UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL NAS ROCHAS
VULCÂNICAS E PLUTÔNICAS PALEOPROTEROZOICAS NA
PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS (PA)**

Carlos Mario Echeverri Misas

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani.

TESE DE DOUTORAMENTO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

2015

Versão Corrigida

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

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

Echeverri Misas, Carlos Mario

Geologia e alteração hidrotermal nas rochas
vulcânicas e plutônicas paleoproterozoicas na
porção sul da Província mineral de Tapajós (PA) /
Carlos Mario Echeverri Misas. - São Paulo, 2014.

190 p. : il. + anexos

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Juliani, Caetano

1. Geologia 2. Alteração hidrotermal 3. Rochas
vulcânicas 4. Rochas plutônicas 5.
Paleoproterozoico I. Título

AGRADECIMENTOS

Sendo coerente pelo expressado nos agradecimentos do meu trabalho de mestrado, eu estou e estarei imensamente agradecido com o Brasil por ter me oferecido também a possibilidade de realizar este doutorado. O Brasil, para mim, sempre será um bom porto de chegada para muitos estrangeiros, que como eu, procurarmos uma oportunidade de nos preparar academicamente.

Quero expressar a minha imensa e eterna gratidão ao professor e amigo Dr. Caetano Juliani, pela sua orientação, disposição e paciência durante todo o caminho que estou percorrendo aqui no Brasil, muito obrigado Professor Caetano.

O autor agradece ainda ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica pela oportunidade de desenvolver esse doutorado, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de doutorado, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico e ao Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação do Brasil pelo suporte financeiro dessa pesquisa, feito por intermédio dos projetos Modelagem genética do depósito de Au-(Cu) do Palito e sua relação com as mineralizações do tipo pórfiro e epitermais associadas ao magmatismo ácido paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós (CT-Mineral - MCT/CNPq, Proc. 505.851/2004-0), Petrogênese e Metalogênese da LIP (*Large Igneous Province*) Uatumã, Cratón Amazônico (CT-Mineral –MCT/CNPq, Proc. 550.342/2011-7) e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia Geociências da Amazônia (INCT-GEOCIAM): Magmatismo, evolução crustal e metalogênese da Amazônia (MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRAS, Proc. 573733/2008-2).

Sou muito agradecido com a professora Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro, pelas sugestões durante a redação de *abstracts* e resumos para participar de simpósios e congressos, bem como para me ajudar nos esclarecimentos das dúvidas. Aos professores Doutores do Instituto de Geociências Gergely Andrés Julio Szabó, Silvio Roberto Farias Vlach, Johann Hans Daniel Schorscher pela ajuda com as lembranças e dicas durante o período de estudos petrográficos, ao professor Doutor Wilson Teixeira, pela ajuda durante o tratamento dos dados das análises de Sm-Nd. Também meus agradecimentos para o Professor Doutor Daniel Atencio, pela sua grande ajuda na interpretação dos dados de MEV. Faltariam os agradecimentos para o amigo e colega, o professor Doutor, Carlos Marcello Dias Fernandes, quem sempre está prestes para me ajudar e me animar durante esta fase do doutorado.

Aos funcionários do Instituto de Geociências, Magali Poli Fernandes Rizzo, Leonardo José Cappucci, Katherine Kutsumbos Hummel, Tadeu Caggiano, Marcos Monsueto, Flávio Machado de Souza Carvalho, Angélica Dolores de Mello Morente, José Paulo Sertec, Vasco Antônio Pereira, o pessoal dos Laboratórios de Química, do CPGeo, do LTA, e Laminação. Perdoam-me se eu esqueço algum nome, já que a lista deles é comprida, mas todos ficam dentro da minha memória e coração. Aos funcionários da Biblioteca do IGc, sempre prestativos em me ajudar, muito obrigado. Ao pessoal das áreas administrativas, a funcionária Solange Moni pela sua valiosa ajuda durante os preparativos para eu poder assistir aos diferentes congressos.

Quero manifestar a minha gratidão as minhas colegas, Claudia Tokashiki e Thaís Hyppolito, e ao meu colega Vinícius Tieppo Meira, por sempre estar aí, me ajudando e prestes durante todo este tempo, nos momentos bons e ruins, muito obrigado mesmo. Também fico agradecido com os meus colegas de pesquisa, mestre Bruno Lagler, Dr. Matteo Roverato, mestres Soraya Damasceno, Ângela Veloso, Alexandra Aguja, Tábata Hoeger, Carlos Mazoca, Natali Barbosa, assim como aos professores Dr. Cleyton Carneiro e Lucene Martins, e aos colegas Ivan Pereira Marques e Yohana Villafañez. Do mesmo modo quero agradecer ao professor Doutor Andrés Bustamante Londoño pela sua grande ajuda durante parte deste processo, obrigado Andrés.

À minha esposa, geóloga Adriana Menezes, pelo seu amor, paciência e a sua grande bondade; uma ótima parceira, um anjo. À família da minha esposa, quem me acolheram com muita bondade e amor, muito obrigado.

Este esforço e o fruto dele são dedicados à memória do meu pai, assim como a toda minha família; mãe, irmãos, tios, tias, primos, e sobrinhos (as) lá na Colômbia e no estrangeiro, eles sempre me acompanham e desejam tudo de bom para mim.

Nesta travessia não foram poucas as pessoas que me ajudaram, e embora não lembre incluí-las na lista, sempre estarão presentes no meu coração.

RESUMO

Na Província Mineral do Tapajós, o evento *sensu lato* Uatumã representa um conjunto de arcos magmáticos continentais paleoproterozoicos formados em um intervalo entre 2,1 Ga e 1,86 Ga. Nesse contexto, litotipos diversos sub-vulcânicos e vulcânicos se associam e hospedam mineralizações dos tipos pórfiro e epitermal (*high*-, *intermediate*- e *low-sulfidation*) contendo metais preciosos (Au e Ag) e de base (Cu, Pb, Zn e Mo). O contexto geológico e evolução metalogenética de três depósitos magmático-hidrotermais localizados na região sudoeste do Estado do Pará (depósitos do Palito, V3 ou Botica e V6 ou Chapéu do Sol) foram integrados a estudos petrogenéticos de rochas plutônicas, incluindo monzogranitos pertencentes à Suíte Intrusiva Creporizão e sienogranitos associados à Suíte Intrusiva Maloquinha, e rochas vulcânicas, subvulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na região de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos, extremo sudoeste paraense. O depósito tipo pórfiro de Au–(Cu) do Palito é hospedado no granito homônimo (ca. 1,883 Ga), que é caracterizado por textura porfirítica e é intrusivo no contato entre o Granito Rio Novo e o Granodiorito Fofuquinha. O Granito Palito apresenta afinidades geoquímicas semelhantes às encontradas em granitos tardi- a pós-colisionais, relacionados às fases tardias do evento Parauari, e representa o termo mais evoluído dentro de uma série magmática única, também formada pelas unidades Granito Rio Novo e o Granodiorito Fofuquinha. Diferentes estágios de alteração hidrotermal são reconhecidos no Granito Palito e nas suas encaixantes, com predominância de metassomatismo potássico, propilitização e a alteração sericítica, em estilos pervasivo, pervasivo seletivo a fissural. A mineralização de Au–(Cu) é principalmente associada às zonas de alteração sericítica, com corpos de minério representados por veios e vênulas de quartzo e sulfetos e de sulfetos cisalhados. Esses corpos apresentam controle estrutural de direção NW–SE e E–W. Os minerais de minério também ocorrem disseminados no Granito Palito e o conteúdo de ouro apresenta correlação positiva com os teores de cobre. A calcopirita é o principal sulfeto constituinte do minério e associa-se ao ouro, pirita, galena, pirrotita, *electrum* e sulfossais de bismuto, teluretos e selenetos. Análises de isótopos de oxigênio em minerais constituintes das zonas de alteração hidrotermal, incluindo quartzo, feldspato potássico, sericita, clorita e calcita, e dos veios mineralizados, indicam fluidos de origem magmática. Os valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfetos}}$ de calcopirita dos veios mineralizados variam de +1,2 a +3,6 ‰, corroborando com a hipótese de fonte magmática também para o enxofre. Estudos de microtermometria em inclusões fluidas hospedadas em quartzo indicam uma fase inicial de exsolução de fluidos com salinidades baixas (0,6 a 1,5% wt. NaCl_{eq.}) e altas temperaturas (429 a 462 °C) durante o estágio de alteração potássica, seguida de estágios de

boiling e mistura de fluidos de salinidade variável (0,3 a > 28,8% NaCl_{eq.}) e temperaturas de homogeneização entre 100 a > 400 °C. Essas características são semelhantes às observadas em pórfiros cenozoicos de arcos magmáticos continentais e insulares. Por sua vez, as mineralizações *high-sulfidation* do depósito V3 ou Botica são hospedadas em brechas hidrotermais em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri, associadas a caldeiras vulcânicas, intrudidas por *stocks* graníticos epizonais de idade entre 1,89 a 1,87 Ga. Eventos de alteração hidrotermal originados pelos corpos graníticos ocorreram em um intervalo entre 1,869 a 1,846 Ga (⁴⁰Ar/³⁹Ar em alunita). Esses eventos formaram tipos e estilos diferentes de alteração, incluindo silicificação, alteração argílica avançada com presença de alunita e pirofilita, propilitização e alteração sericítica, nos estilos pervasivo e fissural. A mineralização aurífera se associa com a zona de alteração argílica avançada com alunita, quartzo e presença de enargita-luzonita e covelita. Análises de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfetos}}$) em amostras de alunita e pirita também indicam fonte magmática para o enxofre. As composições isotópicas de isótopos de hidrogênio ($\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) calculadas para os fluidos em equilíbrio com alunita da zona de alteração hidrotermal sugerem uma fonte magmática predominante com menor contribuição meteórica para os fluidos hidrotermais responsáveis pela formação da alunita. Já a mineralização *low-sulfidation* e do tipo pórfiro de Cu–Mo–(Au) do depósito V6 ou Chapéu do Sol se associa a duas sequências de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas a intermediárias, *stocks* de pórfiros riolíticos, diques, brechas de conduto, ignimbritos, tufos e rochas epiclásticas. A alteração hidrotermal desse sistema *low-sulfidation* e do tipo pórfiro inclui metassomatismo sódico e potássico, propilitização, sericitização, argilização e silicificação. A mineralização é de caráter polimetálico com presença de pirita, calcopirita, molibdenita, ouro e esfalerita que ocorrem disseminados e também em veios e vênulas. O ouro associa-se principalmente à alteração sericítica com adulária e em zonas silicificadas. As rochas hospedeiras das mineralizações foram formadas durante dois eventos magmáticos: o primeiro, de idade entre 1,990 – 1,971 Ma, se relaciona à colocação de monzogranitos, riolitos e pórfiros pertencentes à sequência inferior. Por outro lado, o segundo evento magmático ocorreu no período entre 1,880 – 1,860 Ma, permitindo a colocação de pórfiros, andesitos, rochas vulcanoclásticas e diques de dacito da sequência superior. Análises geoquímicas indicam para estas rochas uma filiação geoquímica com séries cálcio-alcálinas de alto potássio e variações shoshoníticas, semelhante às rochas sin- a pós-colisionais desenvolvidas em ambientes de arco vulcânico continental maturo. Na região sudoeste do Estado do Pará, em áreas circunvizinhas dos povoados de Castelo dos Sonhos e Novo Progresso, afloram rochas plutônicas, vulcânicas, subvulcânicas e

vulcanoclásticas, além de rochas epiclásticas. Dentre os litotipos plutônicos, destacam-se os monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato granitos das Suítes Intrusivas Creporizão, Maloquinha e Teles Pires, respectivamente. As rochas vulcânicas, subvulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri incluem andesitos, riolitos, pórfiros graníticos, ignimbritos e tufos. De maneira geral, as rochas estudadas apresentam assinaturas geoquímicas de séries cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas de alto potássio e caráter levemente metaluminoso a peraluminoso. Os monzogranitos da Suíte Intrusiva Creporizão são magnesianos, álcali-cálcicos e metaluminosos, e possuem afinidades com granitoides de arco magmático. Os sienogranitos e os álcali-feldspato granitos das Suítes Intrusivas Maloquinha e Teles Pires, respectivamente, possuem assinaturas de rochas ricas em Fe (*ferroan*), variando de cálcio-alcalinas a levemente alcalinas e caráter peraluminoso. As rochas vulcânicas, subvulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri também possuem assinaturas variando de cálcio-alcalina a alcalina, tendendo à série shoshonítica. As assinaturas geoquímicas das rochas das Suítes Intrusivas Maloquinha e Teles Pires e do Grupo Iriri na região estudada corroboram com a interpretação desses eventos magmáticos como relacionados a processos pós-colisionais a tardios na evolução do evento Uatumã. Dados isotópicos de Sm-Nd de um conjunto representativo de amostras da região indicam valores de ϵ_{Nd} negativos, sugerindo fontes crustais mais antigas para as rochas estudadas, incluindo rochas arqueanas. Os dados isotópicos obtidos nessa tese, em conjunto com os dados geofísicos de magnetometria indicam que as estruturas E-W reconhecidas no embasamento arqueano da Província Mineral do Carajás se estendem para oeste, nas áreas da Província Mineral do Tapajós. As rochas hospedeiras das mineralizações magmático-hidrotermais e da região de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos formaram-se em arcos continentais com possível participação de crosta arqueana na formação dos magmas. Nesse contexto, a Província Mineral do Tapajós apresenta notável potencial para ocorrência de depósitos de ouro e metais base dos tipos pórfiro e epitermal *high*, *intermediate* e *low sulfidation*, que distinguem-se por seu grau de preservação em terrenos paleoproterozoicos.

ABSTRACT

In the Tapajós Mineral Province, the *lato sensu* Uatumã event encompasses a set of Paleoproterozoic continental magmatic arcs formed in a range between 2.1 and 1.86 Ga. In this context, several sub-volcanic and volcanic rock types host porphyry and epithermal types (high-, intermediate- and low-sulfidation) mineralization containing precious metals (Au and Ag) and base (Cu, Pb, Zn and Mo). The geological setting and metallogenic evolution of three magmatic-hydrothermal deposits located in the southwestern region of the Pará State (Palito, V3 or Botica, and V6 and Chapéu do Sol) were integrated with petrogenetic studies of plutonic rocks, including monzogranites belonging to the Creporizão Intrusive Suite and syenogranites of the Maloquinha Intrusive Suite, as well as volcanic, volcanoclastic and subvolcanic rocks of the Iri Group in the region of Novo Progresso and Castelo dos Sonhos, extreme southwest of the Pará State. The Palito porphyry Au-(Cu) deposit is hosted by the homonym granite (ca. 1.883 Ga), which is characterized by porphyritic texture and intrudes the Rio Novo granite and the Fofuquinha Granodiorite. The Palito Granite has similar geochemical affinities to those of tardi- post-collisional granite, related to the late stages of the Parauari event. This granite is the most evolved term within a single magmatic series, also formed by the Rio Novo granite and the Fofuquinha Granodiorite. Different hydrothermal alteration stages are recognized in the Palito Granite and other host rocks, with predominance of potassium metasomatism, and propylitic and sericitic alteration in pervasive, selective pervasive and the fissural styles. The Au-(Cu) mineralization is mainly associated with sericitic alteration zones. Ore bodies are mainly represented by quartz-sulfides and sulphide veins and veinlets that are structurally controlled by NW-SE and EW trending faults. Ore minerals also occur disseminated in the Palito Granite, where gold and copper contents are positively correlated. Chalcopyrite is the main sulfide in ore and occurs associated with gold and subordinate pyrite, galena, pyrrhotite, electrum, bismuth sulphosalts, tellurides, and selenides. Oxygen isotope analysis in minerals from the hydrothermal alteration zones, including quartz, K-feldspar, sericite, chlorite and calcite, as well as mineralized veins, indicate magmatic origin for the hydrothermal fluids. The $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfide}}$ values of chalcopyrite from mineralized veins range from +1.2 to +3.6‰, indicating also a magmatic sulphur source. Microthermometry studies in fluid inclusions hosted in quartz indicate initial exsolution of fluids with low salinity (0.6 to 1.5 wt%. NaCl_{eq}) and high temperatures (429 to 462 °C) associated with the potassium metasomatism, followed by boiling and mixing with fluids of variable salinity (0.3 to > 28.8% NaCl_{eq}) and homogenization temperatures between

100 to > 400 °C. These characteristics are similar to those typical of Cenozoic porphyry deposits in continental and island magmatic arcs. In turn, the V3 (or Botica) high-sulfidation gold deposit is hosted by hydrothermal breccias in volcanic and volcanoclastic rocks of the Iriri Group, which are associated with volcanic calderas and intruded by 1.89 to 1.87 Ga epizonal granitic stocks. Hydrothermal alteration events originated from the granitic bodies and took place between 1.869 Ga to 1.846 Ga ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in alunite). Different types and styles of hydrothermal alteration include silicification, advanced argillic, propylitic and sericitic alteration in pervasive and fissural styles. Gold mineralization is associated with advanced argillic alteration zone with alunite, pyrophyllite, quartz, and subordinate enargite-luzonite and covellite. Analysis of sulfur isotopes ($\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfide}}$) in samples of alunite and pyrite also indicate magmatic source for sulfur. The calculated isotopic compositions of hydrogen ($\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) for the fluids in equilibrium with the hydrothermal alunite suggest a predominant magmatic source with less contribution to the meteoric hydrothermal fluids, which were responsible for the alunite formation. The V6 (or Chapéu do Sol) low-sulfidation and porphyry type Cu-Mo-(Au) deposit is associated with two sequences of felsic to intermediate volcanic and volcanoclastic rocks, rhyolite porphyry stocks, dykes, conduit breccias, ignimbrites, tuffs and epiclastic rocks. The hydrothermal alteration of the low-sulfidation and porphyry system includes sodium and potassium metasomatism, silicification and propylitic, sericitic, and argillic alteration. The ore is polymetallic and comprises pyrite, chalcopyrite, molybdenite, sphalerite, and gold, which occur disseminated and confined in veins and veinlets. Gold is associated mainly to the sericitic alteration with adularia and silicified zones. The host rocks of mineralization were formed in two magmatic events. The first event (1.990 to 1.971 Ma) was related to the emplacement of monzogranites, rhyolites and porphyry belonging to the lower sequence. On the other hand, the second magmatic event occurred between 1.880 to 1.860 Ma, allowing the emplacement of porphyry, andesite, dacite volcanoclastic rocks of the upper sequence. Geochemical analysis for these rocks indicates affinity with rocks from the high K and shoshonitic calc-alkaline series, similar to those of syn- to post-collisional granites formed in continental magmatic arc. In the southwestern region of the Pará State, in areas surrounding the villages of Castelo dos Sonhos and Novo Progresso, plutonic, subvolcanic, volcanic, volcanoclastic and epiclastic rocks have been recognized. Among the plutonic rock types, are highlighted the monzogranites, syenogranites and alkali-feldspar granites attributed to the Creporizão, Maloquinha and Teles Pires intrusive suites, respectively. Volcanic, volcanoclastic and subvolcanic rocks of the Iriri Group include andesites, rhyolites, granite porphyry, ignimbrites and tuffs. In general, the studied rocks

display geochemical signatures of the calc-alkaline to high K alkali-calcic series and show slightly metaluminous to peraluminous character. The monzogranites of the Creporizão Intrusive Suite are magnesium, alkali-calcic, and metaluminous, and have affinities with magmatic arc granitoids. The syenogranites and alkali-feldspar granites of the Maloquinha and Teles Pires intrusive suites, respectively, have signatures of ferroan rocks, ranging from calc-alkaline to slightly alkaline and peraluminous. Volcanic, volcanoclastic and subvolcanic rocks of the Iriri Group are also calc-alkaline to alkaline, tending to the shoshonitic series. The geochemical signatures of the Maloquinha, Teles Pires and Iriri Group rocks corroborate the interpretation of these magmatic events were related to post-collisional processes in the evolution of the late Uatumã event. Sm-Nd isotopic data of a representative set of samples from the region indicate negative ϵ_{Nd} values, suggesting older crustal sources for the rocks studied, possibly Archean in age. The isotopic data obtained in this thesis, together with geophysical magnetometry data, indicate that the E-W-trending structures recognized in the Archean basement of the Carajás Mineral Province extend westward in the areas of the Tapajós Mineral Province. The host rocks of magmatic-hydrothermal deposits, and those of the Novo Progresso and Castelo dos Sonhos region have been formed in continental arcs with possible participation of Archean crust for the formation of magmas. In this context, the Tapajós Mineral Province has remarkable potential for the occurrence of gold and base metal mineralization associated with clustered porphyry and high, intermediate, and low sulfidation systems, which are distinguished by their degree of preservation in Paleoproterozoic terrains.

Sumário

INTRODUÇÃO	iv
ESTRUTURA DA TESE	3
1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	4
2 OBJETIVOS	4
3 MÉTODOS E PLANO DE TRABALHO	5
4 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA	8
4.1 Geologia da Província Mineral do Tapajós	8
4.1.1 Grupo Jacareacanga	10
4.1.2 Complexo Cuiú-Cuiú	11
4.1.3 Formação Vila Riozinho	12
4.1.4 Suíte Intrusiva Creporizão	13
4.1.5 Tonalito Rio das Tropas	17
4.1.6 Formações Abacaxis e Sequeiro	17
4.1.7 Suíte Intrusiva Parauari	17
4.1.8 Suíte Intrusiva Ingarana	18
4.1.9 Granito Batalha	18
4.1.10 Supergrupo Uatumã	19
4.1.11 Suíte Intrusiva Maloquinha	22
4.1.12 Granitoides Pós-Maloquinha	23
4.1.13 Formação Buiucu	24
4.1.14 Lamprófiro Jamanxim	24
4.1.15 Diabásio Crepori	24
4.1.16 Granito Igarapé Escondido	24
4.1.17 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	25
4.1.18 Rochas Básicas Indiferenciadas	25
4.1.19 Coberturas Fanerozoicas	25

5 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA SOBRE ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS, SISTEMAS MAGMÁTICOS–HIDROTERMAIS DO TIPO PÓRFIRO, EPITERMAIS <i>HIGH</i> E <i>LOW</i> – <i>SULFIDATION</i> , E SISTEMAS DO TIPO <i>GREISEN</i>	26
5.1 Alteração Hidrotermal.....	26
5.2 Tipos de Alteração Hidrotermal.....	27
5.2.1 Metassomatismo alcalino (sódico e potássico)	27
5.2.2 Alteração propilítica	28
5.2.3 Alteração sericítica	30
5.2.4 Alteração argílica	32
5.2.5 Alteração argílica avançada	32
5.2.6 Silicificação	32
5.2.7 Outros tipos de alteração hidrotermal	34
5.3 Estilos da Alteração Hidrotermal	34
5.4 Mineralizações do Tipo Pórfiro	35
5.4.1. Distribuição geográfica global dos depósitos do tipo pórfiro	35
5.4.2 Ambiente geotectônico	36
5.4.3 Aspectos estruturais associados e estilo das mineralizações em sistemas do tipo pórfiro	39
5.4.4 Conteúdo de ouro em sistemas de tipo pórfiro	40
5.5 Depósitos Epitermais – Tipos e Principais Aspectos.....	41
5.5.1 Mineralizações <i>low-sulfidation</i>	43
5.5.2 Mineralizações <i>high-sulfidation</i>	49
5.5.3 Mineralizações <i>intermediate-sulfidation</i>	51
5.5.4 Composição dos fluidos formadores do minério nos sistemas epitermais	52
5.5.5 Deposição dos metais nos sistemas epitermais	54
6 DEPÓSITOS MAGMÁTICOS–HIDROTERMAIS NA REGIÃO SUL DO TAPAJÓS: PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS E GÊNESE	55
6.1 Depósito de Au–(Ag) <i>high-sulfidation</i> , V3 ou Botica Velho	56
6.1.1 Contexto geológico, modo de ocorrência e modelo genético	56

6.1.2 Rochas hospedeiras	58
6.1.3 Sistema hidrotermal.....	59
6.1.4 Geocronologia Ar–Ar.....	63
6.1.5 Fluidos hidrotermais.....	63
6.2 Mineralização de Cu–Mo–(Au) <i>Low-Sulfidation</i> , V6 ou Chapéu do Sol	66
6.2.1 Geologia local	68
6.2.2 Litoquímica	71
6.2.3 Sistema hidrotermal.....	72
6.2.4 Mineralização de Cu–Mo–(Au)	75
6.2.5 Geocronologia.....	76
6.3 Depósito de Au–(Cu) do tipo pórfiro: Mina do Palito	77
6.3.1 Unidades hospedeiras	77
6.3.2 Litoquímica	83
6.3.3 O sistema hidrotermal e a mineralização de Au–(Cu)	84
6.3.4 Fluidos hidrotermais.....	88
6.3.5 Modelo genético.....	91
7 REGIÃO DE NOVO PROGRESSO E CASTELO DOS SONHOS – GEOLOGIA E PETROGRAFIA.....	92
7.1 Geologia Local.....	92
7.2 Petrografia	101
7.2.1 Rochas Plutônicas e subvulcânicas	102
7.2.2 Rochas Vulcânicas	116
7.2.3 Rochas Vulcanoclásticas	121
7.2.4 Rochas hidrotermalizadas.....	128
7.3 Caracterizações de Minerais de Alteração Hidrotermal em MEV.....	129
8 GEOQUÍMICA ELEMENTAL E ISOTÓPICA DOS LITOTIPOS DA REGIÃO DE NOVO PROGRESSO E CASTELO DOS SONHOS, PARÁ	129
8.1 Rochas Plutônicas	133
8.1.1 Elementos Maiores.....	134

8.1.2 Elementos Menores e Terras Raras	136
8.2 Rochas Vulcânicas e Vulcanoclásticas	138
8.2.1 Elementos Maiores.....	138
8.2.2 Elementos Menores e Terras Raras	143
8.3 Afinidade Tectônica e Fontes Magmáticas	143
8.4 Breves Considerações sobre o Hidrotermalismo das Rochas Vulcânicas.....	147
8.5 Geoquímica Isotópica Sm–Nd	147
9 DISCUSSÃO	153
10 CONCLUSÕES	163
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	167

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. <i>Possível zonamento metalogenético para os eventos magmáticos ocorridos entre ~2,0 a 1,88 Ga, que poderiam estar associados a orogêneses oceano-contidente geradas por uma subducção contínua orientada aproximadamente leste-oeste, com variações no ângulo da subducção resultando em deslocamentos aproximadamente sul-norte do arco magmático, que teriam gerado rochas vulcânicas de composições semelhantes com idades distintas (Juliani et al., 2008; 2009).</i>	3
Figura 1.1 <i>Imagem de satélite Google Earth com a localização das áreas estudadas: (1) Chapéu do Sol, na confluência dos rios Tapajós e Jamanxim; (2) V3 (ou Botica Velho), da mineralização high-sulfidation; (3) Pórfiro do Palito e (4) Castelo dos Sonhos/Novo Progresso, nos arredores na BR-163.</i>	5
Figura 4.1. <i>Principais ocorrências de mineralizações magmático-hidrotermais na porção sul do Cráton Amazônico, segundo Giuliani et al. (2013). Províncias geocronológicas segundo Santos et al. (2000).</i>	10
Figura 4.2. <i>Mapa geológico da Província Mineral do Tapajós (Bahía & 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 epitermal high-sulfidation (2), da mineralização epitermal low-sulfidation (3) e da Mina do Palito (4).</i>	12
Figura 4.3. <i>Mapa geológico da Província Mineral do Tapajós. Compilado e adaptado de Almeida et al. (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira et al. (2000), Klein & Vasquez (2000), Vasquez & Klein (2000), com a localização do Granito Batalha (1), da mineralização epitermal high-sulfidation V3 (2), da mineralização epitermal low-sulfidation e do tipo pórfiro do Chapéu do Sol (3) e da Mina do Palito (4).</i>	16
Figura 5.1. (A) <i>Esquema da evolução de um sistema hidrotermal em função da temperatura e das atividades do K^+ e do H^+ (Guilbert & Park, 1985; Burnham & Ohmoto, 1980, modificado de Pirajno, 1992). À medida que o sistema evolui para temperaturas e pressões mais baixas há um progressivo aumento de H^+ e uma evolução progressiva do metassomatismo alcalino para alteração argílica. (B) O</i>	29

metassomatismo alcalino libera H^+ , resultando em diminuição da razão álcalis/ H^+ , com subsequente desestabilização dos feldspatos e micas e cristalização de novas fases minerais que formam as zonas de greisen e de alteração sericitica. O intenso metassomatismo de H^+ deve-se à entrada de água meteórica no sistema, o que provoca aumento do estado de oxidação e maior produção de H^+ . A este processo podem se associar as zonas de alteração argílica e a lixiviação ácida (modificado de Pirajno, 1992).

