99	4,98	3,07	0,06
ZnO	0,00	0,08	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,08	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03
F	0,00	0,00	0,16	0,13	0,28	0,33	0,00	0,00	0,00	0,65	0,00	0,42	0,00
Cl	0,00	0,00	0,16	0,12	0,20	0,00	0,30	0,10	0,12	0,00	0,00	0,032	0,00
H ₂ O	1,69	1,67	1,74	1,68	3,74	4,03	3,93	4,07	4,12	4,63	4,38	4,03	3,94
Total	87,88	86,68	96,63	97,21	94,18	99,56	97,56	99,51	99,00	100,78	96,22	95,32	91,38
Distribuição catiônica (11O)													
Si	3,304	3,329	2,361	2,553	2,367	2,593	2,489	2,568	2,579	2,827	2,454	2,327	1,977
AlIV	0,582	0,589	1,127	1,212	1,350	1,274	1,301	1,136	1,221	2,390	2,10	2,052	1,830
	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,002	0,004	0,190	0,178	0,096	0,053	0,059	0,202	0,195	0,029	0,038	0,015	0,010
Fe ²⁺	1,929	1,897	1,858	1,864	1,878	1,562	1,908	1,764	1,563	0,083	1,035	1,360	1,701
Mn	0,093	0,099	0,019	0,02	0,019	0,013	0,023	0,031	0,016	0,002	0,013	0,013	0,032
Mg	0,356	0,333	0,353	0,394	0,901	0,805	0,649	0,511	0,595	0,169	0,585	0,717	1,534
Ba	0,005	0,001	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Ca	0,005	0,004	0,007	0,010	0,031	0,005	0,008	0,001	0,003	0,000	0,002	0,003	0,004
Na	0,010	0,005	1,166	0,006	0,007	0,006	0,009	0,008	0,006	0,042	0,016	0,005	0,004
K	0,243	0,218	0,767	0,853	0,421	0,816	0,718	0,870	0,872	0,851	0,435	0,277	0,006
CF	0,000	0,000	0,070	0,059	0,135	0,147	0,000	0,000	0,000	0,251	0,000	0,186	0,000
CCl	0,000	0,000	0,038	0,03	0,052	0,000	0,076	0,025	0,03	0,000	0,000	0,008	0,000
OH	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe/ (Fe+Mg)	0,84	0,85	0,84	0,83	0,68	0,66	0,75	0,78	0,72	0,33	0,64	0,65	0,53

Figura 70 - Diagramas mostrando a variação composicional da biotita dos pórfiros. (A) Al_2O_3 versus MgO ; (B) Al_2O_3 versus FeO^* ; (C) MgO versus FeO^* ; K_2O versus $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$

Figura 71 - Diagramas mostrando a variação composicional da biotita dos pórfiros. (A) TiO_2 versus FeO^* ; (B) Al_2O_3 versus TiO_2 ; (C) CF versus CCI; (D) CF versus $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$.

9.2 Clorita

As análises foram feitas em cristais de clorita bem desenvolvidos do Monzogranitos A (**Fig. 66E e F**), produto da alteração propilítica pervasiva da biotita e da hornblenda (Clorita I). e da cristalizada nas fraturas dos feldspatos potássicos (Clorita II). Os cálculos da distribuição catiônica foram realizados com base em 36 oxigênios.

A Clorita I tem composição da dafnita, próxima ao limite da ripidolita enriquecida em $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$, e com menores teores de SiO_2 , enquanto que a Clorita II corresponde à ripidolita e à brunsvigita, dado ao enriquecimento em Mg e SiO_2 (**Fig. 72A**)

A Clorita I (pervasiva) derivada da hornblenda tem conteúdos maiores de Al_2O_3 e de FeO^* relativamente à Clorita II, mas os mesmos óxidos têm teores decrescentes em direção às bordas dos grãos (**Fig. 72B, C e D**), o que pode ser devido ao aumento na intensidade da alteração propilítica acompanhado de aumento da temperatura. Inversamente, a Clorita II (fissural) é empobrecida de alumínio e ferro nos núcleos dos cristais e enriquecida nas bordas (**Fig. 72B, C e D; Tabela 8, Anexo I**).

Figura 72 - Diagramas classificatórios e de variação composicional da clorita hidrotermal do Monzogranito A: (A) Diagrama de Hey (1954); (B) Al_2O_3 versus MgO ; (C) Al_2O_3 versus FeO^* ; (D) MgO versus FeO^* .

Nota-se nas **Figuras 73A e B** que o K_2O e o TiO_2 da Clorita I são mobilizados pelos fluidos hidrotermais e os valores levemente mais altos observados nessa clorita deve-se ao feldspato potássico em contato (**Fig. 66F**). Como observado nas **Figuras 73C e D**, os fluidos associados à cloritização são empobrecidos em flúor.

Figura 73 - Diagramas mostrando a composição da clorita de alteração hidrotermal do Monzogranito A. (A) K_2O versus TiO_2/Al_2O_3 ; (B) TiO_2 versus FeO^* ; (C) CF versus CCI ; (D) CF versus $Mg/(Fe+Mg)$.

Tabela 8 - Análises representativas da clorita do Monzogranito A.

Rocha	Monzogranito A					
Amostra	X2-19-1	X2-19-1	X2-19-1	X2-19-1	X2-19-1	X2-19-1
Análise	(1A)P1	(1A)P2	(1A)P3	(3A)P1	(3A)P2	(3A)P3
Localização	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Borda
SiO ₂	24,77	24,30	24,32	23,32	22,80	23,23
TiO ₂	0,12	0,16	0,10	0,12	0,21	0,10
Al ₂ O ₃	19,09	18,47	19,05	18,75	18,33	18,56
FeO	36,61	37,69	36,51	39,33	38,70	39,28
MnO	0,63	0,52	0,52	0,55	0,69	0,65
MgO	5,26	5,63	5,29	5,24	4,84	5,30
CaO	0,07	0,07	0,06	0,04	0,03	0,05
Na ₂ O	0,03	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01
K ₂ O	0,57	0,35	0,70	0,06	0,14	0,09
ZnO	0,07	0,08	0,22	0,12	0,08	0,16
BaO	0,00	0,10	0,06	0,06	0,09	0,01
F	0,00	0,00	0,14	0,00	0,01	0,00
Cl	0,00	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00
H ₂ O	10,53	10,47	10,39	10,40	10,16	10,36
TOTAL	97,67	97,71	97,08	97,84	95,96	97,62
Distribuição catiônica (36O)						
Si	5,639	5,564	5,579	5,381	5,377	5,378
AlIV	2,361	2,436	2,421	2,619	2,623	2,622
SomaT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
AlVI	2,757	2,545	2,726	2,476	2,468	2,437
Ti	0,020	0,028	0,018	0,020	0,038	0,018
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	6,972	7,217	7,006	7,588	7,632	7,603
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,121	0,102	0,101	0,108	0,137	0,127
Mg	1,785	1,921	1,811	1,803	1,701	1,828
Ca	0,017	0,018	0,015	0,010	0,008	0,011
Na	0,015	0,009	0,000	0,006	0,010	0,004
K	0,165	0,102	0,204	0,018	0,043	0,026
Cátions	19,852	19,942	19,881	20,029	20,037	20,054
CF	0,000	0,000	0,200	0,000	0,009	0,000
CC	0,000	0,026	0,002	0,004	0,029	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,80	0,79	0,79	0,81	0,82	0,81

9.3 Feldspatos

Foram analisados cristais de feldspato potássico e de plagioclásio dos monzogranitos, riolitos porfíricos e dos pórfiros riolíticos, ambos de tendências riodacíticas. O cálculo da distribuição catiônica foi efetuado com base em 32 oxigênios.

As análises do plagioclásio do Monzogranito A indicam que exsoluções antipertíticas muito finas foram analisadas juntamente com o plagioclásio, pois os resultados variam de anortoclásio a ortoclásio ($Ab_{(36,2-53,1)}$, $An_{(0,5-4,8)}Or_{(42,1-63)}$) (**Fig. 74A**). Entretanto, parte dessas exsoluções podem ser produto da alteração hidrotermal, pois as mesmas não se orientam cristalograficamente com o plagioclásio hospedeiro (**Fig. 75A**). O feldspato hidrotermal mostra teores de ortoclásio variando de $Or_{(74,3-97,6)}$ (**Fig. 74A**).

O plagioclásio ígneo do Monzogranitos B tem composições albitica ($An_{(2,4-7,4)}$) e, de modo geral, a albita hidrotermal tem teores próximos a $An_{(1,8)}$, enquanto que a adulária associada à alteração propilítica fissural apresenta composição de $Ab_{(1,4)}An_{(0,0)}Or_{(98,6)}$ (**Fig. 74B; Tabela 9, Anexo I**).

Figura 74 - Diagrama Ab–Or–An com as composições dos feldspatos dos monzogranitos.

Os riolitos a riodacitos porfíricos apresentam fenocristais de plagioclásio albiticos, com teores de $An_{(4-6)}$, e o feldspato potássico ígneo tem composição de sanidina ($Ab_{(4,2)}An_{(1,2)}Or_{(59)}$) (**Fig. 76**). Estão presentes cristais de microclínio hidrotermal com composição de $Ab_{(2,5-5,3)}An_{(0,2-0,5)}Or_{(94,5-97,8)}$ e, adulária hidrotermal (**Fig. 75B e C**) com composição de $Ab_{(1,6)}An_{(0,1)}Or_{(98,2)}$. Comparando os teores do microclínio hidrotermal com a adulária hidrotermal, nota-se neste último menores conteúdos de anortita e conteúdos ligeiramente maiores de ortoclásio. Em contrapartida algumas das análises de feldspato potássico alterados mostram composições

que variam de albita até próximas ao ortoclásio, os quais são associadas a composições de texturas de exsolução indistinguíveis ao microscópio (**Tabela 10**).

Figura 75 - Fotomicrografias em com analisador de: (A) Plagioclásio (PG) do Monzogranito A com texturas e exsolução; (B) Plagioclásio (PG) de composição albitítica alterado a adulária (AD) e feldspato potássico (FK) hidrotermal no riolito porfíritico; (C) Feldspato potássico (FK) e adulária hidrotermal (AD) alterando fortemente cristal de feldspato ígneo no riolito porfíritico; (D) Oligoclásio (PG) com texturas de exsolução no Pórfiro A.

Figura 76 - Diagrama Ab–Or–An mostrando as composições dos feldspatos do riolito porfíritico com tendências a composições riódacíticas.

No Pórfiro A, o plagioclásio ígneo é representado pelo oligoclásio cálcico, com composição de $An_{(12,1-26,9)}$ (**Fig. 77A**). O feldspato ígneo apresenta composição de anortoclásio com teores de $Or_{(25,9)}$ e sanidina de $Or_{(48,1)}$, enquanto que o feldspato hidrotermal apresenta-se mais enriquecido em ortoclásio ($Or_{(83,6)}$). Algumas lamelas de exsolução em plagioclásio (**Fig. 75D**) exibem composições albitica e de oligoclásio com teores de $An_{(9,1-17)}$, pois, neste caso não foi possível diferenciar entre as texturas de exsolução magmáticas das hidrotermais. Por outro lado, em amostras do pórfiro riolítico B, o plagioclásio ígneo tem composição albitica, com $An_{(1,1-3,4)}$ (**Fig. 77B**). Algumas análises indicam composições de mistas devidas às exsoluções no plagioclásio, variado de anortoclásio a composições próximas a ortoclásio. O feldspato hidrotermal que substitui os cristais de feldspatos ígneos apresenta composição de $Or_{(98,6)}$ (**Tabela 10**).

Figura 77 - Diagrama Ab–Or–An exibindo as composições dos feldspatos dos pórfiros riolíticos com tendências riódacíticas.

Tabela 9 - Análises representativas de feldspato potássico e plagioclásio dos monzogranitos.

Rocha	Monzogranito A						Monzogranito B				
	Amostra	X2-19-1	X2-19-1	X2-19-1	X2-19-1	X2-19-9	FVG-1-60	FVG-1-60	FVG-1-60	FVG-1-60	FVG-1-60
Análise	(1A)P2	(1A)P3	(1A)P5	(6A)P3	(6A)P4	(6A)P5	(4A)P1	(4A)P2	(5A)P1	(7A)P1	(8A)P1
Tipo	Feldspato hidrotermal	Exsolução	Feldspato Ígneo	Exsolução	Feldspato hidrotermal	Exsolução	Adulária	Adulária	Albita hidrotermal	Feldspato Ígneo	Feldspato Ígneo
Localização	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo
SiO ₂	63,36	64,18	65,48	65,34	64,32	65,40	63,62	63,41	67,28	65,69	65,96
TiO ₂	0,00	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	18,90	19,75	21,10	19,06	18,38	18,69	18,30	18,34	20,47	20,53	20,83
Fe ₂ O ₃	0,06	0,17	0,08	0,21	0,00	0,20	0,00	0,05	0,03	0,063	0,13
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05
BaO	0,72	0,58	0,14	0,20	0,16	0,00	0,25	0,32	0,00	0,00	0,00
CaO	0,14	1,02	1,81	0,25	0,03	0,29	0,00	0,04	0,39	1,58	0,51
Na ₂ O	2,54	6,23	9,85	4,85	0,26	4,56	0,15	0,14	11,40	11,04	10,96
K ₂ O	13,20	7,51	1,90	10,20	17,12	10,36	16,99	17,03	0,25	0,20	0,63
SrO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
Total	98,92	99,49	100,39	100,11	100,31	99,50	99,35	99,38	99,84	99,10	99,07
Distribuição Catiônica (32O)											
Si	11,820	11,688	11,566	11,867	11,934	11,930	11,924	11,898	11,799	11,66	11,69
Al	4,153	4,236	4,389	4,078	4,016	4,016	4,040	4,053	4,227	4,292	4,347
Fe ³⁺	0,008	0,024	0,011	0,028	0,000	0,028	0,000	0,008	0,004	0,008	0,017
Ti	0,000	0,008	0,000	0,000	0,005	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,014
Ba	0,052	0,041	0,010	0,014	0,012	0,000	0,018	0,024	0,000	0,000	0,000
Ca	0,028	0,199	0,343	0,049	0,006	0,056	0,000	0,007	0,073	0,300	0,098
Na	0,918	2,199	3,374	1,710	0,094	1,612	0,056	0,052	3,877	3,799	3,768
K	3,142	1,745	0,429	2,364	4,052	2,410	4,061	4,078	0,057	0,046	0,142
Sr	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000
Cátions	20,173	20,181	20,135	20,124	20,131	20,052	20,122	20,154	20,038	20,105	20,076
X	15,981	15,956	15,966	15,973	15,955	15,974	15,969	15,959	16,030	15,960	16,054
Z	4,140	4,184	4,159	4,137	4,164	4,078	4,135	4,171	4,008	4,145	4,022
Ab	22,5	53,1	81,4	41,5	2,3	39,5	1,4	1,3	96,8	91,7	94
Na	0,7	4,8	8,3	1,2	0,1	1,4	0	0,2	1,8	7,2	2,4
Or	76,9	42,1	10,3	57,3	97,6	59,1	98,6	98,6	1,4	1,1	3,5

Tabela 10 - Análises representativas de feldspato e plagioclásio dos pórfiros e riolitos porfiríticos.

Rocha	Pórfiro riódacítico A				Pórfiro riódacítico B				Riódacito porfirítico			
Amostra	X2-11-3	X2-11-3	X2-11-3	X2-11-3	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47	FVG-1-22	FVG-1-22	FVG-1-22	FVG-1-22
Análise	(1A)P3	(1A)P5	(5A)P4	(5A)P5	(1A)P2	(1A)P4	(6A)P3	(6A)P4	(1A)P1	(1A)P4	(9A)P1	(9A)P2
Tipo	Exsolução	Exsolução	Feldspato ígneo	Feldspato ígneo	Exsolução	Feldspato hidrotermal	Feldspato ígneo	Feldspato ígneo	Adulária	Adulária	Feldspato hidrotermal	Feldspato hidrotermal
Localização	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo
SiO ₂	65,57	65,49	59,77	62,21	65,05	63,55	68,03	68,22	63,55	63,78	68,10	67,05
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,17	21,35	24,04	22,93	18,85	18,52	20,90	20,59	18,41	18,47	20,22	20,63
Fe ₂ O ₃	0,04	0,09	0,43	0,51	0,10	0,18	0,13	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00	0,16	0,01	0,00	0,03	0,00	0,017	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,29	0,00	0,39	0,26	0,00	0,00	0,064	0,04	0,00	0,08
CaO	2,00	1,96	5,70	2,61	0,17	0,22	0,72	0,49	0,049	0,03	0,50	1,11
Na ₂ O	10,61	10,69	8,04	8,92	2,18	0,11	11,23	11,41	0,095	0,13	11,74	10,60
K ₂ O	0,42	0,10	0,76	1,00	13,48	16,76	0,16	0,18	16,73	16,69	0,35	1,32
SrO	0,00	0,10	0,05	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,79	99,68	99,02	98,39	100,21	99,65	101,2	101,03	98,92	99,14	100,9	100,78
Distribuição catiônica (32O)												
Si	11,573	11,551	10,803	11,188	11,922	11,874	11,77	11,819	11,926	11,933	11,838	11,731
Al	4,400	4,434	5,116	4,856	4,067	4,075	4,258	4,202	4,069	4,070	4,139	4,249
Fe ³⁺	0,005	0,011	0,059	0,069	0,014	0,025	0,016	0,015	0,000	0,000	0,000	0
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0
Mn	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0
Mg	0,000	0,004	0,000	0,042	0,001	0,000	0,007	0,000	0,005	0,000	0,000	0
Ba	0,000	0,000	0,020	0,000	0,028	0,019	0,000	0,000	0,005	0,003	0,000	0,005
Ca	0,377	0,37	1,103	0,503	0,032	0,044	0,134	0,091	0,010	0,006	0,093	0,208
Na	3,631	3,654	2,816	3,110	0,775	0,041	3,766	3,833	0,035	0,047	3,956	3,594
K	0,094	0,022	0,175	0,229	3,151	3,995	0,036	0,040	4,005	3,983	0,078	0,295
Sr	0,000	0,010	0,005	0,006	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0
Cátions	20,08	20,046	20,112	20,006	20,018	20,099	19,987	20,003	20,06	20,045	20,104	20,087
X	15,978	15,996	15,978	16,113	16,003	15,981	16,044	16,036	15,995	16,003	15,977	15,98
Z	4,102	4,05	4,114	3,893	3,987	4,099	3,943	3,967	4,06	4,039	4,127	4,102
Ab	88,5	90,3	68,8	80,9	19,6	1	95,7	96,7	0,9	1,2	95,9	87,7
Na	9,2	9,1	26,9	13,1	0,8	1,1	3,4	2,3	0,2	0,1	2,3	5,1
Or	2,3	0,5	4,3	6	79,6	97,9	0,9	1	98,9	98,7	1,9	7,2

10 GEOCRONOLOGIA

As análises geocronológicas em zircão U–Pb foram feitas em SHRIMP IIe em oito amostras, com objetivo de determinar as idades de cristalização das diferentes rochas ígneas associadas à mineralização.

Foram analisados cristais de zircão de amostras do Monzogranito A, do Monzogranito B, do riolito pórfirítico com tendências riodacíticas, do Pórfiro A e de rochas vulcanoclásticas. Como as amostras eram pequenas, a quantidade de zircão obtida não foi suficiente para a datação do andesito basáltico, do andesito, do dacito e do Pórfiro B.

As áreas selecionadas para análise nos cristais de zircão apresentavam diâmetro > 50 µm e comprimento > 100 µm suficiente para o *spot* do laser utilizado no SHRIMP IIe (24 µm). Foram para datação áreas sem fraturas e sem evidências de recristalização e metamitização.

Os dados geocronológicos obtidos podem ser vistos na **Tabela 11, Anexo II**

10.1 Resultados

A amostra do Monzogranito A (R13-P30) possui cristais de zircão euhédricos a subeuhédricos com zanação oscilatória, propriedade típica de zircão de rochas ígneas (Hoskin & Schaltegger, 2003). Suas dimensões variam entre 70 a 200 µm, com uma relação largura/comprimento de 1:2 a 1:3. Alguns deles estão fraturados e com feições de dissolução (**Fig. 78**).

Por meio de catação foram coletados cinquenta cristais dessa amostra, dos quais doze foram analisados em um total de dezessete *spots*. Os dados plotados alinham-se na curva da discórdia com idade de intercepto superior de 2.003 ± 24 Ma (MSWD = 0,46) correspondente ao período Orosiriano (**Fig. 79**) e interpretada como a idade de cristalização.

Figura 78 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão a amostra R13P30 – Monzogranito A. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$.

Amostras do monzogranito B foram coletadas no testemunho de sondagem F1. Como amostra representativa foi analisada a amostra FV6-1-60, localizada a aproximadamente 300 m de profundidade. Morfologicamente os cristais de zircão apresentam hábitos bipiramidais a prismáticos curtos e compridos que mostram zonações oscilatórias a setoriais e razões Th/U entre 0,51 a 1,90, correspondentes à de zircão ígneo (Haley *et al.*, 2007). O tamanho dos cristais varia entre 67 a 170 µm com relação de largura/comprimento de 1:2, sendo alguns fraturados nas suas bordas (**Fig. 80**).

Para a definição da idade desta amostra foi feita a seleção manual de cinquenta e oito cristais, tendo sido analisados quinze grãos, com um total de dezoito *spots* em bordas e

núcleos dos cristais. Os dados obtidos revelam significativa perda de chumbo e definem uma discórdia com uma idade de intercepto superior Osiriana de 1.971 ± 14 Ma com $MSWD = 0,95$ (**Fig. 81**). Não foram considerados os valores dos *spots* 3.1 e 9.1, pois com esses incluídos resultaria em um $MSWD = 3,6$.