Figura 5.2. Diagramas representativos das paragêneses dos principais tipos de alteração hidrotermal (Modificado de Pirajno, 1992).

33

Figura 5.3. Distribuição global dos depósitos de tipo pórfiro cuprífero (Sillitoe, 2010).

36

Figura 5.4. Esquema do ambiente tectônico de formação dos depósitos de tipo pórfiro de cobre nos limites convergentes (Richards, 2009).

37

Figura 5.5. Ambientes tectônicos de formação de sistemas pórfiros e seus metais predominantes. 1) subducção em margem continental do tipo andino; 2) subducção em arco de ilha; 3) rift de retro-arco; 4) rift intra-continental; 5) rift relacionado à orógeno colisional. Baseado em Sillitoe (1980, apud Pirajno, 1992).

38

Figura 5.6. Esquema mostrando a relação entre pórfiros de Mo e de Cu com a distância da trincheira e com o tipo de magma em ambiente de margens convergente (Modificado de Westra & Keith, 1981).

38

Figura 5.7. Esquema geológico mostrando as intrusões subvulcânicas rasas, o estrato- vulcão associado e ambiente inferido para formação de depósitos de metais em pórfiros e sistemas epitermais (Modificado de Camprubí & Albinson, 2006).

44

Figura 5.8. Ambientes vulcano-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 falhas de empurrão, (i) magmatismo pós-colisional em rompimento da placa por tectônica compressiva, (j) evento extensional e colapso tectônico seguido por colisão continental (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

46

Figura 5.9. Modelo esquemático dos depósitos epitermais alcalinos (low- e intermediate-sulfidation), com indicação da mineralogia da ganga, dos padrões de alteração e da variação na mineralogia do minério em profundidade (Modificado de Camprubí & Albinson, 2006).

48

Figura 5.10. Distribuição global dos depósitos epitermais (segundo Arribas et al., 2000; em Hedenquist, 2014). A região do Círculo de Fogo do Pacífico concentra o maior número de mineralizações jovens deste tipo, e parcialmente alguns dos denominados depósitos gigantes ou world-class deposits (Sillitoe, 1997).

48

Figura 5.11. Esquema estrutural de um corpo epitermal de high-sulfidation, com base no depósito de Au-Cu em Summitville, Colorado (Stoffregen, 1987). No diagrama da esquerda é mostrado o zoneamento externo das alterações hidrotermais a partir de um corpo mineralizado subvertical ilustrado na direita (Steven and Ratté, 1960).

50

Figura 5.12. Modelo esquemático dos dois principais estágios de evolução dos 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 arrastamento de células de águas meteóricas a profundidade,

55

mistura de fluidos magmático–meteóricos mineralizados, (B2) ascensão de salmouras magmáticas enriquecidas em metais e misturadas com águas meteóricas resfriadas.

Figura 6.1. Imagens aerogeofísicas com a localização de alguns depósitos minerais na porção central do Domínio Tapajós. (A) Composição ternária gamaespectrométrica $R(K) - G(eTh) - B(eU)$ sobreposta ao modelo digital de elevação SRTM/InSAR, com iluminação sintética direcional (azimute solar/elevação de $45^\circ/45^\circ$), onde se evidencia que os depósitos minerais se concentram em áreas com maior abundância de K e/ou eU, coincidentes com regiões atingidas por hidrotermalismo. (B) Amplitude do Sinal Analítico do Campo Magnético Anômalo evidencia que os mesmos depósitos se posicionariam em regiões com médio a baixos gradientes magnetométricos, sugerindo efeitos de desmagnetização causada por alteração hidrotermal (Juliani et al. 2014).

57

Figura 6.2. Depósitos minerais na área de confluência dos rios Tapajós e Jamanxim sobrepostos ao modelo digital de elevação SRTM/InSAR com sombreamento sintético direcional (azimute solar/elevação de $45^\circ/45^\circ$).

58

Figura 6.3. Mapa geológico da área da mineralização aurífera high-sulfidation (Juliani et al., 2005), onde se localiza a estrutura vulcânica hospedeira indicada pela seta. (A)-(B) Perfil geológico esquemático apresentado na Figura 6.5.

59

Figura 6.4. Principais fases de alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas hospedeiras da mineralização high-sulfidation com base em Nunes (2001), Juliani (2002), Picolini (2004) e Juliani et al. (2005).

60

Figura 6.5. Perfil geológico esquemático das zonas de alteração hidrotermal na mineralização aurífera high-sulfidation descrita Juliani et al. (2005) na Província Mineral do Tapajós. As imagens também mostram os principais litotipos e alguns dos minerais característicos. (Extraído de Juliani et al., 2014).

64

Figura 6.6. Diagramas dos espectros das idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de amostras de alunita da mineralização aurífera high-sulfidation V3. Os plateaus de sete dos espectros variam entre $1.869 \pm 2 \text{ Ma}$ e $1.846 \pm 2 \text{ Ma}$ (extraído de Juliani et al., 2005).

65

Figura 6.7. (A) Diagrama dos valores $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$, e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ de alunita da mineralização aurífera high-sulfidation V3, onde estão projetadas as temperaturas estimadas para cristalização de alunita com base nos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4\text{-OH}}$. O polígono representa o campo de valores de $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$, e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ de alunita magmática-hidrotermal em equilíbrio isotópico com um fluido magmático (círculo vermelho) com valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ de 6 ‰, (B) Valores de $\delta^{34}\text{S}$ da alunita e da pirita coexistente de amostras de superfície e de testemunhos de sondagens. As temperaturas foram estimadas a partir das composições isotópicas dos pares alunita-pirita, (C) Valores das composições isotópicas $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ calculadas para o fluido em equilíbrio com diferentes minerais (alunita, pirofilita, caulinita e sericita) da mineralização aurífera high-sulfidation V3, indicando mistura de fluidos magmáticos e meteóricos de baixa latitude. Também são comparadas as características de fluidos em equilíbrio com alunita e outras fases minerais de depósitos high-sulfidation. As composições isotópicas de oxigênio para o fluido em equilíbrio com outras fases minerais da mineralização aurífera high-sulfidation V3 são apresentadas abaixo do gráfico $\delta^{18}\text{O}$ vs δD . PMW = Campo da água magmática primária, MWL = Linha da água meteórica, VW = água vulcânica, T = Tapajós, S = Depósito de Summitville, HSD = outros depósitos high-sulfidation. Fonte dos dados: El Indio (Deyell et al., 2005), Summitville (Bethke et al., 2005) (extraído de Juliani et al., 2014).

67

Figura 6.8. Mapa geológico da área da mineralização low-sulfidation V6 (modificado de Corrêa-Silva, 2002).

69

Figura 6.9. Colunas estratigráficas de dois testemunhos de sondagens com

70

fotografias ilustrativas das rochas: (A) Monzogranito porfirítico do embasamento; (B) Riolito porfirítico da sequência Inferior; (C) Pórfiro riolítico a riolítico da Sequência Inferior; (D) Tufo com fragmentos de cristais da Sequência Superior; (E) Tufo laminado da sequência Superior; (F) Pórfiro riolítico mineralizado em calcopirita, bornita e molibdenita disseminada; (G) Grãos de ouro em concentrado de minerais pesados de tufo riolítico; (H) Alteração sericítica fissural em riolito (H).

Figura 6.10 Diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) mostrando a afinidade tectono-magmática dos granitoides da mineralização V6, onde o círculo aberto corresponde ao Monzogranito A, o círculo fechado corresponde ao Monzogranito B. Granitoides de arco vulcânico (VAG); Granitoides sin-colisionais (syn-COLG); Granitoides intra-placa (WPG); Granitoides de dorsal oceânica (ORG), segundo Aguja-Bocanegra (2013).

Figura 6.11. Classificação geotectônica das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da zona de estudo, segundo os diagramas de Schandl & Gorton (2002). Margens continentais ativas (ACM), Zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), Basaltos intraplaca (WPB), Basaltos de dorsal oceânica (MORB). (Modificado de Aguja-Bocanegra, 2013).

Figura 6.12. Principais fases de alteração hidrotermal nas rochas associadas com a mineralização do tipo low-sulfidation e do tipo pórfiro, pós Corrêa-Silva (2002), Juliani (2002) e Aguja-Bocanegra (2013).

Figura 6.13. Mapa geológico esquemático da região da Mina do Palito (Echeverri-Misas, 2010).

Figura 6.14. Diagramas de Pearce et al. (1984) (A), Harris et al. (1986) (B), e Schandl & Gorton (2002) (C e D). Granitoides de arco vulcânico (VAG); Granitoides Sin-colisionais (syn-COLG); Granitoides intraplaca (WPG); Granitoides de dorsal oceânica (ORG). Margens continentais ativas (ACM), Zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), Basaltos intraplaca (WPB), Basaltos de dorsal oceânica (MORB) (extraído de Echeverri-Misas, 2010).

Figura 6.15. Modelo esquemático do depósito de Au-(Cu) do Palito. A seção (I) ilustra um modelo de distribuição das principais zonas de alteração hidrotermal; em (II) a sequência de fotografias evidencia, respectivamente, a alteração potássica, alteração potássica e propilitica em conjunto, alteração sericítica, e alteração argílica; na seção III são apresentadas imagens representativas do tipo de mineralização (A), com veio de calcopirita e quartzo (1), veio de pirita (2), brecha de cisalhamento (3), veio de quartzo (4), granito Palito hidrotermalizado e brechado (5); e microfotografias do minério (B, C). Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV (D, E). Abreviações: Kfs = feldspato potássico; Cal = calcita; Py = pirita; Ser = sericita; Qtz = quartzo; Ccp = calcopirita; Au-Ag = electrum; Sp = esfalerita; Bmt = bismutinita; Wtc = wittichenita; Gn = galena.

Figura 6.16. Principais fases de alteração hidrotermal nas rochas associadas com a mineralização de Au - (Cu) do tipo pórfiro, com base em Echeverri-Misas (2010).

Figura 6.17. Composições isotópicas de oxigênio calculadas para os fluidos em equilíbrio com minerais hidrotermais a 350 °C (clorita e muscovita) e 450 °C (quartzo, feldspato potássico e calcita) e comparação com características isotópicas dos principais reservatórios de fluidos em sistemas hidrotermais, mostrando a participação de fluidos magmáticos e meteóricos no sistema hidrotermal responsável pelas mineralizações de ouro-(cobre) da Mina do Palito (Echeverri-Misas, 2010).

Figura 7.1. Mapa geológico da região de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos

(Pará), com os afloramentos visitados. Modificado de Schobbenhaus et al. (2004).	
Figura 7.2. Afloramento de granito da Suíte Intrusiva Maloquinha na região sul da Província Mineral do Tapajós.	99
Figura 7.3. Lajedo de rochas vulcanoclásticas em áreas de ocorrência do Grupo Iriri. Detalhe de rocha vulcanoclástica ignimbrítica.	99
Figura 7.4. Conglomerado de matriz suportado com seixos subagulosos a bem arredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. Formação Castelo dos Sonhos.	100
Figura 7.5. Intercalações de material conglomerático com arenitos da Formação Novo Progresso.	101
Figura 7.6. Afloramento de conglomerado matriz suportada da Formação Novo Progresso.	101
Figura 7.7. Diagrama QAP de Streckeisen (1974) mostrando classificação das rochas plutônicas da área de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos.	102
Figura 7.8: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV mostrando muscovita (1, 2, 8), pirofilita (3), hematita botroidal (5, 7, 9).	131
Figura 7.9: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV mostrando muscovita (1, 2, 3), pirofilita (4, 5), caulinita (6), svanbergita (7, 8), brookita (9).	131
Figura 7.10: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV mostrando Pirofilita (1, 2, 3, 4, 5), muscovita (6), fosfato (7), svanbergita (8), brookita (9).	132
Figura 7.11: Fotomicrografia em luz refletida mostrando textura em treliça entre o cristal de magnetita (hospedeiro) e as lamelas de hematita (tons mais claros).	132
Figura 8.1. Mapa geológico da região de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos com a localização das amostras analisadas para geoquímica. Amostras com contorno amarelo indicam amostras metassomatizadas. Detalhes (1, 2 e 3) com os nomes das amostras são apresentados nas Figuras 8.2, 8.3 e 8.4 . Para legenda das unidades geológicas ver Figura 7.1 .	135
Figura 8.2. Detalhe 1 da localização das amostras analisadas. Ver Figura 8.1 para localização do detalhe. Para legenda das unidades geológicas ver Figura 7.1 e para legenda dos pontos ver Figura 8.1 . Notar amostras com contorno amarelo, indicando amostras com metassomatismo.	136
Figura 8.3. Detalhe 2 da localização das amostras analisadas. Ver Figura 8.1 para localização do detalhe. Para legenda das unidades geológicas ver Figura 7.1 e para legenda dos pontos ver Figura 8.1 .	137
Figura 8.4. Detalhe 3 da localização das amostras analisadas. Ver Figura 8.1 para localização do detalhe. Para legenda das unidades geológicas ver Figura 7.1 e para legenda dos pontos ver Figura 8.1 .	138
Figura 8.5. Diagramas classificatórios para as rochas plutônicas estudadas. a) Diagrama Total álcalis versus SiO_2 de Cox et al. (1979); b) Diagrama SiO_2 versus K_2O de Pecerillo & Taylor (1976); c) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971); d) Diagrama Índice de saturação em alumina (ASI) versus $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ de Frost et al. (2001); e) Diagrama Fe^* versus SiO_2 de Frost et al. (2001) ($\text{Fe}^* = \text{FeO}_v/(\text{FeO}_v + \text{MgO})$); f) Diagrama MALI versus SiO_2 de Frost et al. (2001) ($\text{MALI} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$).	139
Figura 8.6. Diagramas Harker para as rochas plutônicas, utilizando SiO_2 como índice de fracionamento. Para legenda ver Figura 8.5 .	140
Figura 8.7. Diagramas multi-elementais normalizados a condrito e manto primitivo para as rochas plutônicas estudadas. Os valores utilizados para a normalização são de McDonough & Sun (1995).	141
Figura 8.8. Diagramas classificatórios para as rochas vulcânicas e	142

- vulcanoclásticas estudadas. a) Diagrama Total álcalis versus SiO_2 de Cox et al. (1979); b) Diagrama SiO_2 versus K_2O de Pecerillo & Taylor (1976); c) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971); d) Diagrama Índice de saturação em alumina (ASI) versus $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ de Frost et al. (2001). Legenda por nomes petrográficos.
- Figura 8.9.** Diagramas Harker para as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, utilizando SiO_2 como índice de fracionamento. Para legenda ver **Figura 8.8.** 144
- Figura 8.10.** Diagramas multi-elementais normalizados a condrito e manto primitivo para as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas estudadas. Os valores utilizados para a normalização são de McDonough & Sun (1995). Legenda por nomes petrográficos. 145
- Figura 8.11.** Diagramas discriminantes de fontes magmáticas e tectônicos. a) Diagrama discriminante tectônico R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985); b) Diagrama discriminante de fonte utilizando a razão Th/La de Plank (2005); c-e) Diagramas discriminantes de fonte baseados em elementos traço de Moreno et al. (2014). Para legendas ver **Figura 8.5** e **Figura 8.8.** 146
- Figura 8.12.** Diagrama ϵ_{Nd} versus T (Ga) da evolução isotópica de Nd segundo modelo de DePaolo (1981) de amostras da área de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos (PA). 150
- Figura 8.13.** Diagrama de crescimento isotópico de Nd no estágio único (single-stage) para amostras das áreas de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos, na Província do Tapajós, e da área de São Félix do Xingu, na Província Amazônia Central. 151
- Figura 8.14.** Diagrama ϵ_{Nd} versus T (Ga) da evolução isotópica de Nd segundo modelo de DePaolo (1981) de amostras da área do depósito de Au–(Cu) do Palito, na Província Mineral do Tapajós. 152
- Figura 9.1.** Variação secular das características da Terra no intervalo 3,0 a 1,2 Ga. Coluna (a) Distribuição temporal das grandes províncias ígneas (LIPs) mostradas como séries de tempo (Abbott & Isley, 2002) e intervalo de 100 Ma (com base nos dados compilados por Ernst & Buchan, 2001). O eixo de altura refere-se à altura do pico formado pela adição de gaussianas definidas por idades e erros destas (segundo Abbott & Isley, 2002); Coluna (b), segundo Condie (2000), representada pelo volume escalonado da crosta continental, onde a abundância é proporcional à distribuição em área de províncias com idade juvenil em conformidade com suas respectivas áreas proporcionais dos continentes; Coluna (c) Distribuição de diferentes tipos de depósitos minerais (segundo Groves et al., 2005). Linha pontilhada representa número cumulativo de minerais que ocorrem no planeta (baseado em Hazen et al., 2008). Em relação com a ocorrência dos depósitos epitermais (*), há uma relação genética entre estes e os do tipo pórfiro. (Modificado de Reddy & Evans, 2009). A área retangular indica a faixa de 1,8 Ga, período no qual foi desenvolvido o magmatismo Uatumã. 154
- Figura 9.2.** Localização de algumas ocorrências minerais em setores do Carajás e da Província Mineral do Tapajós relacionada com a presença de estruturas E–W (extraído de Juliani, 2012). 162

LISTA DE PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

- Prancha Fotográfica 1** 106
- Foto 1** – Monzogranito inequigranular grosso, com presença de infiltrações potássicas.
- Foto 2** – Monzogranito de granulação média a grossa.
- Foto 3** – Aspecto macroscópico de monzogranito de granulação média.
- Foto 4** – Aspecto macroscópico de monzogranito com textura fanerítica grossa

inequigranular, no qual há porções afetadas por metassomatismo potássico com substituição do plagioclásio por feldspato potássico.

Foto 5 – Monzogranito porfirítico com fenocristais de feldspato potássico em matriz inequigranular.

Foto 6 – Aspecto macroscópico de monzogranito inequigranular com tendência porfirítica.

Foto 7 – Monzogranito com textura porfirítica com alguns cristais de plagioclásio com tons esverdeados, devido à saussuritização.

Foto 8 – Monzogranito com textura fanerítica grossa inequigranular e levemente porfirítico, no qual se destaca a presença de um encrave arredondado parcialmente potassificado.

Prancha Fotográfica 2

109

Fotomicrografia 1 – Textura alotriomórfica inequigranular em monzogranito, com quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl), feldspato potássico (Kfs) e biotita (Bt).

Fotomicrografia 2 – Monzogranito com textura hipidiomórfica inequigranular, presença de quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl), biotita (Bt), titanita (Ttn).

Fotomicrografia 3 – Enclave com quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e presença de minerais opacos envolvidos por uma massa de clorita em monzogranito.

Fotomicrografia 4 – Detalhe de um cristal de feldspato potássico (Kfs) com geminação do tipo Manebach (espinha de peixe) em monzogranito.

Fotomicrografia 5 – Cristais de biotita (Bt) associados com minerais opacos (Opq) em monzogranito.

Fotomicrografia 6 – Processo de metassomatismo potássico com cristal de plagioclásio (Pl) substituído por feldspato potássico (Kfs) em monzogranito. Todas fotomicrografias foram tiradas com analisador.

Prancha Fotográfica 3

110

Foto 1 – Sienito com textura fanerítica grossa inequigranular.

Foto 2 – Aspecto macroscópico do sienogranito com textura fanerítica média com leve orientação dos ferromagnesianos.

Foto 3 – Aspecto macroscópico do monzogranito com textura fanerítica média a grossa inequigranular.

Foto 4 – Sienogranito com textura fanerítica fina a média inequigranular.

Foto 5 – Sienogranito com textura fanerítica fina a média equigranular.

Foto 6 – Álcali-feldspato granito com textura fanerítica média a grossa inequigranular.

Prancha Fotográfica 4

111

Fotomicrografia 1 – Presença de clorita em fissuras (Chl) e carbonato intersticial em sienito.

Fotomicrografia 2 – Textura alotriomórfica inequigranular em sienogranito, com quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl), feldspato potássico (Kfs) e clorita em fissuras (Chl).

Fotomicrografia 3 – Cristal de ortoclásio ígneo (Or) e microclínio metassomático (Mc) em sienogranito.

Fotomicrografia 4 – Sienogranito com cristais de biotita (Bt), alguns deles cloritizados (Chl) e associados com quartzo (Qtz), feldspato potássico (Kfs), e plagioclásio (Pl). O plagioclásio encontra-se quase totalmente substituído por feldspato potássico (Kfs).

Fotomicrografia 5 – Enclave com quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e

presença de minerais opacos envolvidos por uma massa de clorita em álcali feldspato granito.

Fotomicrografia 6 – *Detalhe de feldspato potássico mesopertítico no álcali-feldspato granito. Todas as fotomicrografia foram tiradas com analisador.*

Prancha Fotográfica 5

115

Foto 1 – *Aspecto macroscópico do pórfiro granítico com fenocristais de plagioclásio dispersos em matriz de granulação fina, com minerais ferro-magnesianos e come potassificação ao redor de alguns fenocristais e da matriz.*

Foto 2 – *rocha porfirítica cinza a rósea com megacristais de plagioclásio, quartzo em matriz fina.*

Foto 3 – *rocha porfirítica cinza a rósea, com fenocristais euédricos de feldspato potássico e plagioclásio, dispersos em matriz fina.*

Foto 4 – *rocha porfirítica com fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio em matriz fina, rósea, de feldspato e quartzo.*

Prancha Fotográfica 6

118

Fotomicrografia 1 – *Megacristais de plagioclásio em pórfiro.*

Fotomicrografia 2 – *Textura porfirítica com fenocristais de feldspato potássico em matriz quartzo feldspática.*

Fotomicrografia 3 – *Cristais de anfibólio em textura glomeroporfirítica em pórfiro granítico.*

Fotomicrografia 4 – *Textura granofírica em pórfiro.*

Fotomicrografia 5 – *Pórfiro com fenocristal de plagioclásio (Pl) substituído quase completamente por feldspato potássico (Kfs). A seta mostra os restos da geminação albita do plagioclásio ígneo.*

Fotomicrografia 6 – *Pórfiro com processo de metassomatismo potássico em fenocristal de plagioclásio (Pl) substituído por feldspato potássico (Kfs). A seta indica os restos da geminação polissintética do tipo albita. Todas as fotomicrografias foram tiradas com analisador.*

Prancha Fotográfica 7

120

Foto 1 – *Aspecto microscópico de andesito com textura porfirítica.*

Foto 2 – *Andesito com textura porfirítica afetado por epidotização fissural.*

Foto 3 – *Andesito de granulação média com presença de epidoto e leve silicificação.*

Foto 4 – *Aspecto macroscópico de basalto.*

Prancha Fotográfica 8

122

Fotomicrografia 1 – *Detalhe de textura porfirítica em andesito com fenocristais de plagioclásio (Pl) imersos em matriz de plagioclásio, anfibólio e quartzo.*

Fotomicrografia 2 – *Andesito com textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio (Pl) e anfibólio (Amp) em matriz de granulação fina.*

Fotomicrografia 3 – *Basalto com textura glomeroporfirítica de cristais anedrais de piroxênio em matriz de granulação fina.*

Fotomicrografia 4 – *Detalhe de corte basal em cristal de piroxênio (Px) com bordas de anfibólio (Amp) em andesito.*

Fotomicrografia 5 – *Cristal subeudral de biotita com kink bands e exsolução de minerais opacos.*

Fotomicrografia 6 – *Epidotização fissural em andesito. Fotomicrografias tiradas com analisador.*

Prancha Fotográfica 9

123

Foto 1 – Riolito com textura porfirítica em matriz escura. A área em destaque corresponde a um fragmento de púmice.

Foto 2 – Aspecto macroscópico de riolito com textura porfirítica em matriz avermelhada.

Foto 3 – Riolito com textura porfirítica em matriz amarronzada.

Foto 4 – Aspecto macroscópico de riolito com textura porfirítica com fenocristais esbranquiçados de plagioclásio em matriz avermelhada.

Prancha Fotográfica 10

124

Fotomicrografia 1 – Detalhe de textura porfirítica em riolito com fenocristais de plagioclásio (Pl) pseudomorfizados pela sericitização imersos em matriz muito fina.

Fotomicrografia 2 – Riolito com textura porfirítica com fenocristais e fragmentos de cristais de plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz) em matriz devitrificada. Nota-se o embaçamento do fragmento de quartzo.

Fotomicrografia 3 – Cristais de feldspato potássico (Kfs) em matriz quartzo feldspática de granulação fina em riolito.

Fotomicrografia 4 – Detalhe de cristal de plagioclásio (Pl) (maior tamanho) afetado por metassomatismo potássico em riolito. Os cristais estão imersos em matriz quartzo-feldspática de granulação fina.

Fotomicrografia 5 – Pseudomorfo de plagioclásio (Pl) substituído por feldspato potássico (Kfs) e afetado por carbonatização (Cb) em riolito.

Fotomicrografia 6 – Cristal de piemontita (Pmt) em feldspato potássico subeudral (Kfs) em riolito. Fotomicrografia sem analisador.

Prancha Fotográfica 11

125

Foto 1 – Tufo de cristais (quartzo e feldspato potássico) de cor cinza com leve orientação e porções lenticulares.

Foto 2 – Aspecto macroscópico de tufo de cinzas com presença de finas laminações.

Foto 3 – Ignimbrito com cristais e fragmentos de cristais de plagioclásio e quartzo imersos em matriz amarronzada.

Foto 4 – Aspecto macroscópico de ignimbrito com fragmentos avermelhados imersos em matriz escura de granulação muito fina.

Prancha Fotográfica 12

127

Fotomicrografia 1 – Tufo de cristais com porções lenticulares com textura axiolítica (setas brancas) contendo plagioclásio (Pl) e minerais opacos (Opq) em matriz com esferulitos radiados.

Fotomicrografia 2 – Detalhe de fragmento de quartzo com embaçamento produto da reação com a matriz finogranular em tufo de cristais. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Material vítreo com presença de ripas de shards orientadas em tufo. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 4 – Detalhe de ignimbrito com textura eutaxítica indicada pelas setas. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 5 – Porção lenticular de fiamme com presença de esferulitos (Esf) nas bordas cristal de plagioclásio (Pl) em ignimbrito. A seta indica a textura axiolítica desenvolvida na parede do fiamme. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 6 – Detalhe de fragmento de rocha com presença de fiamme em ignimbrito. Fotomicrografia sem analisador.

Prancha Fotográfica 13

128

Fotomicrografia 1 – Estrutura de fluxo por escorregamento com dobras convolutas em tufo de cristais. Fotomicrografia sem analisador.

Fotomicrografia 2 – Cristal de plagioclásio afetado por metassomatismo potássico em ignimbrito. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 3 – Carbonatação fissural em ignimbrito. Fotomicrografia com analisador.

Fotomicrografia 4 – Sericitização fissural e associada com a matriz em ignimbrito. Fotomicrografia com analisador.

Prancha Fotográfica 14

130

Rochas fortemente hidrotermalizadas da área de Castelo dos Sonhos e Novo Progresso. Dacito (10), Riolito (1), Riolito sericitizado e argilizado (2), Lapilli tufo silicificado (3), Tufo hidrotermalizado (4), vulcânica espiclástica (?) hidrotermalizada (5), tufo hidrotermalizado (6), tufo hidrotermalizado (7), brecha de conduto (8), Riolito (9), dacito (10), tufo (11), riolito (12).

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Principais unidades geológicas e dados geocronológicos da Província Mineral do Tapajós.

14

Tabela 5.1. Características dos principais tipos de alteração hidrotermal em sistemas do tipo pórfiro, epitermal e VHMS (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).

31

Tabela 5.2. Principal minério e minerais associados em diferentes sistemas de tipo pórfiro, segundo Sinclair (2007).

39

Tabela 5.3. Principais características dos sistemas epitermais (Compilado de White & Hedenquist, 1990; White et al., 1995; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003).

44

Tabela 6.1. Minerais de minério identificados por microscopia eletrônica de varredura na mineralização de Au-(Ag) do tipo high-sulfidation (Juliani et al., 2005).

60

Tabela 6.2. Minerais do minério identificados por microscopia eletrônica de varredura na mineralização Cu-Mo-(Au) do tipo low-sulfidation (Aguja-Bocanegra, 2013).

76

Tabela 6.3. Minerais identificados em MEV no minério da Mina do Palito (Echeverri-Misas, 2010).

90

Tabela 7.1. Fases minerais identificadas por microscopia eletrônica de varredura.

133

Tabela 8.1. Valores isotópicos de Nd de amostras da área de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos e das formações Santa Rosa e Sobreiro, na região de São Félix do Xingu (PA), do depósito de Au-(Cu) do Palito e de amostras da área do Tapajós.

149

INTRODUÇÃO

No final do Paleoproterozoico, extensos e intensos episódios de magmatismo, agrupados genericamente sob a denominação Uatumã (Pessoa *et al.*, 1977), se desenvolveram no Cráton Amazônico. Essas atividades ígneas resultaram na formação de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas predominantemente félsicas, pórfiros e granitos distribuídos numa área de mais 1.100.000 km² que, apesar de sua idade, encontram-se muito bem preservadas, sem grandes evidências de deformação e metamorfismo. O nível de preservação e a extensão desses eventos torna essa unidade muito importante para o estudo petrogenético e de ambiente tectônico de formação de magmas e do vulcanismo paleoproterozoico no planeta. Adicionalmente, a existência de mineralizações de ouro, cobre e molibdênio nessa unidade, indica potencial econômico para existência de depósitos epitemais e do tipo pórfiro na região.

Na Província Mineral do Tapajós há presença de rochas vulcânicas cálcio-alcálicas de 1,89 a 1,87 Ga, possivelmente formadas nos estágios finais do evento magmático Parauari, representadas pelas formações Bom Jardim, Salustiano e Aruri, geneticamente relacionadas a caldeiras vulcânicas (Juliani *et al.*, 2005). Também nessa província são reconhecidas outras unidades vulcânicas, dentro das quais se destacam a Formação Vila Riozinho, de *ca.* 2,0 Ga, cálcio-alcálica, e a Formação Moraes de Almeida, alcálica, de *ca.* 1,89 a 1,87 Ga (Lamarão *et al.*, 2002). A complexidade da unidade *sensu lato* Uatumã é notável, pois agrupa diversos eventos vulcânicos com diferentes filiações geoquímicas e idades e esse aspecto é relevante para um melhor entendimento da evolução tectônica da região, pois o estudo das rochas vulcânicas e plutônicas tem indicado correlações com arcos magmáticos continentais recentes e com magmatismo intra-placa, o que permitiria interpretar a região como formada e evoluída em eventos de subducção de crosta oceânica sobre crosta continental.

Na parte leste da Província Amazônia Central, em áreas próximas da cidade de São Félix do Xingú, também registra-se o vulcanismo Uatumã, que nessa área se manifesta pela presença de rochas cálcio-alcálicas e alcálicas, pertencentes respectivamente às formações Sobreiro e Santa Rosa, sob a forma de derrames de andesito, dacito e riolito e de depósitos vulcanoclásticos de *ca.* 1,88 Ga. Nessa região, Lagler *et al.* (2008), Fernandes (2009), Juliani & Fernandes (2010) e Fernandes *et al.* (2011) descreveram um importante evento de vulcanismo fissural alcálico (Formação Santa Rosa) extravasado em grandes falhas que cortam o embasamento arqueano, orientadas segundo NE–SW e NW–SE. As rochas desta formação, assim como as da Formação Sobreiro, podem também ter sua gênese associada à caldeiras vulcânicas.

Estudos de detalhe sobre a caracterização litoestratigráfica, petrogenética e metalogenética da unidade Uatumã são ainda muito escassos. Assim, esta tese buscou

contribuir para o conhecimento dessa unidade por meio da separação das diferentes formações vulcânicas que compõem o evento Uatumã, além da definição do ambiente tectônico onde essas rochas foram formadas.

Complementarmente, a Província Mineral do Tapajós se destaca pela produção de ouro, com um registro histórico de aproximadamente 750 toneladas até o ano 2000 (Santos *et al.*, 2001), mas seu potencial metalogenético é também ressaltado pelo número crescente de ocorrências de cobre, zinco, chumbo e molibdênio, associadas às rochas do evento Uatumã. Na Província Mineral do Tapajós estão presentes mineralizações auríferas e de metais de base epitermais *high-* e *low-sulfidation* (Juliani, 2002; Juliani *et al.*, 2005; Aguja-Bocanegra, 2013), e epitermais *low-* e *intermediate-sulfidation* (Tokashiki *et al.*, 2013), bem como mineralizações de ouro do tipo pórfiro (Granito Batalha – Juliani *et al.*, 2002) e ouro e cobre (Granito Palito – Echeverri-Misas, 2010). Desta forma, dado o bem conhecido vínculo genético existente entre mineralizações *high-* e *low-sulfidation* e os depósitos de tipo pórfiro (Sillitoe, 1973; 2010; Arribas Jr., 1995; Hedenquist *et al.*, 1998), essas ocorrências definem para a Província Mineral do Tapajós um potencial metalogenético para existência de depósitos de cobre e cobre-ouro em intrusões cálcio-alcálicas menos evoluídas petrogeneticamente, de cobre e molibdênio em rochas mais evoluídas e de ouro e ouro e cobre em granitoides tardios de alto potássio e nas rochas intrusivas de tipo A.

As diversas ocorrências de mineralizações magmáticas-hidrotermais na Província Mineral do Tapajós, assim como inúmeras zonas de alterações hidrotermais relacionadas aos eventos magmáticos ocorridos entre 2,0 a 1,88 Ga, levaram ao Juliani *et al.* (2009) a proporem a existência de um zonamento metalogenético na parte sul do Cráton Amazônico (**Fig. 1**). Nessa região, a presença de sequências vulcânicas e sedimentares e os dados de litoquímica da unidade Uatumã (Echeverri-Misas, 2010; Kahwage, 2011) sugerem a existência de arcos magmáticos continentais do tipo andino (Juliani *et al.*, 2013). Adicionalmente, análises de dados aerogeofísicos gamaespectrométricos, magnetométricos e gravimétricos aerotransportados e orbitais indicam forte estruturação E-W, discordante da orientação geral das províncias geocronológicas de Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000) sugerem a existência de pelo menos dois arcos magmáticos continentais (Juliani *et al.*, 2011; 2013; Carneiro *et al.*, 2013) na Província Mineral do Tapajós, orientados aproximadamente na direção E-W. Esses arcos magmáticos não seriam resultado de colagens de arcos de ilhas e sim seriam arcos continentais superpostos, formados sobre um embasamento arqueano a paleoproterozoico.

Nos arredores das cidades de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos, na parte sudoeste do Estado do Pará, foram estudadas nessa tese diversas áreas com alterações hidrotermais

argílica, serícítica e potássica associadas a rochas plutônicas, sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas muito semelhantes às descritas por Juliani *et al.* (2005) na mineralização do tipo *high-sulfidation* situada mais a norte. Essa nova área de ocorrências de alterações magmáticas–hidrotermais é importante por ampliar o conhecimento e o potencial metalogenético dessa região do Cráton Amazônico.

Assim, esses estudos visaram também a caracterização do potencial metalogenético da província para depósitos magmáticos–hidrotermais.

Figura 1. Possível zonamento metalogenético para os eventos magmáticos ocorridos entre ca. 2,0 a 1,88 Ga, que poderiam estar associadas a orogêneses oceano-continente, geradas por uma subducção contínua orientada aproximadamente leste-oeste, com variações no ângulo da subducção resultando em deslocamentos aproximadamente sul-norte do arco magmático, que teriam gerado rochas vulcânicas de composições semelhantes com idades distintas (Juliani *et al.*, 2008; 2009).

ESTRUTURA DA TESE

Esta tese está organizada em 10 capítulos. Nos capítulos 1 a 4 se apresentam os objetivos da tese, os métodos utilizados na sua elaboração, e uma síntese bibliográfica que inclui as principais características da geologia da Província Mineral do Tapajós. O capítulo 5 compreende uma revisão bibliográfica sobre alterações hidrotermais e suas variedades relacionadas à geração de sistemas magmático–hidrotermais do tipo pórfiro, e epitermais

high e *low-sulfidation*. O capítulo 6 consiste na integração de dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos de mineralizações magmático-hidrotermais do tipo pórfiro e epitermais *high* e *low-sulfidation*, que ocorrem na região sul da Província Mineral do Tapajós, na qual se localiza a área de estudo. Nos capítulos 7 a 10, se aborda especificamente o modo de ocorrência e as características petrográficas de algumas unidades litológicas das regiões de Castelo dos Sonhos e Novo Progresso (Cap. 7), focos dos estudos desta tese, suas características litoquímicas, com base em elementos maiores e traços e geoquímica isotópica (Cap. 8). Os resultados estão discutidos e integrados no capítulo 9, e as conclusões no capítulo 10. As análises geoquímicas referentes ao capítulo 8 estão disponibilizadas no **Anexo I**. Como resultado da obtenção de dados prévios na região sul da Província Mineral do Tapajós foi elaborado um artigo sobre a mineralização de Au-(Cu) do tipo pórfiro do depósito Palito, a ser submetido a uma revista indexada. O artigo está disponível no **Anexo II**.

1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

Os estudos foram focados em três áreas da Província Mineral do Tapajós, no Estado do Pará. A primeira situa-se entre a confluência dos rios Tapajós e Jamanxim; a segunda junto ao Rio Novo, próximo à povoação de Jardim do Ouro; e a terceira localiza-se nas proximidades da BR-163, entre as cidades de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos, onde foram realizados levantamentos de caráter regional, (**Fig. 1.1**). Adicionalmente, são apresentadas, atualizadas e rediscutidas as informações sobre a mineralização *high-sulfidation* descrita por Juliani *et al.* (2005).

2 OBJETIVOS

O principal objetivo desta pesquisa foi o estudo da gênese e da metalogênese das unidades vulcânicas paleoproterozoicas da parte sul do Cráton Amazônico, em especial das alterações hidrotermais associadas à mineralizações epitermais *high-* e *low-sulfidation*, e do tipo pórfiro identificadas nos trabalhos de campo dessa pesquisa na parte sul da Província Mineral do Tapajós. Para melhor entendimento da evolução geológica e da metalogenia da província, foram também reestudadas as mineralizações de ouro, cobre e molibdênio presentes em rochas vulcânicas e sub-vulcânicas associadas a estruturas circulares situadas nas proximidades da confluência dos rios Tapajós e Jamanxim (Chapéu do Sol), as quais poderão se constituir em outro complexo de caldeiras vulcânicas da província, bem como o pórfiro de Au-(Cu) do Palito e a ocorrência *high-sulfidation* de ouro V3 (Botica Velho).

Figura 1.1. Imagem de satélite Google Earth com a localização das áreas estudadas: (1) Chapéu do Sol, na confluência dos rios Tapajós e Jamanxim; (2) V3 (ou Botica Velho), da mineralização high-sulfidation; (3) Pórfiro do Palito e (4) Castelo dos Sonhos/Novo Progresso, nos arredores na BR-163.

3 MÉTODOS E PLANO DE TRABALHO

Para alcançar os objetivos propostos foram utilizados diversos métodos, descritos a seguir:

a) Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi efetuada por meio da compilação de artigos e teses sobre temas geológicos regionais e locais relacionados a processos magmáticos–hidrotermais associados às mineralizações de ouro e de metais de base, bem como sobre processos de formação e evolução de sistemas vulcano–plutônicos, de complexos de caldeiras e de fluidos hidrotermais em sistemas ígneos. Esta revisão foi feita utilizando-se o acervo da Biblioteca do IGUSP e os sistemas de busca de dados do Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBi/USP), com as bases de dados DEDALUS, SciELO, ERL, ProBE e *Web of Science* e do Portal CAPES.

b) Levantamentos geológico-estruturais em campo

Duas etapas de campo de aproximadamente 25 dias e algumas visitas de curta duração foram realizadas em conjunto com o orientador, especialmente na parte sul da Província

Mineral do Tapajós, nas circunvizinhanças de Castelo dos Sonhos e de Novo Progresso. Nesse local foram encontradas pela equipe outras áreas com alterações hidrotermais e mineralizações *high-* e *low-sulfidation* e do tipo pórfiro. Também foram utilizados dados e amostras coletadas desde 2008 pela equipe de pesquisa do orientador.

c) Petrografia

Para os estudos de petrografia foram selecionadas amostras representativas das rochas vulcânicas, subvulcânicas, plutônicas e de rochas hidrotermalizadas de todas as áreas trabalhadas. Para esses estudos foram preparadas lâminas com 30 µm de espessura, descritas em microscópios petrográficos Zeiss Axioplan e Olympus BXP50 do Laboratório de Óptica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGUSP.

Foram caracterizadas macroscopicamente as rochas das diferentes unidades e estudadas feições como tamanho de grão, cor, texturas, etc. Os estudos microscópicos com luz transmitida permitiram definir as principais características texturais das rochas das diferentes unidades, tendo sido definidas as fases magmáticas e secundárias, os minerais acessórios e produtos de alteração hidrotermal e de intemperismo. Para esta caracterização, também foram considerados aspectos como presença de inclusões, intercrescimentos (exsolução e substituição), estruturas de deformação tectônicas e relações de equilíbrio com as fases minerais. No caso das rochas vulcanoclásticas foi importante o reconhecimento e a identificação de cristais, fragmentos de cristais, fragmentos líticos de origem vulcanoclástica, assim como as diferentes texturas que permitiram a compreensão dos processos de formação da rocha e das alterações hidrotermais. A fase dos estudos petrográficos foi acompanhada pela consulta de diferentes fontes bibliográficas, tais como: Williams *et al.* (1962), Deer *et al.* (1967), Uytendogaardt & Burke (1971), Hutchinson (1974), Tröger (1979), Picot & Johan (1982), Kretz (1983), Fischer & Schmincke (1984), Bard (1986), Smith & Brown (1988), Ixer (1990), Nesse (1991), Klein & Hulburt (1993), MacKenzie & Guilford (1982), MacKenzie & Adams (1994), Hibbard (1995), Melgarejo (1997), Gifkins *et al.* (2005), McPhie *et al.* (1993), McPhie & Allen (2010) e Whitney & Evans (2010).

As fotomicrografias das lâminas foram obtidas nos microscópios Zeiss Axioplan, Olympus BPX50, este com câmeras Olympus CAMEDIA C-5050 e Nikon COOLPIX 8800, além de um microscópio Leica DM4500P com câmera incorporada.

d) Difração de Raios X

Análises de difração de raios X foram feitas para complementar a identificação petrográfica de minerais muito finos e argilo-minerais, comuns em rochas hidrotermalizadas, bem como de minerais acessórios dificilmente identificáveis por outros métodos.

Foi utilizado um difratômetro SIEMENS, modelo D5000, do laboratório de DRX do

Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGUSP. Para as análises foi usado ânodo de $\text{CuK}\alpha$ à tensão de 40 kv e corrente de 40 μA . Os intervalos de 2θ medidos, variaram de 3-65 2θ , com passo de 0,5 2θ /passo. A interpretação dos dados foi realizada mediante o uso do *software Diffratac Plus*, associado ao banco de dados *Powder Diffraction File*, set 1-45, de 1995.

e) Microscopia Eletrônica de Varredura

Visando a caracterização precisa dos minerais e de seus zoneamentos químicos, em especial de minerais hidrotermais, foi utilizada microscopia eletrônica de varredura (MEV). As análises foram feitas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UNICAMP, equipado com um microscópio eletrônico de varredura, marca LEO 430i com EDS acoplada. Metalização com carbono foi feita para as secções polidas das rochas estudadas.

No microscópio eletrônico de varredura (MEV) a energia do feixe de elétrons é ajustável a 300 Volts (V) a 30 kilovolts (kV) e (20 kV) e a corrente do feixe entre 1 pico-ampere (pA) e 1 micro-ampere (μA). Esses valores podem ser ajustados para melhor se adequarem ao tipo de amostra e exame desejado. No Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UNICAMP, para imageamento e para análises de lâminas delgadas ou seções polidas são utilizados os seguintes parâmetros: a energia do feixe é mantida em 20 kV e a corrente do feixe que atinge a amostra é ajustada para o valor de 4000 pA (microanálise), com objetivo de alcançar contagens suficientes nas análises EDS.

f) Litoquímica

Amostras selecionadas por critérios litoestratigráficos e petrológicos foram analisadas e tratadas em conjunto com os dados de litoquímica obtidos em projeto anteriores do grupo de pesquisa. Foram analisados os elementos maiores, traço e terras raras, assim como os principais voláteis, segundo os pacotes 4A + 4B e 4X 4B (4X01 + 4B02) do laboratório ACMELABS, sendo determinados os teores de elementos maiores e menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5), traço (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ta, U, P, Ni), terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb e Lu) e metais (Cu, Zn, Ag, Au, Pb, Bi). Os elementos maiores e menores foram analisados por FRX em pastilhas fundidas com metaborato e tetraborato de lítio, enquanto os elementos traço e terras raras foram analisados por ICP-MS. A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGUSP e compreendeu a fragmentação e trituração em prensa hidráulica, pulverização em moinho de carboneto de tungstênio até $< 200\mu$, seguida de homogeneização e quarteamento para obtenção de uma alíquota para envio ao laboratório. O tratamento das análises foi feito

por meios informatizados, visando estudar as possíveis mudanças químicas introduzidas por alterações hidrotermais vinculadas com as rochas magmáticas ou com fluidos em zonas de falhas, antes da interpretação dos ambientes geotectônicos de formação.

g) Geoquímica isotópica

Os isótopos de Sm–Nd são importantes traçadores petrogenéticos usados no refinamento de modelos de origem de magmas, possibilitando a determinação das fontes dos magmas, extensão da contaminação, profundidade de produção e de fracionamentos. A aplicação da sistemática de Sm–Nd em estudos petrogenéticos e de evolução crustal e mantélica deve-se ao fato de que os elementos terras raras Sm e Nd, em geral, não são afetados por processos de fusão parcial, metamorfismo ou intemperismo (McCulloch & Wasserburg, 1978). Assim, o decaimento dos isótopos ^{147}Sm para ^{143}Nd fornece informações diretas sobre o tempo de formação da crosta continental ou da proveniência de sedimentos. A sistemática Sm–Nd também permite a distinção do material parental a partir do qual as rochas ígneas foram formadas (McCulloch & Chappell, 1982), o que é especialmente importante para distinção de rochas graníticas dos tipos S e I. Adicionalmente, a utilização de idades modelo Sm–Nd possibilitam o reconhecimento dos períodos de altas taxas de crescimento crustal e a existência de manto empobrecido. Esses estudos têm sido de importância fundamental para o modelamento da evolução crustal e mantélica, notadamente a partir de rochas pré-cambrianas (McCulloch & Wasserburg, 1978).

4 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA

4.1 Geologia da Província Mineral do Tapajós

A Província Mineral do Tapajós (**Fig. 4.1**) se localiza, segundo Santos *et al.* (2000), na junção entre as províncias Amazônia Central (> 2,5 Ga, com magmatismo em 1,88–1,70 Ga) e Tapajós–Parima (2,10–1,87 Ga), enquanto que, de acordo com Tassinari & Macambira (1999; 2004), a província estaria na região limítrofe das províncias geocronológicas Maroni–Itacaiúnas (2,20–1,90 Ga) e Ventuari–Tapajós (1,95–1,80 Ga). Segundo esses autores, a Província Tapajós–Parima foi formada pela acreção de sucessivos arcos magmáticos insulares, a província Amazônia Central, situada a leste, foi intensamente afetada pelo magmatismo Uatumã. Associado a esse evento magmático têm sido descritas diversas mineralizações epitermais e do tipo pórfiro (**Fig. 4.2**).

O acervo do conhecimento geológico sobre a Província Mineral do Tapajós tem evoluído com o desenvolvimento de projetos de mapeamento regional (Silva *et al.*, 1974; Almeida *et al.*, 2000; Bahia & Quadros, 2000; Ferreira *et al.*, 2000; Klein & Vasquez, 2000; Santos *et al.*, 2000; 2001; 2002; 2004, Klein *et al.*, 2001; Vasquez *et al.*, 2008) complementados por estudos litoestratigráficos e petrogenéticos nas diversas unidades que

compõem a província, além do estudo das mineralizações auríferas (Corrêa-Silva, 2002; Juliani *et al.*, 2005; Costa, 2008, Lamarão *et al.*, 2008; Echeverri-Misas, 2010; Lima, 2010; Lima *et al.*, 2010; Aquino *et al.*, 2012; Aguja-Bocanegra, 2013; Borges-Feio *et al.*, 2013; Villas *et al.*, 2013; Corrêa Lima & Klein, 2013; Guimarães *et al.*, 2013; Juliani *et al.*, 2013; Queiroz *et al.*, 2013; Silva Junior *et al.*, 2013; Vasquez *et al.*, 2013; Borgo *et al.*, 2014; Corrêa Lima *et al.*, 2014; Juliani *et al.*, 2014b; Munis, 2014, Oliveira *et al.*, 2014; Aguja-Bocanegra *et al.*, 2014). Estes trabalhos contribuíram com a definição das unidades litoestratigráficas desta província, permitindo o melhor entendimento da geologia desta região (**Fig. 4.1**). Pesquisas que incluem estudos de levantamentos aerogeofísicos e de modelagem espacial permitiram definir áreas potenciais para ocorrência de mineralizações, assim como ampliar o conhecimento geológico da província, onde são ressaltados os trabalhos realizados por Carrino *et al.* (2011a; b) e Carneiro *et al.* (2013; 2014). Dentre os estudos em áreas de ocorrência de rochas vulcânicas podem ser destacados os trabalhos de Silva *et al.* (1974), Lamarão *et al.* (2002; 2008), Juliani *et al.* (2005), Kahwage (2010), Klein *et al.* (2012), Aguja-Bocanegra *et al.* (2013) e Tokashiki *et al.* (2013; 2014). Diversos desses estudos indicam que a Província Mineral do Tapajós evoluiu por orogenias oceano–continente que resultaram na formação de uma sequência vulcano-sedimentar do Grupo Jacareacanga (~2,1 Ga) e diversos arcos magmáticos, representados pelo Complexo Cuiú-Cuiú (~2,01 Ga), pela Suíte Intrusiva Creporizão (1,97–1,95 Ga), pelo Tonalito Rio das Tropas (~1,90 Ga) e pela Suíte Intrusiva Parauari (~1,88 Ga). Neste contexto, o Grupo Iriri (1,88 Ga), constituído por rochas vulcanoclásticas andesíticas, dacíticas e riolíticas cálcio-alcalinas, recobre as rochas dos arcos e são invadidas por granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Maloquinha (~1,87 Ga) e diques de rochas básicas de idades diversas. Há ainda na província ocorrências de vulcânicas cálcio-alcalinas mais antigas, nomeadas como Formação Vila Riozinho (~2,0 Ga), e de vulcânicas de filiação alcalina de aproximadamente 1,88 Ga da Formação Moraes Almeida (Lamarão *et al.*, 2002; 2008).

As unidades litoestratigráficas da Província Mineral do Tapajós (**Fig. 4.2**) formaram-se e evoluíram principalmente no Paleoproterozoico, mas na região estão também presentes formações mais jovens, do Fanerozoico ao recente (**Tabela 1**).