Figura 79 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra R13P30 – Monzogranito A.

Figura 80 - Imagem de cátodo-luminescência em MEV de cristais de zircão da amostra FV6-1-60 – Monzogranito B. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Figura 81 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra FV6-1-60 – Monzogranito B.

Amostra do riolito pórfirítico de composição tendendo a riodacítica FV6-1-25 tem cristais de zircão com hábitos prismáticos a bipiramidais, com zoneamento oscilatório e setorial e razões Th/U entre 0,92 a 2,02. De modo geral os cristais estão moderadamente metamitizados devido aos seus conteúdos mais elevados de urânio. Eles apresentam-se também fraturados nas suas bordas e ao redor dos núcleos (**Fig. 82**). Dessa amostra foram selecionados sessenta cristais, dos quais dezessete foram analisados com um total de vinte e um *spots*. Foram analisados apenas cristais como zoneamento oscilatório preservado, mas ainda assim, os dados revelam significativa perda de chumbo.

Os resultados definiram uma discórdia com idade Osiriana de intercepto superior de 1.990 ± 12 Ma, com MSWD = 1,17 (**Fig. 83**). Nessa figura os círculos vermelhos correspondem aos *spots* usados para o cálculo da idade e os círculos pretos os *spots* (5.1, 9.1, 17.1, 17.2) descartados devido a seus altos valores de porcentagem de discordância que aumentam o MSWD a 1,5.

Figura 82 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão da amostra FV6-1-25 – Riolito porfírico com tendências a composições riódacíticas. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Figura 83 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra FV6-1-25 – Riolito porfíritico com tendência riodacítica. Os círculos de vermelho correspondem aos *spots* usados para cálculo da idade.

Das rochas vulcanoclásticas foram selecionadas as amostras de tufo de cristais (X2-2-2), de tufito (FV6-2-24) e de arenito vulcanoclástico epiclástico arcoseano (FV6-2-36). A amostra X2-2-2 faz parte do grupo de amostras que foram coletadas nos leitos dos rios e do topo dos domos riodacíticos e as FV6-2-24 e FV6-2-36 se encontram intercaladas em riolitos no testemunho de sondagem F2, a profundidades aproximadas de 124 m e 196 m.

Na amostra X2-2-2, os cristais são subeuhedrais, de hábito prismático, por vezes, bipiramidais e têm dimensões que variam entre 70 a 200 μm , com relação de largura/comprimento entre 1:1 a 1:3 (**Fig. 84**). Dessa amostra foi possível a coleta de setenta e um cristais de zircão, sendo doze cristais analisados em um total de doze *spots*. Na amostra FV6-2-24, alguns cristais de zircão apresentaram sobrecrecimentos secundários e evidências de forte metamitização, sendo possível a análise em apenas sete cristais (**Fig. 85**). Os cristais de zircão da amostra FV6-2-36 são euhédricos e bipiramidais, apresentam zoneamentos oscilatórios e são mais grossos que 100 μm . Dessa amostra foram analisados cinco cristais com um total de nove *spots* (**Fig. 86**). Para a amostra FV6-2-24 foram descartados os *spots* 5.1 e 6.1 por seus altos valores de porcentagem da discordância.

Os dados obtidos para cada amostra definem uma idade concordante de $1.873 \pm 4,9$ Ma (MSWD = 0,35) para os tufos de cristais, idade de intercepto superior de 1.879 ± 24 Ma (MSWD = 0,25) para o tufo e idade também concordante de $1888 \pm 6,6$ Ma (MSWD = 3,7) para o arenito arcoseano (**Fig. 87, 88 e 89**) ou seja, todas são do período Orosiriano.

Figura 84 - Imagem de cátodo-luminescência o em MEV de cristais de zircão da amostra X2-2-2. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Figura 85 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão da amostra FV6-2-24. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Figura 86 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão da amostra FV6-2-36. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Figura 87 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ da amostras de tufo de cristais X2-2-2.

Figura 88 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para o tufito FV6-2-24

Figura 89 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para arenito vulcanoclástico epiclástico FV6-2-36.

Duas amostras do Pórfiro A foram analisadas. A X2-11-3 possui cristais de zircão de hábito prismático e bipiramidal, em tamanhos que variam entre 70 a 300 μm , com relação de largura/comprimento de 1:2 e 1:4 (**Fig. 90**). Esses cristais possuem texturas internas preservadas, tais como zoneamentos oscilatórios e setoriais, e as razões Th/U variam entre 0,17 e 0,18. A amostra X2-11-5 tem cristais de zircão com hábitos prismáticos a bipiramidais, raras vezes com terminações subarredondadas, com tamanhos variam entre 130 a 210 μm e relação de largura/comprimento de 1:2 e 1:4. Também estão presentes zoneamentos oscilatórios e setorial e as razões Th/U variam de 0,11 a 1,14 (**Fig. 91**).

Foram selecionados para análise cinquenta e nove cristais de zircão para a amostra X2-11-3, sendo analisados doze desses em um total de doze *spots*. Da amostra X2-11-5 foram coletados cinquenta e um cristais, dos quais catorze foram analisados em um total de dezesseis *spots*. Os resultados plotados no diagrama da concórdia definem para as duas amostras idades Osirianas concordantes, respectivamente, de $1.861 \pm 8,9 \text{ Ma}$ (MSWD=0,66) e de $1.880 \pm 7,8 \text{ Ma}$ (MSWD= 0,097) (**Fig. 92 e 93**). Dessa forma, o Pórfiro A representa a unidade mais nova datada dentre os litotipos estudados.

Figura 90 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão da amostra X2-11-3. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Figura 91 - Imagem de cátodo-luminescência obtida em MEV de cristais de zircão da amostra X2-11-5. A idade em cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Figura 92 - Diagrama da concórdia U–Pb para a amostra do Pórfiro A X2-11-3.

Figura 93 - Diagrama da concórdia U–Pb para a amostra do Pórfiro A X2-11-5.

10.2 Discussões

Na amostra FV6-1-25 do riolito porfirítico com tendências a composições riodacíticas os *spots* descartados foi observado zircão com perda de chumbo. Essa perda é, segundo Pidgeon *et al.* (1966) e Stern *et al.* (1966), usualmente atribuída a eventos metamórficos, ao intemperismo ou à alteração hidrotermal. Uma vez que não se reconhece na região da mineralização estudada metamorfismo, sequer na fácies xisto verde, e que a amostra provém de profundidade além da zona de intemperismo, essa perda de chumbo por ser mais factivelmente atribuída ao hidrotermalismo associado ao evento magmático sub-vulcânico que gerou as mineralizações de cobre, molibidênio e ouro dos tipos epitermal *low-sulfidation* e pórfiro.

Os dados geocronológicos U–Pb em zircão permitiram a identificação de um embasamento granítico das sequências vulcânicas mais antigo que o anteriormente suposto para região, antes considerado como de ~ 1,89 Ga (Suite Intrusiva Parauari). Nesse embasamento foram distinguidos três conjuntos de rochas, um constituído pelo Monzogranito A, com idade ao redor de 2.003 ± 24 Ma, outro representado pelo Monzogranito B, com 1.971 ± 14 Ma e o último pelo riolito porfirítico de composição tendendo à de riodacitos, com 1.990 ± 12 Ma. Dentre as unidades geológicas já reconhecidas na Província Mineral do Tapajós essa idade mais antiga se aproxima da idade do Complexo Cuiu-Cuiu (2.011 ± 23 Ma), situado no extremo sul da província e considerado como formado num **arco magmático insular distinto** do arco Parauari (Almeida *et al.*, 2000; Bahia & Quadros, 2000; Ferreira *et al.*, 2000; Klein & Vasquez, 2000; Vasquez & Klein, 2000; Santos *et al.* 2001). Assim, esse dado sugere que a estruturação da província como hoje entendida, pode ser diferente, como sugerido por Juliani *et al.* (2013a; 2013b), Aguja *et al.* (2013a; 2013b) Tokashiki *et al.* (2013a ; 2013b) e, nesse caso, o embasamento seria formado por rochas plutônicas e subvulcânica geradas num **arco magmático continental** do tipo Andino, denominado de Arco Tapajônico 1, com o qual se associam vulcânicas de 1.990 ± 12 Ma.

As rochas vulcanoclásticas epiclásticas e tufos da Sequência Superior apresentaram idades de $1.873 \pm 8,9$ a $1.888 \pm 6,6$ Ma, as quais corroboram as interpretações de se tratarem de tufos e rochas vulcanoclásticas retrabalhadas co-genéticas e síncronas ao vulcanismo félsico a intermerdiário que hospedas as mineralizações (Corrêa-Silva, 2002; Juliani, 2002). As idades do Pórfiro A ($1.861 \pm 8,9$ Ma e $1.880 \pm 7,8$ Ma) indicam também correlação como o evento magmático Iriri e, ademais, evidenciam que as mineralizações epitermal *low-sulfidation* e do tipo pórfiro aqui estudadas se associam geneticamente ao evento magmático Iriri, tal qual a mineralização de ouro *high-sulfidation* (Juliani *et al.*, 2005) e a mineralização de ouro e cobre do tipo pórfiro do Palito (Echeverri-Misas, 2010). De modo pode ser considerado que o sistema

magmático que gerou essas mineralizações pode ser correlacionado a rochas do arco magmático insular Parauari, re-interpretado como sendo parte dos arcos continentais Tapajônicos por Juliani *et al.* (2013a; 2013b).

Uma síntese dos dados obtidos e das unidades correlacionáveis por der vista na **Tabela 11.**

Tabela 11 - Síntese das idades obtidas e de suas correlação as unidades geológicas da Província Mineral do Tapajós.

	LITOTIPOS ESTUDADOS			UNIDADES GEOLÓGICAS ASSOCIADAS			
	Amostra	Litotipo	Idade U-Pb (Ma)	Unidade geológica	Descrição litológica	Idade/Método	Referencias
Embasamento	R13P30	Monzogranito A	2003 ±24	Complexo Cuiú-Cuiú	Granodioritos e tonalitos predominantes, com monzogranitos, dioritos, anfibolitos e gnaisses de composição variados subordinados.	2011 ±23 (U-Pb em zircão)	(3)(2)(4) (5)(7)(8)
Sequência Inferior	FV6-1-60	Monzogranito B	1971 ±14	Suite Intrusiva Parauari	Granitóides cálcio-alcálinos	Ca. 1920 1883 ±4 e 1870 ±12, (U-Pb SHRIMP) 1880 ±14 (Pb-Pb em zircão)	(1)(3)(2) (4)(5)(6)
	FV6-1-25	Riolito porfirítico de composição riódacítica	1990 ±12	Suite Intrusiva Parauari	Granitóides cálcio-alcálinos	Ca. 1920 1883 ±4 e 1870 ±12, (U-Pb SHRIMP) 1880 ±14 (Pb-Pb em zircão)	(1) (3) (2) (4) (5) (6)
Sequência Superior	X2-2-2	Tufo de cristais	1873 ±8,9	Grupo Iriri - Formação Aruri	Tufos ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos, arenitos e conglomerados vulcânicos.	1877 ±4 (Pb-Pb em zircão)	(1)(2)(4) (5)(8)(9)
	FV6-2-24	Tufo	1879 ±24	Grupo Iriri - Formação Aruri	Tufos ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos, arenitos e conglomerados vulcânicos.	1877 ±4 (Pb-Pb em zircão)	(1)(2)(4) (5)(8)(9)
	FV6-2-36	Arenito vulcanoclástico arcoseano	1888 ±6,6	Grupo Iriri - Formação Aruri	Tufos ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos, arenitos e conglomerados vulcânicos.	1877 ±4 (Pb-Pb em zircão)	(1)(2)(4) (5)(8)(9)
	X2-11-3	Pórfiro A	1861 ±8,9	Grupo Iriri - Formação Salustino	Riolitos, riódacitos e dacitos porfiríticos de cor variando de rosa-avermelhado nos riolitos a cinza-amarronzado claro nos dacitos.	1870 ±8 (Pb-Pb em zircão)	(5)(7)(8)(9)
	X2-11-5	Pórfiro A	1880 ±7,8	Grupo Iriri - Formação Salustino	Riolitos, riódacitos e dacitos porfiríticos de cor variando de rosa-avermelhado nos riolitos a cinza-amarronzado claro nos dacitos.	1870 ±8 (Pb-Pb em zircão)	(5)(7)(8)(9)

Referências: (1) Ricci *et al.* (1999); (2) Bahia & Quadros (2000); (3) Almeida *et al.* (2000); (4) Ferreira *et al.* (2000); (5) Klein & Vasquez (2000); (6) Santos *et al.* (2000); (7) Santos *et al.* (2001); (8) Vasquez & Klein (2000); (9) Juliani *et al.* (2002).

11 GEOQUÍMICA

Foram selecionadas e analisadas dezoito amostras de rocha total, das quais quatro monzogranitos, uma de andesito basáltico, duas a andesito, duas de riolito porfirítico, três a tufo, uma a dacito e cinco a pórfiro riolítico a riodacítico (**Tabela 12**). Dentre cada conjunto de litotipo procurou-se selecionar as rochas menos hidrotermalizadas e, em cada amostra foram separada com serra diamantada as porções com alterações hidrotermais identificáveis macroscopicamente, fraturas, vênulas delgadas e filmes de minerais secundários, bem como qualquer porte com indícios de intemperismo. Mesmo assim, face à intensidade da alteração hidrotermal, alguns dessas rochas ainda mostram evidências de hidrotermalismo. Por esse motivo, as interpretações geoquímicas foram feitas considerando-se a influência da alteração hidrotermal e, para uma melhor compressão da sua influência, se considerou as rochas com perda de fogo (P.F.) >2,5% como com forte alteração, com $2,2 \leq \text{P.F.} \leq 2,5\%$ como moderado e com $\text{P.F.} < 2,2$ como fracas.

Os dados obtidos para foram processados e as figuras foram plotadas com o uso do *software* GCDKit 2.3 de Janousek *et al.* (2006).

11.1 Caracterizações das séries das rochas

Quando plotadas no diagrama TAS (álcalis totais *versus* SiO_2), as amostras mostram claramente sua afinidade subalcalina (**Fig. 94**), constituindo por sua vez uma série cálcio-alcalina (**Fig. 95**). Os andesitos basálticos, andesitos e dacitos mostram evolução com enriquecimento em FeO_t (Ferro total) relativamente aos álcalis, típica de séries magmáticas cálcio-alcalinas, mesmo plotando nos próximos do limite que as separa das rochas tholeiíticas (**Fig. 95**).

Figura 94 - Caráter subalcalino das rochas estudo discriminadas segundo o diagrama TAS de Irvine & Baragar (1971).

Tabela 12 - Dados litoquímicos.

Rocha	X2-11-1 MA	FV6-1-58 MB	FV6-1-55 MB	FV6-1-60 MB	X2-13-1 A	X2-3-1 BA	X2-16-2 A	FV6-1-28 RP	FV6-1-22 RPo	X2-8-5 TR	X2-8-2 TR	X2-10-1 TD	X2-17-1 D	FV6-2-47 PRB	X2-11-3 PRA	X2-11-7 PRA	FV6-2-58 PRB	FV6-2-46 PRB
SiO ₂	63,90	71,70	71,50	72,70	53,70	49,30	51,90	75,90	75,40	69,10	72,00	68,30	66,70	70,80	66,30	64,70	75,80	71,80
Al ₂ O ₃	16,00	14,06	13,87	13,57	14,52	16,49	14,63	12,33	12,77	14,35	13,54	15,68	13,26	14,11	16,16	15,79	12,030	14,23
TiO ₂	0,53	0,32	0,31	0,27	1,25	1,10	1,12	0,24	0,23	0,42	0,52	0,35	0,71	0,30	0,44	0,52	0,26	0,30
K ₂ O	5,27	4,04	4,39	4,78	2,56	1,02	1,46	5,68	5,42	6,01	4,72	3,56	4,96	5,30	4,80	5,39	6,04	5,12
CaO	2,38	0,91	0,63	1,03	7,10	8,43	7,01	0,18	0,12	1,08	0,55	2,68	2,40	0,93	1,90	1,54	0,46	0,46
Na ₂ O	4,36	4,78	4,62	4,08	2,18	2,62	2,45	1,80	2,00	1,87	1,47	4,38	2,35	2,88	4,34	4,18	2,57	3,24
Cr ₂ O ₃	0,003	0,001	0,003	<0,001	0,006	0,008	0,002	0,004	0,003	<0,001	0,005	<0,001	<0,001	0,002	0,007	0,002	0,004	0,006
Fe ₂ O _{3t}	4,71	1,02	1,33	0,74	11,93	11,69	11,44	0,72	0,93	3,34	3,56	2,18	5,87	2,06	4,00	5,05	0,64	1,93
MgO	0,46	0,45	0,43	0,40	3,93	6,65	3,99	0,37	0,21	0,59	0,80	0,65	0,48	0,65	0,58	0,55	0,19	0,63
MnO	0,12	0,02	0,02	0,01	0,19	0,26	0,16	0,01	<0,01	0,22	0,08	0,04	0,12	0,04	0,18	0,21	0,02	0,06
P ₂ O ₅	0,13	0,07	0,06	0,06	0,17	0,11	0,14	0,02	0,01	0,27	0,20	0,10	0,16	0,07	0,10	0,13	0,02	0,08
LOI	1,54	1,69	1,44	1,76	2,63	2,61	4,60	1,64	1,87	2,34	2,38	1,15	1,70	2,29	1,21	1,40	0,98	1,72
Soma	99,66	99,20	98,70	99,50	100,23	100,27	99,02	98,99	99,07	100,01	100,02	99,25	98,79	99,51	100,21	99,72	99,04	99,65
Ba	2265	839	899	831	561	282	632	498	488	3178	1635	1325	1127	767	2044	2013	501	739
Be	3	5	2	2	<1	<1	<1	2	3	2	2	6	3	7	<1	2	<1	3
Ce	77,30	74,70	56,50	49,30	59,10	26,90	47,90	50,70	45,00	107,80	104,60	61,20	97,50	78,50	73,80	92,10	74,50	73,70
Co	27,5	57,6	57,0	63,2	41,6	53,2	44,5	38,8	39,8	13,5	13,9	24,4	14,9	38,60	31,30	17,60	40,70	32,00
Cs	2,60	1,60	1,10	2,10	11,10	2,10	2,20	4,20	2,30	3,10	5,70	1,10	6,90	5,90	4,60	2,10	2,50	4,20
Dy	5,13	3,85	1,71	2,49	7,81	5,09	5,97	2,81	2,95	9,85	7,50	1,61	7,93	3,16	4,74	6,01	3,96	2,90
Er	2,66	2,43	1,14	1,35	4,50	3,52	3,98	1,75	2,06	5,60	3,80	0,82	5,56	1,80	2,99	3,42	2,15	2,06
Eu	2,53	0,65	0,47	0,46	1,44	1,27	1,25	0,40	0,41	2,52	1,77	0,89	1,75	0,74	2,33	2,46	0,70	0,64
Ga	18,80	13,90	14,70	14,30	16,80	17,00	17,00	12,30	11,80	15,70	16,20	18,10	16,80	16,60	18,10	18,90	12,20	16,90
Gd	5,47	4,63	2,13	2,63	7,21	4,79	5,67	2,63	2,34	10,22	8,22	2,52	8,60	3,38	5,63	6,76	4,39	3,56
Hf	8,8	4,8	4,0	3,8	4,1	2,9	4,0	4,3	3,9	10,8	8,0	3,6	7,8	4,5	7,7	8,5	4,2	4,4
Ho	0,97	0,81	0,33	0,48	1,54	1,06	1,26	0,58	0,56	1,87	1,22	0,33	1,84	0,51	0,91	1,11	0,73	0,62
La	40,7	41,8	33,8	28,1	31,7	13,6	24,6	26,3	21,4	56,6	53,6	33,5	53,7	42,3	40,1	47,5	40,2	39,8
Lu	0,46	0,31	0,20	0,24	0,63	0,47	0,53	0,29	0,33	0,70	0,45	0,13	0,80	0,26	0,45	0,47	0,36	0,34
Nb	11,8	14,1	10,8	9,8	7,9	3,1	6,2	13,1	15,1	13,7	13,1	6,5	12,8	10,8	9,7	10,9	11,1	8,9
Nd	40,1	31,2	19,0	20,7	32,0	16,0	23,3	18,6	17,0	49,7	46,8	24,4	44,1	30,7	36,7	41,0	27,1	30,1
Pr	9,63	8,37	5,90	5,18	7,13	3,62	6,02	5,54	5,02	12,91	12,89	6,79	11,79	8,59	9,13	11,22	8,43	8,31
Rb	92,7	173,7	165,1	207,1	128,5	34,9	55,0	249,1	246,3	172,1	183,6	81,1	211,2	316,6	104,9	115,5	288,6	281,7
Sm	7,04	5,62	2,84	2,89	5,79	3,76	5,00	3,25	2,98	9,92	8,81	3,43	8,90	4,65	6,23	7,31	5,11	4,60
Sn	2	7	4	6	2	<1	2	3	3	2	3	<1	3	4	<1	1	2	2

Sr	198,10	246,70	221,30	228,80	163,90	199,80	169,70	83,50	88,80	174,30	104,30	790,30	190,50	158,60	260,00	187,60	117,80	199,70
Ta	1,60	2,70	2,40	2,0	0,5	0,4	0,7	1,9	2,0	1,3	1,2	0,9	1,2	1,8	1,3	1,0	2,1	1,4
Tb	0,79	0,63	0,29	0,36	1,07	0,75	0,94	0,43	0,42	1,49	1,19	0,29	1,31	0,48	0,77	0,96	0,58	0,47
Th	8,9	23,3	16,8	15,7	8,2	3,0	7,2	24,3	28,6	15,8	16,8	8,0	17,3	21,6	11,2	9,5	21,4	17,8
Tm	0,40	0,36	0,17	0,24	0,63	0,44	0,55	0,29	0,31	0,73	0,53	0,13	0,73	0,25	0,40	0,47	0,32	0,29
U	2,2	5,3	4,3	3,8	2,7	0,9	2,2	5,8	8,0	4,9	3,9	1,4	5,7	5,0	3,4	2,2	2,3	5,1
V	10	17	12	11	185	173	185	11	<8	<8	14	22	<8	21	18	9	<8	15
W	275,7	524,1	561,7	593,0	18,7	21,1	23,7	396,8	403,1	102,6	102,3	187,5	66,0	343,7	249,6	131,2	371,2	280,9
Y	26,5	22,0	10,2	13,5	43,4	28,9	35,7	16,8	16,0	52,0	35,5	9,4	47,9	14,6	26,8	34,1	22,6	19,0
Yb	2,96	2,19	1,15	1,50	4,37	3,38	3,75	2,03	2,33	4,45	3,08	0,88	5,22	1,83	2,77	3,15	2,41	1,94
Zr	390,8	192,0	154,7	135,7	169,8	107,1	142,5	118,7	122,8	418,2	344,2	140,1	276,6	153,7	328,7	433,1	123,7	149,4
Ag	<0,1	0,6	0,3	0,8	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,2	0,1	<0,1	<0,1	0,8	<0,1	<0,1	0,3	0,5
As	0,7	<0,5	1,6	0,6	1,2	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,6	8,9	0,7	0,8	1,1	3,7
Au	2,7	4,8	4,6	3,3	<0,5	1,8	0,9	<0,5	<0,5	1,3	0,7	0,9	<0,5	2,3	<0,5	0,6	1,0	1,1
Bi	<0,1	0,2	0,3	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,3	0,4	0,3	<0,1	0,1	0,6	<0,1	<0,1	0,3	0,3
Cd	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,5	<0,1	<0,1
Cu	13,5	1216,4	560,4	1486,1	99,2	41,6	90,9	125,4	107,0	7,3	14,2	8,2	14,2	279,0	11,9	14,9	204,3	390,3
Hg	*	*	*	*	<0,01	<0,01	<0,01	*	*	0,02	<0,01	0,02	<0,01	*	0,04	<0,01	*	*
Mo	1,1	0,2	1,3	0,8	0,4	0,2	0,2	70,3	0,2	0,3	0,1	0,1	0,3	5,0	0,9	1,4	40,5	0,2
Ni	2,5	6,2	5,4	6,9	37,3	47,1	48,3	1,0	1,2	0,6	3,2	4,4	0,6	4,1	8,3	3,1	0,8	3,8
Pb	12,2	11,4	11,4	15,3	7,7	2,9	3,3	3,6	3,5	28,8	17,4	5,7	13,1	30,5	9,9	13,9	10,3	29,4
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tl	0,1	0,1	0,1	0,1	0,6	<0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,3	<0,1	0,4	0,4	0,2	<0,1	0,2	0,3
Zn	62	17	21	24	71	50	75	9	7	53	55	33	59	28	54	70	21	25
F	375	607	504	584	301	95	228	330	224	458	478	290	410	902	427	454	117	884
K ₂ O/N a ₂ O	1,21	0,85	0,95	1,17	1,17	0,39	0,60	3,16	2,71	3,21	3,21	0,81	2,11	1,84	1,11	1,29	2,35	1,58
Eu/Eu* (La/Yb) N	1,25	0,39	0,59	0,51	0,69	0,92	0,72	0,42	0,48	0,77	0,64	0,93	0,61	0,57	1,21	1,08	0,45	0,49
ΣETR	9,19	12,76	19,65	12,53	4,85	2,69	4,39	8,66	6,14	8,51	11,64	25,46	6,88	15,46	9,68	10,08	11,15	13,72
ΣETRL	196,14	177,55	125,63	115,92	164,92	84,65	130,72	115,6	103,11	274,36	254,46	136,92	249,73	177,15	186,95	223,94	170,94	169,33
ΣETR P	174,77	161,69	118,04	106,17	135,72	63,88	106,82	104,39	91,4	236,93	226,7	129,32	215,99	164,74	165,96	199,13	155,34	156,51
	18,84	15,21	7,12	9,29	27,76	19,5	22,65	10,81	11,3	34,91	25,99	6,71	31,99	11,67	18,66	22,35	14,9	12,18

Abreviações: MA = Monzogranito A, MB= Monzogranito B, A = Andesito, BA= Andesito basáltico, RP = Riolito porfírico, TR = Tufo riolítico, TD =Tufo dacítico, PRB= Pórfiro riolítico B, PRA = Pórfiro riolítico A.

Figura 95 - Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) indicando o caráter cálcio-alcálico das rochas intermediárias e félsicas na área estudada, independentemente das suas idades. Símbolos na legenda da Figura 93.

No diagrama de K_2O versus SiO_2 (**Fig. 96**) as rochas menos evoluídas apresentam típica afinidade cálcio-alcálica, com as rochas mais evoluídas variando até cálcio-alcálicas de alto potássio, feições essas típicas de rochas de arcos magmáticos continentais. As rochas félsicas plotam no campo da série shoshonítica, em especial as amostras do Monzogranito A, dos riolitos pórfíricos, dos pórfiros, dos dacitos e dos tufo félsicos. Essas características, muito embora sejam também normais em rochas de arcos magmáticos continentais, podem ser, pelo menos em parte, nesse caso, devido ao enriquecimento em K_2O ($K_2O > 5,0\%$) provocado pela alteração potássica.

Figura 96 - Diagrama K_2O versus SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976) para o conjunto das rochas estudadas. Símbolos na legenda da Figura 93.

Em relação ao índice de saturação em alumina (**Fig. 97**), as amostras são classificadas como metaluminosas a peraluminosas. Os andesitos basálticos e andesitos se destacam suas características metaluminosas já evidenciada petrograficamente pela presença de hornblenda e biotita nas rochas, enquanto que as rochas mais félsicas gradam de levemente metaluminosas a peraluminosas.

Figura 97 - Diagrama de saturação de alumina (ISA) para as rochas estudadas, evidenciando serem as rochas intermediárias metaluminosas e as félsicas metaluminosas a peraluminosas. Símbolos na legenda da Figura 93.

11.2 Classificação Geoquímica das rochas

Para a classificação geoquímica se utilizaram diagramas clássicos baseados em óxidos de elementos maiores e menores.

Inicialmente foram classificadas as rochas plutônicas do embasamento utilizando-se os diagramas TAS (Cox *et al.*, 1979; Middlemost, 1994) e R1–R2 (De La Roche *et al.*, 1980). No diagrama TAS de Cox *et al.* (1979) as rochas classificadas petrograficamente como Monzogranito B se situam no campo dos granitos, enquanto que a do Monzogranito A é classificada como sienito (**Fig. 98A**), em função do enriquecimento em potássio e causado pelo metassomatismo potássico pervasivo. No diagrama de Middlemost (1985) essas amostra plotam, respectivamente, nos campos dos granitos e dos monzonitos (**Fig. 98C**). Segundo a classificação de De La Roche *et al.* (1980) o Monzogranito A tem composição no limite dos campos do quartzo monzonitos com o quartzo sienitos, enquanto que as amostras do Monzogranito B distribuem-se entre os campos dos granitos e do álcali-feldspato granitos (**Fig. 98B**). Uma vez que todos esses litotipos sofreram metassomatismo potássico em alguma intensidade, é factível supor que essas rochas tenham tido composições originais variando de granito a quartzo monzonito, ou entre monzogranito e sienogranito, dependendo do esquema classificatório adotado.

Figura 98 - Diagramas de classificação de rochas plutônicas segundo as propostas de: (A) Cox *et al.* (1979); (B) De La Roche *et al.* (1980); (C) Middlemost (1994).

Na classificação das rochas vulcânicas foram utilizados os mesmos diagramas, mas com os nomes das rochas plutônicas substituídos pelos das vulcânicas. Nos diagramas TAS de Cox *et al.* (1979) e De la Roche *et al.* (1980) as amostras das rochas menos evoluídas teriam composição de basaltos e de andesitos basálticos (**Fig. 99A e C**), em discordância da classificação petrográfica, o que poderia ser devido às alterações hidrotermais. Essas mesmas rochas no diagrama R1–R2 (**Fig. 99B**) se localizam no campo de basalto, andesito basáltico e andesito, em concordância com a classificação petrográfica.

As amostras classificadas petrograficamente como riolitos porfiríticos foram plotadas somente no diagrama de Le Bas *et al.* (1986), onde se distribuem no campo dos riolito (**Fig. 99C**). Essas amostras apresentam um alto teor em SiO_2 , típico dos riolitos muito evoluídos, mas não se descarta também que, pelo menos em parte, isso possa ser reflexo de processos de silificação, assim como os altos valores de K_2O podem também ser parcialmente associados à alteração potássica.

Os pórfiros A têm também composição de riolito no TAS (**Fig. 99A e C**) e de riolito a álcali-riolito no R1–R2 (**Fig. 99B**), apesar de suas tendências riodacíticas terem sido bem definidas na petrografia. Isso é, em parte, devido ao metassomatismo potássico. Entretanto, os pórfiros B distinguem-se no TAS por serem mais pobre em sílica e mais ricos em álcalis, conferindo a eles composições entre os riolitos e os traquitos/traquidacitos (**Fig. 99A e C**), ou de quartzo traquito a quartzo latito no R1–R2 (**Fig. 99B**), o que pode ser parcialmente devido às neoformação de microclínio hidrotermal durante o metassomatismo potássico.

As rochas vulcanoclásticas têm composições riolito a dacito, até mesmo riodacítica no R1–R2, enquanto que o dacito tem sua composição análoga no TAS e de riodacito no R1–R2 (**Fig. 99A, B e C**).

Figura 99 - Diagramas de classificação para rochas vulcânicas de: (A) Cox *et al.* (1979); (B) De La Roche *et al.* (1980); (C) Le Bas *et al.* (1986).

11.3 Diagramas de Variações Composicionais

Esses diagramas são utilizados para entender o comportamento dos diferentes elementos em um grupo de rochas, no qual as variações composicionais refletem os diversos processos que afetaram as rochas durante sua cristalização e ajudam a ilustrar o curso da evolução química dos líquidos magmáticos.

Os principais digramas deste tipo são conhecidos como diagramas de variação de Harker (Rollinson, 1993), nos quais a abscissa define o grau de evolução do magma por

meio dos teores de SiO_2 , $\text{Mg\#}$ ou de índices de diferenciação da rocha (ID). Com ajuda destes diagramas pode-se reconhecer contaminações e outros processos, como misturas de magmas, que afetam o curso da cristalização fracionada. A interpretação petrogenética do comportamento dos distintos óxidos dos elementos maiores é válida só para o processo de cristalização fracionada única.

Assim sendo, os diagramas de variação de elementos traços também são utilizados para interpretar seu comportamento no curso do processo de cristalização fracionada, além de mostrar a influência dos processos de metamorfismo e alteração hidrotermal no comportamento dos elementos móveis, tais como Ba, K, Sr, Th, Ce e P (Pearce, 1983).

11.3.1 Elementos maiores.

O quimismo dos monzogranitos mostram que o Monzogranito A se caracteriza por ter teores de SiO_2 ao redor de 63,9%, enquanto que o Monzogranito B tem teores $> 71,5\%$. Nos diagramas Harker, utilizando o SiO_2 como índice de diferenciação, nota-se que o TiO_2 , e FeO_t (**Fig. 100**) para a amostra do Monzogranito A apresentam um enriquecimento em relação ao Monzogranito B em tendência semelhante às de um processo de diferenciação magmática contínua. Entretanto, a diferença de idade de 30 Ma de anos entre essas rochas, apesar da precisão das datações, permitem apenas indicar que o Monzogranito A é menos evoluído magmaticamente que o Monzogranito B. Para o CaO , observam-se menores teores no Monzogranito A, o que pode ser explicado pelo maior volume de plagioclásio ou por alterações hidrotermais propilíticas, em função da cristalização de epidoto e calcita. Por outro lado, o enriquecimento relativo de K_2O do Monzogranito A é muito provavelmente devido ao metassomatismo potássico. Nota-se também que a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são > 1 no Monzogranito A e varia entre 0,8 a 1 no Monzogranito B (**Tabela 12**), o que pode ser atribuído a diferenças entre os magmas ou a intensidade as alterações sódica, potássica e propilítica.

As amostras de andesito basáltico e de andesito apresentam SiO_2 entre 49,3 e 53,7% e de FeO_t entre 11,44 e 11,69%. A leve correlação positiva do TiO_2 com o SiO_2 que aumenta de andesito basáltico e de andesito (**Fig. 100**) é consistente com o maior fracionamento de ilmenita nos basaltos, como verificado na petrografia. Os maiores teores de CaO , Na_2O , Al_2O_3 e MgO nos andesito basáltico pode também indicar, adicionalmente, uma maior intensidade da alteração propilítica relativamente aos andesitos.

Os riolitos possuem os maiores teores de SiO_2 ($\geq 75,4\%$) no conjunto das rochas evoluídas, o que, em alguns casos, pode ser parcialmente devido à silicificação, tal qual observado na petrografia. Os baixos teores de Na_2O , CaO e Al_2O_3 (**Fig. 100**) podem ser devidos à cristalização fracionada, com remoção do plagioclásio cristalizado, mas não se

descarta também a influência do metassomatismo potássico reduzindo, juntamente com a silicificação, os teores relativos desses elementos químicos.

Os pórfiros A tem conteúdos de SiO₂ entre 64,7 a 66,7% e os pórfiros B entre 70,8 a 75,8%. Os teores altos de TiO₂ e FeO_t nos pórfiros A são reflexo do maior volume de biotita e hornblenda magmática, bem como pela alteração propilítica, com enriquecimento em pirita. Os teores mais altos de CaO, Na₂O e Al₂O₃ nos pórfiro A se relacionam os diferentes estágios de evolução magmáticas desses e os *trends* definidos nos diagramas são indicativos da atuação de fracionamento magmático na formação dessas rochas. Entretanto, a intensa alteração hidrotermal nos pórfiros A pode também ter mobilizado esses elementos químicos, em especial o Ca e o Na.

Nos pórfiros B a alteração foram fortemente afetados pelo metassomatismo potássico e pela alteração sericítica, resultando em enriquecimentos em K₂O. A razão K₂O/Na₂O > 1,5% nessas rochas parecem ser indicativas da maior intensidade da alteração potássica e sericítica relativamente ao pórfiro A (K₂O/Na₂O = 1,1 a 1,29%), mas, de modo geral, podem também serem devidas ao fracionamento magmático. Dentre os pórfiros B tem comportamento dos elementos maiores semelhantes ao dos riolitos (**Fig. 100**), sugerindo co-geneticidade.

Os dois tipos de monzogranitos podem ser diferenciados pelos padrões dos elementos maiores, corroborando os dados petrográficos e geocronológicos. Seus padrões geoquímicos permitem agrupá-los em dois conjuntos (**Fig. 100**).

Apesar do conjunto das rochas apresentar correlações negativas definidas nos diagramas de SiO₂ com TiO₂, CaO e FeO_t (**Fig. 100**), o que poderiam indicar uma mesma filiação magmática entre elas, o comportamento do K₂O, Na₂O e P₂O₃ é distinto entre diferentes grupos de rocas (**Fig. 100**), indicando que, apesar das semelhanças e da influência das alterações hidrotermais superpostas, existem rochas de filiações magmáticas distintas.

Assim, um primeiro conjunto poderia ser definido pelo Monzogranito B, Pórfiro B e riolitos porfiríticos, todos com idades entre 1990 Ma e 1971 Ma (**Tabela 13**). Um segundo conjunto seria formado pelas amostras do andesito basáltico, andesito e Pórfiro A, de idades entre 1880 e 1860 Ma (**Tabela 13**), cujos padrões geoquímicos sugerem formação por fracionamento magmático. A esse sistema se associam as mineralizações–magmáticas hidrotermais *low-sulfidation* e do tipo pórfiro.

No caso das rochas vulcanoclásticas (tufos), observam-se distribuições semelhantes entre os tufos de composição riodacítica, mas não mostram tendências significativas com o tufo dacítico. A associação destas com o resto rochas estudadas não é muito esclarecido, por isso, sua co-geneticidade será discutida com base nas terras raras.

O Monzogranito A (Idade de 2.003 Ma) como parte das rochas do embasamento não tem associação filial com os eventos magmáticos que deram formação ao sistema *low-sulfidation*. Mesmo assim, a assinatura geoquímica será levada em conta para sua caracterização.

Figura 100 - Diagramas de Harker para os elementos maiores para o conjunto das rochas desse estudo.

Tabela 13 - Resumo de idades U–Pb das rochas estudadas.

Litotipo	Idade U–Pb (Ma)
Pórfiro A	1.861±8,9
Tufo de cristais	1.873 ±4,9
Tufo	1.879 ±24
Pórfiro A	1.880 ±7,8
Monzogranito B	1.971±14
Riolito pórfirítico	1.990±12
Monzogranito A	2.003 ±24

11.3.2 Elementos traços

O comportamento dos elementos-traço em relação à variação dos teores de SiO₂ como índice de diferenciação também conduzem à distinção dos dois agrupamentos de rochas acima mencionados (**Fig. 101 e 102**).

Os elementos traços incompatíveis de alto potencial iônico (*high field strength elements* - HFSE), como o Th e Ta, estão em menores teores no Monzogranito A em relação ao Monzogranito B, enquanto que o Zr tem comportamento inversos, o pode devido ao maior volume de hornblenda (Marks *et al.*, 2004) e biotita (**Fig. 101**). Esses dados sugerem que diferentes processos de fracionamento magmáticos ocorreram nessas rochas. Para o Nb, La, Ba, Ce, Rb e Y notam-se valores ligeiramente mais altos nos Monzogranitos A, sugerindo enriquecimento controlado pela maior concentração de biotita e hornblenda, assim como pela influência da alteração potássica de maior intensidade nestas rochas. As variações dos teores de Sr (**Fig. 102**) poderiam ser devido a distintos processos de fracionamento dos feldspatos nos dois monzogranitos, mas é muito provável que haja influência de processos hidrotermais em seus teores, já que os feldspatos foram remobilizados durante o metassomatismo potássico, em especial o plagioclásio ígneo.

As rochas menos evoluídas apresentam correlação positiva de Zr, Nb, Ce, Y, Ta e Th com a sílica, com a tendência de aumento dos andesito basálticos para os andesitos por cristalização fracionada, sugerindo que essas rochas são co-genéticas (**Fig. 101 e 102**). Os baixos teores de La no andeito basáltico podem ser atribuídos ao mesmo processo, assim como o Sr, cuja concentração é predominantemente controlada pelo fracionamento de plagioclásio. Entretanto, esses elementos são também móveis em sistemas hidrotermais, dificultando a análise de seu comportamento químico.

Figura 101 - Diagramas de variabilidade dos teores dos elementos menores e traços em relação ao SiO_2 para as rochas em estudo.

Figura 102 - Diagramas de variabilidade dos teores dos elementos menores e traços em relação ao SiO_2 para as rochas em estudo.

Os riolitos alinham-se, aproximadamente, segundo os *trends* evolutivos finais da cristalização fracionada, mas, certamente, há enriquecimentos em SiO_2 por silicificação (**Fig. 101 e 102**), como já mencionado. Nessas rochas o Ba, Ce e La apresentam forte dispersão, causada por seus comportamentos móveis durante as alterações hidrotermais. Pelo mesmo motivo, verificam-se enriquecimentos em K_2O e Rb causado pelo metassomatismo potássico e pela alteração sericitica.

O Zr apresenta menores teores no pórfiro B relativamente ao pórfiro A. Os baixos teores de Th e Ta nos pórfiros A se associam a minerais acessórios como a apatita, hornblenda e biotita e os maiores teores de Ba no pórfiro A podem ser devidos às alteração hidrotermais. O Rb está mais enriquecido no Pórfiro B por causa do metassomatismo potássico e pela alteração sericitica.

Os diagramas Harker com os elementos traços permitem observar dois agrupamentos de rochas com comportamentos como, por exemplo, correlações positivas do SiO_2 com Th, Ta, Nb, Zr e Rb para as amostras do andesito basáltico, andesito e Pórfiro A e negativas Ba, Ce, Zr e La entre as amostras do monzogranito B, Pórfiro B e riolito pórfirítico (Fig. 101 e 102).

11.4 Diagramas de Normalização Geoquímica de ETR e elementos traços.

A utilidade dos elementos das terras raras (ETR) e alguns elementos traços são dados pela relativamente baixa mobilidade e pela pouca mudança nos padrões e na abundância deles durante os processos de metamorfismo e alteração hidrotermal, que permitem ter uma ideia das concentrações daqueles elementos da rocha original, além de permitir reconhecer um ambiente petrogenético de geração.

11.4.1 Diagramas de terras raras

As rochas foram normalizadas com base nas concentrações de ETR no condrito, segundo Nakamura (1974) (Fig. 80). De modo geral, no comportamento das ETR (Fig. 103) para todas as amostras analisadas se observa um enriquecimento das ETR leves ($\sum_{\text{ETRL}} = 106,17$ a $236,93$) em relação aos pesados ($\sum_{\text{ETRP}} = 6,71$ a $34,91$) tais como mostram as inclinações das retas nos diagramas de ETR e os valores $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2,69$ a $25,46$. Os valores anômalos na $\sum_{\text{ETR}}$ leves são observados para uma amostra dos riodacitos pórfiríticos ($\sum_{\text{ETRL}} = 91,4$) e uma amostra do basalto andesítico ($\sum_{\text{ETRL}} = 63,88$) provavelmente devido à remobilização dos fluídos hidrotermais, tal como foi mencionado para esses elementos nos diagramas Harker.