A seguir são descritas as principais características destas unidades, com foco nas paleoproterozoicas:

Figura 4.1. Principais ocorrências de mineralizações magmático-hidrotermais na porção sul do Cráton Amazônico, segundo Juliani *et al.* (2013). Províncias geocronológicas segundo Santos *et al.* (2000).

4.1.1 Grupo Jacareacanga

Inicialmente este grupo foi considerado como pertencente ao Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974, Santos *et al.*, 1975) ou à Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Andrade *et al.*, 1978). Posteriormente, Melo *et al.* (1980) definiram essa unidade como Suíte Metamórfica Jacareacanga, redefinida como Grupo Jacareacanga por Ferreira (1997).

Este grupo é formado por rochas supracrustais metassedimentares e metavulcânicas de baixo grau metamórfico que afloram numa faixa grosseiramente orientada segundo norte-noroeste. São comuns nessas rochas dobras apertadas e há predomínio de mica-quartzo xistos e mica-quartzo-feldspato xistos, com metaturbiditos, talco-xistos, metabasaltos, *metacherts*, quartzitos micáceos e ferruginosos e formações ferríferas bandadas subordinadas. Nas proximidades de granitoides, principalmente da Suíte Intrusiva Parauari, há ocorrência de *hornfels* (Coutinho, 2008).

Zircões detríticos de amostras de xistos datados por U-Pb apresentam idades de 2.098 a 2.125 Ma (Santos *et al.*, 1997), definindo a idade máxima da sedimentação. Santos *et al.*

(2000) obtiveram idades U–Pb em zircões detríticos dos metaturbiditos dessa unidade variando de 2.875 a 2.008 Ma, o que sugere a existência de um embasamento crustal arqueano na região do Tapajós. Nesse trabalho, as idades entre 2.125 e 2.098 Ma foram consideradas como um possível registro do desenvolvimento do magmatismo do Grupo Jacareacanga, que seria relacionado a um *rift* que resultou na formação da bacia oceânica onde se depositaram os protólitos das rochas do Grupo Jacareacanga.

4.1.2 Complexo Cuiú-Cuiú

Essa unidade aflora apenas na porção sudoeste da Província Mineral do Tapajós (**Fig 4.3**). Originalmente as rochas deste complexo foram correlacionadas às do Complexo Xingu por Silva *et al.* (1974) e Santos *et al.* (1975). A denominação Grupo Cuiú-Cuiú foi feita por Pessoa *et al.* (1977), mas Andrade *et al.* (1978) as redefiniram como Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú. A associação de rochas de alto grau metamórfico com granitoides não deformados levou a Almeida *et al.* (1998) a propor o nome Complexo Cuiú-Cuiú para essa unidade.

As rochas do complexo são consideradas como parte do embasamento regional na Província do Tapajós, e a sua relação com o Grupo Jacareacanga é incerta, mas estas são cortadas por os corpos graníticos que compõem as suítes intrusivas Maloquinha e Parauari (Santos *et al.*, 2000).

Litologicamente há predomínio de granodiorito e tonalito, mas também ocorrem subordinados corpos de diorito, anfíbolito e mais raros de migmatito e gnaisses de composições variadas. Monzogranitos foram também reconhecidos nessa unidade, como aqueles que hospedam a mineralização aurífera do alvo Jerirum de Baixo (Oliveira *et al.*, 2014). Localmente, nas rochas petrologicamente menos evoluídas, ocorrem corpos de alaskito e veios de trondhjemitó. Os ortognaisses são cálcio-alcálicos de baixo potássio e variam desde metaluminosos a peraluminosos (Almeida *et al.*, 2000).

Segundo Santos *et al.* (2001; 2004), este complexo representa um arco magmático cálcio-alcálico primitivo que deu origem à Província Mineral do Tapajós, no qual ocorrem diversas mineralizações auríferas.

Santos *et al.* (1997; 2000) obtiveram para essa unidade idade de 2.006 Ma U–Pb em amostra do Tonalito Conceição e Santos *et al.* (2000) dataram zircões (U–Pb) de granodiorito e tonalito que resultaram em de 2.033 ± 4 Ma e 2.011 ± 23 Ma, respectivamente. Datações Pb–Pb (por dissolução total) em amostras de sulfetos do alvo Pau da Merenda no Complexo Cuiú-Cuiú, indicam idade isocrônica de 1.978 ± 43 Ma (Silva-Junior *et al.*, 2013).

Figura 4.2. Mapa geológico da Província Mineral do Tapajós (Bahía & 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 epitermal high-sulfidation V3 (2), da mineralização epitermal low-sulfidation e do tipo pórfiro do Chapéu do Sol (3) e da Mina do Palito (4).

4.1.3 Formação Vila Riozinho

A Formação Vila Riozinho segue-se cronologicamente ao Grupo Jacareacanga. Ela foi definida em uma área na Província Mineral do Tapajós onde anteriormente se considerava ser parte das sequências vulcânicas do Grupo Iri (ca. 1,88 Ga) do Supergrupo Uatumã. Sua identificação foi feita por estudos geoquímicos e geocronológicos (Lamarão *et al.*, 1999; 2002; Dall' Agnol *et al.*, 1999) que comprovaram a existência de uma sequência vulcânica cálcio-alcálica mais antiga que as rochas típicas do Supergrupo Uatumã. Os principais afloramentos dessa sequência se localizam nos leitos dos rios Jamanxim e Riozinho das Arraias, na localidade da Vila Riozinho.

Diversos litotipos compõem esta formação, incluindo andesito basáltico, traquiandesito basáltico, traquito e riolito cálcio-alcálicos de alto potássio, transicionais com a série shoshonítica, metaluminosos a levemente peraluminosos, semelhantes a associações de rochas formadas em ambientes de arco magmático normal a maturo.

As composições químicas das rochas dessa unidade se assemelham às de rochas representativas do plúton granítico São Jorge e da Formação Jardim do Ouro, expostas no mesmo domínio tectônico.

Os estudos geocronológicos pelo método Pb–Pb por evaporação em zircões de traquito indicaram idades de cristalização de 1.998 ± 3 e 2.000 ± 4 Ma (Lamarão *et al.*, 2002). Também

foi datado pelo mesmo método zircão de pórfiros graníticos associados ao Monzogranito São Jorge Antigo e a leucogranito da Suíte Intrusiva Maloquinha e riolito associado a ignimbrito da Formação Moraes Almeida (Lamarão *et al.*, 2008). As idades obtidas foram de 1.888 ± 3 Ma, 1.987 ± 3 Ma e 1.982 ± 3 Ma para o pórfiro granítico e 1.996 ± 7 Ma e 2.018 ± 6 Ma para o riolito. O Granito São Jorge Jovem, de idade 1.891 ± 3 Ma, aflorante a sul da Vila Riozinho, hospeda a mineralização aurífera São Jorge (Borges *et al.*, 2009) e, segundo estes autores, o depósito pode ser do tipo pórfiro ou, eventualmente, do tipo *Intrusion Related*. Lamarão *et al.*, (2002) com base na idade do Granito São Jorge Jovem, o consideraram correlacionável às rochas da Tropas.

4.1.4 Suíte Intrusiva Creporizão

A designação desta unidade foi proposta por Ricci *et al.* (1999) para um conjunto de granitoides predominantemente protomiloníticos, considerados como metamorfisados na fácies anfibolito médio. Litologicamente predominam sieno- e monzogranito, com granodiorito e quartzo monzodiorito subordinados, todos cálcio-alcalinos de médio a alto potássio e peraluminosos a metaluminosos. Essas características são semelhantes às de rochas ígneas formadas em estágios sin- a tardi-orogênicos de arcos continentais maduros (Ricci *et al.*, 1999; Lamarão *et al.*, 1999; Klein & Vasquez, 2000).

A geocronologia dos granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão resultou em idades isocrônica Rb–Sr de 1.965 ± 16 Ma (Tassinari, 1996), muito semelhante à idade U–Pb de 1.957 ± 6 Ma em zircão (por SHRIMP) obtida por Santos (1999). No projeto PROMIN-Tapajós foram fornecidas idades Pb–Pb em zircão de 1.968 ± 19 Ma para granitoides dessa unidade aflorantes na área da Folha Vila Riozinho (Klein & Vasquez, 2000) e de 1.997 ± 3 Ma e 1.984 ± 1 Ma Folha Rio Novo (Vasquez & Klein, 2000). Estes dados sugerem que os granitoides desta suíte podem contemporâneos a um pouco mais jovens as rochas da Formação Vila Riozinho.

Datação Pb–Pb de zircão do Granito Tocantinzinho forneceu idade de 1.982 ± 8 Ma, o que levou Villas *et al.* (2013) a interpretarem esse corpo como uma manifestação magmática precoce do arco Creporizão. O depósito aurífero Tocantinzinho, classificado como *Intrusion Related* (Santiago *et al.*, 2013), hospeda-se em monzogranitos tardi- a pós-tectônicos com diversos aspectos semelhantes às mineralizações de ouro nos granitos Batalha, Palito, São Jorge e no Cuiú-Cuiú.

Tabela 1. Principais unidades geológicas e dados geocronológicos da Província Mineral do Tapajós.

Unidade	Tipo de rocha	Tipo de depósito	Idade (Ma)	Método
Cobertura sedimentar Fanerozoica e Proterozoica	Aluvial, coluvial e sedimentos clásticos.	Depósitos tipo <i>Placer</i> (Au)		
Formação Sequeiro	Grauvacas.	<i>Intrusion-related</i> , veios de quartzo (Au) ⁽³⁾	1895 a 1902 ⁽¹⁾	U-Pb T (zrd)
Formação Abacaxis	Siltitos intercalados com lentes de arenitos finos e argilitos.	<i>Intrusion-related</i> , <i>stockwork</i> e disseminado (Au) ⁽³⁾	1895 a 1879 ⁽¹⁾	U-Pb T (zrd)
Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	Lacólitos e diques de troctolito e gabro com olivina ⁽⁴⁾ .		1186 ±12 ⁽⁴⁾	U-Pb S (bd)
Diabásio Crepori	Sills e diques de gabro e diabásio e rochas diferenciadas ⁽⁴⁾ .		1780 ±7 ⁽⁴⁾	U-Pb S (bd)
Granito Porquinho	Granito alaskítico subvulcânico e riebeckita-hastingsita granito.	Mineralização de columbita ⁽³⁾	1786 ±14 ⁽³⁾	U-Pb S (zr)
Suíte Intrusiva Maloquinha	Pórfiro granítico e biotita leucomonzogranito.	Sulfetos massivos e disseminados (30%Py) (Au, (Cu, Bi, Ag, Co) ⁽³⁾	1864 ±19 a 1870 ±4 ⁽³⁾ 1880 ±9 ⁽⁷⁾ , 1882 ±4 ⁽⁸⁾	U-Pb S (zr) Pb-Pb (zr)
Suíte Intrusiva Ingarana	Olivina gabro, augita gabro, norito, anortosito e ferrosilita diabásio.		1881 ±11 ⁽⁹⁾ 1881 ±11 ⁽¹⁷⁾	U-Pb S (bd) U-Pb S (zr)
Suíte Intrusiva Parauari	Hornblenda-biotita monzogranito porfirítico, sienogranito, granodiorito, e subordinado tonalito, quartzo monzonito, quartzo diorito e diorito.	Orogênico, depósito hospedado em arco magmático (Au-(Cu)); <i>Intrusion-related</i> , veios de quartzo. Depósito de tipo Pórfiro de Au-(Cu) (Palito)	1879 ±11 ⁽¹⁾ 1883 ±2, 1882±4 ^{(8), (10)} 1964 ⁽⁵⁾ , 1955 ⁽²⁾ 1794 ±17 ⁽¹⁸⁾ 1883 ±11 ⁽¹⁹⁾	U-Pb T (zr) Pb-Pb T (zr) Rb-Sr Pb-Pb zr Pb-Pb zr
Formação Moraes Almeida	Ignimbritos, lápilli tufos, riolitos e traquitos.		1890 ±6, 1875 ±4, 1881 ±4 ⁽⁸⁾	Pb-Pb (zr)
Grupo Iriri	Tufos, ignimbritos, riolito, brechas vulcânicas e arenitos tufáceos. Andesito, dacito, traquiandesito e latito, com subordinados riolitos, fluxos basálticos e rochas vulcanoclásticas. Brechas hidrotermais em andesitos, pórfiros graníticos.	Depósito epitermal HS (Au-(Ag) ⁽¹¹⁾ Depósito epitermal <i>LS</i> Cu-Mo-(Au): Sequência Superior ⁽²¹⁾ Sequência Inferior ^(21*) Embasamento ^(21**)	1877 ±4 ⁽⁶⁾ , 1870 ±8 ⁽⁵⁾ , 1888 ±2 ⁽⁸⁾ , 1888 ±2, 1893 ±5 ⁽⁴⁾ , 1888 ±2, 1888 ±3, 1881 ±3, 1881 ±2 ⁽¹²⁾ 1888 ±6.6 e 1861 ±8,9 ⁽²¹⁾ 1990 ±12 ^(21*) 2003 ±24 ^(21**)	Pb-Pb (zr), U-Pb S (zr), Pb-Pb (zr), Pb-Pb (zr) Pb-Pb (zr) Pb-Pb zr U-Pb S zr

Tabela 1. Principais unidades geológicas e dados geocronológicos da Província Mineral do Tapajós.

Unidade	Tipo de rocha	Tipo de depósito	Idade (Ma)	Método
Suíte Intrusiva Tropas	Tonalito, granodiorito, basalto e andesito, e rochas vulcânicas subaéreas félsicas.	<i>Intrusion-related</i> , depósito disseminado e em <i>stockworks</i> (Au (Cu)) ⁽³⁾	1890 a 1900 ⁽³⁾	U-Pb S (zr), (ti)
Granito Batalha	Hornblenda-biotita monzogranito, com variações para sienogranito.	Depósito de tipo pórfiro profundo de Cu-Au ⁽¹¹⁾	1883 ±4 ⁽¹⁾	U-Pb S (zr)
Suíte Intrusiva Creporizão	Sieno e monzogranito, granodiorito e tonalito gnaissificados e milonitizados. Granitoides podem localmente estar metamorfizados em fácies anfibolito inferior.	<i>Intrusion-related</i> , veios de quartzo (Au) ⁽³⁾ , Depósito Aurífero Tocantininho ⁽¹⁶⁾	1968 ±7, 1963 ±6 ⁽³⁾ , 1997 ±3, 1984 ±1, 1968 ±6 ⁽⁹⁾ , 1965 ±16 ⁽⁵⁾ , 1982 ±8 ⁽¹⁶⁾	U-Pb S (zr) Pb-Pb (zr) Rb-Sr Pb-Pb (zr)
Formação Vila Riozinho	Andesito, traquito, riolito cálcio-alcálicos de alto potássio. Pórfiros graníticos.		2000 ±4, 1998 ±3 ⁽⁷⁾ 1996 ±7, 2018 ±6 ⁽¹⁴⁾ , 1987 ±3, 1982 ±3 ⁽¹⁴⁾ , 1888 ±7 ⁽¹⁴⁾	Pb-Pb (zr) Pb-Pb (zr)
Complexo Cuiú-Cuiú	Gnaiss granodiorítico a tonalítico, monzogranito, diorito, migmatitos e encraves de anfibolito, meta-andesitos, metabasaltos.	Orogênico, depósito hospedado em arco magmático (Au, Au (Cu)) ⁽³⁾ <i>Intrusion-related</i> , depósito em veios de quartzo (Au (Cu, As)) ⁽³⁾ Alvo Pau da Merenda (Depósito Aurífero) ⁽¹³⁾	2011 ±23 ⁽¹⁾ 2006 ⁽¹⁵⁾ 1978±3 ⁽¹³⁾	U-Pb T (zr) U-Pb S (zr) Pb-Pb (sulfetos)
Grupo Jacareacanga	Filito, xisto, metaturbidito, quartzito, metabasito, <i>hornfels</i> , e BIF (grau metamórfico baixo a médio).	Orogênico, depósito hospedado em turbiditos (Au, Au-(Cu)) ⁽³⁾	2125, 2106, 2098, 2875 ^(1,15)	U-Pb T (zrd)

Abreviaturas: S = SHRIMP, T = ID-TIMS, bd = Baddeleyita, ti = Titanita, zr = Zircão e zrd = Zircão detrítico. ⁽¹⁾ Santos *et al.* (2000), ⁽²⁾ Santos & Reis Neto (1982), ⁽³⁾ Santos *et al.* (2001), ⁽⁴⁾ Santos *et al.* (2002), ⁽⁵⁾ Tassinari (1996), ⁽⁶⁾ Lamarão *et al.* (1999), ⁽⁷⁾ Lamarão *et al.* (2002), ⁽⁸⁾ Vasquez *et al.* (1999), ⁽⁹⁾ Vasquez *et al.* (2000), ⁽¹⁰⁾ Bahia & Quadros (2000), ⁽¹¹⁾ Juliani *et al.* (2002), ⁽¹²⁾ Pinho *et al.* (2006), ⁽¹³⁾ Silva-Junior *et al.* (2013), ⁽¹⁴⁾ Lamarão *et al.* (2008), ⁽¹⁵⁾ Santos *et al.* (1997), ⁽¹⁶⁾ Villas *et al.* (2013), ⁽¹⁷⁾ Santos *et al.* (2004), ⁽¹⁸⁾ Santos *et al.* (2013), ⁽¹⁹⁾ Aquino *et al.* (2012), ⁽²⁰⁾ Juliani *et al.* (2005), ^(21, 21*, 21**) Aguija-Bocanegra (2013).

Figura 4.3. Mapa geológico da Província Mineral do Tapajós. Compilado e adaptado de Almeida et al. (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira et al. (2000), Klein & Vasquez (2000), Vasquez & Klein (2000), com a localização do Granito Batalha (1), da mineralização epitermal high-sulfidation V3 (2), da mineralização epitermal low-sulfidation e do tipo pórfiro do Chapéu do Sol (3) e da Mina do Palito (4).

4.1.5 Tonalito Rio das Tropas

Esta unidade é considerada como um dos arcos magmáticos formados durante orogenias oceano–continente que resultaram na formação da Província Mineral do Tapajós (Santos *et al.*, 2001). Esta unidade é constituída principalmente por corpos de tonalito com xenólitos de basalto e de andesito, além da ocorrência de derrames das mesmas rochas com uma idade determinada de 1.895 ± 7 Ma (U–Pb em zircão).

4.1.6 Formações Abacaxis e Sequeiro

Estas duas formações metassedimentares que afloram na porção oeste da Província Mineral do Tapajós, na região dos depósitos auríferos de Abacaxis e Maués, possuem características de depósitos intra-arco.

A Formação Abacaxis consiste de metassiltitos e meta-argilitos rosados interestratificados, com camadas de metarenito fino e argilitos (Santos *et al.*, 2000). Grãos de zircão de 1.895 ± 9 Ma (Pb–Pb) do metarenito indicam a idade mínima da sedimentação intra-arco do cinturão orogênico do Tapajós (Santos *et al.*, 2000; Coutinho, 2008).

A Formação Sequeiro é constituída predominantemente por metagrauvacas, comumente quartzosas. Esta sequência foi inicialmente considerada como parte das unidades menos metamorfisadas e deformadas do Grupo Jacareacanga, mas as idades Pb–Pb em zircão de *ca.* 1,90 Ga indicaram ser essas rochas mais jovens que as do Grupo Jacareacanga (Santos *et al.*, 2000).

4.1.7 Suíte Intrusiva Parauari

Na região do médio Tapajós, Santos *et al.* (1975) denominaram como Granito Parauari um conjunto de rochas graníticas produto da remobilização total ou parcial das rochas do Complexo Xingu. Este termo posteriormente foi substituído por Granodiorito Parauari por Melo *et al.* (1980). Complementarmente, Pessoa *et al.* (1977), Bizzinela *et al.* (1980) e Faraco *et al.* (1997) consideraram que os granitoides Parauari se diferenciariam dos granitoides do complexo Cuiú-Cuiú por não apresentarem deformação e por ocorrerem em grande parte da Província Tapajós.

Compõem esta unidade corpos predominantes de granito e monzogranito, com tonalito e diorito subordinados, que ocorrem como batólitos e *stocks* orientados segundo NW–SE, com formas irregulares. Os batólitos e *stocks* desta suíte são intrusivos nas rochas supracrustais do Grupo Jacareacanga, do Complexo Cuiú-Cuiú, da Suíte Creporizão e das formações Abacaxis e Sequeiro.

Geralmente as rochas dessa unidade são cinza-claras e equigranulares, mas por vezes são porfiríticas, com megacrístais de plagioclásio e, localmente, de quartzo. Devido à grande variação composicional, Brito (2000b *apud* Klein *et al.*, 2001) e Almeida *et al.* (2000) redefiniram essa unidade como Suíte Intrusiva Parauari e a subdividiram em três fácies principais: a) **Granodiorítica**, representada por corpos intrusivos nas rochas da fácies granítica, mas com contatos geralmente gradacionais, constituídos por biotita granodiorito, clinopiroxênio-biotita-hornblenda granodiorito, biotita monzogranito e corpos de tonalito e biotita sienogranito subordinados; b) **Granítica**, ocorre como batólitos intrusivos em áreas de afloramento do Complexo Cuiú-Cuiú e nos metassedimentos do Grupo Jacareacanga. É constituída principalmente por biotita monzogranitos, biotita-hornblenda granodiorito e raramente álcali-feldspato granito, sienogranito, tonalito, microtonalito e micromonzogranito granofírico, além de aplitos graníticos e diques de diabásio; c) **Granítica a titanita**, representada por *stocks* de rochas leucocráticas com predomínio de biotita monzogranito, hornblenda-biotita monzogranito e granodiorito e sienogranito subordinados.

As rochas que compõem esta suíte têm características geoquímicas da série cálcio-alcalina de médio a alto potássio, são metaluminosas a peraluminosas e tem afinidade com rochas formadas em ambiente de arco vulcânico (Klein *et al.*, 2001).

A geocronologia U–Pb em zircão de amostras desta suíte indicou idades de 1.883 ± 4 Ma a 1.870 ± 12 Ma e a Pb–Pb em zircão fornece uma idade de 1.880 ± 14 Ma (Santos *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2001; Santos *et al.*, 2004).

4.1.8 Suíte Intrusiva Ingarana

A Suíte Intrusiva Ingarana (Bahia & Quadros, 2000) é formada por um conjunto de corpos de augita gabro, gabronorito, leuconorito, diabásio e microgabro e, subordinadamente, monzogabro, diorito e monzodiorito subalcalinos a cálcio-alcalinos de médio a alto potássio e aluminoso (Almeida *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2001). Nesta suíte também se reporta a existência de garimpos em veios de quartzo com sulfetos (Bahia & Quadros, 2000).

Uma datação K–Ar em uma amostra de olivina gabro desta unidade indica uma idade de 1.807 ± 35 Ma (Pessoa *et al.*, 1977). Posteriormente, análises U–Pb em zircão, titanita e baddeleyita por SHRIMP indicaram idades entre 1.879 ± 3 e 1.873 ± 10 Ma (Santos *et al.*, 2001).

4.1.9 Granito Batalha

Este corpo intrusivo foi inicialmente considerado por Coutinho *et al.* (1996) como

pertencente à Suíte Intrusiva Maloquinha, mas Juliani *et al.* (2002) e Juliani *et al.* (2005) o correlacionam com rochas da fase final do magmatismo Parauari e com o Granito Rosa de Maio (ca. 1.880 Ma), que pertencem à fácies granítica desta suíte.

O Granito Batalha aflora como um *stock* elíptico em planta, intrusivo nos granitoides da Suíte Intrusiva Parauari. É composto por hornblenda-biotita sienogranito com variações para monzogranito. A química das rochas indica caráter cálcio-alcálico a subalcalino e metaluminoso a peraluminoso, de afinidade com granitos tardi- a pós-colisionais. Esta unidade encontra-se afetada por uma intensa atividade hidrotermal pós-magmática em estilos pervasivo e fissural, com mineralizações de ouro associadas. As mineralizações neste granito compartilham algumas características com sistemas de tipo pórfiro, com expressivos halos de alteração hidrotermal, com ouro associado com alteração sericitica e presença de metais de base associados ao ouro, bem como com os denominados *Intrusion Related Gold Systems* (Juliani *et al.*, 2002), com altos teores de bismuto.

Zircão de rocha desta unidade amostrada nas proximidades do garimpo Batalha datadas pelo método U–Pb em SHRIMP resultaram em idade de 1.883 ± 4 Ma (Santos *et al.*, 2000).

4.1.10 Supergrupo Uatumã

As rochas tardi- a pós-orogênicas da Província Mineral do Tapajós são representadas pelo **Grupo Uatumã**. Este grupo foi formado durante grandes eventos vulcano–plutônicos que afetaram grande parte do Cráton Amazônico. Rambrag & Santos (1974), Santos (1984), Santos *et al.* (1975), Pessoa *et al.* (1977) e Vasquez *et al.* (1999) caracterizaram e foram responsáveis pela individualização das unidades deste Grupo. A presença de suítes intrusivas e extrusivas heterogêneas neste conjunto levaram a Melo *et al.* (1978, *apud* Almeida *et al.*, 2000) elevar a categoria do Grupo Uatumã para Supergrupo. Portanto, o Supergrupo Uatumã passou a ser considerado como composto por rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Maloquinha e por rochas vulcânicas ácidas e vulcanoclásticas do Grupo Iri.

4.1.10.1 Grupo Iri

A parte vulcânica do magmatismo Uatumã é representada pelo **Grupo Iri**, inicialmente denominado Formação Iri por Forman *et al.* (1972), e posteriormente elevado à categoria de Grupo por Pessoa *et al.* (1977), que o dividiram nas formações Aruri e Salustiano. Santos (1984) considerou este grupo como formado por rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas de natureza cálcio-alcálica.

No Cráton Amazônico, a grande extensão do vulcanismo Iri tem gerado muita

discussão. O acervo de dados geocronológicos obtidos nessa unidade, somado a reconhecimento de complexos de caldeiras vulcânicas na Província Mineral do Tapajós (Juliani *et al.*, 2005), indicam que eventos vulcânicos distintos foram responsáveis pela constituição do Grupo Iriri *sensu lato*. De fato, datações em rochas vulcânicas dacíticas e andesíticas cálcio-alcalinas e riolíticas da região de Moraes Almeida indicam idades Pb–Pb diversas, de 2.001 ± 6 Ma e 1.877 ± 4 Ma (ignimbritos), de 1.890 ± 2 Ma (riolito) e 1.880 ± 9 Ma (granitos), evidenciando a existência de pelo menos dois grandes eventos vulcânicos na região (Lamarão *et al.*, 2002). Em rochas vulcânicas de *ca.* 1,88 Ga deste grupo foram identificados sistemas epitermais *high-sulfidation* mineralizados em ouro e bem preservados (Nunes, 2001; Juliani *et al.*, 2005) e um sistema epitermal *low-sulfidation* mineralizado em cobre e molibdênio e com ouro subordinado (Corrêa-Silva, 2002), com a sobreposição de uma mineralização do tipo pórfiro (Aguja-Bocanegra *et al.*, 2013 e Aguja-Bocanegra, 2013).

O Grupo Iriri, segundo Juliani *et al.* (2005), seria composto, da base para o topo, pelas seguintes subunidades:

a) Formação Bom Jardim

É composta por derrames de andesitos, andesito basáltico, traquiandesito e latito, localmente porfiríticos, com fluxos basálticos e riolíticos subordinados, além de rochas vulcanoclásticas, hialoclastitos e hornblenda riolítico (Almeida *et al.*, 2000). Localmente há presença de brechas hidrotermais basálticas e andesíticas. Estudos litoquímicos indicam natureza cálcio-alcalina de alto potássio para as rochas vulcânicas e, por sua vez, as rochas básicas são tholeiíticas e metaluminosas. A posição cronoestratigráfica desta formação ainda não está bem definida, embora, rochas desta unidade associam-se espacialmente com as rochas da Formação Salustiano. Segundo Juliani *et al.* (2005) as rochas desta formação são representativas de remanescentes erosivos de estratovulcões de fase pré-caldeira associados ao processo de *rifting* após a subducção Parauari.

b) Formação Salustiano

Essa formação se sobrepõe a Formação Bom Jardim e agrupa rochas vulcânicas ácidas que ocorrem, geralmente, na forma de derrames (Pessoa *et al.*, 1977). Há predomínio de riolitos, riolitos e dacitos que variam entre maciços e porfiríticos. Esta unidade encontra-se sobreposta às rochas graníticas da Suíte Intrusiva Parauari e foram invadida por granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha (Bahia & Quadros, 2000; Coutinho, 2008). Essas rochas foram afetadas por hidrotermalismo de diferentes tipos, estilo e intensidades (Juliani *et al.*, 2000; Nunes *et al.*, 2000; Nunes, 2001; Corrêa-Silva *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2005). Estudos litoquímicos de rochas desta formação evidenciam caráter cálcio-alcalino de alto potássio

(Bahia & Quadros, 2000). Em riolitos desta sequência Santos *et al.* (2000) obtiveram idade de 1.870 ± 8 Ma (U–Pb SHRIMP em zircão) para os riolitos. Dall’Agnol *et al.* (1999) dataram riolitos peralcalinos pelo método de evaporação obtendo idades de 1.888 ± 8 Ma (Pb–Pb em zircão).

c) Formação Aruri

Essa formação representa o topo da sequência e é constituída por rochas piroclásticas félsicas, com predomínio de tufos ácidos, ignimbritos e brechas vulcânicas, rochas epiclásticas com tufitos e arenitos tufáceos e conglomerados vulcânicos (Pessoa *et al.*, 1977). Bahia & Quadros (2000) consideraram como fonte destas rochas o vulcanismo ácido explosivo da Formação Salustiano, com grandes quantidades de material piroclástico, posteriormente retrabalhado e redepositado em depósitos de fluxo e de queda. Brechas hidrotermais que ocorrem nesta unidade são hospedeiras de sistemas epitermais *high-* e *low-sulfidation* mineralizados em ouro excepcionalmente bem preservados por deformações, metamorfismo e pela erosão (Nunes *et al.*, 2000; Nunes, 2001; Corrêa-Silva *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2005; Miranda, 2009). As rochas desta formação, segundo os estudos litoquímicos, se caracterizam pela supersaturação em sílica, peraluminosidade e caráter subalcalino a peralcalino (Almeida *et al.*, 2000). Estudos geocronológicos Pb–Pb em zircão (método de evaporação) nos ignimbritos desta sequência permitiram obter idades de 1.877 ± 4 Ma (Lamarão *et al.*, 1999).

Stocks e diques de hornblenda-biotita monzogranito com textura granofírica foram introduzidos nas formações Bom Jardim e Salustiano, mas não cortam as vulcânicas dos níveis superiores da Formação Aruri. Estes monzogranitos apresentam semelhança com os granitos Batalha e Rosa de Maio (*ca.* 1,88 Ga), contemporâneos com a fase de vulcanismo sin-caldeira e correlacionados com o magmatismo tardi-tectônico Parauari. As unidades vulcânicas, os monzogranitos e os depósitos sedimentares intra-caldeira são cortados tanto por granófiros riolíticos e riodacíticos, como por diques e *stocks* de pórfiros em estruturas anelares e radiais, responsáveis pela geração dos sistemas hidrotermais que resultaram na mineralização epitermal *high-sulfidation*.

d) Formação Moraes Almeida

É caracterizada pela predominância de depósitos de ignimbritos e de lápili-tufos e derrames de riolito, com traquitos alcalinos subordinados. A idade Pb–Pb para rochas desta sequência é de 1.875 ± 4 Ma em zircão (Lamarão *et al.*, 2002). Pórfiros graníticos associados à ignimbritos e riolitos desta formação foram datados pelo método de evaporação de Pb em zircão, resultando em idade de cristalização de 1888 ± 3 Ma (Lamarão *et al.*, 2008).

4.1.11 Suíte Intrusiva Maloquinha

Os corpos graníticos da Suíte Maloquinha são intrusivos nos batólitos da Suíte Intrusiva Parauari e são geralmente alongados segundo a direção NW–SE e paralelos às estruturas que cortam os referidos batólitos.

Essa suíte foi inicialmente definida por Santos *et al.* (1975) como Granito Maloquinha, e posteriormente denominada como suíte por Almeida *et al.* (1977), para agrupar os diversos corpos graníticos plutônicos do magmatismo Uatumã. Diversos autores têm descrito a distribuição e a gênese destes granitos no Cráton Amazônico, entre os quais se destacam Bettencourt & Dall'Agnol (1987), Dall'Agnol *et al.* (1994; 1997; 1999); Bettencourt *et al.* (1995), Brito *et al.* (1997, 1999a, 1999b), Lamarão *et al.* (1999, 2002), Nunes *et al.* (2000), Klein *et al.* (2001), Juliani *et al.* (2005) e Fernandes (2009).

Esta unidade é composta por granitos plutônicos e sub-vulcânicos alaskíticos que afloram como *stocks* e batólitos elípticos a circulares, distribuídos predominantemente ao longo de lineamentos regionais de direção NW–SE, especialmente associados com rochas vulcânicas de Grupo Iriri (Almeida *et al.*, 2000), onde, localmente, se encontram afetados por zonas de falhas. Os *stocks* são intrusivos nas rochas da Suíte Intrusiva Parauari, do Complexo Cuiú-Cuiú e do Grupo Iriri. A variedade mais comum de rochas dessa suíte é representada por biotita granito e granodiorito, monzogranito, álcali-feldspato granito, sienogranito e granófiros, com presença frequente de texturas *rapakivi* (Brito *et al.*, 1997).

As rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha são peraluminosas e subalcalinas a alcalinas (Lamarão *et al.*, 2002), com características de evolução a partir de fusão parcial de crosta continental. As características petrográficas, químicas e os padrões de terras raras evidenciam semelhanças com os granitos do tipo A, tais quais os descritos por Eby (1990).

Pesquisas apresentadas no Projeto RADAM (1975) indicam a presença de nióbio, estanho, ouro, tântalo em alguns dos corpos desta suíte.

Brito *et al.* (1997; 1999a; 1999b) dividiram as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha em três fácies principais: **Biotita Granito**, **Hornblenda Granito** e **Riebeckita Granito**, das quais as duas primeiras são mais abundantes. Para estes granitos, Santos *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2001) obtiveram idades de 1877 ± 12 Ma, 1874 ± 7 Ma, 1871 ± 8 e 1864 ± 18 Ma pelo método U–Pb em zircão por SHRIMP.

A inclusão das rochas vulcânicas cálcio-alcalinas do Grupo Iriri no mesmo evento magmático alcalino gerador da Suíte Intrusiva Maloquinha não é petrogeneticamente coerente e esse aspecto levou Juliani *et al.* (2005) a considerarem as vulcânicas do Grupo Iriri como parte do conjunto tardi- a pós-colisional do evento magmático cálcio-alcalino Parauari. As

rochas intrusivas tardias da Suíte Intrusiva Parauari, quando afetadas pelo metassomatismo potássico se tornam macroscopicamente muito semelhantes às alcalinas do evento anorogênico Maloquinha, por causa da cor vermelha intensa, o que comumente resulta em interpretações equivocadas. As rochas vulcânicas alcalinas, por sua vez, podem ser correlacionadas com as formações Moraes Almeida (Lamarão *et al.*, 2002) e Santa Rosa (Fernandes, 2009).

4.1.12 Granitoides Pós-Maloquinha

Klein & Vasquez (2000) identificam e individualizaram outras unidades magmáticas proterozoicas na Província do Tapajós, formadas por corpos de rochas subalcalinas a alcalinas, com alguns termos metaluminosos e peralcalinos, denominando-os Granitoides Pós-Maloquinha. Fazem parte deste conjunto as seguintes unidades:

4.1.12.1 Suíte Intrusiva Porquinho

Definida por Bahia *et al.* (1998), é composta por álcali-feldspato granito, biotita granito, riebeckita granito e hastingsita granito. Análises geoquímicas indicam seu caráter alcalino e variação entre metaluminoso e peraluminoso (Bahia & Quadros, 2000).

4.1.12.2 Granito Pepita

A unidade foi definida por Almeida *et al.* (2000) para um conjunto de corpos que afloram em áreas circulares, intrusivos na Suíte Intrusiva Porquinho. São compostos por riebeckita-arfvedsonita-feldspato alcalino granito e feldspato alcalino granito leucocráticos e com características geoquímicas subalcalinas a alcalinas levemente peraluminosas. Segundo Almeida *et al.* (2000), essas características, juntamente com as petrográficas, sugerem semelhanças com os granitos do Tipo A descritos por Eby (1990). Dados geocronológicos pelo método U–Pb (SHRIMP em zircão) indicaram idades de *ca.* 1.870 ±4 Ma (Santos *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2004).

4.1.12.3 Granito Caroyal

Este granito foi considerado como parte do Granito Maloquinha por Santos *et al.* (1975) mas, devido as suas características químicas, foi redefinido por Almeida *et al.* (2000) como Granito Caroyal. De dimensões batolíticas, intrusivo em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e localmente em granitoides da Suíte Intrusiva Parauari, é constituído por biotita monzogranito e sienogranito cálcio-alcalina de alto potássio, medianamente peraluminosos, com afinidade de formação em arco magmático (Klein *et al.*, 2001). Determinações pelo método U–Pb (por SHRIMP) em núcleos e bordas de cristais de zircão, mostraram idades de 2,6 a 2,7 Ga e de 1,87 Ga, interpretadas, respectivamente, como de zircões herdados e do magmatismo (Santos, 1999, *apud* Almeida *et al.*, 2000). Esta última idade, no intervalo entre 1874 e 1866 Ma, levou a Santos *et al.* (2004) a considerar esta unidade sendo parte da Suíte

Intrusiva Maloquinha.

4.1.13 Formação Buiúçu

Esta unidade faz parte das coberturas sedimentares paleoproterozoicas na Província Mineral do Tapajós, representantes da fase de estabilização regional. É formada por arcóseos líticos, arenitos arcoseanos, arenitos quartzosos, conglomerados, siltitos, argilitos, tufos cineríticos e tufitos, além de algumas brechas vulcânicas intercaladas. Comumente apresenta estratificação plana-paralela, localmente cruzada, e marcas onduladas (Almeida *et al.*, 2000). O intervalo de sedimentação desta formação tem idade mínima coincidente com a do Diabásio Crepori (1.778 Ma) nela intrusivo, e a sua idade máxima é considerada a mesma das vulcânicas félsicas do Grupo Iriri (*ca.* 1,89 Ga), já que há presença de seixos desta unidade em conglomerados.

4.1.14 Lamprófiro Jamanxim

Após a fase de estabilização na Província do Tapajós, houve intrusões de lamprófiros (Jamanxim), do granito Igarapé Escondido e de rochas básicas da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (Klein *et al.*, 2001).

Essa unidade é constituída por um conjunto de diques de lamprófiro intrusivos em rochas vulcânicas do Grupo Iriri e em granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, além dos granitoides das suítes Parauari e Creporizão e nos ortognaisses do Complexo Cuiú-Cuiú. Estudos litoquímicos no projeto PROMIN-Tapajós (Klein & Vasquez, 2000) indicam para estas rochas afinidade cálcio-alcálica de alto potássio ou shoshonítica, formadas em estágios pós-orogênicos.

Análises K–Ar em rocha total mostram idade de 1.536 ± 31 Ma (Almeida *et al.*, 2000).

4.1.15 Diabásio Crepori

Essa unidade foi definida por Santos & Loguércio (1984) para um conjunto de corpos irregulares, diques orientados segundo a direção E–W e N10–15E e *sills* de diabásio, olivina diabásio e microgabros intrusivos nas rochas das coberturas sedimentares da Formação Buiúçu. Datações U–Pb (SHRIMP em baddeleyita) indicam idade de 1.778 ± 9 Ma (Santos *et al.*, 2000).

4.1.16 Granito Igarapé Escondido

O nome Granito Igarapé Escondido foi introduzido por Brito *et al.* (1999a) para descrever um conjunto de corpos mesoproterozoicos sub-vulcânicos, com biotita e fluorita e

textura rapakivi, em parte granofíricos, além de rochas plutônicas leucocráticas. Estes plútons são intrusivos em rochas vulcânicas da Formação Salustiano e composicionalmente há um predomínio de biotita microssienogranito porfirítico, sienogranito porfirítico, sienogranito porfirítico com textura rapakivi e álcali-feldspato granito grosso alaskítico (Almeida & Monteiro, 1997; Almeida *et al.*, 2000).

A geoquímica de rochas desta unidade mostra afinidade subalcalina levemente peraluminosa, muito semelhante, segundo Brito *et al.* (1999a), à dos granitoides do Tipo A desenvolvidos em ambientes intraplaca de crosta atenuada.

4.1.17 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

Quadros *et al.* (1998) utilizaram o termo Suíte Intrusiva Cachoeira Seca para designar um conjunto de rochas básicas intrusivas nos granitoides da Suíte Intrusiva Parauari e nas rochas da Formação Buiúçu. Caracteriza esta unidade uma série de diques e derrames de olivina gabro, diorito e troctolito alcalinos. O posicionamento estratigráfico desta suíte foi definido por datações radiométricas pelos métodos K–Ar em plagioclásio de 1.072 ± 18 Ma (Pessoa *et al.*, 1977), U–Pb (SHRIMP) em baddeleyita de 1.099 ± 28 Ma (Santos, 1999), e U–Pb (SHRIMP) em baddeleyita de 1.186 ± 12 Ma (Santos *et al.*, 2001).

4.1.18 Rochas Básicas Indiferenciadas

Quadros *et al.* (1999) identificaram um conjunto de rochas básicas ainda não agrupadas como unidade devido a falta de informações suficientes que permitam também o estabelecimento de correlações. Neste grupo são incluídas rochas básicas mesozoicas, as quais na forma de diques ocorrem na porção meridional do Cráton Amazônico. Análises U–Pb em baddeleyita de rochas de dique do Dolerito Piranhas fornecem uma idade de 507 ± 4 Ma (Santos *et al.*, 2002). O Diabásio Periquito é considerado por Klein *et al.* (2002) como parte desse grupo de rochas básicas.

4.1.19 Coberturas Fanerozoicas

Vasquez *et al.* (1996) e Coutinho *et al.* (1997) agrupam como “coberturas fanerozoicas” as rochas sedimentares mais novas que 590 Ma. O Paleozoico é representado pelas unidades que preenchem a Bacia do Alto Tapajós (Formações Jatuarana e Ipixuna), o Mesozoico pela Formação Alter do Chão (sequência de topo da Bacia Amazônica) e o Cenozoico por coberturas lateríticas terciárias, sedimentares fluviais pleistocênicas e aluvionares holocênicas (Faraco *et al.*, 1997). De modo geral, rochas sedimentares e

sedimentos clásticos, lateritas, aluviões e coluviões concentram importantes reservas de ouro, onde a atividade de garimpagem foi responsável por grande produção durante várias décadas.

5 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA SOBRE ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS, SISTEMAS MAGMÁTICOS–HIDROTERMAIS DO TIPO PÓRFIRO, EPITERMAIS *HIGH E LOW –SULFIDATION*, E SISTEMAS DO TIPO *GREISEN*

5.1 Alteração Hidrotermal

A alteração hidrotermal consiste de um conjunto de substituições químicas de minerais causados pela circulação de fluidos quentes aquosos (entre 50 e 500 °C) que lixiviam e/ou adicionam elementos químicos à rocha (Reed, 1997; Pirajno, 1992; 2009).

Os fluidos podem percolar rochas de modo homogêneo (alteração pervasiva) ou através de fraturas (alteração fissural), modificando parcial ou totalmente as texturas e a mineralogia original (Rose & Burt, 1979). A transformação resultante da interação do fluido–rocha pode ser classificada em função do metassomatismo e das reações de troca de bases que são condicionadas pela atividade de álcalis e de hidrogênio no sistema. Segundo Reed (1997), o entendimento do processo de alteração hidrotermal é fundamental porque oferece informações sobre as características químicas e a origem dos fluidos, assim como sobre as condições físicas da formação do minério. Os fluidos ou soluções hidrotermais incluem componentes principais (Na, K, Ca e Cl) e secundários (Mg, Mn, B, F, S, Cr, Fe, CO₂, SO₂, H₂O, NH₃, NH₄, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag, Au, etc).

A reação dos fluidos hidrotermais com os constituintes da rocha é responsável pelo re-equilíbrio e pela formação de novas assembleias de minerais em equilíbrio com as novas condições físico-químicas. Este processo pode ser explicado como uma forma de metassomatismo, no qual a troca de componentes químicos entre os fluidos e a rocha encaixante altera as composições da rocha e do fluido (Rose & Burt, 1979). Segundo Pirajno (2009), os principais fatores que controlam os processos de alteração são: (1) natureza das rochas encaixantes; (2) composição química dos fluidos; (3) concentração, atividade e potencial químico dos componentes do fluido, tais como H⁺, CO₂, O₂, K⁺, H₂S e S₂. Adicionalmente, a temperatura, a diferença de temperatura (ΔT) e a pressão controlam processos secundários, como a profundidade da ebulição. Henley & Ellis (1983, *apud* Pirajno, 2009) consideraram que os produtos da alteração em sistemas epitermais não dependem tanto da composição das rochas encaixantes, sendo mais importantes a permeabilidade, a temperatura e a composição do fluido, pois, num intervalo de temperatura entre 250 e 280 °C, são formadas assembleias com quartzo, albita, feldspato potássico, epidoto, illita, calcita e pirita, tanto em basaltos como em arenitos, riolitos e andesitos. Outros autores, incluindo

Gustafson (1978), Sinclair (2007), Sillitoe (2010), ressaltaram a importância da natureza e composição das encaixantes nos processos de alteração hidrotermal, particularmente em sistemas do tipo pórfiro.

5.2 Tipos de Alteração Hidrotermal

As assembleias minerais resultantes da interação de soluções hidrotermais com as rochas encaixantes sob diferentes condições de temperatura, pressão e aK^+/aH^+ (atividades de potássio e hidrogênio no sistema) caracterizam os principais tipos de alteração hidrotermal (**Fig. 5.1**), dentre os quais o metassomatismo alcalino (sódico e potássico) e as alterações propilítica, sericitica, argílica e argílica avançada são os mais conhecidos (**Tabela 5.1**).

Durante a evolução do sistema hidrotermal há variações na razão aK^+/aH^+ do fluido e nas condições de pressão e temperatura do sistema (Pirajno, 1992), provocando sobreposição recorrente e telescopagem dos tipos de alteração hidrotermal. Estas variações na evolução do sistema fluidal, juntamente com a sobreposição dos tipos de alteração devido a sucessivos eventos de intrusão de magmas, caracterizam as alterações hidrotermais como um sistema químico aberto. Outras variações importantes podem ser devidas à composição e reatividade da rocha, tipo de estruturas percoladas, permeabilidade, realimentação do sistema hidrotermal e mistura de fluidos.

O metassomatismo do íon hidrogênio, a hidratação e a troca catiônica são os principais mecanismos que controlam a estabilidade dos minerais silicáticos, o pH e a transferência de cátions na solução (Pirajno, 2009). Estes mecanismos são responsáveis pelos diferentes tipos de assembleias minerais das alterações hidrotermais em depósitos magmáticos–hidrotermais, onde áreas de intensa decomposição hidrolítica de silicatos são envolvidas por zonas de alteração propilítica, devido à adição de água e CO_2 no sistema. A hidrólise de feldspatos e micas de potássio consome H^+ e libera cátions, como Na^+ e K^+ , e elementos metálicos, que podem substituir os minerais.

A seguir são descritos os tipos mais comuns de alteração hidrotermal nos sistemas magmático–hidrotermais de tipo pórfiro, epitermais *high-* e *low-sulfidation*, e sistemas do tipo *greissen*:

5.2.1 Metassomatismo alcalino (sódico e potássico)

Nas fases finais de cristalização de uma massa ígnea são formados fluidos alcalinos altamente salinos em temperaturas entre 800 a 600 °C. Esses fluidos causam ampla alteração potássica ou sódica, responsáveis pela cristalização *subsólido* de novas fases minerais que incluem reações de trocas químicas em feldspatos (especificamente Na^+ por K^+ , e K^+ por

Na⁺), mudanças na sua estrutura cristalina, albitização, microclinização, cristalização de micas tri-octaédricas e transformações dos minerais máficos (Barnes, 1997; Pirajno, 1992).

É característica do metassomatismo alcalino a substituição de feldspatos ígneos por feldspato potássico (microclinização) ou por albita (albitização) e quartzo, resultando em núcleos de plagioclásio com bordas de feldspato potássico e vice-versa, vênulas de feldspato potássico em plagioclásio, assim como a ocorrência de texturas de dissolução. No caso da albitização, é comum a cristalização de albita substituindo feldspato potássico, albita intergranular e em vênulas, por vezes acompanhada por muscovitização da biotita ígnea ou hidrotermal.

No metassomatismo potássico ocorre substituição dos feldspatos ígneos, especial do plagioclásio, e dos minerais máficos por feldspato potássico, biotita e quartzo, em temperaturas entre 600 e 450 °C. Esse tipo de alteração é comum nas zonas centrais dos sistemas do tipo pórfiro, mas, sistemas epitermais *low-sulfidation* também apresentam este tipo de alteração, mas, nesse caso, o feldspato é representado pela adulária associada com sericita (Pirajno, 2009).

O metassomatismo potássico se caracteriza pelas seguintes associações de minerais: (i) feldspato potássico + biotita + quartzo; (ii) feldspato potássico + clorita e; (iii) feldspato potássico + biotita + magnetita, todas com albita, sericita, anidrita e apatita subordinados e, ocasionalmente, rutilo e sulfetos, principalmente calcopirita, pirita e molibdenita. A principal paragênese presente na alteração potássica pode ser observada na **Figura 5.2**.

5.2.2 Alteração propilítica

Este tipo de alteração se caracteriza pela adição de H₂O, CO₂ e, localmente, S, no sistema, sem apreciável metassomatismo do H⁺ e lixiviação de álcalis e de elementos alcalinos terrosos (*alkaline earths*). A alteração propilítica se desenvolve mais distalmente em relação à fonte de calor (corpos intrusivos) e nas partes relativamente mais profundas do sistema hidrotermal. Nos depósitos do tipo pórfiro a sua localização principal é marginal em relação ao corpo intrusivo (Hedenquist & Richards, 1998; Sillitoe, 2010) e afeta tanto a rocha intrusiva e como suas encaixantes (Creasey, 1966).

Figura 5.1. (A) Esquema da evolução de um sistema hidrotermal em função da temperatura e das atividades do K^+ e do H^+ (Guilbert & Park, 1985; Burnham & Ohmoto, 1980, modificado de Pirajno, 1992). À medida que o sistema evolui para temperaturas e pressões mais baixas há um progressivo aumento de H^+ e uma evolução progressiva do metassomatismo alcalino para alteração argílica. (B) O metassomatismo alcalino libera H^+ , resultando em diminuição da razão álcalis/ H^+ , com subsequente desestabilização dos feldspatos e micas e cristalização de novas fases minerais que formam as zonas de greisen e de alteração sericitica. O intenso metassomatismo de H^+ deve-se à entrada de água meteórica no sistema, o que provoca aumento do estado de oxidação e maior produção de H^+ . A este processo podem se associar as zonas de alteração argílica e a lixiviação ácida (modificado de Pirajno, 1992).

A mineralogia é dada por assembleias com epidoto, clorita e albita, além de carbonatos, feldspato potássico, pirita e sericita subordinados, além de quartzo, montmorillonita, zeólitas, apatita, óxidos de ferro e finos cristais de actinolita (Creasey, 1966; Pirajno, 1992). Sob certas condições, no entanto, cristaliza-se caulinita ao invés de montmorillonita (Creasey, 1966). A presença de zeólitas define os campos de estabilidade T-P (temperatura e pressão) do sistema hidrotermal, condições essas muito úteis na identificação das proximidades da fonte de calor e das zonas de *boiling* de depósitos epitermais, onde podem ser encontradas mineralizações auríferas com teores mais elevados (Pirajno, 1992). Nos diagramas AKF e ACF da **Figura 5.2** são observadas as principais assembleias presentes neste tipo de alteração hidrotermal.

O excesso de H₂O e SiO₂ no sistema hidrotermal resulta em fases hidratadas abundantes e quartzo em condições de equilíbrio em todas as paragêneses. Neste tipo de alteração a composição química da rocha influencia a paragênese mineral, portanto, o termo propilítica exclui os processos hidrotermais cloritização, albitização e epidotização, produzidos pelo predomínio da composição química do fluido (Reed, 1997).