Figura 103 - Diagrama de elementos terras raras das rochas de estudo, normalizados segundo o condrito de Nakamura (1974).

Entretanto, é possível a distinção de dois grupos. O primeiro grupo de amostras (**Fig. 104**) define-se pelo seu menor conteúdo em terras raras, apesar dos riólitos pórfíricos (com $6,14 < La/Yb_N < 8,66$) apresentarem um leve enriquecimento em ETR_P em relação aos monzogranitos B ($12,53 < La/Yb_N < 19,65$). As rochas desse grupo têm padrões de ETR_L semelhantes e apresentam significativas anomalias negativas de európio ($0,39 < Eu/Eu^* > 0,59$ no monzogranitos B e $0,42 < Eu/Eu^* > 0,48$ riólito porfírico). As amostras do Pórfiro B, apesar de terem teores de terras raras levemente mais altos, apresentam comportamentos semelhantes os observados no Monzogranitos B e riódacitos porfírico, que tem anomalia negativa de Eu bem marcada ($0,45 \leq Eu/Eu^* \geq 0,49$).

Figura 104 - Diagrama de elementos terras raras para amostras do Monzogranito B, Pórfiro B e riolito pórfirítico, normalizados segundo o condrito de Nakamura (1974).

No segundo grupo (**Fig. 105**), o pórfiro A apresenta anomalias positivas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,2\text{--}1,08$) e as amostras de andesitos basálticos, andesitos e dacito mostram valores de $\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 1$ ($0,61 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 0,92$) indicando que o fracionamento de plagioclásio não foi significativo. Além disso, observa-se que este grupo de rochas apresenta maior enriquecimento nas terras raras com um padrão mais plano e homogêneo. Dentro deste grupo são incluídas as amostras dos tufos riodacíticos, que apresentam o mesmo padrão de distribuição de terras raras, com valores de $0,66 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 0,93$. O tufo dacítico, apesar de apresentar empobrecimento no ETR_P , pode ser considerado parte deste grupo pela similaridade entre os valores de $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,93$, assim como pela concordância de idade 1888 Ma dos diferentes tufos que foram datados. O empobrecimento dos ETR_P poderia ser explicado pela influência do processo de silificação observada na petrografia.

Figura 105 - Diagrama de elementos terras raras para amostras do Monzogranito A, andesito basáltico, andesito e tufos, normalizados segundo o condrito de Nakamura (1974)

11.4.2 Diagramas multielementares

Os elementos traços normalizados para MORB (Pearce, 1983) são mostrados na Figura 106. Deles, observa-se que para as amostras do Pórfiro B, riolito pórfirítico e monzogranito B estão presentes anomalias negativas de Ba e positivas de Rb, enquanto que para as amostras do Monzogranito A e pórfiro A apresentam anomalias positivas de Ba e anomalias negativas de Rb. Por outro lado, anomalias negativas de Sr, Nb, P e Ti estão presentes em todas o quê, a despeito das influências das alterações hidrotermais, pode sugerir mesmo ambiente tectônico de formação de rochas, o que é compatível com a evolução de arcos magmáticos continentais.

Figura 106 - Diagramas de multielementares das rochas de estudo, normalizados para o MORB de Pearce (1983).

11.5 Ambiente Tectônico de Formação

Os diagramas de discriminação tectono-magmática permitem diferenciar os diferentes ambiente de formação pelo comportamento geoquímico. A maioria desses diagramas é feita com base em elementos de baixo potencial iônico, tais como Ti, Zr, Y, Nb e P, que poderiam ser estáveis sob a influência de processos de alteração hidrotermal, graus altos e médios de metamorfismo e, até mesmo, de alterações hidrotermais em assoalho oceânico.

Segundo o diagrama de Pearce *et al.* (1984), as rochas plutônicas estudadas tem composições químicas compatíveis com granitóides formados em arcos vulcânicos a transicionais àqueles de ambiente tectônico sin-colisional (**Fig. 107**). Nos diagramas de Whalen *et al.* (1987) observa-se que essas rochas têm afinidades geoquímicas com granitos de tipo I ou S, exceto uma amostra que plota no campo dos granitos do tipo A (**Fig. 108**), mas a mineralogia descrita no item petrografia indica claramente serem esses granitos do Tipo I.

Figura 107 - Diagramas de discriminação tectônica Pearce *et al.* (1984) onde o círculo aberto corresponde ao Monzogranito A, os fechados ao Monzogranito B, ORG = granitos de cadeia oceânica, WPG = granitos intraplaca, VAG = granitos de arco vulcânico e syn-COLG = granitos sin-colisionais.

Figuras 108 - Diagramas de discriminação de granitos tipo A dos tipo I e S de Whalen *et al.* (1987), onde, o círculo aberto corresponde ao Monzogranito A, os fechados ao Monzogranito B

Quando plotadas nos diagramas Schandl & Gorton (2002), as análises de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, se concentram no campo de Margens continentais ativas (**Fig. 109**), evidenciando que a região em estudo não foi gerada em arcos intra-oceânicos como até então considerado.

Figura 109 - Diagramas de discriminação tectônica para as rochas de estudo, segundo Schandl & Gorton (2002). Margens continentais ativas (ACM), zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), basaltos intraplaca (WPB).

11.6 Discussão

Considerando as correlações dos dados geocronológicos obtidos em rochas do embasamento, hospedeiras das mineralizações *low-sulfidation* e do tipo pórfiro e intrusiva e as idades das unidades geológicas conhecidas na Província Mineral do Tapajós, foram feitos diagramas comparativos de ETR com as unidades correlatas (**Fig. 110**), utilizando-se os dados geoquímicos apresentados pela CPRM (2008), apresentados no **Anexo III**.

Assim, pode-se observar:

- Semelhanças nas anomalias positivas de Eu da Unidade Cuiú-Cuiú (idade de ~2.011 Ma) e amostra do Monzogranito A (idade de 2.003 Ma) (**Fig. 110A**). Apesar de observarem-se maiores teores em terras raras para o Monzogranito A, nota-se também semelhanças com as amostras da Suite Intrusiva Cuiú-Cuiú no enriquecimento nas ETR_L em comparação as ETR_P .

- A unidade Paraurari (idades de 1.920 a 1.883 Ma) é dividida nos grupos Paraurari I e II, devido a algumas diferenças nos padrões geoquímicos (CPRM, 2008). Plotados os dados das amostras do Monzogranito A (idade de 2.003 Ma) e B (idade de 1.971 Ma) nos

diagramas de terras raras com as amostras da Suite Intrusiva Parauari I e II, nota-se que o Monzogranito B apresenta maior semelhança com os granitóides Parauari II (**Fig. 110C e 110D**).

- Não são observadas semelhanças nos padrões de distribuição dos elementos de terras raras entre as amostras plutônicas estudadas e os granitóides das unidades Creporizão e Maloquinha (**Fig. 110B e 110E**).

- O grupo de rochas composto pelo riolito porfirítico (1.990 Ma), Pórfiro B e tufos riodacíticos foi comparado com as amostras do granitóide Parauari II (**Fig. 111A**) e da Formação Bom Jardim (1.888 Ma) (**Fig. 111B**), observando-se uma maior semelhança com o padrão das terras raras da Unidade Parauari II.

- As amostras do Pórfiro A (idades de 1880 Ma a 1868 Ma), andesito basáltico e andesito, quando plotadas juntamente com as amostras da Formação Salustiano (1.870 Ma), mostram semelhanças no padrão de ETR, diferenciando-se pelo fato das rochas da formação Salustiano apresentarem anomalias negativas de Eu bem definidas, coerentemente com a sua composição riolítica (**Fig. 111C**). Nesse contexto, as amostras do Pórfiro A, por terem composições riolíticas com tendências a riodacíticas, são mais semelhantes, sugerindo que, além das idades, esse vulcanismo pode ser vinculado geneticamente com as rochas cálcio-alcalinas do Grupo Iriri.

Figura 110 - Comparação dos padrões de ETR entre os monzogranitos e as unidades Cuiú- Cuiú, Creporizão, Parauari e Maloquinha. (A) Suite Intrusiva Cuiú-Cuiú e monzogranitos A e B; (B) Suite Intrusiva Creporizão e monzogranitos A e B; (C) Suite Intrusiva Parauari I e monzogranitos A e B; (D) Suite Intrusiva Parauari II e monzogranito A e B; (E) Suite Intrusiva Maloquinha e monzogranitos A e B. Diagramas normalizados segundo Nakamura (1974).

Figura 111 - Comparação dos padrões ETR das rochas estudadas com as rochas vulcânicas das formações Bom Jardim e Salustiano e da Suite Intrusiva Parauari. (A) Rochas do Parauari com riolito porfirítico e pórfiro B; (B) Rochas da Formação Bom Jardim com andesito, andesito basáltico, dacito, riolito e pórfiros; (C) Rochas da Formação Salustiano com riolito porfirítico e pórfiros. Diagramas normalizados segundo Nakamura, 1974.

Nos diagramas ternários de Muller & Groves (1993), Pearce (1984) e Schandl & Gorton (2002) pode-se interpretar também que as rochas aqui estudadas foram geradas em ambiente de arco magmático continental, tal quais as amostras das suites intrusivas Cuiú-Cuiú, Creporizão, Parauari e Maloquinha (**Fig. 112 e 113**).

Figura 112 - Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Muller & Groves (1993) com os monzogranitos A e B e amostras das suites intrusivas Cuiú-Cuiú, Creporizão, Parauari e Maloquinha.

Figura 113 - Diagramas discriminantes de ambiente tectônico Muller & Groves (1993) para os riólitos porfíricos, pórfiros, riólitos, tufo andesitos, andesitos basálticos e dacito de dique com andesitos de diques indiferenciados e com amostras das formações Bom Jardim e Salustiano.

12 CONSIDERAÇÕES E DISCUSSÕES

12.1 Ambiente Magmático das Mineralizações

Como demonstrado por Corrêa-Silva (2000) as mineralizações *low-sulfidation* e do tipo pórfiro se encontram em estruturas vulcânicas razoavelmente preservadas do Grupo

Iriri. Os estudos de sensoriamento remoto mostram que essas estruturas se associam a uma depressão topográfica com forma aproximadamente circular com cerca de 22 km de diâmetro, interpretada como sendo o remanescente de uma caldeira vulcânica. Segundo Heald *et al.* (1987) e Hayba *et al.* (1985), as caldeiras são estruturas comuns nas quais podem se desenvolver os sistemas magmáticos hidrotermais dos tipos *low-sulfidation* e pórfiro por se situarem sobre condutos hidrotermais (*plumbing systems*) que facilitam a mobilidade dos fluidos.

Os dados obtidos nessa dissertação reforçam a interpretação de Corrêa-Silva (2000), mas o embasamento não pode ser associado à Suite Intrusiva Parauari, e sim a um arco magmático continental mais antigo, parcialmente correlacionável às rochas da Suite Cuiú-Cuiú.

12.2 Petrografia e Geocronologia

As mineralizações *low-sulfidation* e do tipo pórfiro se hospedaram em vulcânicas e vulcanoclásticas depositadas sobre um embasamento de monzogranitos granofíricos, indicando colocação em ambiente hipoabissal. Essas rochas definem que o embasamento das vulcânicas é uma unidade mais antiga (2.003 ± 24 Ma) que o até então considerado (Suite Intrusiva Parauari).

A Sequência Inferior é constituída pelo Monzogranito B, com granulação mais grossa e homogênea, de idade 1.971 ± 4 Ma, enquanto que os riolitos porfíricos fortemente hidrotermalizados têm idade ao redor 1.990 ± 12 Ma. Nessa sequência estão incluídos os derrames de andesito basáltico e de andesito na base e os de riolitos no topo.

A Sequência Superior é representada pelas rochas vulcanoclásticas e vulcanoclásticas epiclásticas com idades entre $1.888 \pm 6,6$ a $1.873 \pm 8,9$ Ma e os pórfiros riolíticos A, mais enriquecido em biotita e hornblenda, de idade de $1.880 \pm 7,8$ e $1.861 \pm 8,9$ Ma. Cortam essas unidades diques de dacitos.

As alterações sódica e potássica se encontram melhor desenvolvidas nas rochas do embasamento e pórfiros; já a alteração propílica se encontra em todos os litotipos sendo uma das mais predominantes depois da alteração sericítica. A presença de calcita placóide na alteração propílica e adulária na alteração sericítica são definidores mineralógicos para conferir a classificação da mineralização como tipo *low-sulfidation* (Hedensquist, 2000). Nesse contexto, a calcita placóide, bem como a adulária, produtos dos processos de *boiling*. A alteração argílica, que corresponde às últimas fases do sistema hidrotermal, se apresenta sobreposta à alteração sericítica e se desenvolve pervasivamente nos riolitos, pórfiros e rochas vulcanoclásticas.

A mineralogia, os zoneamentos, as rochas hospedeiras, os minerais de minério e os

estilos das alterações hidrotermais nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas são análogos àqueles observados mineralizações epitermais *low-sulfidation* (c.f. Heald *et al.*, 1987; White & Hedenquist, 1990), enquanto que nos diques e *stocks* de pórfiros de composição tendendo a riodacítica, as mineralizações são idênticas às do tipo pórfiro (c.f. Sillitoe, 2010).

Apesar de ainda não sido observada diretamente a relação genética entre os sistemas *low-sulfidation* e os pórfiros, John *et al.* (1999) mencionam a associação entre esses sistemas no norte de Nevada. Em contrapartida, as observações de Corrêa-Silva (2000) em que as temperaturas de formação da alteração propilítica variam entre 410 e 350 °C assim como as alterações sódica e potássica, formadas sob temperaturas maiores a 300 °C (Sillitoe, 2010) indicariam que essas foram formadas em porções relativamente profundas do sistema magmático hidrotemal do sistema tipo pórfiro.

Os minérios de metais de base ocorrem sob a forma disseminada, em vênulas e em veios. O minério possui caráter polimetálico, com pirita, calcopirita, molibdenita, ouro e esfalerita, além de prata nativa e galena. O ouro observado nas rochas vulcanoclásticas se relaciona à alteração sericítica com adulária e quartzo, semelhantemente a exemplos descritos por Sillitoe (1997), Buchanan (1981), Berger & Eimon (1983), White *et al.* (1995), em Hedenquist (2000).

11.3 Química Mineral

Como observado em algumas amostras do Monzogranito A e pórfiro A, os cristais de biotita hidrotermal mostram empobrecimento de K_2O , TiO_2 , Al_2O_3 e FeO em comparação com os cristais de biotita magmática. O feldspato magmático nas rochas vulcânicas félsicas e pórfiros tem composição de sanidina, enquanto que o hidrotermal é representado pelo microclínio e pela adulária, além de albita metassomática e em veios hidrotermais. A substituição da sanidina por microclínio é, segundo Rougvié & Sorensen (2002) um indicativo de metassomatismo potássico intenso. Apesar de nem sempre apresentarem as típicos hábitos rômicas pseudo-ortorrômicos, a adulária substitui o plagioclásio e feldspato potássico, predominantemente das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, de modo semelhante ao verificado em Bahía Laura, Argentina (Paéz *et al.*, 2010). As exsoluções observadas nos cristais de plagioclásio e de feldspato potássico dos monzogranitos e pórfiros são devidas à desmistura de feldspatos, tendo gerado antipertita e pertita. Entretanto, em muitos casos, tanto o feldspato potássico em plagioclásio, como a albita em feldspato potássico é grossa e não se orienta segundo as estruturas cristalográficas do mineral hospedeiro, evidenciando cristalizações acretivas por, respectivamente, metassomatismo sódico e metassomatismo potássico, como sintetizado por Pirajano (2009).

A clorita da alteração propilítica dos monzogranitos A pode ser distinguida em dois

grupos. O primeiro, denominado Clorita I, substitui a hornblenda magmática e a biotita ígnea e hidrotermal e se associa a vênulas, enquanto que o segundo grupo (Clorita II) preenche fraturas em cristais feldspato potássico e na rocha. A Clorita I é representada pela dafnita e ripidolita e A Clorita II pela ripidolita e brunsvigita. As alterações físico-químicas nos fluidos durante a alteração propilítica são também evidenciadas pelo empobrecimento em cloro na biotita cloritizada do pórfiro B relativamente à do Monzogranito A e do Pórfiro A. Esses aspectos sugerem que a alteração propilítica ocorreu em dois estágios, um associado à colocação do Pórfiro A, mais enriquecido em cloro, e outro relacionado à colocação do Pórfiro B, com fluidos relativamente empobrecidos em cloro.

12.4 Geoquímica e Geocronologia

A geoquímica indica que os litotipos estudados são subalcalinos e pertencem a série cálcio-alcalina de alto potássio de Irvine & Baragar (1971) e Peccerillo & Taylor (1976), que são as típicas hospedeiras de depósitos tipo pórfiro e epitermais de metais preciosos e de base (Sillitoe, 2000; Cooke, 2005).

Mesmo que as idades e os padrões de ETR e de elementos traço demonstrem a ocorrência de dois eventos magmáticos na área, ambos são cálcio-alcalinos e ambos são de arcos magmáticos continentais. Até mesmo o embasamento é constituído por monzogranitos de colocados em ambiente crustal raso, indicando haver para região um potencial ainda não explorado para mineralizações magmáticas-hidrotermais, não apenas relacionadas ao Grupo Iriri, como também a eventos vulcânicos e subvulcânicos mais antigos, de 1,9 a 2,0 Ga.

Ao intervalo de tempo de 1.990 e 1.971 Ma associa-se a colocação do riolito porfirítico, do Monzogranito B e do Pórfiro B, e correlacionáveis à Suite Intrusiva Parauari (1.920 a 1.880 $\pm$ 14Ma; Ricci *et al.*, 1999; Bahia & Quadros, 2000; Almeida *et al.*, 2000; Ferreira *et al.*, 2000; Klein & Vasquez, 2000; Santos *et al.*, 2000). As rochas desse conjunto apresentam semelhanças geoquímicas, apesar deste ser um intervalo muito longo para existência de um sistema magmático único.

O segundo evento magmático deu-se entre 1.880 Ma e 1.860 Ma, tendo gerado o Pórfiro A e os diques de dacito, os quais mostra um vínculo genético com as rochas do Grupo Iriri, geradas do vulcanismo Uatumã (~1880 a 1870 Ma; Santos, 2000). Esse grupo pode, segundo as tendências geoquímicas, se associar os basaltos andesíticos, andesitos e os tufos félsicos, indicando uma atividade magmática bimodal, o que seria coerente com a formação de sistemas *low-sulfidation* (Sillitoe & Hedenquist, 2003), tal como observado em exemplos da parte norte e central do Chile (Cornejo *et al.*, 1994). Esse resultado indica haver um vínculo genético entre o magmatismo que as mineralizações *low-sulfidation* com a

mineralização de ouro *high-sulfidation* descrita por Juliani *et al.* (2005) e com o pórfiro de Au–(Cu) do Palito (Echeverri-Misas, 2010) na Província Mineral do Tapajós.

A interação dos fluidos hidrotermais com as rochas reflete-se na redistribuição de alguns elementos maiores, bem como nas razões de K_2O/Na_2O . Assim, para as alterações sódica e potássica intensas, observou-se enriquecimento dos elementos Na_2O e K_2O ; na alteração propilítica ocorre concentração relativa de FeO_t , Al_2O_3 , como observado nas amostras de Monzogranito A, Pórfiro A, andesito basáltico, andesito, dacito e tufo; introdução de K_2O na alteração sericítica, verificada nas amostras do Pórfiro B e de riolito porfirítico. Igualmente, alguns elementos móveis como Ba e Ce (Rollinson, 1993) também foram remobilizados pela alteração potássica, que os enriqueceu nos Pórfiro A, dacito e tufo. A silificação intensa, além de enriquecer as rochas em SiO_2 , remobilizou CaO e Na_2O , como observado no riolito porfirítico. Deve ainda ser notado que os enriquecimentos em K_2O provocados pelo metassomatismo potássico e pela alteração sericítica confere características shoshonítica para o Monzogranito A, pórfiros e riolito porfirítico na classificação de Peccerillo & Taylor (1976).

Os dados também sugerem que pelo menos dois sistemas magmáticos–hidrotermais podem ter afetado as rochas. No evento de 1.999 a 1.971 Ma pode ter se desenvolvido metassomatismo potássico e sódico fraco, além alteração propilítica, como observado no Monzogranito B, riolito porfirítico e Pórfiro B, causado pela intrusão do Pórfiro B. No evento magmático de 1.880 Ma a 1.860 Ma o metassomatismo sódico e potássico e as alterações propilítica e sericítica que afetaram o Monzogranito A, dacitos, tufo e pórfiro A foi principalmente devida à colocação do Pórfiro A. Entretanto, todo conjunto de alteração hidrotermal pode ser devido ao segundo evento, não havendo no presente a possibilidade de comprovação ou não dessa hipótese.

A alteração sericítica ocorreu em dois estágios, o primeiro deles, anterior à alteração propilítica é observado com maior frequência no Monzogranito B, Pórfiro B e riolito porfirítico, é representado pela associação mineralógica sericita + quartzo + pirita + calcopirita. O segundo estágio, que afeta principalmente as rochas vulcanoclásticas, possui sericita + quartzo + adularia + clorita + pirita + calcopirita. Esses estágios possam, de fato, representarem diferentes níveis da profundidade do sistema, sendo o primeiro dele mais profundo, associado à mineralização do tipo pórfiro, e o segundo, mais raso, de mineralização epitemal *low-sulfidation*. Apesar dessas observações serem uma base para a interpretação da atividade do sistema magmático–hidrotermal tipo *low-sulfidation* e tipo pórfiro, é necessário que haja estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis para a confirmação desse relacionamento genético.