5.2.3 Alteração sericítica

É um dos tipos mais comuns de alteração hidrotermal e está presente em muitos depósitos minerais hidrotermais, incluindo os de sulfetos maciços vulcanogênicos arqueanos (VMS – *Volcanogenic Massive Sulfide* ou VHMS – *Volcanic Hosted Massive Sulfide*), do tipo pórfiro, de veios de quartzo aurífero e em sistemas epitermais. Esta alteração é devida à desestabilização dos feldspatos na presença de H⁺, OH⁻, K⁺ e S, com formação de quartzo, mica branca, pirita e, às vezes, calcopirita, além da lixiviação de Na, Mg, Ti, Fe e K. Neste tipo de alteração há mistura de fluidos ígneos e meteóricos. A principal paragênese é definida pela presença de quartzo, micas brancas (muscovita, paragonita, fengita, fuchcita e roscoelita) e sulfetos (pirita e, secundariamente, calcopirita e molibdenita), com feldspato potássico, caulinita, calcita, biotita, rutilo, anidrita, apatita, hidromoscovita e illita (Meyer & Henley, 1967; Pirajno, 1992). Segundo Reed (1997), na zona de alteração sericítica de pórfiros cupríferos, além do quartzo, sericita e pirita, pode estar presente clorita, assim como ao redor dos veios de metais de base e em depósitos VMS em rochas félsicas. A paragênese típica desta alteração é representada na **Figura 5.2**.

Tabela.5.1. Características dos principais tipos de alteração hidrotermal em sistemas do tipo pórfiro, epitermal e VHMS (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).

TIPO DE ALTERAÇÃO	MINERAIS TÍPICOS	MINERAIS ASSOCIADOS + SULFETOS + ÓXIDOS	TIPOS DE SISTEMAS HIDROTERMAIS ONDE OCORRE A ALTERAÇÃO
Sódico-cálcica	Albita, oligoclásio, actinolita e magnetita	Diopsídio + epidoto + granada	Pórfiros de cobre
Potássica	Feldspato potássico e biotita	Quartzo ± magnetita ± sericita ± albita ± clorita ± turmalina ± andalusita ± actinolita ± anidrita ± apatita ± rutilo ± epidoto ± calcopirita ± bornita ± pirita ± molibdenita ± calcocita ± digenita	Pórfiros de cobre
Propilítica (incluindo saussuritização)	Clorita, epidoto, albita, carbonato	Actinolita ± feldspato potássico ± sericita ± montmorillonita ± apatita ± anidrita ± ankerita ± hematita ± zeólitas ± pirita ± calcopirita ± bornita ± esfalerita ± galena ± tennantita ± tetraedrita ± magnetita ± titanita ± rutilo	Pórfiros de cobre, sistemas epitermais <i>high-sulfidation</i> , <i>low-sulfidation</i> e campos geotermiais.
Sericítica	Quartzo, sericita	Pirita ± feldspato potássico ± biotita ± calcita ± dolomita ± pirofilita ± turmalina ± clorita ± andalusita ± cloritóide ± albita ± pirrotita ± calcopirita ± molibdenita ± esfalerita ± galena ± tennantita ± especularita ± bornita	Pórfiros de cobre, sistemas epitermais <i>low-sulfidation</i> , VHMS, sulfetos maciços. Menos desenvolvida em pórfiros cupríferos associados com intrusões alcalinas.
Argílica	Caulinita, montmorillonita	Sericita ± clorita	Pórfiro de cobre, sistemas epitermais <i>high-sulfidation</i> , <i>low-sulfidation</i> , campos geotermiais.
Argílica intermediária	Clorita-sericita (esmectita-caulinita)	Montmorillonita ± illita-esmectita ± calcita ± epidoto ± biotita ± pirita ± calcopirita ± pirrotita ± estannita ± bismutinita ± hematita ± rutilo	Pórfiros de cobre, sistemas epitermais <i>high-sulfidation</i> .
Argílica avançada	Pirofilita, caulinita, dickita, alunita, quartzo (<i>vuggy</i>)	Sericita ± andalusita ± diásporo ± alunita ± pirofilita ± topázio ± enargita ± turmalina ± pirita ± calcocita ± covelina ± zunyita ± calcopirita ± hematita	Pórfiros de cobre, sistemas epitermais <i>high-sulfidation</i> , campos geotermiais.

5.2.4 Alteração argílica

Também chamada de alteração argílica intermediária (Meyer & Hemley, 1967), é comumente a fase tardia nos sistemas hidrotermais. Esta alteração é gerada pela decomposição dos feldspatos ígneos e hidrotermais e dos silicatos máficos para argilo-minerais, resultando na cristalização de caulinita, esmectita, illita, montmorillonita, dickita, haloisita e alofana. Essas associações são devidas à intensa lixiviação ácida, principalmente do cálcio, em baixas temperaturas (100 a 300 °C) e sob baixa atividade de íons alcalinos, especialmente do potássio (Pirajno, 1992). A lixiviação ácida resulta na ausência de minerais do grupo do epidoto e de carbonatos, e em enriquecimento em sílica (Creasey, 1966). A associação mais comum da alteração argílica é apresentada na **Figura 5.2**, com a qual associa-se comumente pirita e, por vezes, calcopirita e rutilo. A alteração argílica é comum em sistemas do tipo pórfiro, particularmente, nos cupríferos, no halo externo ao da alteração sericítica (Lowell & Gilbert, 1970). Nos ambientes epitermais caracterizados por intensa lixiviação ácida, esta alteração constitui um guia muito útil para localização da mineralização.

5.2.5 Alteração argílica avançada

É provocada por ataque ácido intenso e lixiviação mais ou menos completa dos cátions alcalinos, com total destruição dos feldspatos e das fases silicáticas máficas (Pirajno, 1992). Esta transformação resulta em uma típica assembleia composta por dickita, caulinita, pirofilita, diásporo, barita, alunita e outras fases ricas em alumina, além de quartzo, pirita, digenita, topázio e turmalina (Barnes, 1997). É um tipo de alteração comum em sistemas do tipo pórfiro, ao redor de veios de covelita–enargita–ouro em depósitos epitermais *high-sulfidation* e em rochas vulcânicas próximas da superfície situadas acima de sistemas hidrotermais em ebulição (Reed, 1997). A alunita pode ser uma fase dominante nesses sistemas, juntamente com natroalunita (Na substitui K) e jarosita (Fe substitui Al). Outros minerais que acompanham esta paragênese são sericita, hematita, calcedônia e opala.

5.2.6 Silicificação

É um dos tipos mais comuns de alteração hidrotermal, representado pela cristalização de sílica de baixa temperatura (quartzo α), de alta temperatura (quartzo β , > 573 °C), tridimita, cristobalita, opala e calcedônia. Durante a alteração hidrotermal a sílica pode ser introduzida pelos fluidos circulantes, ou constituir uma sílica residual nos processos de lixiviação das bases solúveis. Muitos depósitos epitermais, incluindo os tipos *kuroko*, são caracterizados por

sinters, *silica cappings*, brechas silicosas, veios e rochas silicificadas. Também nos depósitos do tipo pórfiro, *pipes* brechados e em *greisen* comumente há zonas de silicificação.

Figura 5.2. Diagramas representativos das paragéneses dos principais tipos de alteração hidrotermal (Modificado de Pirajno, 1992).

5.2.7 Outros tipos de alteração hidrotermal

Os sistemas do tipo *greisen* são resultado de processos metassomáticos pós-magmáticos a tardios, ainda não completamente compreendidos, que afetam e se desenvolvem internamente a massas graníticas quase consolidadas e nas rochas encaixantes.

A alteração do tipo *greisen* se caracteriza por uma assembleia formada por quartzo + moscovita e quantidades variáveis de topázio, turmalina, fluorita, cassiterita, hematita, wolframita, scheelita, sulfetos de Fe, Cu, Mo e Bi e sulfossais de Cu, Bi e Pb. Esta alteração é usualmente precedida por metassomatismo sódico (albitização) e silicificação prévia ou posterior é comum. Embora este tipo de alteração seja comum nos pórfiros continentais, ela é mais comum em mineralizações Sn–W em *stocks* ou *sheets* de granitos introduzidos em arenitos e argilitos.

Outros tipos de alteração hidrotermal não diretamente relacionados ao metassomatismo alcalino e do íon de hidrogênio (Pirajno, 2009) são: turmalinização, alteração talco–carbonática, serpentinização, silicificação, fenitização, hematitização, dolomitização e carbonatização.

5.3 Estilos da Alteração Hidrotermal

O estilo de alteração hidrotermal é definido pela intensidade, forma e caráter do processo, mas não há consenso na literatura sobre os termos mais apropriados na definição dos seus estilos, devido à amplitude e ao caráter subjetivo muitas vezes usado na descrição de um depósito hidrotermal. Os termos mais conhecidos e usualmente usados na literatura atual são relacionados ao estado de preservação da rocha original e ao ponto que o processo de alteração teria avançado, definindo os estilos **pervasivo**, **seletivamente pervasivo**, **não pervasivo** e **fissural** (Pirajno, 1992; 2009; Gifkins *et al.*, 2005).

O **estilo pervasivo** é caracterizado pela substituição total ou da maior parte dos minerais da rocha original, resultando na obliteração parcial ou total das texturas originais.

O estilo **seletivamente pervasivo** acontece quando há substituição de determinados minerais da rocha como, por exemplo, clorita substituindo biotita, ou substituição de determinados megacristais, resultando em texturas pseudomórficas e preservação de texturas originais.

No **estilo não pervasivo** apenas algumas partes da rocha são afetadas pela alteração.

O **estilo fissural** relaciona-se com substituições ou preenchimentos em veios, vênulas, e fraturas, e podem atingir alguns centímetros ao redor dessas estruturas.

A **intensidade de alteração** refere-se ao estado de substituição das fases minerais na rocha, refletido no seu estado de destruição textural, sendo **leve**, **moderada** ou **forte**.

5.4 Mineralizações do Tipo Pórfiro

As mineralizações do tipo pórfiro são geradas por fluidos magmáticos–hidrotermais de alta temperatura derivados da consolidação de intrusões epizonais ou mesozonais de magmas cálcio-alcálinos de composição variável entre quartzo monzonito, granodiorito e diorito.

Os depósitos do tipo pórfiro geralmente ocorrem em ambientes de margens de placas convergentes ativas e em zonas de *rift* e são reconhecidos por vários fatores, quais sejam: (i) presença de veios e vênulas formando *stockworks* com sulfetos de Fe, Cu, Mo, Zn, ouro nativo e minerais de W, Bi e Sn; (ii) mineralização associada espacial e geneticamente com corpos intrusivos de textura porfírica; (iii) alteração e mineralização hidrotermal que afeta grandes volumes de rocha (Pirajno, 1992; 2009).

Seedorf *et al.* (2005, *apud* Pirajno, 2009), com base no metal contido, dividiram os sistemas pórfiros em cinco classes: (i) pórfiros de Cu; (ii) pórfiros de Mo, (iii) pórfiros de W, (iv) pórfiros de Sn e (v) pórfiros de Au.

O tamanho destes depósitos pode variar desde vários milhões a poucos bilhões de toneladas de minério, com teores que variam de 0,2 a 2% de Cu (pórfiros de Cu), 0,01 a 0,5% de Mo (pórfiros de Mo) e frações de ppm até alguns ppm de Au (Pirajno, 2009).

Em muitos casos, especialmente em depósitos em margens continentais, o enriquecimento supergênico é importante para formação do minério, mas em pórfiros com teores menores que 0,2% de Cu, este enriquecimento não tem maiores influências na economicidade das jazidas (Sawkins, 1990).

5.4.1. Distribuição geográfica global dos depósitos do tipo pórfiro

Os sistemas de tipo pórfiro ocorrem nas margens de placas convergentes e em ambientes de *rift* em cinturões orogênicos predominantemente paleozoicos, mesozoicos e cenozoicos. Suas ocorrências definem províncias metalogenéticas lineares relativamente estreitas, localizadas ao longo do Círculo de Fogo do Pacífico (margem continental da América do Sul e na região sudoeste das ilhas do Pacífico), nas colagens de arcos de ilha na Ásia Central e no arco Carpathiano no leste da Europa (Sawkins, 1990; Pirajno, 1992; 2009; Sinclair, 2007), como pode ser observado na **Figura 5.3**. Estes depósitos também são encontrados no proterozoico (Haib, Sul de Namíbia, e Malanjkand, na Índia (Porter, 2001)) e no arqueano (Rowins, 2000; Sinclair, 2007). Os melhores exemplos são meso-cenozoicos, provavelmente devido ao fato dos cinturões orogênicos mais recentes estarem, de modo geral,

menos erodidos (Seedorff *et al.*, 2005, *apud* Sillitoe, 2010). Os maiores depósitos conhecidos de pórfiro aurífero, nomeados como *world-class*, se localizam ao longo do Círculo de Fogo do Pacífico (Sillitoe, 1997).

O tempo de desenvolvimento de um sistema hidrotermal do tipo pórfiro varia entre 100.000 a mais de 10 milhões de anos, nesse último caso, quando vários sistemas formam aglomerados ou estão estruturalmente alinhados (Sillitoe, 2010). Um exemplo é o pórfiro cuprífero El Teniente, no Chile, onde a intrusão individual do pórfiro resfriou-se por aproximadamente 200.000 a 300.000 anos (Maksaev *et al.*, 2002).

Figura 5.3. Distribuição global dos depósitos de tipo pórfiro cuprífero (Sillitoe, 2010).

5.4.2 Ambiente geotectônico

Os depósitos do tipo pórfiro são formados em ambientes crustais rasos (~ 1 a 6 km de profundidade), em arcos magmáticos continentais desenvolvidos acima das zonas de subducção nas margens convergentes (**Fig. 5.4**), em arcos de ilha intra-oceânicos e em zonas de *rifts*.

Além dos magmas cálcio-alcalinos gerados nas zonas de subducção, uma suíte diversificada de magmas cálcio-alcalinos a alcalinos formada em ambientes tectônicos pós-subducção e colisionais podem gerar depósitos dos tipos pórfiro e epitermal (Richards, 2011). Estes sistemas se relacionam com plútons polifásicos em profundidades de 5 a 15 km, os

quais representam as câmaras de abastecimento dos magmas e dos fluidos que formam a profundidades menores que 3 km os *stocks* e enxames de *dikes* e as mineralizações (Sillitoe, 2010). Os complexos intrusivos pré-mineralização e os que hospedam a mineralização formam corpos verticais aproximadamente cilíndricos, ou enxames de diques (Berger *et al.*, 2008).

Figura 5.4. Esquema do ambiente tectônico de formação dos depósitos de tipo pórfiro de cobre nos limites convergentes (Richards, 2009).

Sillitoe (1980, *apud* Pirajno, 1992) reconheceu três situações que poderiam gerar de mineralizações de tipo pórfiro em *rifts* (**Fig. 5.5**): (i) ambiente de retro-arco, formado após a subducção, com intrusivas alcalinas do Tipo A e riolitos; (ii) zonas intracontinentais formadas durante um ciclo de Wilson e; (iii) após a colisão continental, formados na placa suprajacente.

Os pórfiros relacionados a *rifts* são geralmente associados a quartzo monzonito e contém Cu + Mo, Mo ± W. Sillitoe (1986, *apud* Pirajno, 1992) considerou que a distribuição espacial e temporal dos depósitos do tipo pórfiro são fundamentais para definição do seu conteúdo de metais. A origem e a fonte dos metais tem sido tema de discussão recorrente, mas prevalece o conceito de que o conteúdo dos metais deve-se ao ambiente de geração do magma e às suas interações com a crosta (**Fig. 5.5**). Neste contexto, a razão Cu/Mo diminui com o aumento da espessura da crosta sílica e com a distância da zona de Benioff, como exemplificado na cadeia dos Andes. As altas razões Cu/Mo ou os teores elevados de Au podem ser devidos à crosta oceânica subductante, como no caso dos depósitos nos arcos de ilha do Pacífico. Alternativamente, Sillitoe (1986, *apud* Pirajno, 1992), considerou que apenas o tipo de zona de subducção é responsável pelo conteúdo de metais nos pórfiros, não havendo

influência da espessura da crosta. Essa hipótese explicaria a distribuição espacial dos depósitos do tipo pórfiro na região dos Andes centrais, onde há um marcado paralelismo entre a distribuição dos depósitos com a trincheira Peru–Chile. Contudo, há consenso que a fonte dos metais é predominantemente a crosta oceânica subductada.

Figura 5.5. Ambientes tectônicos de formação de sistemas pórfiros e seus metais predominantes. 1) subducção em margem continental do tipo andino; 2) subducção em arco de ilha; 3) rift de retro-arco; 4) rift intra-continental; 5) rift relacionado à orógeno colisional. Baseado em Sillitoe (1980, apud Pirajno, 1992).

Na **Figura 5.6** é ilustrada a relação existente entre o tipo de magma, distância da zona de subducção, com o tipo de mineralização presente nos depósitos de tipo pórfiro.

Figura 5.6. Esquema mostrando a relação entre pórfiros de Mo e de Cu com a distância da

trincheira e com o tipo de magma em ambiente de margens convergente (Modificado de Westra & Keith, 1981).

5.4.3 Aspectos estruturais associados e estilo das mineralizações em sistemas do tipo pórfiro

As zonas de falhas e fraturas são estruturas que facilitam a ascensão de magmas e a condução dos fluidos e, consequentemente, a formação das mineralizações. Essas estruturas tem seu desenvolvimento relacionado aos esforços locais no ambiente raso de colocação do plúton, devido à intrusão, e/ou são reflexos dos esforços tectônicos regionais da área, como no caso da Província Mineral do Tapajós, onde as principais estruturas regionais possibilitaram a colocação de vários corpos intrusivos que aproveitaram as zonas de fragilidade crustal. Sillitoe (2010) destacou que as falhas e as intersecções entre elas são fatores que, em maior ou menor grau, determinam os locais de formação e a geometria dos pórfiros cupríferos. Segundo este autor, os sistemas de falhas intra-arco, ativos antes e durante o magmatismo, e a geração dos pórfiros cupríferos são importantes estruturas para localização deste tipo de depósito.

O estilo típico da mineralização é constituído por uma sequência distinta de vênulas de quartzo (A, B, D), bem como por disseminações e cimentação de brechas formadas durante a fase intrusiva dos pórfiros, com algumas delas com alto teor por causa da sua alta permeabilidade (Sillitoe, 2010). O conteúdo de metais é um parâmetro usado para definir os depósitos do tipo pórfiro. A pirita, por exemplo, predomina nos tipos Cu, Cu–Mo, Cu–Au, Au e Ag, em comparação aos pórfiros de Sn, W e Mo (**Tabela 5.2**).

Tabela 5.2. Principal minério e minerais associados em diferentes sistemas de tipo pórfiro, segundo Sinclair (2007).

<i>Subtipo (subprodutos)</i>	<i>Minério</i>	<i>Minerais associados</i>	<i>Litotipo intrusivo</i>
Pórfiros de Cu (±Au, Mo, Ag, Re, PGE) Cu–Mo (±Au, Ag) Cu–Mo–Au (±Ag)	Calcopirita, bornita, calcocita, tenantita, enargita, molibdenita, <i>electrum</i> , outros sulfetos de Cu e sulfossais.	Pirita, magnetita, quartzo, biotita, feldspato potássico, anidrita, muscovita, argilo–minerais, epidoto e clorita	Pórfiro granodiorítico, tonalítico, granítico, monzodiorítico e monzonítico
Pórfiro de Cu–Au (±Au, PGE)	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 sienítico
Pórfiro de Au	Ouro nativo, <i>electrum</i> ,	Pirita, magnetita,	Pórfiro diorítico

Tabela 5.2. Principal minério e minerais associados em diferentes sistemas de tipo pórfiro, segundo Sinclair (2007).

Subtipo (subprodutos)	Minério	Minerais associados	Litotipo intrusivo
($\pm$ Ag, Cu, Mo)	menores conteúdos de calcopirita, bornita. Molibdenita pode estar presente.	quartzo, biotita, feldspato potássico, muscovita, argilominerais, epidoto e clorita	
Pórfiro de Mo ($\pm$ W, Sn)	Molibdenita, scheelita, wolframita, cassiterita, bismutinita e bismuto nativo Menores conteúdos de calcopirita	Pirita, magnetita, quartzo, feldspato potássico, biotita, muscovita, argilo-minerais, fluorita e topázio	Pórfiro sienítico, granítico, trondhjemítico e riolítico
Pórfiro de W-Mo ($\pm$ Bi, Sn)	Scheelita, wolframita, molibdenita, cassiterita, estanita, bismutinita e bismuto nativo	Pirita, arsenopirita, quartzo, feldspato potássico, biotita, muscovita, argilominerais, fluorita, topázio	Pórfiro riolítico
Pórfiro de Sn ($\pm$ W, Mo, Ag, Bi, Cu, Zn, In) Sn-Ag ($\pm$ W, Cu, Zn, Mo, Bi)	Cassiterita, tetraedrita, argentita, estanita, wolframita, calcopirita, esfalerita, molibdenita, teallita, bismutinita, outros sulfetos e sulfossais, prata e bismuto nativos	Pirita, arsenopirita, quartzo, feldspato potássico, biotita, muscovita, argilominerais, fluorita e topázio	Pórfiro riodacítico
Pórfiro de Ag ($\pm$ Au, Zn, Pb)	Acantita, esfalerita, galena, freibergita e estefanita	Arsenopirita, pirrotita, pirita, adularia, quartzo, fluorita, calcita	Pórfiro quartzo monzodiorítico

5.4.4 Conteúdo de ouro em sistemas de tipo pórfiro

Depósitos de cobre pórfiro constituem as maiores reservas de ouro na crosta superior, com alguns deles com 300 a 1500 t do metal (Kerrich *et al.*, 2000). Esses depósitos produzem quase um quinto do ouro no mundo (Sillitoe, 2010). O ouro pode ser encontrado como solução sólida em sulfetos de Cu e Cu-Fe (bornita e calcopirita), assim como pequenos grãos de ouro nativo, geralmente nas bordas dos cristais de bornita (Kesler *et al.*, 2002). Um exemplo ilustrativo é o minério do depósito de Au-(Cu) do Palito, onde o ouro livre ocorre incluso na calcopirita (Echeverri-Misas, 2010). Em relação ao conteúdo de ouro nos pórfiros, Kesler (1973) destacou que os que contêm teores importantes de Mo apresentam baixos conteúdos de Au, e aos de Cu-Au se associam pequenas quantidades de Mo. Com algumas exceções, esse mesmo autor considerou que os depósitos do tipo Cu-Au são localizados em arcos de ilha e os de Cu-Mo são encontrados em margens continentais. Sillitoe (1979) sugeriu um teor de 0,4 g/t Au como o limite inferior para os depósitos cupríferos ricos em Au. Kesler

et al. (2002) consideraram uma razão Cu/Au de 40.000 como limite para separação dos depósitos ricos e pobres em ouro. Por outro lado, Kirkham & Sinclair (1995, *apud* Kesler *et al.*, 2002) definiram os depósitos cupríferos ricos em ouro como aqueles com razões de ouro (g/t)/cobre (wt.%) acima de 1:1, o que equivale a uma razão atômica Cu/Au de cerca de 31.000.

Tanto as razões Cu/Au como os experimentos em sulfetos de Au, Cu e Fe indicam um conteúdo de ouro limitado nos pórfiros devido à quantidade do metal que poderia ser incluída nos sulfetos nas altas temperaturas de formação do depósito (Simon *et al.*, 2000; Kesler *et al.*, 2002). Grande parte do ouro seria inicialmente depositado como solução sólida em sulfetos de Cu-Fe (Kesler *et al.*, 2002), o que é típico dos sistemas de tipo pórfiro, mas, posteriormente, em temperaturas mais baixas, o ouro seria exsolvido, se concentrando nas bordas dos grãos. Nesse caso, se o ouro estiver presente nos fluidos formadores do minério, grande parte poderia ser depositada em alta temperatura em paragênese com a bornita nos depósitos cupríferos de Au-Cu. Um menor conteúdo de ouro ocorre em depósitos de temperatura mais baixa, associado com pirita e calcopirita (Simon *et al.*, 2000).

Durante o intemperismo dos depósitos do tipo pórfiro em ambientes altamente oxidantes, em presença de águas ricas em cloretos, o ouro torna-se móvel e é depositado com os sulfetos supergênicos de cobre (Cloke & Kelly, 1964, *apud* Kesler *et al.*, 2002).

5.5 Depósitos Epitermais – Tipos e Principais Aspectos

Lindgren (1922; 1933, *apud* Heald *et al.*, 1987) é considerado o pioneiro no uso do termo epitermal ao agrupar um conjunto de depósitos de Au e Ag $\pm$ selenetos, teluretos, metais de base, mercúrio e estibnita formados a profundidades rasas por fluidos aquosos derivados de emanções ígneas em baixas temperaturas ($< 200\text{ }^{\circ}\text{C}$) e baixas pressões ($< 100\text{ bar}$). Atualmente se reconhece também a presença e até o predomínio de fluidos meteóricos em alguns desses sistemas epitermais, temperaturas levemente maiores (200 a $300\text{ }^{\circ}\text{C}$) e pressões de até algumas centenas de bar (White & Hedenquist, 1990). Dados de inclusões fluidas indicam que o minério seria formado em temperaturas entre < 150 e $300\text{ }^{\circ}\text{C}$, desde a superfície até profundidades de 1 a 2 km (White & Hedenquist, 1990), onde o sistema hidrotermal sofre alterações físicas e químicas abruptas.

O ambiente geológico, os minerais de alteração e a composição do fluido são as características que permitem reconhecer os três principais tipos de depósitos epitermais, os quais são descritos a seguir (**Fig. 5.7, Tabela 5.3**):

1) Adulária-sericita (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987), ou baixo enxofre (Bonham, 1986) ou *low-sulfidation* (Hedenquist, 1987), formado por fluidos mineralizantes

com enxofre reduzido (HS^- , H_2S) e com pH próximo ao estado neutro.

2) Caulinita–alunita (Berger & Henley, 1989), ou sulfato ácido (Heald *et al.*, 1987), ou alto enxofre (Bonham, 1986), ou *high-sulfidation* (Hedenquist, 1987), caracterizados pela presença de alto conteúdo de sulfatos hipógenos, formados por fluidos oxidados e com pH ácido.

3) *Intermediate-sulfidation*, termo esse introduzido por Hedenquist *et al.* (2000), que representa depósitos com algumas características semelhantes aos depósitos *high-* e *low-sulfidation*.

Essas mineralizações epitermais ocorrem em ambientes tectônicos semelhantes, como ilustrado na **Figura 5.8**. Estão presentes em zonas de convergência de placas (Sawkins, 1972; Sillitoe, 1979; Clark *et al.*, 1982, *apud* Heald *et al.*, 1987), em zonas extensionais pós-subducção, associados a vulcanismo bimodal (Sillitoe, 1977, *apud* Sillitoe and Hedenquist, 2003).

Exemplos de sistemas epitermais desenvolvidos em um ambiente de arco, são as mineralizações *high-sulfidation* de Au-Ag, Pascua Lama e El Indio-Tambo, no Chile, que apresentam teores e dimensões variáveis (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

Os depósitos epitermais se associam espacial e temporalmente com vulcânicas subaéreas e com intrusões subvulcânicas (Sillitoe & Bonham, 1984). As estruturas tectônicas e as discontinuidades estratigráficas são fatores que controlam a mineralização, influenciam a permeabilidade das rochas e a distribuição da mineralização. O minério se forma em ambientes estruturalmente complexos, com presença de várias gerações de falhas ou fraturas com duas ou mais direções. As estruturas vulcânicas, como antigas crateras de vulcões associados a caldeiras vulcânicas são as melhores hospedeiras destes depósitos (Rytuba, 1981; Heald *et al.*, 1987). A localização das crateras acima de um conduto canalizador dos fluidos é fundamental, pois facilita o fluxo dos fluidos gerados no sistema hidrotermal a partir de um processo de exsolução do magma. Sillitoe & Bonham (1984) destacaram que os domos de riolito são ambientes favoráveis para ocorrência de sistemas epitermais, bem como as estruturas dômicas que resultam da intrusão de magmas em subsuperfície (Heald *et al.*, 1987).

Segundo White & Hedenquist (1990) são vários os fatores que influenciam as condições predominantes no sistema epitermal e definem os locais e o caráter da mineralização:

- 1) Geologia (estrutura, estratigrafia, intrusões e tipo ds rocha afetam o estilo e nível da permeabilidade e reatividade das encaixantes).
- 2) Pressão e temperatura (no ambiente epitermal são relacionados ao ponto de

ebulição).

- 3) Hidrologia (a relação existente entre permeabilidade e topografia regula o fluxo de fluido, as características de descarga/recarga e o acesso de vapores de água aquecidos).
- 4) Química dos fluidos mineralizantes (determina capacidade de transporte do metal, assim como associação entre os veios e as paragêneses de alteração).
- 5) Desenvolvimento da permeabilidade e mudança no gradiente hidráulica durante a fase hidrotermal.

Heald *et al.* (1987) consideraram que a deposição do minério ocorre no final do vulcanismo, devido ao resfriamento do sistema magmático, quando o sistema hidrotermal produtivo pode ser mantido tempo suficiente em temperatura adequada para formar um depósito economicamente significativo.

5.5.1 Mineralizações *low-sulfidation*

A maioria dos depósitos *low-sulfidation* que se associa a suítes vulcânicas bimodais (basalto e riolito) incluem quase 60% dos veios tipo *bonanza* (> 30g/ton Au) no mundo. Esses ocorrem em ambientes tectônicos extensionais, intra- e retro-arco, assim como em *rifts* pós-colisionais e arcos de ilhas (Perelló, 1994; Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe, 2002b; Sillitoe & Hedenquist, 2003). Alguns sistemas associados ao magmatismo alcalino em zonas de extensão podem gerar pórfiros de Cu (Richards, 1995). Em menor número, depósitos epitermais deste tipo se desenvolvem em arcos extensionais com vulcanismo andesítico–dacítico (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

Os sistemas *low-sulfidation* comumente ocorrem, segundo Hedenquist (1987) em: a) rochas permeáveis, como tufos de cinzas, domos brechados, *debris flows* e, especialmente, onde essas unidades são afetadas ou estão nas proximidades de falhas sin-vulcânicas. Assim, as margens de caldeiras e complexos de domos são os ambientes mais favoráveis; b) estravulcões, onde a mineralização comumente ocorre em falhas nos flancos do vulcão e nas rochas permeáveis formadas por depósitos de queda proximais, *debris flows* e tufos de cinzas.

Figura 5.7. Esquema geológico mostrando as intrusões subvulcânicas rasas, o estrato-vulcão associado e ambiente inferido para formação de depósitos de metais em pórfiros e sistemas epitermais (Modificado de Camprubí & Albinson, 2006).

Tabela 5.3. Principais características dos sistemas epitermais (Compilado de White & Hedenquist, 1990; White et al., 1995; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003).

	<i>Low-sulfidation</i>	<i>Intermediate-sulfidation</i>	<i>High-sulfidation</i>
Exemplo	Midas (Nevada, EUA), Emperor (Fiji).	Rico em Au: Baguio (Filipinas) Rico em Ag: Fresnillo (México).	Disseminado: Yanacocha (Peru) Veios: El Indio (Chile).
Ambiente tectônico	Ambiente tectônico extensional; intra- e retroarco, <i>rift</i> pós-colisional.	Arcos andesíticos-dacíticos.	Arcos cálcio-alcálicos andesíticos-dacíticos Margem continental extensional Arcos compressivos (subordinado).
Rochas vulcânicas geneticamente relacionadas	Basalto e riolito (magma subalcalino) (Vulcanismo bimodal). Basalto a traquito (magma alcalino)	Predomínio de andesito e riodacito. Localmente riolito.	Andesito a riodacito (magma oxidado) Riodacito (magma reduzido).
Ocorrência	Domos, diatremas, rochas piroclásticas e sedimentares.	Domos, diatremas.	Domos, diatremas, tufo, lavas, rochas vulcânicas.
Forma do depósito	Veios, <i>stockworks</i> , substituição, disseminado.	Veios, brechas, disseminado, (rochas piroclásticas e sedimentares).	Brechas, veios, vênulas, substituição, disseminado, <i>stockworks</i>

Tabela 5.3. Principais características dos sistemas epitermais (Compilado de White & Hedenquist, 1990; White et al., 1995; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003).

<i>Low-sulfidation</i>		<i>Intermediate-sulfidation</i>	<i>High-sulfidation</i>
Texturas do minério	Bandas grossas e finas, crustiforme, textura em pente, brechas, <i>cockade</i> , <i>cockscomb</i> , drusas, coloforme.	Brechas, veios em pente (<i>comb texture</i>), bandas grossas.	Substituição, sulfetos maciços, veios e brechas, quartzo <i>vuggy</i>
Minerais de alteração	Adulária, esmectita, illita, roscoelita, fluorita.	Sericita, rodocrosita, anidrita, fluorita, adulária ausente.	Quartzo, alunita, APS*, pirofilita, dickita, sericita
Ganga silicosa	Quartzo, calcedônia, calcita placóide, rodocrosita, adulária, barita, illita, sericita. Preenchimento crustiforme de veios e substituição de carbonatos.	Veios de quartzo com preenchimento crustiforme e em pente (<i>comb</i>).	Silicificação maciça grossa a fina e quartzo <i>vuggy</i> residual
Ganga carbonática	Presente, tardia e escasa, mas não manganésifera.	Comum. Inclui variedades manganésíferas.	Ausente
Outra ganga	Fluorita localmente.	Barita e silicatos manganésíferos locais.	Barita em estágios tardios, caulinita
Abundância de sulfetos	Tipicamente < 1 a 2% vol., mas < 20% vol. quando a rocha hospedeira é basalto.	5 a > 20% vol.	10 a 90% vol.
Sulfetos	Pirita, arsenopirita, pirrotita, calcopirita, argentita, tetraedrita, tenantita, esfalerita enriquecida em ferro, cinábrio, estibnita, marcassita, galena, selenetos de Au, Au–Ag, sulfosais de Se.	Esfalerita, galena, tetraedrita, calcopirita, tenantita, sulfossais.	Enargita, luzonita, acantita, estibnita, covelina, calcopirita, tetraedrita, tenantita, esfalerita, galena, pirita, bornita, digenita, famatinita.
Metais dominantes	Au ± Ag, As, Hg, <i>electrum</i> .	Ag–Au–Pb–Zn, Cu, Mo, As, Sb, Mn, Se.	Au–Ag, Cu, As–Sb, Bi, Te, Cu–Au.
Metais subordinados	As–Sb–Se–Hg, Tl, Metais de base (< 0,1 – 1%), Zn, Pb, Cu, Mo.	Mo, As, Sb	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg, Sb, Te, Se.
Espécies de Se e Te	Selenetos comumente, localmente teluretos. Teluretos abundantes (rochas alcalinas).	Teluretos localmente comuns, selenetos pouco comuns.	Teluretos comumente, localmente selenetos.
Características notáveis	<i>Sinter</i> , calcedônia. Inclue ~ 60% veios tipo <i>bonanza</i> .	Alguns depósitos são veios contíguos à mineralizações <i>high-sulfidation</i> .	Quartzo <i>vuggy</i> Sobreposição com sistemas tipo pórfiro.

* APS = *Aluminum – phosphate – sulfate* (fosfato e sulfato de alumínio).

Uma característica muito comum nos depósitos *low-sulfidation* é a brechação hidrotermal de veios e encaixantes, assim como a presença de bandamento e de texturas crustiformes finas de calcedônia, quartzo placóide (devido à substituição de calcita placóide) e preenchimento de espaços abertos. A presença comum de texturas crustiformes e bandadas reflete a formação dos veios em zonas rasas.

Os minerais do minério mais comuns são o *electrum* (Au com > 20% de Ag), ouro nativo, prata nativa, teluretos de ouro, acantita, tennantita, calcopirita e tetraedrita. Estes ocorrem disseminados, substituindo as rochas encaixantes, em veios individuais e em

stockworks.

Figura 5.8. Ambientes vulcano-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 falhas de empurrão, (i) magmatismo pós-colisional em rompimento da placa por tectônica compressiva, (j) evento extensional e colapso tectônico seguido por colisão continental (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

A ocorrência de pirita é muito comum e pode estar acompanhada por cinábrio, arsenopirita e/ou estibnita. Veios de adulária e sericita com quartzo se associam com clorita, rodocrosita, rodonita, barita, fluorita e micas potássicas, indicando deposição por fluidos reduzidos, de pH neutro e baixa salinidade.

Nas partes mais profundas do sistema ocorre alteração propilítica (**Fig. 5.9**), com illita, clorita, albita, epidoto, zeólitas, calcita, adulária e quartzo, com ou sem pirita, de modo semelhante à alteração propilítica presente nos pórfiros cupríferos. Esta alteração, bastante extensa nos sistemas *low-sulfidation*, é formada antes da precipitação do minério (Hedenquist, 1987). Nas partes mais rasas do sistema ocorre uma zona de *silica sinter* que limita a paleosuperfície e o lençol freático antigo, produzida por *boiling* do fluido hidrotermal. Esta zona de sílica pode conter teores anômalos de As, Sb, Hg, Tl, Au e Ag. É também comum em muitos depósitos a presença de finas camadas de sílica amorfa ao redor dos antigos *hot springs* (Hedenquist *et al.*, 2000), com alunita supergênica e caulinita. Sob o lençol freático a alteração hidrotermal forma argilo-minerais (principalmente illita e, subordinadamente, caulinita), sericita e carbonatos de manganês ou manganesíferos. O quartzo apresenta estruturas bandadas, crustiformes e *cocks comb*, com variedades que incluem calcedônia, ametista e *chert*. Como resultado do vapor de água aquecido e enriquecido em CO₂, ocorre ao redor do sistema hidrotermal uma zona de alteração argílica (Hedenquist, 1990; Simmons *et al.*, 2000), caracterizada pela presença de esmectita, illita, clorita, caulinita e carbonatos.

Reconstruções geológicas e estudos de inclusões fluidas em diferentes depósitos *low-sulfidation* indicam que esses sistemas se formam por fluidos com salinidades baixas (1 a 5% wt. NaCl_{eq.}), em temperaturas entre 200 e 300 °C e a profundidades entre 100 e 1000 m (Hedenquist, 1987). Dados de Heald *et al.* (1987), White & Hedenquist (1990) e Cooke & Simmons (2000) indicam condições de salinidade mais amplas, de 0,0 a 13% wt. NaCl_{eq.}.

Outras características marcantes dos fluidos são o pH neutro e a presença dominante de espécies como CO₂, H₂S e NaCl. O principal controle sobre o pH do fluido é a concentração de CO₂ na solução, além da salinidade (Heald *et al.*, 1987). Portanto, o *boiling* e a perda de CO₂ aumentam o pH, provocando a deposição de calcita. Este mecanismo explica a ocorrência comum de adulária e calcita placóide como minerais de ganga nos veios mineralizados de sistemas *low-sulfidation*. Simmons & Christenson (1994) consideraram o *boiling* como um processo crítico para deposição dos minérios no ambiente epitermal, uma vez que perda de gases causa a precipitação de Au a partir de complexos de bissulfetos.

Os depósitos *low-sulfidation* apresentam minérios zonados destacando-se: a) acima do lençol freático até a superfície há presença de ouro nativo e/ou prata, com menor quantidade de estibnita e cinábrio. Esta pode ser uma zona de baixo teor de Au, com os minérios disseminados ou preenchendo fraturas; b) no lençol freático ou imediatamente abaixo (zona de *boiling*) podem existir ouro e prata nativos, teluretos de ouro, estibnita e arsenopirita, *electrum*, acantita, tetraedrita e arsenopirita. Estes minerais ocorrem principalmente em

Figura 5.9. Modelo esquemático dos depósitos epitermais alcalinos (low- e intermediate-sulfidation), com indicação da mineralogia da ganga, dos padrões de alteração e da variação na mineralogia do minério em profundidade (Modificado de Camprubí & Albinson, 2006).

fraturas e disseminados, muitas vezes definindo uma zona de alto teor; c) zonas de maior profundidade (> 600m) podem conter galena, esfalerita, calcopirita e/ou molibdenita.

Exemplos de depósitos *low-sulfidation* ocorrem no oeste dos Estados Unidos, na região oeste do Pacífico, incluindo Indonésia, Filipinas e Nova Guiné, Nova Zelândia e no Japão (Fig. 5.10).

Figura 5.10. Distribuição global dos depósitos epitermais (segundo Arribas et al., 2000; em Hedenquist, 2014). A região do Círculo de Fogo do Pacífico concentra o maior número de mineralizações jovens deste tipo, e parcialmente alguns dos denominados depósitos gigantes ou world-class deposits (Sillitoe, 1997).

5.5.2 Mineralizações *high-sulfidation*

Estes depósitos, na sua maioria, são gerados em ambientes de arcos de ilhas e de margens continentais, em arcos magmáticos cálcio-alcálicos dacíticos e andesíticos. Tectonicamente esses ambientes são caracterizados por esforços neutros ou de extensão moderada, muito embora uns poucos possam ser formados em arcos compressivos, com supressão de atividade vulcânica (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Contrariamente às ocorrências em terrenos de arcos, os depósitos *high-sulfidation* associados a ambientes de retro-arco se caracterizam por conteúdos relativamente altos de Ag, Sn e Sb e pela falta de Cu, Au e As (Sillitoe *et al.*, 1998, *apud* Sillitoe & Hedenquist, 2003). Este tipo de sistema é formado em áreas vulcânicas ativas, com presença de intrusões rasas, semelhantemente aos depósitos *low-sulfidation* de ouro/prata associados à estratovulcões e a caldeiras vulcânicas. Rytuba *et al.* (1990, *apud* Arribas, 1995) consideraram que a função das caldeiras na formação dos depósitos *high-sulfidation* está relacionada às facilidades de intrusão dos magmas tardios ao longo de fraturas anelares e radiais.

Quando associados a caldeiras, os sistemas *high-sulfidation* comumente ocorrem ao longo das margens ou ao redor de estruturas sin-vulcânicas formadas por complexos de domos, depósitos de tufos de cinza, de hialo-tufos, de tufos e *maars* associados a estruturas anelares. As encaixantes mais comuns são derrames ou intrusões de andesito e dacito e brechas hidrotermais e, subordinadamente, corpos de ignimbritos e rochas sedimentares, incluindo lamitos, arenitos, calcários ou grauvacas, por vezes metamorfisadas (Arribas, 1995).

Uma característica comum nestes depósitos é o zonamento das alterações hidrotermais (**Fig. 5.11**). A porção central do depósito tem corpos de sílica maciça e uma cobertura de sílica porosa (*vug* ou *vuggy silica*), geralmente mineralizada, com ouro nativo, enargita, tennantita, argentita, tetraedrita, bismutinita e teluretos de ouro, além de luzonita, covelita, calcosina, bornita, pirita e enxofre nativo, acompanhados de minerais de ganga como quartzo, alunita, barita, caulinita, dickita, sulfatos alumino-fosfáticos (APS) e rutilo/anatásio. Tanto o minério quanto os minerais de ganga ocorrem disseminados, preenchendo fraturas e como substituições, mas também se apresentam em zonas de veios de alunita e quartzo, zonas de quartzo maciço, *stockworks* e brechas hidrotermais. Em muitos casos o quartzo residual não apresenta conteúdos de metais de base e preciosos, compondo uma litocapa estéril de alteração argílica avançada (Sillitoe, 1995).

Externamente à porção central do depósito ocorre uma zona de alteração argílica avançada que grada para um halo de alteração propilítica distal (Hedenquist *et al.*, 2000),

como se observa na **Figura 5.11**. Este padrão de alteração indica condições progressivamente menos ácidas em direção da alteração propilítica (Hemley *et al.*, 1980).

As partes mais profundas dos depósitos *high-sulfidation* são localizadas acima ou nas margens de corpos intrusivos, alguns dos quais mineralizados em Cu–Au de tipo pórfiro (Arribas, 1995). Perfurações feitas em alguns corpos de minério deste tipo de sistema indicam que as zonas de alteração argílica e com sílica apresentam um adelgaçamento em profundidade (Stoffregen, 1987). As raízes podem ser estreitas, com veios de pirita e quartzo não mineralizados e envelopados por zonas estreitas a amplas de alteração sericítica e, em alguns casos, com quantidades variáveis de pirofilita (Arribas, 1995). A brechação hidrotermal dos veios e das rochas encaixantes é uma característica comum, e tipicamente mostra padrões de quebra-cabeça (*jig-saw*) nos fragmentos, e há predomínio de zonas silicificadas maciças a porosas. Muitas das texturas diagnósticas no ambiente epitermal são relacionadas com a sílica e as zonas silicosas, por apresentarem maior resistência à erosão se comparadas com as zonas de alteração argílica, formando elevações topográficas onde podem ser preservados os núcleos de *vuggy silica*.

Nos depósitos *high-sulfidation* é comum se encontrar minérios de altos teores em brechas hidrotermais e nas suas encaixantes. Alguns dos depósitos *high-sulfidation* de maiores tonelagens apresentam minério disseminado e de substituições, devido ao controle litológico sobre a percolação do fluido. Além disso, estes depósitos são economicamente mais viáveis por causa da oxidação supergênica dos sulfetos.

Figura 5.11. Esquema estrutural de um corpo epitermal *high-sulfidation*, com base no depósito de Au–Cu de Summitville, Colorado (Stoffregen, 1987). No diagrama da esquerda é mostrado o zonamento externo das alterações hidrotermais a partir de um corpo mineralizado subvertical ilustrado na direita (Steven and Ratté, 1960).

Os depósitos *high-sulfidation* se formam em profundidades de 100 a 600 m por fluidos hidrotermais de pH baixo (< 1 a 3), salinidade variável (10 a 30%) e domínio de H₂S, HCl, H₂SO₄ e SO₂. Estes fluidos preservam as características dos fluidos magmáticos–hidrotermais

que ingressam ao ambiente próximo da superfície sem interagir de maneira expressiva com as encaixantes e com águas meteóricas. A expressão superficial desses fluidos hidrotermais são as sulfatadas e os lagos ácidos, com abundante enxofre nativo, realgar e ouropigmento.

Os depósitos *high-sulfidation* mais preservados ocorrem nos arcos magmáticos cenozoicos do Círculo de Fogo do Pacífico, no Mediterrâneo, no cinturão paleozoico de Ásia Central, dentre outros (**Fig. 5.10**). Os depósitos mais antigos são mesozoicos e paleozoicos, mas há exemplos do Paleoproterozoico (no Canadá e na região Báltica) que sofreram metamorfismo. Também no Brasil, na Província Mineral do Tapajós, há presença de um depósito *high-sulfidation* muito bem preservado, o alvo V3 ou Botica Velho, de idade paleoproterozoica (Juliani *et al.*, 2005).

5.5.3 Mineralizações *intermediate-sulfidation*

São mineralizações que ocorrem em arcos cálcio-alcálinos andesíticos a dacíticos, muito embora muitas rochas félsicas possam ser também geradoras e hospedeiras (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Estes sistemas possuem estados de oxidação do enxofre intermediário entre os tipos *high-* e *low-sulfidation* e assembleias que indicam estabilidade de calcopirita, tetraedrita–tennantita, esfalerita pobre em ferro e ausência notável de arsenopirita e pirrotita. Também podem conter galena e Ag sob a forma de sulfossais. Estes depósitos são comparativamente ao tipo *low-sulfidation*, relativamente mais ricos em prata e em metais de base. Os veios de quartzo apresentam silicatos e carbonatos de manganês ou manganésíferos e até 10% em volume de sulfetos. Há evidências de relações espaciais, e em alguns casos genéticas, entre os depósitos *high-* e *intermediate-sulfidation* (Hedenquist *et al.*, 2000), e esses dois tipos podem ser considerados transicionais (Einaudi *et al.*, 2003). Os veios neste sistema apresentam um halo de illita $\pm$ adulária, que variam em profundidade para halos sericíticos e lateralmente para zonas de alteração propilítica.

A semelhança nas assembleias de sulfetos contendo ouro é uma característica comum nos depósitos *high-* e *intermediate-sulfidation*. Neste último os veios são comuns nas margens dos depósitos *high-sulfidation* (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Embora haja afinidade entre os dois sistemas, há diferenças nas proporções dos metais, com menores teores de Cu–Au e maiores de Pb–Zn–Ag–Au neste tipo, provavelmente devido à redução e à neutralização progressiva dos fluidos pelas interações com as rochas encaixantes. Este processo afeta a concentração de HCl, SO₂ e H₂S e, conseqüentemente, limita a concentração de metais no fluido (Einaudi *et al.*, 2003). A transição dos depósitos *high-sulfidation* para os *intermediate-sulfidation* pode ser análoga à observada em distritos de pórfiros cupríferos, com minérios de

Cu na área proximal e de Pb–Zn–Ag nas partes distais (Einaudi *et al.*, 2003).

5.5.4 Composição dos fluidos formadores do minério nos sistemas epitermais

A mineralogia do minério e dos metais no sistema epitermal é controlada pela composição do fluido, que resulta em diferentes taxas de solubilidades de Au, Ag e de metais de base em função dos complexos disponíveis (Henley, 1990, *apud* Sillitoe & Hedenquist, 2003). Além disso, a atividade do S e o Eh do fluido também afeta a mineralogia (Einaudi *et al.*, 2003). Embora os minerais de ganga e de alteração sejam importantes na determinação da composição do fluido, em particular sua reatividade (acidez), é a paragénese do minério que reflete a natureza do fluido (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

5.5.4.1 Fluidos nos sistemas *high-sulfidation*

Durante a formação da litocapa, as rochas sofrem uma lixiviação extrema por um fluido muito ácido ($\text{pH} < 2$). Esse fluido é gerado pela absorção de voláteis magmáticos (HCl , SO_2) por águas meteóricas em aquíferos. Por esse motivo há remoção da alumina e cristalização alunita, sobrando apenas quartzo residual (Stoffregen, 1987). O fluido inicial associado ao vapor magmático condensado que precede a mineralização, apresenta salinidades inferiores a 1,0 wt.% NaCl_{eq} (Rye *et al.*, 1992; Arribas, 1995). Estudos de inclusões fluidas indicam uma salinidade muito ampla (< 1 a 45 wt.% NaCl_{eq}) nos fluidos durante a vida do sistema *high-sulfidation* (Arribas, 1995). Ainda não há consenso sobre a origem do fluido subsequente, responsável pela introdução de Cu e de grande parte do Au, mas esse pode ser derivado da condensação do vapor magmático (Sillitoe, 1983), ou salmoura magmática (White, 1991, *apud* Sillitoe & Hedenquist, 2003), ou um fluido magmático não fracionado (Hedenquist *et al.*, 1998). Fluidos hipersalinos parecem estar presentes nas fases iniciais da alteração e/ou sob as zonas de minério, associados com alterações sericítica e potássica relacionadas a corpos intrusivos profundos (Arribas, 1995). Fluidos do estágio de alteração sericítica dos pórfiros subjacentes apresentam afinidade com os fluidos formadores do minério nos depósitos *high-sulfidation* (Hedenquist *et al.*, 1998). Nestes sistemas o fluido responsável pela precipitação de enargita apresenta salinidade de 4,0 a 20 wt.% NaCl_{eq} , o que limita a presença de Cu no sistema. Grande parte do Au é precipitada posteriormente à fase inicial da alteração hidrotermal por fluidos com enxofre em estado de oxidação intermediário, resultando na cristalização de tennantita e calcopirita (Hedenquist *et al.*, 1998). O estado de oxidação nos depósitos *high-sulfidation* varia entre alta, para as assembleias ricas em cobre e

enargita, a intermediária, para a assembleia com tennantita e tetraedrita + pirita, à qual podem se superpor veios de sulfetos de metais de base.

A passagem da lixiviação ácida extrema para deposição de sulfetos de cobre e de metais preciosos pode representar uma transição de sistemas com fluidos predominantemente magmáticos para um de fluidos reduzidos e menos ácidos durante a deposição dos sulfetos (Stoffregen, 1987).

5.5.4.2 Fluidos nos sistemas *low-sulfidation*

A salinidade dos depósitos *low-sulfidation* é invariavelmente $< 2 \text{ wt.\% Na Cl}_{\text{eq}}$ (John, 2001), indicando uma clara relação entre baixa salinidade e baixas razões Ag/Au, assim como um conteúdo baixo de metais de base (Henley, 1990, *apud* Sillitoe & Hedenquist, 2003). Os fluidos responsáveis pelos veios auríferos associados a rochas alcalinas são distintos daqueles gerados no ambiente de magmatismo tholeiítico e cálcio-alcalino.

5.5.4.3 Fluidos nos sistemas *intermediate-sulfidation*

Muitos destes depósitos, apesar do conteúdo de metais, apresentam salinidades baixas, muito embora alguns estudos evidenciem variações marcantes na salinidade nos diferentes estágios do hidrotermalismo. Depósitos de Ag-Au apresentam salinidades de 3,5 a 7,5 wt.% NaCl_{eq} , enquanto que os depósitos de Au-Ag apresentam salinidades inferiores a 3,5 wt.% NaCl_{eq} (Albinson *et al.*, 2001, *apud* Sillitoe & Hedenquist, 2003). Análises de gases (N_2 , H_2S) em sulfetos de vários depósitos *intermediate-sulfidation* no México mostram assinaturas magmáticas, ao passo que os minerais de ganga indicam fluidos de baixa salinidade e assinatura isotópica de águas meteóricas (Albinson *et al.*, 2001, *apud* Sillitoe & Hedenquist, 2003). Considerando a relação espacial e temporal entre sistemas *high-* e *intermediate-sulfidation*, há ocorrências de depósitos *intermediate-sulfidation* na parte externa de alguns centros de sistemas *high-sulfidation* cuja gênese poderia ser explicada de dois modos: a) o fluido profundo atravessa a litocapa, gerando veios no estado de *intermediate-sulfidation* em posições distais; b) o fluido profundo no estado *intermediate-sulfidation* evolui para condições de *high-sulfidation*, e depois, devido à neutralização e redução pela interação água-rocha, retorna às condições de *intermediate-sulfidation* (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Nos veios dos sistemas *intermediate-sulfidation* o fluido responsável pela deposição do quartzo e do carbonato da ganga é de salinidade menor que o fluido que deposita o minério e os minerais dos sulfetos associados.