De acordo com os diagramas de discriminação tectônica, as rochas estudadas são

cálcio-alcálinas e foram formadas em ambiente de margem continental ativa, com afinidades geoquímicas com rochas de arcos vulcânicos. Esse contexto geotectônico é semelhante aos sistemas dos tipos pórfiro e epitermal observados na parte norte do Chile e parte central da cadeia Andina (Sillitoe & Perelló, 2005; Sillitoe, 2010).

Em termos geoquímicos e geocronológicos as amostras aqui estudadas apresentam semelhanças com rochas das unidades Cuiú-Cuiú, Paraurari e Grupo Iriri, consideradas como formadas em diferentes arcos magmáticos. O Monzogranito A (rocha do embasamento) assemelha-se às rochas do arco magmático I (Cuiú-Cuiú) de ~2.000 Ma, o Monzogranito B, Pórfiro B e riolito porfíritico com as do arco magmático III (Paraurari) de ~ 1.999 Ma, o Pórfiro A, andesito basáltico, andesito, dacito, tufos e Monzogranito A com as rochas do Grupo Iriri, formadas no final do evento Paraurari, a ~1.888 Ma.

13 CONCLUSÕES

Os sistemas *low-sulfidation* e de tipo pórfiro estão associados a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e pórfiros numa área com um embasamento monzogranítico granofírico relativamente rica em biotita e hornblenda aqui denominado Monzogranito A. Sobre esse embasamento depositou-se a Sequência Inferior Superior, que incluiu rochas vulcânicas félsicas e intermediárias, incluindo andesito basáltico, andesito, riolito porfíritico e pórfiro riolítico de granulação média a fina, além do Monzogranito B, de granulação grossa. Sobre essa ocorre a Sequência Superior, composta por rochas vulcanoclásticas (tufos soldados, brechas coignimbríticas, *lapilli*-tufo de cristais e tufitos) e vulcanoclásticas epiclásticas (arenitos epiclasticos arcoseano, ritmito e silexito), brechas de conduto ou explosivas e diques e *stocks* de pórfiros riolíticos de granulação grossa enriquecido em biotita e hornblenda.

As alterações hidrotermais apresentam mineralogia, estilos e zoneamentos típicos das mineralizações epitermais *low-sulfidation* e do tipo pórfiro, incluindo metassomatismo sódico, metassomatismo potássico, alteração propílica, alteração sericítica e alteração argílica (c.f. Pirajno, 1993; Sillitoe, 2000; 2010). O metassomatismo sódico afeta predominantemente os monzogranitos e os pórfiros em estilos pervasivo fraco a fissural e se caracteriza pela assembleia albita + quartzo. O metassomatismo potássico foi reconhecido nos monzogranitos, pórfiros, riolitos porfíricos e, mais raramente, nos andesitos, dacitos e tufos e é composto pela assembleia mineralógica feldspato potássico hidrotermal + biotita hidrotermal ± magnetita. Em temperaturas mais baixas adularia está presente. A alteração propílica ocorre em todos os litotipos nos estilos seletivamente pervasivo a fissural e é caracterizada pela assembleia clorita + calcita + epidoto + pirita + calcopirita ± rutilo ± albita ± fluorita ± adularia ± galena ± esfalerita ± hematita. Essa alteração foi reconhecida em dois

estágios, o primeiro associado à colocação do Pórfiro A tem estilo fissural e os fluidos foram relativamente mais pobres em cloro. O segundo vincula-se com a intrusão do Pórfiro B, tem estilo seletivamente pervasivo e fluidos relativamente enriquecidos em cloro. A alteração sericítica ocorre em todos os litotipos em estilos pervasivo e fissural, diferenciando-se em suas assembleias mineralógicas produtos de dois eventos de alteração distintos. O primeiro é caracterizado pela assembleia sericita + quartzo + pirita + calcopirita, ocorre nos monzogranitos, riolitos pórfíricos e pórfiros, enquanto o segundo, com a assembleia sericita + quartzo ± adulária ± clorita, foi reconhecido principalmente nas rochas vulcanoclásticas félsicas. A alteração argílica, caracterizada pela substituição pervasiva de plagioclásio e feldspato potássico por illita e caulinita, foi verificada nas rochas vulcanoclásticas e no riolito porfírico. Zonas de silicificação ocorrem, em todas as rochas.

A mineralização é polimetálica, representada por pirita, calcopirita, molibdenita, ouro e esfalerita, ocorrem como disseminações, vênulas e veios. O ouro associa-se principalmente à alteração sericítica com adulária e a zonas de silicificação.

As idades de cristalização U–Pb SHRIMP obtidas são: monzogranito A, 2.003 ± 24 Ma, riolito pórfírico, 1.990 ± 12 Ma, Monzogranito B, 1.971 ± 14 Ma e Pórfiro A, $1.861 \pm 8,9$ Ma e $1.888 \pm 7,8$ Ma. O tufo félsico de cristais tem apenas zircões de $1.873 \pm 8,9$ Ma, o tufo félsico de 1.879 ± 24 Ma e o arenito vulcanoclástico epiclástico arcoseano de $1.888 \pm 6,6$ Ma. Esses dados definem dois eventos magmáticos na geração das rochas hospedeiras das mineralizações. As rochas hospedeiras das mineralizações são peraluminosas a metaluminosas, subalcalinas e pertencem à série cálcio-alcalina enriquecida em potássio, com tendências shoshoníticas devidas ao metassomatismo potássico. Quimicamente as rochas mais evoluídas são pertencem aos grupos composicionais do granito, riolito, com amostras com composição de sienito, quartzo monzonito/monzonito traquíticas e traquidacitos que, de modo geral, são devidas a modificações químicas introduzidas pelo metassomatismo potássico. As rochas menos evoluídas pertencem aos grupos composicionais do andesito basáltico, andesito e dacito. Os diagramas de discriminação tectônica indicam que essas rochas foram geradas em margens continentais ativas, em arcos vulcânicos continentais sin- pós-colisionais.

O comportamento químico dos elementos maiores e traços agrupam as rochas em dois conjuntos provavelmente gerados por cristalização fracionada de andesito basáltico a riolitos, e o segundo de rochas monzograníticas a graníticas. Os elementos de terras raras do primeiro conjunto, formado pelo Monzogranito B, riolito porfírico e Pórfiro B, têm $103,11 \leq \Sigma ETR \leq 175,55$, sendo caracterizados pelo empobrecimento em terras raras pesadas em relação às leves ($6,14 \leq La/Yb_N \leq 19,65$) e pelas anomalias de Eu bem marcadas ($0,39 \leq Eu/Eu^* \leq 0,59$). O segundo conjunto inclui o andesito basáltico, andesito, Pórfiro A e

tufos, que apresentam maior enriquecimento nas terras raras $84,65 \leq \Sigma ETR \leq 274,36$, caracterizadas por enriquecimento de terras raras pesadas em comparação com as terras raras leves ($4,85 \leq (La/Yb)_N \leq 25,46$) e anomalias de Eu ($0,64 \leq Eu/Eu^* \leq 1,21$) que indicam que o fracionamento de plagioclásio não foi tão significativo.

Quando feito o estudo comparativo na química das terras raras e idades para as rochas hospedeiras da mineralização *low-sulfidation* e tipo pórfiro com rochas da Província Mineral do Tapajós (Coutinho *et al.*, 2008) sugere-se correlações do Monzogranito A com rochas da Unidade Cuiú-Cuiú, do Monzogranito B, riolito porfirítico e Pórfiro A com as rochas da Unidade Parauari e do andesito basáltico, andesito, dacito, Pórfiro B e tufos com as rochas das formações Aruri e Salustiano do Grupo Iriri.

A idade dessas mineralizações correlaciona-se com as idades da mineralização de ouro *high-sulfidation* e de Au-(Cu) do tipo pórfiro do Palito, o que sugere a existência de um potencial ainda não bem avaliado e explorado para ocorrência de depósitos minerais de metais preciosos e de base magmático-hidrotermais de ~1,88 Ga na Província Mineral do Tapajós. Adicionalmente, em função das alterações hidrotermais, das características geoquímicas, do ambiente de colocação epizonal e das idades das rochas estudadas, não se descarta a possibilidade da existência de mineralizações magmáticas-hidrotermais de ~2 Ga na região estudada, o que pode ampliar ainda mais o potencial mineral da província para esses tipos de depósitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-RAHMAN, A.F.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrology* 35, p. 525-541.
- AGUJA-BOCANEGRA M.; JULIANI, C.; TOKASHIKI, C.C.; ECHEVERRI-MISSAS C.M.; LAGLER, B. 2013a. Afinidade geoquímica e idades das rochas vulcânicas hospedeiras das mineralizações *Low-sulfidation* e do tipo pórfiro do Chápeu do Sol, Província Mineral Do Tapajós, III Simpósio Brasileiro de Metalogenia: Os novos depósitos Minerais Brasileiros Gramado/RS.
- AGUJA-BOCANEGRA, M.; JULIANI C.; TOKASHIKI, C.C.; ECHEVERRI-MISSAS 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 da Província Mineral do Tapajós. Simpósio de geologia da Amazônia. Belém –Pará.
- ALMEIDA, C.A.S.; COLLYER, T.A.; PEREIRA, J.L.; SEABRA, A.S.; FURTADO, A.M.M., SOUBÉS, L.F., 1977. Relatório final de reconhecimento (1). Projeto Santarém-Cachimbo-pesquisa Mineral. Pólo Amazônico/Pólo Tapajós. Convênio SUDAM/IDESP.
- ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução dos Crátons Amazônico e São Francisco comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte, Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, p. 2393-2399.
- ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Caróial Granite: 207Pb/206Pb zircon evaporation age in post-collisional granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian Region, Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2., Buenos Aires, 1999. Actas. p. 3-6.
- ALMEIDA, M.E.; MONTEIRO, M.A.S. 1997. Perfil geológico ao longo dos rios Parauari e Pacu, Folha SB. 21-V-D, município de Maués, Estado do Amazonas. Projeto Província Mineral do Tapajós. Relatório de viagem. Rio de Janeiro: CPRM. (Relatório Inédito).
- 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: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, 1998. Anais, SBG Núcleo MG; 148p.
- ALMEIDA, M.E.; FERREIRA, A.L.; BRITO, M.F.L.; MONTEIRO, M.A.S. 1999b. Proposta de evolução tectono-estrutural para a região do médio-alto curso do Rio Tapajós (Estado do Pará e Amazonas). In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6., Manaus, 1999. Anais. Manaus, SBG/Núcleo Norte, 297-300p.
- 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, Brazil (CD-ROM).
- AMARAL, G. 1974. Geologia pré-cambriana da região Amazônica. São Paulo. 212p. Tese (Mestrado livre-Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP.
- ANDRADE, A.F.; SANTIAGO, A.F.; MELO, C.F.; BIZINELLA, G.A.; MOREIRA, H.L.; SANTOS, J.O.S.; OLIVEIRA, J.R.; MOURA, P.A.; LOPES, R.D.A. C.; ROSA FILHO, S. F.; NEVES, S. A.C.; PRAZERES, W. V. 1978. Projeto Tapajós-Sucundari: Relatório de Integração Geológica. Manaus: DNPM/CPRM, 3v. (Relatório interno).
- ARRIBAS, A.J.R. 1995. Characteristics of *high-sulfidation* epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid: Mineralogical Association of Canada Short Course, v. 23, p. 419–454.
- BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L.E.S.; RIZZOTTO, G.J. 1998. Caracterização petrográfica e geoquímica da Suíte Intrusiva Porquinho, região Oeste do Pará, In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40 Belo Horizonte. Anais, Belo Horizonte: SBG/Núcleo Minas Gerais, 502p.
- 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).
- BARBOSA, O. 1966. Geologia básica e econômica da área de região do Médio Tapajós. Estado do Pará. Boletim DNPM/DFPM, Rio de Janeiro, n.126, 55p.
- BERGER, B.R.; HENLEY, R.W. 1989. Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States: *Economic Geology Monograph* 6, p. 405–423.
- BIZINELLA, G.A.; SANTIAGO, A.F.; SANTOS, A.; BORGES, F.R.; SOUZA, F.J.C.; GODOY, H.K.; YAMAGUITI, H.S.; OLIVEIRA, J.R.; OLIVEIRA, R.L., 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri. Relatório Final. Manaus: CPRM/DNPM, v.1B. p. 357-700.
- BLACK L.P.; KAMO S.L.; ALLEN C.M.; ALEINIKOFF J.N.; DAVIS D.W.; KORSCH R.J.; FOUDOULIS C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 200, p.155-173.
- 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.
- BOONE G.M. 1969. Origin of clouded feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion.

- American Journal of Science*, 267, p. 633-668.
- 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: SBG (Editor), Congresso Brasileiro de Geoquímica. Anais, 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: *South American Symposium on Isotope Geology*, 2., 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: Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa/Congresso Brasileiro de Geoquímica, 7., Porto Seguro, 1999. Anais. Porto Seguro, SBGq, p. 462-464.
- BUCHANAN, L.J. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest: Arizona Geological Society Digest 14, p. 237-262.
- CAS, R.A.F.; WRIGHT, J.T. 1987. Volcanic Successions: Modern and Ancient. Allen & Unwin, London, 528p.
- COOKE, D.; HOLLINGS, P.; WALSH, J. 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls. *Economic Geology* 100, p. 801-818.
- COOKE, D.R.; SIMMONS, S.F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits: Reviews in *Economic Geology*, v. 13, p. 221-244.
- CORREIA-SILVA, R.H. 2002. Caracterização de um sistema epitermal *low-sulfidation* (adularia-sericita) mineralizado em Au–Cu–Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós: Implicações metalogenéticas e tectônicas. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo.
- CORNEJO, P.; MPODOZIS, C.; KAY, S.; TOMLINSON, A. 1994. Volcanismo bimodal en régimen extensional del Cretácico Superior-Eoceno, El Salvador Chile: Congreso Geológico Chileno, 7th, Concepción, Actas, v 2, p. 1306-1310.
- COUTINHO, M.G.; DREHER, A.M.; MARINI, S. 1996. Controle das mineralizações de ouro da Província do Tapajós: Resultados Preliminares. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, Belo Horizonte, 160p.
- COUTINHO, M.G.; LIVERTON, T.; SOUZA, E.C. 1998. Granitic magmatism and related gold mineralization in the Tapajós Mineral Province, Amazonian Area, Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2., Salvador, 1997. Extended Abstract and Program. Salvador, Superintendencia de Geologia e Recursos Minerais, p. 46 – 47.
- COUTINHO, M.G. 2008. Geologia Geral da Província Mineral Do Tapajós. CPRM. v 1, p. 35-90.
- COUTINHO, M.G. 2008. Evolução Tectono-Geológica e Modelo de Mineralização de Ouro. CPRM. v.1, p. 291-326.
- COUTINHO, M.G.; SOUZA, C.E.; LIVERTON, T.; GUIMARÃES, M.T.; WALSH, J.H. 2008. Petrologia e geoquímica das rochas hospedeiras das mineralizações de ouro. CPRM p. 135-196.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman Ltd., London. 450p.
- CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.C.; COUTINHO, L.F.C.; FEIJÓ F.J. 1994. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras, v.8, n.1, p. 47-55.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, v50. p. 113-138.
- DALL'AGNOL, R.; PICHAVANT, M.; CHAMPENOIS, M. 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A - Type granites. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v69, p. 325-347.
- DALL'AGNOLL, R.; SILVA, C.M.G DA; SCHELLER, T. 1999A. Fayalite–hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumbá Volcanism. In: Simp. Vulc. Amb. Assoc. 1., Gramado, 1999. Boletim de Resumos. Gramado, SBG/RS. 31p.
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A. DA; MAGALHÃES, M.S. DE.; TEIXEIRA N.P. 1999b. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, v95, p. 9–39.
- DELGADO, I.M. 1999. Metalogenia preliminar da Província do Tapajós. Salvador: CPRM, 20. (Relatório interno).
- 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*, v.29 (1-4), p. 183-106.
- 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*, v 28, n. 3, p. 397-404.
- DREHER, A.M.; ALMEIDA, M.E; FERREIRA, A.L.; BRITO, M.F.; POPINI, M.V.; MONTEIRO, M.A. 1999. Veios e brechas hidrotermais da Província Aurífera do Tapajó: aspectos texturais e implicações para a exploração de Au primário. In: Simpósio de geologia da Amazônia, 6., Manaus 1999. Anais. Manaus SBG/Núcleo norte, p. 114-117.
- DREHER, A.M.; VLACH, S.R.F.; MARTINI, S.L. 2002. Tapajós - Paríma orogenic belt, Amazon Craton, Brazil by Santos JOS, Groves DI, Hartmann LA, Moura MA, McNaughton NJ. *Mineral Deposita*, v 37, p. 782-784.
- DUBÉ, B.; DUNNING, G.; LAUZIÉRE, K. 1998. Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada: A preserved late proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration. *Economic Geology*, v. 93, n 4, p. 405-436.
- 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.
- FARACO, M.T.L., CARVALHO, J.M.A, KLEIN, E.L., 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5 Belém, Anis, p. 156-160.
- FERNANDES, C.M.D.; JULIANI, C.; MONTEIRO, L.V.S.; LAGLER, B.; MISAS, C.M.E. 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 hybridized Nd model ages? *Journal of South American (Special Issue on South America Geochronology)*. Sciences, 32 (4), p. 351-368.
- FERREIRA, A.L.. 1997. Grupo Jacareacanga. In: Promim- Tapajós. Geologia, Petrografia, litoquímica preliminar e mineralogia de Folha Vila Mãe Anã. SB. 21-V-D. Escala 1:250.000. Manaus: CPRM. (Relatório de Progresso, 7-8)
- 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, Brazil (CD-ROM).
- FARACO M.T.L.; CARVALHO J.M.A.; KLEIN E.L. 1997. Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: M.L.C. Costa & R.S. Angélica (Eds.). Contribuições à Geologia da Amazônia. SBG, Belém, n.1, p. 423-437.
- FORMAN, J.H.A.; NARDI, J.I.S.; MARQUES, J.P.M.; LIMA, M.I.C. 1972. Pesquisa mineral no Iriti/Curuá. SUDAM/GEOMINERAÇÃO, Belém, 62 p.
- GOLDFARB, R.J.; GROVES, D. I.; GARDOLL, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology reviews*, v. 18, p. 1-75.
- HALLBERG, A. 1994. The Enase gold deposit, central Sweden. *Mineral Deposita*, v. 29, 150-162p.
- HALEY, S.L.; KELLY, N.W.; MOLLER, A. 2007. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*: 3, p. 25-30.
- HAYBA, D.O.; BETHKE, P.M.; HEALD, P.; FOLEY, N.K. 1985. Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: Reviews in *Economic Geology*, v. 2, p. 129-167.
- HEALD, P.; FOLEY, N.K.; HAYBA, D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulphate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, n. 82, p. 1-26.
- HEDENQUIST, J.W.; HENLEY, R.W. 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology*, v. 80, p. 1379-1406.
- HEDENQUIST, J.W. 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin, in Horn, M.K., ed., Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 4th, Singapore, 1986, Transactions: American Association of Petroleum Geologists, p. 513-524.
- HEDENQUIST, J.W. 1990. The Thermal and geochemical structure of the Broadlands-ohaaki geothermal system: *Geothermics*, v19, p. 151-185.
- HEDENQUIST, J.W.; LOWENSTERN, J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, v. 370, p. 519-527.
- HEDENQUIST, J.W.; ARRIBAS, A.J.R.; WHITE, N.C. 1996. Evolution of an intrusion-centred hydrothermal system: Resource geology Special Publication, p. 1-16.
- HEDENQUIST, J. W.; ARRIBAS, A.J.R.; GONZALEZ-URIEN, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in *Economic Geology*, v.13, p. 245-277.

- HERDIANITA, N.R.; BROWNE, P.R.L.; RODGERS, K.A.; CAMPBELL, K.A. 2000. Mineralogical and textural changes accompanying aging of silica sinter: *Mineralium Deposita*, v35, p. 48-62.
- HEY, M. H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, v 30, p. 277-292.
- HOSKIN, P.; SCHALTEGGER, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 27-62.
- ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F.; MONTALVÃO, R.M. G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C. DE. 1974. Geologia. Folha S.A.22 Bélem. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAM. Rio Janeiro, 1974. p. 1-74. (Levantamento de Recurso Naturais 5)
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.8, p. 523-548.
- JACOBI, P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 277-279.
- JOHN, D.A.; GARSIDE, L.J.; AND 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*, 1999 Spring Field Trip Guidebook, Special Publication 29: Reno, Geological Society of Nevada, p. 64-158.
- JULIANI, C.; CORRÊA-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*, n.119, p. 225-256.
- JULIANI, C.; RYE R.O.; NUNES C.M.D.; SNEE L.W.; CORRÊA-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*, v.215(1-4), p. 95-125.
- JULIANI, C.; FERNANDES, C.M.D.; MONTEIRO, L.V.S.; MISAS, C.M.E.; LAGLER, B. 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcanio-plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. II Simpósio Brasileiro de Metalogênese.
- 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*, n.191, p.167 – 179.
- JULIANI, C.; MONTEIRO, L.V.S.; FERNANDES, C.M.D.; ECHEVERRI-MISSAS, C.M.; CARNEIRO C.C.; LAGLER, B.; AGUJA-BOCANEGRA, M.A.; TOKASHIKI, C.C. 2013a. Controle tectônico e eventos magmáticos associados as mineralizações epitermais do tipo pórfiro e IOCG Paleoproterozoicas na parte Sul Do Cratón Amazônico e seu potencial de prospectividade. III Simpósio Brasileiro de Metalogenia: Os novos depósitos Minerais Brasileiros Gramado/RS.
- JULIANI, C.; CARNEIRO C. C.; CARREIRO-ARAÚJO S.A.; FERNANDES, C.M.D.; MONTEIRO L.V.S.; CRÓSTA P. A. 2013b. Estruturação dos arcos magmáticos Paleoproterozóicos na porção Sul Do Cratón Amazônico: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. . Simpósio de geologia da Amazônia. Belém –Pará.
- KIRKHAM, R.V.; SINCLAIR, W.D. 1995. Porphyry copper, gold, molybdenum, tungsten, tin, silver, in Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., eds., *Geology of Canadian Mineral Deposit Types: Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, n. 8, p. 421-446.
- KLISTER, P. 1954. Historical resume of the Amazon Basin. Belém: PETROBRAS/RENOR (Relatório Técnico Interno, 104-1A).
- 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, Brazil (CDROM).
- LAMARÃO, C.N.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. Boletim de Resumos, Gramado, 93p.
- 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*, v.119(1-4), p. 189-223.
- LANG, J.R.; BARKER, T. 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, v.36, p. 477-489.
- LE BAS M.J.; LÊ MAITRE R.W.; STRECKEISEN A.; ZANETTIN B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*. v.27: p745-750.
- LINDGREN, W. 1922. A suggestion for the terminology of certain mineral deposit: *Economic Geology*, v.17, p. 292-294.
- LINDGREN, W. 1933. Mineral deposits, 4th edition: New York, McGrawhill Company, 930p.

- LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; ABREU, A.S DE.; LIMA, M.I.C. 1976. Granito Serra da Providência. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto. Resumo dos trabalhos, Belo Horizonte: SBG/Núcleo Minas Gerais. 187p.
- LOWELL G.R. 1991. The Butler Hill caldera: a mid-Proterozoic ignimbrite-granite complex. In: I. Haapala, K.C. Condie (Eds.), *Precambrian Granitoid-Petrogenesis-Geochemistry and Metallogeny, Precambrian Research*, n.51, p. 245-263.
- LUDWIG, K.R. 2003. Isoplot / EX version 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication.
- MARKS. M.; HALAMA, R.; WENZEL, T.; MARKL, G. 2004. Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral–melt trace-element partitioning. *Chemical Geology*, 211: p185–215.
- MELO, A. F.F DE.; OLIVEIRA, J.R. DE.; DÁNTONA, R.J.G. 1980. Metamorfitos arqueanos e granitóides pré-Uatumã das regiões dos rio Tapajós (alto curso) e Aripuanã (médio curso). Manaus: CPRM, 133 (Relatório Interno).
- MIDDLEMOST, A.K.1994. Namig materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, v.37, p. 129-133.
- MONTEIRO, M.A.S. 2000B. Diabásio Crepori. In: ALMEIDA, M.E.; SOARES, M.E.; BRITO, M.F.L.; FERREIRA,A.L.; MONTEIRO, M.A.S. 2000. PROMIN-Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã, SB.21-V-D. Estado do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM.
- MORISHITA, Y.; NAKANO, T. 2008. Role of basement in epithermal deposits:The Kushikari gold deposits southwestern Japan. *Ore Geology reviews*, v. 34, p. 597-609.
- NEVES, S.P.; MARIANO, G.; 1997. High-K calc-alkalic plutons in northeast Brazil: Origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. *International Geology. Review*. 39, p 621-638.
- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.
- 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, São Paulo.
- NUNES, C.M.D.; JULIANI, C.; CORRÊA-SILVA, R.H.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NEUMANN, R.; ALCOVER NETO, A.; RYE, R.O. 2001. Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation vulcânico paleoproterozóico da Província Aurífera do Tapajós, Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Resumos, Belém. [CD-ROM].
- PAÉZ, G.N.; RUIZ, R.; GUIDO, D.M.; JOVIC, S.M.; SCHALAMUY, I.B. 2010. The effects of K-metasomatism in the Bahía Laura Volcanic Complex, Deseado Massif, Argentina: Petrologic and metallogenic consequences. *Chemical Geology*, n. 273, p. 300-313.
- PEARCE, J.A. 1983. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries *In*: THORPE, R.S. (Ed), *Andesites*. Willey, Chichester, p. 525-548.
- 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, p. 956-983.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastomonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- PESSOA, M.R.; SANTIAGO, A.F.; ANDREDE, A.; NASCIMENTO,J.O.; SANTOS, J.O.; OLIVERA, J.R.; LOPES, R.C. PRAZERES, W.V. 1977. Projeto Jamanxim. 8, DNPM/CPRM, Manaus.
- PEREIRA, E.R. 1988. Possibilidade metalogenéticas na região do domo de monte Alegre, PA. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 1988, Belém. Anais, Belém. Anais, Belém: SBG/Núcleo Norte, p. 286-295.
- PIDGEON, R.T.; O'NEIL, J.R. AND SILVER, L.T. 1966. Uranium and lead isotopic stability in a metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Science*, 154, p. 1538-1540.
- PINHEIROS,S. DA S.; FERREIRA, A.L. 1999. Sugestão para redefinição da denominação Formação Palmares, região do alto Tapajós, Sudeste do estado Pará. Manaus:CPRM. 4
- PIRAJNO, F. 1992. Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologist. Springer-Verlag, New York, p. 97-140.
- PIRAJNO, F. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer-Verlag, New York. p.101-123.
- PRAZERES, W.V.; SANTOS, A.J.DOS.; CAMPOS, M.J.F DE .; CAVALCANTE, O.A. 1979. Projeto estanho dos granitos Maloquinha. Relatório final. Manaus: CPRM, v.11, 301p.

- QUADROS, M.L.DO E.S.; BAHIA, R.B.C.; ALMEIDA, M.E. 1998. Geologia, petrografia e geoquímica preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, Sudoeste do Para. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. Anais, Belo Horizonte: SBG/Núcleo Minas Gerais, 468p.
- 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: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, 1999. Anais. SBG/Núcleo Norte, p. 567-569.
- 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, 1999, SBG/N, p. 519-522.
- RICHARDSON, J.M. 1985. Field and textural relationship of alteration and greisen-hosted mineralization at the East Kemptville tin deposit, Davis Lake complex, southwest Nova Scotia. Recent Advances in the geology of granite-related mineral deposits, The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, v3 9, 424p.
- ROBERT, F. 1996. Tapajós Gold Project, Pará State. Mission Report, CIDA Project 204/13886, Canada-Brazil Cooperation Project for Sustainable Development in Mineral Sector, 35p.
- ROLLINSON, H.R. 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd, London, 344p.
- ROSA COSTA, L.T.; CARVALHO, J.M.A.; 1999. Tipologia de mineralizações auríferas de região sul da Província Tapajós-Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6., Manaus, 1999. Anais Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 176-179.
- ROUGVIE, J.R.; SORENSEN, S.S. 2002. Cathodoluminescence Record of K-metasomatism in ash-flow tuffs: grain-scale mechanisms and large-scale geochemical implications. *Geology* 30 (4), p. 307-310.
- SANMATSU, K.; WATNABE, K.; DUNCAN, R.A.; IZAWA, E. 2006. The history of vein formation determined by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of adularia in the Hosen-1 vein at Hishikari epithermal gold deposit, Japan. *Economic Geology*, v.101, p. 685-698. In: VI Simpósio da geologia da Amazônia, Manaus, 1999, SBG/NO, p. 114-117.
- SANTOS, B.A. 1981. Amazônia: Potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento. São Paulo, EDUSP, 256p.
- SANTOS, D.B.; 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.; LOGUERCIO, S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Coord.) Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área adjacente incluindo depósitos Minerais. Brasília, DNPM/MME. p. 93–127.
- SANTOS, J.O.S. 1984. Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. In: Congresso Brasileiro. De Geologia. 33, Rio de Janeiro. Anais, Rio de Janeiro, SBG, p. 4535–4538.
- 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: South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, SP. Extended Abstract, 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*, v. 3(4), p. 453-488.
- SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; MCNAUGHTON, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós – Parima orogenic belt, Amazon craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, v 36, p. 453-488.
- SANTOS, R.A., 1999. Controle estrutural das mineralizações de ouro da Província Mineral do Tapajós. Salvador: CPRM, 29p. (Relatório Interno)
- SANTOS, R. A.; COUTINHO, M.G. 2008. Geologia Estrutural Província do Tapajós. CPRM, v.1, p. 97-134.
- SAWKINS, F.J.; O'NEIL, J.R.; THOMPSON, J.M. 1979. Fluid inclusion and geochemical studies of vein gold deposits, Baguio district, Philippines: *Economic Geology*, v74, p. 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, p. 629-642.

- 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.
- SILVA, A.R.B.DA. 1982. Considerações sobre as mineralizações auríferas de Região do Tapajós. In: Simpósio de Geologia Da Amazônia, 1., Belém, 1982. Anais. SBG-Núcleo Norte. v.2. p. 100-115.
- SILVA, A.R.B. DA. 1984. Províncias auríferas do estado e Território federal do Amapá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG. v.8., p. 3945-3958.
- SILLITOE, R. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, v 68, p. 799-815.
- SILLITOE, R. H.; BONHAM, H. F. 1984. Volcanic Landforms and ore deposits. *Economic Geology*, v79, p. 1286-1298.
- SILLITOE, R.H.; 1989. Gold Deposits in Western Pacific island arc: the magmatic connection. *Economic Geology Monograph* ,n.6, p. 274-291.
- SILLITOE, R.H. 1993. 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. 1993a. Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features: *Geological Association of Canada Special Paper* 40, p. 403–417.
- SILLITOE, R.H. 2002b. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration: *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 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, p. 315-343.
- SILLITOE, R.H.; PERELLO, J., 2005, Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery: *Economic Geology* 100TH ANNIVERSARY VOLUME, p. 845–890.
- SILLITOE, R. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, v.105, p. 3-4.
- SIMMONS, S.F., 1995. Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits: Magmas, fluids and ore deposits: *Mineralogical Society of Canada short course notes*, v23, p. 455-477.
- SIMMONS, S.F.; BROWNE, P.R.L. 2000, Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments: *Economic Geology*, v.95, p. 971-999.
- SHANDS, S.J.1943. The eruptive rocks. John Wiley, New York, 444p.
- STEINER, A., 1970. Genesis of hydrothermal K-feldspar (adularia) in an active geothermal environment at Wairakei, New Zealand. *Mineralogical Magazine*, n. 37(9), p. 16-922.
- STEVEN, T.A.; RATTÉ, J.C. 1960. Geology of ore deposits of the Summitville district, San Juan Mountains, Colorado: U.S. Geological Survey Professional Paper 343, 70p.
- STERN, T.W.; GOLDICH, S.S.; NEWELL, M.F.1966. Effects of weathering on the U-Pb ages of zircon from the Morton Gneiss. Minnesota. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1: 369-371p
- STOFFREGEN, R.E. 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado: *Economic Geology*, v. 82, p. 1575–1591.
- STRECKEISEN, A.L., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 1976, H. 1, p 1-15.
- STRECKEISEN, A.L., 1978. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks.
- 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* n. 5, p. 113-139.
- TOSDAL, R. M.; DILLES, J.H.; COOKE, D. R. 2009. From Source to Sinks in Auriferous Magmatic-Hydrothermal Porphyry and Epithermal Deposits. *Elements*, v. 5, p. 289–295.
- RYTUBA, J .J.1981. Relation of calderas to ore deposits in the western United States Geological Society of Arizona Digest, v .14, .p. 227-236.
- VASQUEZ, M.L.; SANTOS, A. DOS.; KLEIN, E.L.; FRAGA, L.M.; MAIA, R.G.N.; MARTINS, R.C. 1996. Reconhecimento Geológico na Região do Médio Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5., Belém, 1996. Anais. Belém, SBG. p. 117-118.

- VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; SANTOS, A. DOS.; RICCI, P.S.F.; SACHETT, C.R.; SILVA, C.M.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – novos dados geocronológicos. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6., Manaus, 1999. Anais. Manaus, SBG/Núcleo Norte, 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).
- VAZQUEZ, M.L.; RICCI, P. DOS S.F.; KLEIN, E.L.; SANTOS, A.; MARTINS, R.C. 2000A. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. (eds) Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos minerais de Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Estado do Pará, Escala 1:250.000. Nota Explicativa, Belém: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2000a.
- VASQUEZ M.L.; ROSA COSTA L.T.; SILVA, C.M.G.; KLEIN E.L. 2008B. Compartimentação Tectônica. In: M.L. Vasquez & L.T.E. Rosa-Costa (Orgs.) 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. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM. p. 39-112.
- TASSINARI, C.C.G. 1996. O mapa Geocronológico do Craton Amazônico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos. São Paulo, 139. Tese (Mestrado livre Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3). p. 174-182.
- TRAVASSO, W.A.S.; BARBOSA FILHO, C.M. 1990. Tectonismo terciário na área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.4, n.3, p. 299-314.
- THOMPSON A.J.B.; THOMPSON J.F.H. 1996. Atlas of alteration. A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals. *Geological Association of Canada Mineral Deposits Division*. 14-110p.
- TOKASHIKI, C.T.; JULIANI, C.; AGUJA, 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 ~1,96 Ga. Os novos depósitos Minerais Brasileiros Gramado/RS.
- TOKASHIKI, C.T.; JULIANI, C.; MONTEIRO, L.V.S.; ECHEVERRI-MISAS, C.M.; AGUJA, 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 (Pa). Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, Belém, PA.
- 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*, v. 36, p. 13-34.

ANEXOS

- I. Análises de Química mineral
- II. Análises de geocronologia U-Pb SHRIMP IIe. para amostras estudadas.
- III. Dados geoquímicos das unidades Cuíu-Cuíu, Creporizão, Parauari, Maloquinha ,
Formação Bom Jardim e Formação Salustiano (CPRM,2008)

Anexo I. Análises de Química mineral

Análises de química mineral de Biotita selecionados

Rocha Amostra	Monzogranito A													
	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1	X2-11-1
Análise	(4b)P3	(4b)P4	(6A)P2	(7a)P1	(7a)P2	(7a)P3bi	(7a)P4	(7c)P5	(8a)P1	(8a)P2bi	(8a)P3	(8a)P4	(8a)P5	(8a)P6
Tipo	Hidrotermal	Hidrotermal	Ignea	Hidrotermal	Hidrotermal	Hidrotermal	Hidrotermal	Ignea	Hidrotermal	cloritizada	cloritizada	cloritizada	Hidrotermal	Hidrotermal
Localização	Intermedio	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Intermedio	Borda	Borda	Núcleo	Borda
SiO2	45,81	44,27	35,09	47,71	43,47	43,34	43,97	34,03	43,69	39,50	42,67	49,84	42,35	43,68
TiO2	0,13	0,05	3,34	0,00	0,00	0,00	0,00	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	9,19	7,82	14,16	9,74	6,56	7,06	7,18	13,66	6,40	7,45	6,63	11,02	6,49	6,70
Cr2O3	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	22,36	25,54	29,59	25,35	32,04	31,52	29,96	29,27	32,36	32,43	31,41	22,77	32,26	32,21
MnO	1,18	1,34	0,32	1,16	1,31	1,33	1,28	0,31	1,66	1,40	1,62	1,08	1,67	1,58
MgO	2,23	2,48	3,52	2,22	2,95	3,19	3,15	4,26	2,56	2,80	2,67	1,77	2,62	2,67
BaO	0,25	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,08	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
CaO	0,07	0,09	0,09	0,35	0,09	0,06	0,07	0,07	0,27	0,26	0,16	0,28	0,23	0,22
Na2O	0,09	0,09	0,04	2,74	0,12	0,11	0,11	0,02	0,08	0,09	0,10	4,04	0,06	0,10
K2O	5,43	3,65	9,19	2,15	2,30	2,467	2,88	9,05	1,83	2,39	2,98	1,64	2,35	2,42
ZnO	0,00	0,07	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,21	0,00	0,023	0,00	0,04	0,22	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
H2O	1,76	1,71	1,71	1,86	1,72	1,74	1,73	1,69	1,72	1,64	1,71	1,92	1,70	1,74
Total	88,51	87,15	97,29	93,28	90,57	90,81	90,51	95,68	90,78	88,13	89,94	94,38	89,74	91,36
Si	3,398	3,374	2,569	3,347	3,280	3,255	3,292	2,542	3,292	3,117	3,261	3,390	3,250	3,275
AlIV	0,803	0,700	1,221	0,805	0,583	0,624	0,633	1,202	0,577	0,692	0,597	0,883	0,587	0,592
AlVI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,007	0,003	0,184	0,000	0,000	0,000	0,00	0,174	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2	1,387	1,628	1,812	1,487	2,022	1,980	1,876	1,828	2,039	2,141	2,008	1,295	2,071	2,019
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,074	0,086	0,020	0,069	0,084	0,084	0,081	0,020	0,106	0,100	0,105	0,062	0,109	0,101
Mg	0,246	0,281	0,384	0,232	0,331	0,357	0,352	0,474	0,287	0,330	0,304	0,180	0,299	0,299
Ba	0,007	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Ca	0,006	0,007	0,007	0,026	0,007	0,005	0,006	0,005	0,022	0,022	0,013	0,020	0,019	0,018
Na	0,014	0,013	0,006	0,373	0,017	0,017	0,016	0,003	0,012	0,015	0,015	0,533	0,009	0,016
K	0,514	0,355	0,859	0,192	0,221	0,236	0,275	0,862	0,176	0,241	0,290	0,142	0,231	0,232
CF	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CCl	0,000	0,000	0,052	0,000	0,006	0,000	0,010	0,054	0,007	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,850	0,850	0,830	0,870	0,860	0,850	0,840	0,790	0,880	0,870	0,870	0,880	0,870	0,870

Análises de química mineral de Biotita selecionados

Rocha Amostra	Pórfiro A				Porfiro B			
	X2-11-3	X2-11-3	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47
Análise	(2b)P1	(7b)P3	(2D)P3	(2E)P4	(2f)P6	(8a)P3	(9a)P1	(9a)P1
Tipo	Cloritizada	Ígnea	Cloritizada	Cloritizada	Cloritizada	Cloritizada	Cloritizada	Cloritizada
Localização	Núcleo	Núcleo	Intermedio	Borda	Borda	Centro	Centro	Centro
SiO2	30,33	35,67	25,90	25,73	26,20	25,98	37,26	37,26
TiO2	1,63	3,57	0,09	0,24	0,21	0,51	0,24	0,24
Al2O3	15,77	14,33	19,407	21,25	19,38	19,71	27,23	27,23
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	30,34	25,853	31,79	32,61	31,28	28,83	16,19	16,19
MnO	0,29	0,262	0,42	0,36	0,40	0,50	0,23	0,23
MgO	8,16	5,517	10,14	7,07	10,74	12,63	6,71	6,71
BaO	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10
CaO	0,41	0,035	0,082	0,039	0,08	0,019	0,05	0,05
Na2O	0,00	0,046	0,025	0,036	0,00	0,023	0,04	0,04
K2O	3,49	9,457	0,044	0,463	0,04	0,097	4,93	4,93
ZnO	0,07	0,062	0,00	0,086	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,21	0,00	0,00	0,00	0,08	0,123	0,30	0,30
Cl	0,06	0,122	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H2O	3,83	4,12	3,85	3,84	3,85	3,87	4,35	4,35
Total	94,64	99	91,75	91,65	92,31	92,32	97,64	97,64
Si	2,306	2,579	2,017	2,011	2,021	1,982	2,483	2,483
AlIV	1,412	1,221	1,779	1,956	1,761	1,772	2,137	2,137
AlVI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,093	0,195	0,005	0,014	0,013	0,030	0,012	0,012
Fe2	1,929	1,563	2,070	2,131	2,018	1,840	0,903	0,903
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,018	0,016	0,027	0,024	0,026	0,033	0,013	0,013
Mg	0,925	0,595	1,177	0,824	1,235	1,436	0,667	0,667
Ba	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003
Ca	0,034	0,003	0,007	0,003	0,007	0,002	0,003	0,003
Na	0,000	0,006	0,004	0,005	0,000	0,003	0,005	0,005
K	0,338	0,872	0,004	0,046	0,005	0,009	0,419	0,419
CF	0,102	0,000	0,000	0,000	0,04	0,059	0,128	0,128
CCl	0,016	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,680	0,720	0,640	0,720	0,620	0,560	0,580	0,580

Análises de química mineral de Feldspáto potássico e plagioclásios selecionados

Rocha	Monzogranito A			Monzogranito B			Riolito porfíritico							
Amostra	X2-19-1	X2-19-1	X2-19-1	FV6-1-60	FV6-1-60	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22
Análise	(1A)P4	(6A)P1	(6A)P2	(4A)P1	(8A)P1	(10A)P3	(10A)P4	(1A)P5	(1A)P6	(1A)P7	(1A)P8	(7A)P1	(7A)P2	(7A)P3
Tipo	Feldspáto	Exsolução	Exsolução	Adularia	Feldspáto	Feldspáto	Feldspáto	Feldspáto	Feldspáto	Feldspáto	Feldspáto	Feldspáto	Albita	Adularia
Localização	Hidrotermal borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Magmático Núcleo	Hidrotermal Núcleo	Magmático borda	Hidrotermal borda	Magmático borda	Magmático borda	Magmático borda	Hidrotermal borda	hidrotermal Núcleo	borda
SiO2	63,12	64,842	64,70	63,62	65,95	63,88	64,75	64,14	66,23	66,22	66,92	63,55	67,37	63,98
TiO2	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
Al2O3	19,30	18,93	19,68	18,30	20,82	18,47	18,74	18,58	20,88	20,5	20,61	18,57	19,59	18,59
Fe2O3	0,15	0,06	0,29	0,00	0,12	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,029	0,00	0,02	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,33	0,00	0,10	0,24	0,00	0,08	0,09	0,19	0,03	0,00	0,00	0,12	0,00	0,14
CaO	0,96	0,169	0,10	0,00	0,51	0,08	0,26	0,03	1,27	1,16	0,86	0,05	0,16	0,02
Na2O	2,41	4,134	5,00	0,15	10,96	0,37	4,65	0,42	11,05	11,12	11,42	0,35	10,80	0,18
K2O	12,98	10,957	9,79	16,98	0,62	16,18	10,41	16,29	0,16	0,16	0,11	16,46	1,52	16,39
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,33	99,1	99,74	99,35	99,07	99,13	98,99	99,71	99,7	99,21	99,97	99,14	99,59	99,35
Si	11,715	11,897	11,774	11,924	11,690	11,934	11,898	11,927	11,667	11,716	11,740	11,898	11,902	11,932
Al	4,220	4,09	4,218	4,040	4,347	4,065	4,054	4,070	4,332	4,271	4,259	4,096	4,077	4,083
Fe3	0,021	0,008	0,041	0,000	0,017	0,006	0,000	0,004	0,000	0,000	0,007	0,000	0,007	0,000
Ti	0,005	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004
Mn	0,00	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000
Mg	0,004	0,003	0,01	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,024	0,000	0,007	0,018	0,000	0,006	0,007	0,014	0,003	0,000	0,000	0,009	0,003	0,011
Ca	0,193	0,033	0,021	0,000	0,098	0,016	0,050	0,007	0,241	0,221	0,163	0,010	0,031	0,005
Na	0,868	1,471	1,765	0,056	3,768	0,137	1,655	0,152	3,776	3,815	3,878	0,128	3,702	0,065
K	3,075	2,565	2,274	4,061	0,142	3,858	2,455	3,865	0,038	0,036	0,027	3,931	0,344	3,899
Cations	20,149	20,067	20,117	20,122	20,076	20,028	20,131	20,053	20,072	20,063	20,074	20,085	20,073	20,01
X	15,961	15,995	16,033	15,969	16,054	16,005	15,952	16,001	15,999	15,987	16,006	15,994	15,99	16,019
Z	4,164	4,072	4,077	4,135	4,022	4,017	4,172	4,038	4,07	4,076	4,068	4,082	4,08	3,98
Ab	21,0	36,2	43,5	1,4	94	3,4	39,8	3,8	93,1	93,7	95,3	3,1	90,8	1,6
An	4,70	0,80	0,5	0	2,4	0,4	1,2	0,2	5,9	5,4	4	0,2	0,8	0,1
Or	74,3	63,0	56	98,6	3,5	96,2	59	96	0,9	0,9	0,7	96,6	8,4	98,2

Continuação análises de química mineral de Feldspáto potássico e plagioclásios selecionados

Rocha	Riolito porfirítico										Pórfiro A			
Amostra	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	FV6-1-22	X2-11-3	X2-11-3	X2-11-3	X2-11-3
Análise	(7A)P4	(7A)P5	(7A)P6	(8A)P1	(8A)P2	(8A)P4	(8A)P5	(8A)P6	(9A)P1	(1A)P2	(5A)P2	(5A)P3	(5A)P6	(6A)P2
Tipo	Feldspáto hidrotermal	Exsolução	Exsolução	Feldspáto hidrotermal	Feldspáto hidrotermal	Feldspáto hidrotermal	Adularia	Exsolução	Albita Hidrotermal	Feldspáto magmático	Feldspáto magmático	Feldspáto magmático	Feldspáto magmático	Feldspáto hidrotermal
Localização	Núcleo	borda	borda	Núcleo	borda	Núcleo	borda	borda	borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo
SiO2	63,57	66,45	64,25	64,08	63,87	63,91	63,68	65,59	68,09	63,92	64,08	59,66	60,01	62,62
TiO2	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Al2O3	18,47	19,07	18,71	18,44	18,54	18,49	18,59	19,19	20,21	22,54	21,59	23,99	24,07	19,07
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,20	0,03	0,35	0,43	0,06
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00
BaO	0,14	0,00	0,12	0,19	0,23	0,16	0,23	0,05	0,00	0,06	0,06	0,34	0,16	1,95
CaO	0,04	0,37	0,15	0,10	0,08	0,01	0,05	0,19	0,49	3,63	2,63	5,59	5,21	0,06
Na2O	0,59	6,69	2,26	0,18	0,55	0,27	0,18	5,39	11,73	9,68	10,44	8,16	7,33	1,71
K2O	16,02	6,85	13,50	16,42	16,31	16,45	16,69	10,05	0,35	0,08	0,10	0,36	1,99	13,55
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,043
Total	98,86	99,45	99,04	99,45	99,68	99,35	99,44	100,49	100,9	100,13	99,01	98,57	99,27	99,05
Si	11,917	11,954	11,907	11,946	11,899	11,932	11,902	11,858	11,838	11,283	11,424	10,812	10,840	11,773
Al	4,079	4,040	4,084	4,050	4,069	4,065	4,093	4,087	4,139	4,686	4,532	5,121	5,121	4,223
Fe3	0,000	0,000	0,000	0,00	0,011	0,004	0,000	0,000	0,000	0,027	0,004	0,047	0,059	0,009
Ti	0,000	0,000	0,006	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,004	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,011	0,000	0,000
Ba	0,010	0,000	0,008	0,014	0,017	0,012	0,017	0,004	0,000	0,004	0,004	0,024	0,012	0,144
Ca	0,009	0,072	0,030	0,021	0,017	0,003	0,01	0,039	0,093	0,686	0,502	1,086	1,009	0,012
Na	0,215	2,335	0,814	0,065	0,200	0,101	0,066	1,891	3,956	3,316	3,609	2,868	2,569	0,624
K	3,832	1,572	3,192	3,906	3,878	3,92	3,98	2,319	0,078	0,018	0,025	0,085	0,460	3,250
Cations	20,072	19,973	20,049	20,02	20,108	20,049	20,085	20,202	20,104	20,024	20,117	20,085	20,086	20,179
X	15,996	15,994	15,997	16	15,979	16,001	15,995	15,945	15,977	15,996	15,96	15,987	16,02	16,005
Z	4,066	3,979	4,044	4,006	4,112	4,036	4,073	4,253	4,127	4,024	4,153	4,074	4,054	4,03
Ab	5,3	58,7	20,2	1,6	4,9	2,5	1,6	44,5	95,9	82,5	87,3	71	63,6	16,1
An	0,2	1,8	0,7	0,5	0,4	0,1	0,2	0,9	2,3	17,1	12,1	26,9	25	0,3
Or	94,5	39,5	79,1	97,8	94,7	97,4	98,1	54,6	1,9	0,4	0,6	2,1	11,4	83,6

Continuação análises de química mineral de Feldspáto potássico e plagioclásios selecionados

Rocha		Pórfiro A				Pórfiro B						
Amostra	X2-11-3	X2-11-3	X2-11-3	X2-11-3	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47	FV6-2-47
Análise	(6A)P3	(6A)P4	(6A)P5	(6A)P6	(1A)P1	(1A)P5	(5A)P1	(5A)P2	(5A)P3	(5A)P4	(6A)P1	(6A)P2
Tipo	Feldspáto hidrotermal	Feldspáto hidrotermal	Feldspáto hidrotermal	Feldspáto hidrotermal	Exsolução	Feldspáto hidrotermal	Feldspáto hidrotermal	Exsolução	Igneo	Igneo	Igneo	Igneo
Localização	Núcleo	borda	borda	borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	borda	borda	Núcleo
SiO2	62,73	62,30	63,79	62,83	65,49	63,79	81,22	65,97	66,59	67,23	67,56	67,83
TiO2	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	20,46	20,57	19,96	22,82	19,16	18,57	10,27	20,38	20,30	20,65	20,23	20,48
Fe2O3	0,12	0,12	0,14	0,44	0,11	0,24	0,04	0,11	0,05	0,099	0,95	0,06
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
MgO	0,02	0,029	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,12	0,00
BaO	1,11	1,75	1,02	0,08	0,36	0,33	0,25	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
CaO	1,47	1,57	1,10	2,71	0,16	0,02	0,02	0,86	0,37	0,38	0,22	0,28
Na2O	7,85	4,80	4,44	9,25	1,97	0,14	0,31	8,84	11,58	11,25	11,37	11,72
K2O	4,60	7,99	9,15	1,25	13,7	16,66	8,695	3,37	0,09	0,12	0,06	0,21
SrO	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0,06	0,02	0,00	0,05
Total	98,44	99,17	99,67	99,45	101,06	99,83	100,82	99,66	99	99,76	100,63	100,6
Si	11,505	11,501	11,675	11,213	11,906	11,889	13,926	11,734	11,781	11,787	11,780	11,810
Al	4,419	4,473	4,303	4,797	4,103	4,078	2,075	4,270	4,231	4,265	4,155	4,200
Fe3	0,017	0,017	0,019	0,0590	0,016	0,035	0,005	0,015	0,007	0,013	0,125	0,009
Ti	0,006	0,000	0,007	0,000	0	0,005	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Mg	0,006	0,008	0,000	0,014	0	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,033	0,000
Ba	0,080	0,127	0,073	0,006	0,026	0,025	0,017	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Ca	0,290	0,312	0,216	0,519	0,031	0,005	0,004	0,165	0,071	0,072	0,042	0,053
Na	2,795	1,719	1,577	3,202	0,697	0,051	0,103	3,049	3,973	3,827	3,846	3,957
K	1,078	1,884	2,138	0,286	3,193	3,963	1,902	0,766	0,021	0,028	0,015	0,048
Cations	20,276	20,168	20,081	20,102	19,998	20,076	18,049	20,016	20,084	19,992	20,008	20,077
X	15,947	15,991	16,004	16,069	16,025	16,007	16,006	16,028	16,019	16,065	16,06	16,019
Z	4,249	4,05	4,004	4,027	3,947	4,044	2,026	3,988	4,065	3,927	3,944	4,058
Ab	67,1	43,9	40,1	79,9	17,8	1,3	5,1	76,6	97,7	97,5	98,5	97,5
An	7	8	5,5	13	0,8	0,1	0,2	4,1	1,7	1,8	1,1	1,3
Or	25,9	48,1	54,4	7,1	81,4	98,6	94,7	19,2	0,5	0,7	0,4	1,2

**ANEXO II. ANÁLISES DE GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP II e. PARA AMOSTRAS
ESTUDADAS.**

ANÁLISES DE GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP II e. AMOSTRA R13P30 (Monzogranito A)

AMOSTRA/SPOT R13P30	%206Pbc	[ppm] U	[ppm] Th	232Th /238U	206Pb /238U	±1 err	207Pb /206Pb	±1 err	% Dis- cor- dância	207Pbr /235U	% err	206Pbr /238U	% err	err. Corr.
1.1	0,30	288	94	0,34	1883,8	49,8	1982	17	5	5,70	3,2	,3394	3,0	,955
2.1	0,40	146	213	1,51	1952,7	52,0	1981	25	1	5,94	3,4	,3538	3,1	,908
3.1	0,39	99	130	1,35	1945,4	52,5	2007	28	3	6,00	3,5	,3523	3,1	,890
4.1	0,42	89	108	1,25	1846,8	50,5	1964	37	6	5,51	3,8	,3317	3,1	,836
5.1	0,05	247	208	0,87	2051,0	57,2	2004	13	-2	6,37	3,3	,3746	3,3	,976
6.1	0,19	269	420	1,61	1893,7	50,2	1969	15	4	5,69	3,2	,3415	3,1	,966
7.1	0,18	123	116	0,98	2050,1	54,3	2006	21	-2	6,37	3,3	,3744	3,1	,936
8.1	0,38	148	196	1,37	1825,4	48,9	1950	25	7	5,40	3,4	,3273	3,1	,909
9.1	0,97	84	67	0,82	1911,3	52,7	1944	39	2	5,67	3,9	,3451	3,2	,826
10.1	3,32	131	139	1,10	1926,6	52,3	1949	88	1	5,74	5,8	,3483	3,1	,537
11.1	1,07	54	45	0,87	1985,4	56,9	1971	62	-1	6,02	4,8	,3607	3,3	,690
12.1	0,51	113	143	1,31	1800,4	49,5	1970	32	9	5,37	3,6	,3222	3,1	,871
13.1	0,29	549	891	1,68	1789,8	47,1	1962	16	10	5,31	3,1	,3200	3,0	,958
14.1	0,12	496	429	0,89	1907,5	49,8	1992	11	4	5,81	3,1	,3443	3,0	,980
15.1	0,29	374	170	0,47	1841,1	48,5	1985	15	8	5,56	3,1	,3306	3,0	,962
16.1	0,35	462	357	0,80	1760,9	46,6	1917	16	9	5,08	3,1	,3141	3,0	,960
17.1	0,33	288	423	1,52	1923,9	50,6	1962	21	2	5,77	3,3	,3478	3,0	,935

*Pb_c= Chumbo comum.

ANÁLISES DE GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP II e. AMOSTRA FV6-1-60 (Monzogranito B)

SPOT AMOSTRA/SPOT FV6-1-60	% ²⁰⁶ Pb _c	[ppm] U	[ppm] Th	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	±1σ err	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	±1σ err	% Dis- cor- dância	²⁰⁷ Pbr / ²³⁵ U	% err	²⁰⁶ Pbr / ²³⁸ U	% err	err. Corr.
1.1	0,28	252	254	1,04	1847,0	48,7	1955	16	6	5,49	3,2	,3318	3,0	,960
2.1	0,39	233	177	0,78	1917,7	51,9	1960	22	2	5,74	3,4	,3465	3,1	,933
3.1	4,90	439	191	0,45	1584,1	43,5	2018	116	27	4,77	7,2	,2786	3,1	,427
4.1	0,23	535	666	1,29	1891,0	49,4	1964	11	4	5,66	3,1	,3409	3,0	,981
4.2	0,63	669	509	0,79	1466,6	40,2	1941	18	32	4,19	3,2	,2555	3,1	,950
5.1	0,60	68	80	1,22	2010,5	54,5	1989	38	-1	6,17	3,8	,3660	3,2	,826
6.1	0,06	290	268	0,95	1852,1	48,8	1973	13	7	5,56	3,1	,3328	3,0	,971
7.1	1,26	69	128	1,90	1868,6	51,8	1972	57	6	5,61	4,5	,3362	3,2	,706
8.1	0,82	177	222	1,30	1828,0	48,7	1984	29	9	5,51	3,5	,3279	3,1	,882
9.1	0,87	1156	768	0,69	1318,5	36,4	1805	24	37	3,45	3,3	,2270	3,0	,919
10.1	0,19	301	149	0,51	1500,7	43,1	1979	16	32	4,39	3,3	,2621	3,2	,964
11.1	0,16	175	113	0,67	2026,4	53,2	1987	20	-2	6,22	3,3	,3694	3,1	,937
12.1	0,06	332	192	0,60	1737,2	46,0	1974	13	14	5,17	3,1	,3093	3,0	,973
12.2	0,27	408	279	0,71	1507,3	40,6	1950	15	29	4,34	3,1	,2634	3,0	,962
13.1	0,22	443	423	0,99	1669,5	44,4	1967	13	18	4,92	3,1	,2956	3,0	,970
14.1	0,17	604	678	1,16	1716,1	45,7	1938	10	13	4,99	3,1	,3050	3,0	,982
15.1	0,36	253	246	1,00	1814,0	48,1	1990	19	10	5,48	3,2	,3250	3,0	,945
16.1	0,15	515	405	0,81	1630,3	43,4	1956	10	20	4,76	3,1	,2878	3,0	,982

ANÁLISES DE GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP II e. AMOSTRA FV6-1-25 (Riolito pórfirítico)

AMOSTRA/SPOT FV6-1-25	%206Pbc	[ppm] U	[ppm] Th	232Th /238U	206Pb /238U	±1 err	207Pb /206Pb	±1 err	% Dis- cor- dância	207Pbr /235U	% err	206Pbr /238U	% err	err. Corr.
1.1	0,13	65	70	1,11	2085,1	56,3	2037	26	-2	6,61	3,5	,3819	3,2	,906
2.1	0,43	192	232	1,25	1876,4	49,7	1983	21	6	5,68	3,3	,3379	3,1	,936
2.2	1,76	276	325	1,22	1290,5	35,9	1889	50	46	3,53	4,1	,2216	3,1	,741
3.1	0,09	221	333	1,55	2006,2	52,7	1969	14	-2	6,08	3,2	,3651	3,1	,968
4.1	0,11	114	168	1,53	2027,0	53,9	1996	21	-2	6,25	3,3	,3695	3,1	,935
5.1	1,22	159	234	1,52	1503,8	41,3	1953	42	30	4,34	3,9	,2627	3,1	,796
6.1	0,37	158	223	1,46	1784,7	48,2	2017	26	13	5,46	3,4	,3190	3,1	,906
7.1	0,25	128	227	1,83	2014,4	53,4	2018	27	0	6,28	3,4	,3668	3,1	,897
8.1	0,16	278	439	1,63	1994,5	52,2	1994	15	0	6,13	3,2	,3626	3,0	,966
8.2	0,25	308	496	1,66	1918,4	50,4	1992	15	4	5,85	3,1	,3466	3,0	,963
9.1	17,11	822	1610	2,02	499,8	16,2	2008	347	302	1,37	19,9	,0806	3,4	,169
10.1	0,64	374	457	1,26	1905,7	50,1	1980	22	4	5,77	3,3	,3440	3,0	,925
11.1	0,19	307	264	0,89	1969,8	51,4	1969	14	0	5,96	3,1	,3574	3,0	,969
12.1	0,60	626	686	1,13	1850,3	48,5	1980	30	7	5,57	3,5	,3325	3,0	,874
12.2	1,12	73	82	1,16	1940,1	54,2	1969	50	1	5,85	4,3	,3511	3,2	,752
13.1	0,26	191	330	1,78	1906,7	50,5	2035	19	7	5,95	3,2	,3442	3,1	,941
14.1	0,39	723	503	0,72	1830,3	48,2	1980	13	8	5,51	3,1	,3283	3,0	,974
15.1	0,37	370	404	1,13	1904,1	49,9	1982	20	4	5,77	3,2	,3436	3,0	,936
16.1	1,33	318	378	1,23	1646,4	44,4	1978	37	20	4,87	3,7	,2910	3,0	,824
17.1	2,92	1436	1341	0,97	1384,5	37,6	1894	60	37	3,83	4,5	,2396	3,0	,667
17.2	4,13	2323	2100	0,93	1020,3	28,6	1767	89	73	2,56	5,7	,1715	3,0	,526

ANÁLISES DE GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP II e. AMOSTRA X2-2-2 (Tufo)

SPOT AMOSTRA/SPOT X2-2-2	%206Pbc	[ppm] U	[ppm] Th	232Th /238U	206Pb /238U	±1 err	207Pb /206Pb	±1 err	% Dis- cor- dância	207Pbr /235U	% err	206Pbr /238U	% err	err. Corr.
1.1	0,49	116	58	0,51	1851,9	50,0	1880	30	2	5,28	3,5	,3328	3,1	,882
2.1	0,33	148	95	0,66	1933,4	51,4	1915	24	-1	5,65	3,3	,3497	3,1	,919
3.1	0,25	168	66	0,41	1896,5	50,6	1885	26	-1	5,44	3,4	,3420	3,1	,908
4.1	0,07	144	46	0,33	1921,1	52,2	1897	20	-1	5,56	3,3	,3472	3,1	,941
5.1	0,15	798	133	0,17	1792,8	47,1	1868	11	4	5,05	3,1	,3206	3,0	,980
6.1	0,61	98	49	0,51	1859,3	50,5	1894	35	2	5,34	3,7	,3343	3,1	,851
7.1	0,05	617	105	0,18	1846,8	48,4	1869	10	1	5,23	3,1	,3317	3,0	,985
8.1	0,03	809	255	0,33	1819,6	47,7	1869	8	3	5,14	3,0	,3261	3,0	,990
9.1	0,00	99	37	0,39	1927,7	54,3	1900	21	-1	5,59	3,5	,3486	3,3	,944
10.1	0,11	143	63	0,46	1875,6	50,2	1889	29	1	5,38	3,5	,3377	3,1	,884
11.1	0,65	223	86	0,40	1842,0	48,9	1891	27	3	5,28	3,4	,3307	3,1	,897
12.1	0,47	131	60	0,47	1868,7	50,2	1857	23	-1	5,27	3,3	,3363	3,1	,927

ANÁLISES DE GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP II e. AMOSTRA FV6-2-24 (Tufo)

SPOT AMOSTRA/SPOT FV6-2-24	% ²⁰⁶ Pbc	[ppm] U	[ppm] Th	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	±1 err	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	±1 err	% Dis- cor- dância	²⁰⁷ Pbr / ²³⁵ U	% err	²⁰⁶ Pbr / ²³⁸ U	% err	err. Corr.
1.1	0,20	265	174	0,68	1862,6	49,3	1881	16	1	5,32	3,2	,3350	3,0	,962
2.1	0,96	108	134	1,28	1688,2	46,3	1859	43	10	4,69	3,9	,2994	3,1	,792
3.1	0,35	239	276	1,19	1842,2	48,8	1865	19	1	5,20	3,2	,3308	3,0	,943
3.2	0,18	200	147	0,76	1805,1	48,2	1886	23	4	5,14	3,3	,3231	3,1	,920
4.1	0,49	123	130	1,09	1796,7	49,1	1912	38	6	5,19	3,8	,3214	3,1	,828
5.1	2,75	332	885	2,76	1617,4	43,8	1904	70	18	4,58	4,9	,2852	3,1	,617
6.1	1,27	254	448	1,82	1548,6	42,0	1871	41	21	4,29	3,8	,2715	3,0	,804
7.1	17,22	843	859	1,05	1853,6	55,9	1858	455	0	5,22	25,4	,3332	3,4	,132

ANÁLISES DE GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP II e. AMOSTRA FV6-2-36 (Arenito Tufáceo)

SPOT AMOSTRA/SPOT FV6-2-36	% ²⁰⁶ Pbc	[ppm] U	[ppm] Th	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	±1□ err	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	±1□ err	% Dis- cor- dância	²⁰⁷ Pbr / ²³⁵ U	% err	²⁰⁶ Pbr / ²³⁸ U	% err	err. Corr.
1.1	0,05	539	382	0,73	1857,6	48,7	1898	10	2	5,35	3,1	,3340	3,0	,984
1.2	0,47	428	276	0,67	1850,9	48,7	1878	17	1	5,27	3,2	,3326	3,0	,954
2.1	0,22	224	106	0,49	1854,3	49,0	1903	17	3	5,35	3,2	,3333	3,0	,957
2.2	0,27	367	196	0,55	1822,2	48,1	1884	16	3	5,19	3,2	,3267	3,0	,957
3.1	1,62	50	40	0,82	1957,4	55,2	2036	64	4	6,14	4,9	,3548	3,3	,670
4.1	0,65	196	127	0,67	1854,1	49,4	1889	32	2	5,31	3,5	,3332	3,1	,863
4.2	0,54	194	123	0,65	1790,6	47,9	1865	27	4	5,04	3,4	,3202	3,1	,896
5.1	0,24	171	95	0,58	1875,8	50,0	1888	23	1	5,38	3,3	,3377	3,1	,925
5.2	0,57	152	78	0,53	1751,2	47,5	1869	31	7	4,92	3,5	,3121	3,1	,875

ANÁLISES DE GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP II e. AMOSTRA X2-11-3 (Pórfiro A)

SPOT AMOSTRA/SPOT X2-11-3	% ²⁰⁶ Pbc	[ppm] U	[PM] Th	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	±1□ err	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	±1□ err	% Dis- cor- dância	²⁰⁷ Pbr / ²³⁵ U	% err	²⁰⁶ Pbr / ²³⁸ U	% err	err. Corr.
1.1	0,41	40	23	0,59	1859,8	54,0	1861	70	0	5,25	5,1	,3344	3,4	,653
2.1	1,00	72	52	0,75	1865,7	51,3	1846	64	-1	5,22	4,8	,3356	3,2	,666
3.1	0,57	56	33	0,61	1841,3	51,9	1815	45	-1	5,06	4,1	,3306	3,2	,795
4.1	0,56	55	31	0,57	1822,3	56,4	1839	48	1	5,06	4,4	,3267	3,6	,801
5.1	0,59	83	38	0,48	1897,8	52,3	1842	40	-3	5,31	3,9	,3423	3,2	,821
6.1	0,52	83	40	0,50	1865,3	50,7	1825	35	-2	5,16	3,7	,3356	3,1	,852
7.1	1,02	54	27	0,53	1902,2	53,0	1846	63	-3	5,34	4,7	,3432	3,2	,678
8.1	0,15	189	135	0,73	1844,6	50,5	1867	21	1	5,22	3,3	,3313	3,1	,940
9.1	0,71	53	28	0,55	1923,0	53,8	1859	51	-3	5,45	4,3	,3476	3,2	,756
10.1	0,29	111	45	0,42	1922,6	53,9	1877	24	-2	5,50	3,5	,3475	3,2	,923
11.1	0,33	98	74	0,78	1879,7	51,3	1859	31	-1	5,31	3,6	,3385	3,1	,881
12.1	0,81	49	26	0,54	1837,8	52,8	1866	61	2	5,19	4,7	,3299	3,3	,701

ANÁLISES DE GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP II e. AMOSTRA X2-11-5 (Pórfiro A)

SPOT AMOSTRA/SPOT X2-11-5	% ²⁰⁶ Pbc	[ppm] U	[ppm] Th	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	±1 err	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	±1 err	% Dis- cor- dância	²⁰⁷ Pbr / ²³⁵ U	% err	²⁰⁶ Pbr / ²³⁸ U	% err	err. Corr.
1.1	0,53	57	38	0,69	1852,5	51,4	1846	39	0	5,18	3,9	,3329	3,2	,828
2.1	0,46	67	45	0,69	1875,9	51,5	1838	38	-2	5,23	3,8	,3378	3,2	,835
3.1	0,35	104	83	0,82	1867,7	50,4	1898	29	2	5,38	3,5	,3361	3,1	,886
4.1	0,35	86	66	0,79	1830,0	50,1	1870	36	2	5,18	3,7	,3283	3,1	,844
5.1	0,49	71	38	0,55	1907,5	52,8	1874	39	-2	5,44	3,8	,3443	3,2	,831
6.1	0,54	40	44	1,14	1899,3	53,8	1886	36	-1	5,45	3,8	,3426	3,3	,852
7.1	0,35	36	20	0,56	1923,9	54,8	1923	47	0	5,65	4,2	,3478	3,3	,784
8.1	0,37	94	58	0,64	1840,4	49,9	1891	31	3	5,27	3,5	,3304	3,1	,878
8.2	6,16	170	168	1,02	966,6	52,6	1374	505	42	1,95	26,9	,1618	5,9	,221
9.1	0,17	66	44	0,69	1907,7	52,1	1884	25	-1	5,47	3,4	,3444	3,2	,915
10.1	0,73	41	21	0,53	1867,4	53,0	1892	48	1	5,36	4,2	,3360	3,3	,773
11.1	0,14	287	163	0,58	1907,2	51,1	2010	14	5	5,87	3,2	,3443	3,1	,970
11.2	0,05	786	84	0,11	1865,6	48,7	1998	8	7	5,68	3,0	,3356	3,0	,989
12.1	0,39	39	20	0,52	1940,6	55,1	1965	34	1	5,84	3,8	,3513	3,3	,863
13.1	0,27	171	130	0,79	1832,7	48,9	1877	21	2	5,21	3,3	,3288	3,1	,935
14.1	0,33	180	136	0,78	1877,5	50,0	1853	31	-1	5,28	3,5	,3381	3,1	,875

ANEXO III. Dados Geoquímico das Unidades Cuíu-Cuíu, Creporizão, Parauari, Maloquinha, Formação Bom Jardim, Formação Salustiano. (CPRM , 2008

Amostr a	MG- R- 10BI	MG- R- 26BII I	MG- R- 48II	MG- R- 48III	MG- R- 135bl	MG- R- 114BII	MG- R- 123b	MG- R- 130B	MG- R- 126bl	MG- R- 72bII	MG- R- 24bII	MG- R- 26BI	MG- R-25b	MG- R- 143b	MG- R- 21b	MG- R- 24bl	MG- R- 10bII
Unidade	Granitóide Cuíú-Cuíú				Granitóide Creporizão						Granitóide Paraurai						
SiO2	0,72	70,49	71,9 7	74,9 3	60,68	72,78	71,35	73,65	71,2	71,84	56,22	48,89	53,47	55,85	74,9 3	56,2	66,4 6
TiO2	0,56	0,27	0,31 11,5	0,06 13,4	0,61	0,51	0,43	0,22	0,46	0,32	0,77	1,71	0,9	0,82	0,21 13,7	0,85	0,39 16,3
Al2O3	16,09	15,54	4	2	16,82	13,73	14,53	13,48	14,13	13,82	19,2	14,18	19,47	18,85	4	18,99	9
Fe2O3	4,24	2,57	5,66	0,74	5,64	1,75	3,21	2,24	3,48	2,43	7,28	14,21	7,74	8,31	2,03	7,74	3,98
MnO	0,04	0,03	0,05	0,01	0,1	0,05	0,06	0,04	0,06	0,04	0,11	0,23	0,13	0,09	0,02	0,09	0,08
MgO	1,18	0,53	0,24	0,08	2,79	0,35	0,84	0,35	0,83	0,45	2,52	8,1	2,45	2,69	0,36	2,36	1,76
CaO	3,67	1,79	0,16	1,14	4,68	0,91	2,32	1,6	1,85	1,69	6,18	7,6	3,17	5,15	0,31	3,86	4,08
Na2O	3,67	3,2	0,84	2,75	3,91	2,52	3,36	3	3,2	3,31	4,48	2	3,08	4,41	3,39	4,63	3,86
K2O	2,91	3,23	7,96	4,99	2,72	6,86	4	4,97	4,49	4,74	2,09	0,96	3,48	1,68	4,88	2,62	2,11
P2O5	0,18	0,07	0,03	0,03	0,23	0,11	0,16	0,1	0,16	0,1	0,34	0,28	0,26	0,37	0,05	0,29	0,14
Ba	1582	2023	2165	1344	997	715	631	1108	783	909	2150	365	2009	1372	583	1540	537
Rb	93	95	198	132	89	341	232	139	226	140	88	33	123	49	230	119	66
Sr	611	457	403	405	690	120	198	275	199	220	1677	316	619	1200	153	1007	384
Zr	234	126	143	54	157	303	164	172	211	200	143	179	286	302	145	291	101
Nb	6	3	7	2	8	38	14	5	15	14	6	10	11	7	9	11	6
Ni	15	10	4	4	42	10	14	10	18	8	24	174	12	22	5	18	18
Co	10	6	6	5	18	3	8	7	8	6	17	41	17	17	3	13	11
Zn	63	49	26	13	70	40	54	34	60	33	77	133	87	110	28	74	44
Cr	33	19	7	4	46	7	17	8	14	6	34	275	25	19	8	19	15
La	52,94 101,4	25,63	8,82 38,7	9,03 15,6	65,4 125,5	106,7 226,5	218,6 390,3	96,4 186,6	81,9	49,87 101,5	40,74	51	68,94 137,8	48,7	17,2 41,4	49,21 109,9	5 38,3
Ce	1	47,24	2	8	9	8	2	5	130,5	4	87,91	79,28	8	95,29	6	1	5
Pr	11,18	5,12	1,8	1,45	14,18	26,7	46,21	22,09	19,1	13,01	11,58	12,48	18,04	11,92	4,16	13,71	4,48
Nd	35,7	16	4,62	3,99	46,2	91,7	154,5	75,2	63,1	48,09	43,7	49,2	63,5	44,4	13,3	48,6	16,2
Sm	4,49	1,78	0,61	0,54	7,36	19,25	25,61	13,41	11,28	9,8	7,42	8,82	10,31	7,98	2,24	8,29	3,02
Eu	1,39	0,79	0,31	0,42	1,52	2,04	3,69	1,76	1,5	1,43	2,02	2,43	2,34	2,03	0,32	1,93	0,8
Gd	2,57	1,05	0,41	0,41	5,1	16,3	20,83	9,69	8,65	9,23	6,25	8,43	8,11	5,63	1,78	6,75	2,85
Dy	1,34	0,63	0,37	0,36	4,67	18,14	16,1	6,3	6,56	8,99	4,45	6,36	6,2	4,25	2,18	5,71	2,52
Ho	0,27	0,11	0,05	0,06	0,96	3,74	3,27	1,15	1,29	1,8	0,83	1,23	1,18	0,83	0,45	1,14	0,5
Er	0,59	0,26	0,16	0,17	2,91	11,28	9,65	2,12	3,56	4,73	2,01	3,09	2,89	2,41	1,35	3,02	1,39

Yb	0,77	0,33	0,26	0,22	2,58	10,22	10,81	2,22	2,68	4,32	1,56	2,58	2,59	1,93	1,56	2,79	1,38
Lu	0,15	0,06	0,04	0,04	0,39	1,46	1,96	0,36	0,42	0,61	0,23	0,39	0,41	0,31	0,25	0,43	0,23
Y	6	4	2	2	29	115	123	35	43	60	30	42	36	24	14	38	19
Eu/Eu* (La/Yb)	1,26	1,78	1,91	2,74	0,76	0,35	0,49	0,47	0,47	0,46	0,91	0,87	0,79	0,93	0,49	0,79	0,84
N	45,97	51,94	8	5	16,95	6,98	13,52	29,04	20,44	7,72	17,46	13,22	17,80	16,87	7,39	11,79	9,18
ΣETR	212,8	99,0	56,2	32,4	276,9	534,1	901,6	417,4	330,5	253,4	208,7	225,3	322,4	225,7	86,3	251,5	90,7
	205,7		54,5	30,6	258,7	470,9	835,2	393,7	305,8	222,3	191,3	200,7	298,6	208,2	78,3	229,7	
ΣETRL	2	95,77	7	9	3	3	4	5	8	1	5	8	7	9	9	2	81
ΣETRP	5,69	2,44	1,29	1,26	16,61	61,14	62,62	21,84	23,16	29,68	15,33	22,08	21,38	15,36	7,57	19,84	8,87

Dados obtidos por ICP, no Royal Holloway College , University of London.

Amostra	MG-R- 141BIII	MG- R- 32bIX	MG- R- 60b	MG- R- 63bl	MG- R- 63bII	MG- R- 63bV	MG- R- 69bII	MG- R- 71bl	MG- R- 114bl	MG- R39el	MG- R- 72bl	MG-R-03bl	MG- R- 03bII	MG- R- 120bl	MG- R- 52bII	MG- R-92e	MG- R- 44bIII
Unidade	Granitóide Paraurai											Granitóide Malhoquinha					
SiO2	74,05	73,33	66,35	58,46	66,43	66,15	72,86	73,57	74,35	74	71,43	76,5	76,81	75,66	78,08	78,55	74,5
TiO2	0,13	0,27	0,49	0,86	0,5	0,46	0,21	0,22	0,29	0,17	0,34	0,11	0,19	0,23	0,1	0,2	0,03
Al2O3	13,99	14,07	15,72	15,94	15,71	15,44	14,6	14,98	13,8	13,43	13,18	12,11	11,99	13,07	12,04	12,08	13,33
Fe2O3	1,15	2,25	4,34	7,24	4,32	4,05	1,95	1,52	1,93	1,92	2,69	1,75	2,57	2,1	0,9	1,58	0,9
MnO	0,02	0,04	0,07	0,15	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,03	0,03	0,06	0,01	0,02	0,04
MgO	0,21	0,53	1,98	3,52	1,58	1,65	0,52	0,44	0,37	0,44	0,59	0,07	0,1	0,25	0,09	0,29	0,1
CaO	0,25	1,89	3,3	4,7	4,02	3,53	1,79	1,35	1,3	0,1	1,5	0,58	0,22	0,84	0,11	0,02	0,12
Na2O	3,86	4,34	4,15	3,38	4,17	3,92	3,84	3,77	3,16	2,03	3,01	3,8	2,56	2,92	3,42	0,07	3,23
K2O	4,86	3,23	2,1	4,54	2,08	2,42	3,35	3,55	4,92	3,86	4,98	4,64	5,26	4,56	4,55	5,76	5,42
P2O5	0,06	0,1	0,15	0,24	0,16	0,15	0,1	0,1	0,1	0,03	0,1	0,02	0,02	2,1	0,02	0,05	0,02
Ba	490	698	526	1248	533	658	431	455	412	471	1028	177	387	371	100	471	319
Rb	139	118	56	101	60	65	156	204	212	218	153	274	321	349	190	441	180
Sr	132	334	458	374	431	447	243	236	144	123	239	23	33	80	35	26	90
Zr	188	110	173	114	138	152	87	97	132	88	157	162	286	174	110	169	57
Nb	9	7	8	12	8	7	9	9	10	23	10	21	23	28	25	15	8
Ni	7	6	23	45	21	24	8	8	9	7	5	5	6	7	3	3	2
Co	2	5	12	20	13	13	6	4	4	17	6	2	2	4	1	2	4
Zn	17	37	57	92	53	51	37	40	36	74	42	114	64	37	13	34	19
Cr	6	9	26	36	22	23	9	9	10	5	5	4	5	6	4	10	5
La	56,2	25,43	27,61	24,15	27,4	71,61	20,79	21,42	34,8	23,1	55,75	42,76	12,56	71,8	42,63	53,76	6,8
Ce	104,38	54,2	58,95	68,62	56,91	141,05	44,04	44,36	74,2	45,08	113,28	96,46	33,84	144,7	86,84	102,51	17,1
Pr	11,01	6,18	6,46	10,02	6,52	14,25	5,07	5,15	8,4	4,5	12,52	11,44	3,28	17,39	8,95	12,4	1,72
Nd	33,6	21,6	22,57	42	23,31	42,74	17,85	18,16	27,2	14,5	41,26	41,5	11,5	58,5	26,56	41,9	6,7
Sm	5,24	3,73	3,75	8,28	3,99	5,09	3,53	3,56	5,33	2,52	6,54	8,78	2,58	12,28	4,25	6,82	1,94
Eu	0,72	0,73	0,94	1,38	0,98	1,01	0,68	0,65	0,78	0,56	1,2	0,46	0,43	0,81	0,24	0,54	0,19
Gd	3,5	3,06	3,09	7,17	3,33	3,48	3,3	3,45	4,14	2,42	5,1	8,96	2,8	10,27	3,17	4,96	2,47
Dy	3,13	2,56	2,51	5,98	2,69	2,59	3,02	2,97	4,03	2,67	4,24	10,19	4,02	10,77	3,3	3,78	3,23
Ho	0,66	0,49	0,48	1,18	0,51	0,5	0,59	0,59	0,8	0,58	0,84	2,15	0,91	2,28	0,69	0,71	0,67
Er	2,09	1,28	1,23	3,06	1,32	1,13	1,58	1,55	2,55	1,72	2,12	6,21	2,96	6,62	2,01	1,77	1,98
Yb	2,05	1,25	1,24	2,85	1,32	1,14	1,65	1,5	2,33	2,21	2,05	6,34	3,48	6,69	2,59	1,87	2,15
Lu	0,33	0,19	0,2	0,43	0,21	0,18	0,26	0,24	0,36	0,41	0,31	1,01	0,6	1	0,42	0,3	0,34
Y	24	18	17	39	17	15	17	23	26	23	28	63	31	71	21	16	20
Eu/Eu*	0,52	0,66	0,85	0,55	0,83	0,74	0,61	0,57	0,51	0,70	0,64	0,16	0,49	0,22	0,20	0,29	0,27
(La/Yb)N	18,33	13,60	14,89	5,67	13,88	42,00	8,43	9,55	9,99	6,99	18,19	4,51	2,41	7,18	11,01	19,22	2,11
ΣETR	222,9	120,7	129,0	175,1	128,5	284,8	102,4	103,6	164,9	100,3	245,2	236,3	79,0	343,1	181,7	231,3	45,3
ΣETRL	210,43	111,14	119,34	153,07	118,13	274,74	91,28	92,65	149,93	89,7	229,35	200,94	63,76	304,67	169,23	217,39	34,26
ΣETRP	11,76	8,83	8,75	20,67	9,38	9,02	10,4	10,3	14,21	10,01	14,66	34,86	14,77	37,63	12,18	13,39	10,84

Dados obtidos por ICP, no Royal Holloway College , University of London.

Amostra	MG-R-99el	MG-R-100bl	MG-R-99ell	MG-R-104e	MG-R-84b	MG-R-85b	MG-R-86b
Unidade	Formação Jardim				Formação Salustiano		
SiO ₂	76,13	76,13	72,25	70,62	76,14	79,74	79,28
TiO ₂	0,16	0,18	0,19	0,22	0,3	0,34	0,33
Al ₂ O ₃	13,36	12,96	14,33	16,58	12,29	12,04	12,28
Fe ₂ O ₃	1,31	0,99	1,29	0,87	4,74	1,59	1,24
MnO	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
MgO	0,1	0,09	0,07	0,34	0,34	0,22	0,19
CaO	0,49	0,16	0,02	0,42	0,06	0,01	0,01
Na ₂ O	3,38	1,87	0,15	1,58	0,03	0,05	0,03
K ₂ O	5,06	6,15	5,24	5,48	1,96	3,17	2,4
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,02	0,06	0,05	0,03	0,03
Ba	1250	1451	1276	1927	302	403	305
Rb	142	164	157	183	138	202	146
Sr	121	102	85	143	15	10	10
Zr	183	192	159	216	353	338	322
Nb	9	10	10	17	17	20	20
Ni	1	3	3	6	4	0	1
Co	2	2	2	2	3	1	0
Zn	18	22	28	15	25	22	15
Cr	4	3	2	4	5	5	5
La	52,06	38,43	18,9	78,12	31,92	20,47	40,95
Ce	97,36	66,65	31,16	131,58	72,51	45,14	96,86
Pr	11,85	7,51	3,35	16,84	8,91	5,23	10,51
Nd	37,17	23,31	10,29	50,71	32,44	18,06	38,22
Sm	5,86	3,53	1,59	7,78	5,64	3,17	7,55
Eu	1,09	0,65	0,29	1,02	0,94	0,54	1,21
Gd	4,36	2,69	1,31	5,78	5,31	2,91	6,46
Dy	3,46	2,26	1,2	6,16	5,89	3,69	6,69
Ho	0,64	0,45	0,25	1,33	1,3	0,81	1,43
Er	1,56	1,2	0,73	3,84	3,8	2,42	4,02
Yb	1,68	1,35	0,93	4,47	4,28	2,98	4,41
Lu	0,27	0,23	0,17	0,74	0,73	0,51	0,71
Y	17	11	6	18	40	26	40
Eu/Eu*	0,66	0,65	0,62	0,47	0,53	0,55	0,53
(La/Yb) _N	20,72	19,04	13,59	11,69	4,99	4,59	6,21
ΣETR	217,36	148,26	70,17	308,37	173,67	105,93	219,02
ΣETRL	204,3	139,43	65,29	285,03	151,42	92,07	194,09
ΣETRP	11,97	8,18	4,59	22,32	21,31	13,32	23,72

Dados obtidos por ICP, no Royal Holloway College , University of London.