5.5.5 Deposição dos metais nos sistemas epitermais

São vários os processos responsáveis pela deposição dos metais nos diferentes sistemas epitermais.

Em relação com a solubilidade de Au em soluções de sulfatos ácidos e de alta temperatura, alguns estudos indicam o AuHS^0 como um dos principais complexos de ouro na formação de mineralizações *high-sulfidation* (Bening & Seward, 1994; *apud* Arribas, 1995). Outra possibilidade é a presença de AuCl_2^- (Hedenquist *et al.*, 1994a). Neste tipo de depósito epitermal são reconhecidos dois estágios de alteração hidrotermal e de mineralização, constituindo uma fase de lixiviação inicial e um estágio de alteração, seguido por uma fase de formação do minério (Arribas, 1995). O modelo de formação da mineralização nos sistemas *high-sulfidation* proposto por Arribas (1995) considera dois estágios principais (**Fig. 5.12**). O primeiro deles seria relacionado a vapores magmáticos que provocam lixiviação ácida das encaixantes, com formação de alteração argílica avançada (**Fig. 5.12 A**), seguido por um estágio com presença de água, importante para a deposição do ouro e dos minerais de cobre, nas áreas onde houve aumento da porosidade e da permeabilidade por causa da lixiviação ácida prévia. Neste segundo estágio, o autor considerou duas etapas na formação da mineralização: (1) vapores magmáticos de baixa salinidade são condensados numa célula de convecção de águas meteóricas, produzindo fluidos mineralizantes ácidos (**Fig. 5.12 B1**); (2) líquidos hipersalinos (salmoura magmática) carregados de metais ascendem em direção à zona porosa lixiviada, alcançando as zonas da alteração argílica avançada, onde se misturam com águas subterrâneas frias, resultando na deposição dos metais (**Fig. 5.12 B2**).

Nos depósitos *low-sulfidation*, o pH do fluido é controlado pelo *boiling* e pela concentração do CO_2 (Henley, 1985; Cooke & Simmons, 2000; Hedenquist *et al.*, 2000), que possibilitam a deposição de calcita, plácóide e adularia, minerais esses constituintes da ganga associados nos veios mineralizados. O *boiling* também resulta na formação de brechas hidrotermais, que indicam fraturamento hidráulico provocado pela queda de pressão (Hedenquist & Henley, 1985). A concentração de espécies dissolvidas no fluido, como a sílica, favorece a precipitação do quartzo sob a forma de colóides de sílica resultando em veios laminados e bandados, comumente observados nos sistemas *low-sulfidation*. A deposição de ouro também pode ser influenciada por processos de mistura de fluidos, envolvendo águas de diferente densidade e temperatura (Hayba *et al.*, 1985). Esta mistura facilitaria alterações de águas reduzidas e de pH neutro para águas oxidadas e ácidas, permitindo a precipitação de ouro (Reed & Sycher, 1985).

Figura 5.12. Modelo esquemático dos dois principais estágios de evolução dos 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 arrastamento de células de águas meteóricas a profundidade, mistura de fluidos magmático–meteóricos mineralizados, (B2) ascensão de salmouras magmáticas enriquecidas em metais e misturadas com águas meteóricas resfriadas.

6 DEPÓSITOS MAGMÁTICOS–HIDROTERMAIS NA REGIÃO SUL DO TAPAJÓS: PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS E GÊNESE

Na região sudoeste do estado de Pará ocorre um conjunto de mineralizações magmáticas–hidrotermais dos tipos pórfiro e epitermais *high- intermediate- e low-sulfidation*, associadas ao evento vulcano–plutônico paleoproterozoico denominado Uatumã *sensu lato*. Nestes depósitos primários destaca-se a associação de ouro com a prata e com metais de base, principalmente com o cobre. Os levantamentos aerogeofísicos feitos na região do Tapajós, quando avaliados com a distribuição das diversas ocorrências de mineralizações magmáticas–hidrotermais, evidenciam a existência de estruturas circulares formadas por intrusivas félsicas e intermediárias e caldeiras vulcânicas muito semelhantes às encontradas em arcos magmáticos continentais modernos. Altos valores gamaespectrométricos, destacados pela abundância de potássio em algumas das áreas estudadas, parecem ter relação com o metassomatismo potássico em corpos intrusivos (**Fig. 6.1**). Outras regiões mostram variações no gradiente magnético, que se destacam pela amplitude do sinal analítico anômalo do campo magnético. Muitas dessas zonas são constituídas por gradientes relacionados às estruturas circulares definidas por baixos magnéticos, com a desmagnetização provocada pela intensa atividade hidrotermal.

6.1 Depósito de Au–(Ag) *high-sulfidation*, V3 ou Botica Velho

Este depósito localiza-se no setor central da Província Mineral do Tapajós, entre os rios Tapajós e Jamanxim (**Figs. 1.1 e 6.2**), e tem recursos estimadas são de ca. 30 t de Au, com teor máximo de 4,5g/t, além de concentrações econômicas de Ag e subeconômicas de Cu, Zn e Mo (Jacobi, 1999; Juliani et al., 2005).

6.1.1 Contexto geológico, modo de ocorrência e modelo genético

Esta mineralização *high-sulfidation* é hospedada por vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri, de composições ácidas a intermediárias, formadas em complexos de caldeiras vulcânicas agrupadas (*nested calderas*) da fase final do evento magmático Parauari (Juliani *et al.*, 2005, **Fig. 6.3**).

O complexo de caldeiras formou-se numa fase inicial de atividade de pré-caldeira, caracterizada pela construção de estratovulcões (*composite volcanos*) com extensos derrames de andesito e dacito, que representam a unidade basal (Formação Bom Jardim), com gradação para derrames riolíticos intercalados com tufos de cinza e fluxos ignimbríticos, rochas estas que compõem a Formação Salustiano. Seguiu-se a fase sin-caldeira, representada por rochas das formações Salustiano e Aruri, geradas pela erupção explosiva de magmas ricos em cristais com formação de grandes volumes de tufos de cinzas e cristais que recobrem extensas áreas, além da presença de ignimbritos, fluxos riolíticos e rochas vulcânicas epiclásticas. Uma fase posterior, de atividade sin- a pós-caldeira, com magmatismo ressurgente, foi responsável pela formação de vulcões anelares, radiais ou internos, compostos por rochas piroclásticas e/ou lavas, assim como domos riolíticos, além de depósitos epiclásticos e vulcanoclásticos intracaldeira. Os vulcões pós-caldeira facilitaram a extrusão de magma riolítico e o vulcanismo explosivo, resultando na formação de brechas hidrotermais, depósitos ignimbríticos e de tufos de queda e intercalações de riolitos.

Figura 6.1. Imagens aerogeofísicas com a localização de alguns depósitos minerais na porção central do Domínio Tapajós. (A) Composição ternária gamaespectrométrica R(K)–G(eTh)–B(eU) sobreposta ao modelo digital de elevação SRTM/InSAR, com iluminação sintética direcional (azimute solar/elevação de 45°/45°), onde se evidenciam os depósitos minerais concentrados em áreas com maior abundância de K e/ou eU, coincidentes com regiões hidrotermalizadas. (B) Amplitude do Sinal Analítico do Campo Magnético Anômalo evidenciando que os mesmos depósitos se posicionam em regiões com médio a baixos gradientes magnetométricos, sugerindo efeitos de desmagnetização causada por alteração hidrotermal (Juliani et al. 2014).

Figura 6.2. Depósitos minerais na área de confluência dos rios Tapajós e Jamanxim sobrepostos ao modelo digital de elevação SRTM/InSAR com sombreamento sintético direcional (azimute solar/elevação de 45°/45°).

6.1.2 Rochas hospedeiras

A mineralização epitermal *high-sulfidation* hospeda-se em *pipes* de brechas hidrotermais em vulcânicas pós-caldeira que constituem um vulcão anelar composto. O embasamento das vulcânicas é representado por batólitos sin-colisionais da Suíte Intrusiva Parauari, sobre os quais se sobrepõem rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri. As vulcânicas incluem riolitos porfíricos e dacitos, andesitos subordinados, e ignimbritos,

lapilli-tufos, tufos soldados, tufos de cinzas e de cristais, brechas e aglomerados vulcânicos. As rochas félsicas predominam amplamente no topo da sequência vulcânica.

Figura 6.3. Mapa geológico da área da mineralização aurífera high-sulfidation (Juliani *et al.*, 2005), onde se localiza a estrutura vulcânica hospedeira indicada pela seta. (A) – (B) Perfil geológico esquemático apresentado na **Figura 6.5**.

6.1.3 Sistema hidrotermal

Stocks granofíricos riolíticos e riódacíticos epizonais, de idades 1,89 e 1,87 Ga, cortam as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, sendo os responsáveis pela geração dos fluidos hidrotermais que geraram extensas zonas de alteração hidrotermal. A reconstrução do paleo-sistema hidrotermal da mineralização aurífera epitermal V3, feita com base nos halos de alteração, foi estudada por Nunes (2001), Picolini (2004) e Juliani *et al.* (2005). As zonas de alteração hidrotermal neste sistema epitermal compõem halos, com suas características resumidas na **Figura 6.4** e descritas a seguir.

a) Zona da silica cap: constitui uma cobertura parcialmente erodida nos *pipes* de brechas hidrotermais no vulcão anelar. Esta zona é caracterizada por rochas intensamente silicosas com estrutura *vuggy* forma de corpos maciços e estratificados, com quartzo microcristalino e hematita, em conjunto com pirofilita, alunita, sulfetos e feldspato subordinado (**Fig. 6.5**). Nesta zona os sulfetos foram quase que totalmente substituídos por hematita. A *silica cap* é cortada por veios de brechas hidrotermais com de fragmentos de tufos, riolitos, calcedônia e de rochas hidrotermalizadas e silicificadas, cimentadas por quartzo microcristalino e hematita. Em profundidade essas rochas passam para corpos de silica maciça, zonas silicificadas filonianas e veios de quartzo com alunita e pirita nas partes mais rasas, e com pirita apenas nas partes mais profundas.

Silicificação e hematização (<i>silica cap</i>)	{ Sílica maciça, <i>vuggy silica</i> com quartzo microcristalino, < sulfetos, hematita, pirofilita, alunita e feldspatos subordinados
Alteração argílica avançada com alunita e quartzo	{ Alunita + natroalunita + andalusita + coríndon + pirofilita + rutilo + woodhouseita – svanbergita + barita + pirita + calcopirita + bornita + covelita ± galena ± esfalerita ± enargita – luzonita ± aguilarita ± cobre nativo, prata – ouro
Alteração argílica avançada	{ Pirofilita + quartzo + pirita + andalusita + diásporo + rutilo + woodhouseita - svanbergita + turmalina + fluorita + hematita
Alteração argílica intermediária	{ Caulinita + dickita + sericita + clorita + relíquias de feldspato
Alteração sericítica	{ Sericita + quartzo + zeólita + argilo – minerais, clorita + sulfetos
Alteração propilítica	{ Epidoto + clinozoisita + clorita + actinolita + albita + zeólita + carbonatos + sulfetos

Figura 6.4. Principais fases de alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas hospedeiras da mineralização high-sulfidation com base em Nunes (2001), Juliani (2002), Picolini (2004) e Juliani et al. (2005).

b) Zona da alteração argílica avançada: este halo de alteração hidrotermal ocorre sob a *silica cap* e se caracteriza pela presença de alunita e/ou natroalunita, quartzo, pirofilita, além de jarosita, andalusita, diásporo, coríndon, rutilo, woodhouseita–svanbergita, caulinita, dickita, tetraedrita–tennantita, famatinita, tiemannita, barita, pirita, calcopirita, bornita, hinsdalita, covelita, galena, esfalerita, enargita-luzonita, aguilarita, clorargirita, analcima–wairakita, topázio, cobre, prata e ouro nativos subordinados, que representam os minerais que compõem o minério (**Tabela 6.1**).

Tabela 6.1. Minerais de minério identificados por microscopia eletrônica de varredura na mineralização de Au-(Ag) do tipo high-sulfidation (Juliani et al., 2005).

Mineral	Fórmula química
Alunita	$\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
Natroalunita	$\text{NaAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
Pirita	FeS_2
Woodhouseita–svanbergita	$\text{Ca}(\text{Sr})\text{Al}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$
Tetraedrita–tennantita	$(\text{Cu},\text{Fe})_{12}\text{Sb}(\text{As})_4\text{S}_{13}$
Aguilarita	Ag_4SeS
Tiemannita	HgSe

Clorargirita	AgCl
Analcima–wairakita	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 - \text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$
Hinsdalita	$(\text{Pb},\text{Sr})\text{Al}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$
Bornita	Cu_5FeS_4
Calcopirita	CuFeS_2
Covelita	CuS
Galena	PbS
Esfalerita	ZnS
Enargita-Luzonita	Cu_3AsS_4
Prata nativa	Ag
Ouro	Au
Cobre	Cu

c) Zona da alteração argílica avançada sem alunita: esta zona envolve a zona de alteração argílica avançada e ocorre em torno dos corpos de brechas hidrotermais, sob a forma de estilo pervasivo e fissural, com assembleias de alteração compostas por pirofilita, quartzo, pirita, andalusita, diásporo, rutilo, woodhouseita–svanbergita, turmalina, fluorita e hematita.

d) Zona da alteração argílica intermediária: ocorre como uma delgada e irregular zona caracterizada pela presença de rochas com caulinita, dickita, clorita e relíquias de feldspato, juntamente com veios de caulinita, bem como menores quantidades de pirofilita e sericita. Esta alteração também ocorre em partes mais profundas do depósito, nas brechas hidrotermais, onde constitui delgados veios e vênulas com bordas de sericita/illita em rochas propilitizadas. As brechas hidrotermais apresentam diferentes tipos de cimentação. Em direção à superfície há predomínio de alunita, mas em profundidade a pirita é o principal tipo de cimento.

e) Zona da alteração sericítica: ocorre nas partes mais profundas do sistema, afetando principalmente dacitos e tufos dacíticos em estilo predominantemente pervasivo e pervasivo seletivo, tendo como minerais característicos sericita, quartzo, zeólitas, argilo–minerais e sulfetos (**Fig, 6.5**). Torna-se mais intensa e fissural nas proximidades de diques de pórfiros riolíticos e ocorre em estilo pervasivo redor das brechas hidrotermais de condutos e em tufos finos. Silicificação comumente associa-se a esta alteração hidrotermal, e localmente, se há zonas com alunita, pirofilita e pirita, além de veios com pirofilita e caulinita.

f) Zona da alteração propilítica: predomina partes mais externas do sistema hidrotermal, tendo afetado as rochas andesíticas e dacíticas da Formação Bom Jardim e as riolíticas e ignimbríticas da Formação Salustiano, em estilo principalmente pervasivo. É também uma alteração importante nas partes mais profundas do pacote vulcânico, onde afeta especialmente nas rochas dacíticas. Tem como minerais típicos clorita, epidoto, clinozoisita,

albita, zeólita, carbonatos, feldspato potássico, sericita, quartzo, sulfetos e, localmente, rara actinolita. Também ocorre com estilo fissural, controlado pelo acamamento ou *layering* das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, assim como pela brechação vulcânica. Nota-se nos dacitos um estágio de propilitização pervasiva intenso, seguido pela alteração sericítica e, posteriormente, um novo estágio de alteração propilitica predominantes fissural a pervasiva, comumente com cloritização fissural tardia.

Nas partes distais do sistema torna-se impossível a delimitação do halo propilitico externo, uma vez que as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas foram afetadas regionalmente por alterações hidrotermais semelhantes às aquelas verificadas em campos geotermiais, ou, possivelmente, por metamorfismo nas fácies zeolítica e prehnita–pumpellyita.

g) Metassomatismo potássico: esta alteração em estilo pervasivo afetou principalmente os corpos de granitos, granófiros e *stocks* e diques pórfiros riódacíticos e riolíticos que afloram na base da sequência vulcânicas. O metassomatismo causou substituição, em intensidades variáveis, dos feldspatos ígneos, especialmente do plagioclásio, por microclínio e biotita verde, com sulfetos, quartzo e magnetita subordinados. A biotita substitui preferencialmente os cristais de biotita vermelha e hornblenda ígneos. Macroscopicamente o metassomatismo potássico se caracteriza pela formação de feldspato potássico vermelho, devido à presença de microinclusões de hematita, de modo semelhante ao descrito por Boone (1969), em pórfiros do oeste dos Estados Unidos. Localmente um leve metassomatismo sódico é também observado, tendo resultado na cristalização irregular e descontínua de albita nas bordas dos cristais de plagioclásio e feldspato potássico peritítico. Quartzo também se associa a esse metassomatismo.

O sistema epitermal que gerou o depósito de Au–(Ag) *high-sulfidation* V3 ou Botica Velho desenvolveu-se em dois estágios principais, responsáveis pelas zonas de alteração hidrotermal pervasivas e fissurais que afetaram a sequência vulcânica hospedeira da mineralização (Picolini, 2004), resultando em vários tipos texturais de alunita nas zonas de alteração argílica avançada (Nunes, 2001; Juliani *et al.*, 2005).

O primeiro estágio é caracterizado pela alteração pervasiva e a formação de alunitos e veios de alunita grossa com textura *branching*, localizados no topo da estrutura vulcânica. O segundo estágio deu-se após o fraturamento hidráulico e brechação das rochas, resultando no desenvolvimento de sistemas de veios e a cristalização de alunitos de cristais muito finos orientados segundo o fluxo hidrotermal que se superimpõem, envolvem e cortam cristais mais grossos das gerações anteriores de alunita. Este segundo estágio se associa a um outro pulso de percolação de fluidos em fraturas que pode estar relacionado ao reaquecimento do sistema

hidrotermal, devido à intrusão de diques e à ascensão de *stocks* de pórfiros riolíticos e riodacíticos para níveis crustais mais rasos. Nesse segundo estágio teriam sido formados os principais sistemas de veios auríferos no sistema epitermal, caracterizados pela presença de ouro nativo e de minerais de prata como agularita e clorargirita (Picolini, 2004).

Nesta fase registra-se também a ocorrência de uma paragênese de calcosina, covelita, bornita e calcopirita, tanto como grãos isolados ou também como inclusões na pirita, que podem indicar a existência de mineralização cuprífera no sistema epitermal (Picolini, 2004).

Também foram identificadas diferentes fases minerais, destacando-se a tiemannita (seleneto de mercúrio), minerais da série de solução sólida enargita–famatinita, woodhouseita–svanbergita, tetraedrita–tennantita, agularita, ouro nativo, bem como monazita e esfalerita. Alguns desses minerais ocorrem como inclusões na pirita (Miranda, 2009). No caso da tiemannita, este aparece como inclusões em covelita. A tiemannita se associa com cinábrio, como no caso do depósito Buckskin Mountain (Nevada, EUA, Vikre, 2007). Na Província Mineral do Tapajós, a presença desse mineral poderia indicar a ocorrência de alguma mineralização de Hg (Miranda, 2009).

6.1.4 Geocronologia Ar–Ar

Amostras de alunita de diferentes tipos texturais (disseminada, em veios e de substituição) foram datadas pelo método Ar–Ar visando determinar a idade do sistema epitermal *high-sulfidation* (Juliani *et al.*, 2005). Os dados geocronológicos indicam que a formação do sistema hidrotermal ocorreu em um intervalo compreendido entre 1.869 ± 2 Ma e 1.876 ± 2 Ma, com um período posterior de resfriamento e diminuição da atividade hidrotermal até 1.846 ± 2 Ma (**Fig. 6.6**). Efeitos térmicos pós-mineralização em zonas de falhas possibilitaram recristalização de alunita em 1.805 ± 2 Ma. Esse tectonismo possivelmente se relacionado com a orogênese Rio Negro (1,76 – 1,47 Ga), na concepção de Santos *et al.* (2000). Após o cisalhamento o sistema hidrotermal permaneceu inativo até *ca.* $51,3 \pm 1$ Ma, quando se iniciou a exposição subaérea e a erosão do depósito epitermal, permitindo a cristalização de alunita supergênica.

6.1.5 Fluidos hidrotermais

Para determinação da fonte dos fluidos hidrotermais responsáveis pelas alterações hidrotermais e pela mineralização do depósito de Au–(Ag) *high-sulfidation* V3 foram analisados os isótopos estáveis de várias amostras de alunita e pirita de diferentes zonas do

Figura 6.5. Perfil geológico esquemático das zonas de alteração hidrotermal na mineralização aurífera *high-sulfidation* descrita por Juliani et al. (2005) na Província Mineral do Tapajós. As imagens também mostram os principais litotipos e alguns dos minerais característicos. (Extraído de Juliani et al., 2014).

Figura 6.6. Diagramas dos espectros das idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de amostras de alunita da mineralização aurífera high-sulfidation V3. Os plateaus de sete dos espectros variam entre 1.869 ± 2 Ma e 1.846 ± 2 Ma (extraído de Juliani *et al.*, 2005).

depósito (Juliani *et al.*, 2005). Os valores $\delta^{34}\text{S}$ da alunita variam entre +4,1‰ e +38,2‰ e da pirita coexistente apresentam uma variação entre -6,3‰ e +1,7‰. Estes dados indicam, exceto o valor mais elevado, característico de alunita intempérica, origem magmática-hidrotermal para a alunita em paragênese com pirita. Esses valores são semelhantes aos determinados em amostras de diferentes mineralizações do tipo *high-sulfidation*, incluindo Summitville, Colorado (Bethke *et al.*, 2005), Lepanto, Filipinas (Hedenquist *et al.*, 1998), El Indio-Pascua Belt, Chile (Deyell *et al.*, 2005), dentre outros.

A partir da composição isotópica do enxofre dos pares alunita-pirita, combinado com a composição isotópica do oxigênio dos sítios $\text{SO}_4\text{-OH}$ da alunita, foi possível determinar sua temperatura do fluido hidrotermal que cristalizou ambos minerais entre 130 a 420 °C (Fig. 6.7A e 6.7B), os quais indicam flutuações na temperatura da pluma do vapor magmático que provocou a alteração hidrotermal. As temperaturas mais baixas (ca. 130 °C) são de amostras de alunita formadas nas proximidades da *silica cap* (Fig. 6.7B), enquanto que intermediárias são das proções mais profundas do depósito. As temperaturas mais altas são de veios de alunita grossa, que indicam fraturamento e liberação de fluidos muito aquecidos no sistema hidrotermal. As temperaturas estimadas pelos isotópos de enxofre e

oxigênio são consistentes com alterações hidrotermais *high-sulfidation* e os minerais não registram efeitos de metamorfismo ou de qualquer evento térmico pós-mineralização, além da recristalização nas falhas.

Landis *et al.* (2005) consideram as características da alunita de origem magmático-hidrotermal da mineralização epitermal *high-sulfidation* como um material ótimo para estudar a retenção de gases em inclusões fluidas e estruturas cristalinas. Para esse tipo de estudo o ideal são cristais de alunita que mostrem mínimos efeitos pós-deposicionais termais ou tectônicos. Gases ativos (N_2 , CH_4 , CO , CO_2 , H_2 , O_2 , HF , HCl , H_2S , SO_2) e nobres (He, Ar, Ne) são retidos em cristais da alunita, seja como inclusões primárias, ou em sítios cristalinos com OH, ou com sulfatos. Na **Figura 6.7B** é projetada a variação isotópica do enxofre da alunita (de +14,0‰ a +36,9‰), que também reflete sua origem magmática-hidrotermal.

Segundo os cálculos de δD_{H_2O} e $\delta^{18}O_{H_2O}$ projetados na **Figura 6.7C**, os fluidos hidrotermais em equilíbrio com a alunita do depósito de Au-(Ag) *high-sulfidation* V3 são predominantemente magmáticos, com pouca mistura de fluidos meteóricos. Uma fonte magmática também é indicada para os fluidos em equilíbrio com a sericita das partes profundas do sistema hidrotermal, onde também houve fases de vapor. Os fluidos formadores da alunita de mais baixa temperatura, caulinita e pirofilita, também apresentam composições isotópicas de oxigênio e hidrogênio que refletem uma fonte magmática, além da participação de água marinha e a contribuição de águas meteóricas de regiões com altas taxas de evaporação, características comumente observadas em baixas latitudes (Juliani *et al.*, 2014).

6.2 Mineralização de Cu-Mo-(Au) Low-Sulfidation, V6 ou Chapéu do Sol

A primeira citação sobre essa mineralização foi feita por Jacobi (1999), que pela primeira vez interpretou essa mineralização como epitermal de Cu, com Mo, Au e Ag. Posteriormente, estudos desenvolvidos por Corrêa-Silva (2002), Juliani (2002) e Aguja-Bocanegra (2013) permitiram demonstrar que o depósito epitermal sofreu um evento de *overprinting* de um sistema de tipo pórfiro, gerado pela intrusão de um conjunto de diques de pórfiros riolíticos a riodacíticos. O alvo V6 ou Chapéu do Sol se localiza na parte norte da Província Mineral do Tapajós, próximo da confluência dos rios Tapajós e Jamanxim, a 50 km ao norte da mineralização *high-sulfidation* V3 (**Figs. 1.1 e 6.2**). O contexto geológico é semelhante ao da mineralização epitermal *high-sulfidation*, e essa ocorrência também se associa a estruturas vulcânicas na borda de outro complexo de caldeiras vulcânicas (**Fig. 6.8**), com cerca de 22 km de diâmetro (Corrêa-Silva, 2002; Aguja-Bocanegra, 2013). Nas bordas da estrutura abatida e ao longo de fraturas circulares ocorrem diversos outros possíveis *vents* vulcânicos,

por vezes com diques e pequenos *stocks* de pórfiros nas partes centrais. O magmatismo ressurgente foi responsável pela formação de domos riolíticos internos, associados a estruturas circulares que podem atingir de 1 a 5 km de diâmetro (Corrêa-Silva, 2002).

Figura 6.7. (A) Diagrama dos valores $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$, e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ de alunite da mineralização aurífera high-sulfidation V3, onde estão projetadas as temperaturas estimadas para cristalização de alunite com base nos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4\text{-OH}}$. O polígono representa o campo de valores de $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$, e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ de alunite magmática-hidrotermal em equilíbrio isotópico com um fluido magmático (círculo vermelho) com valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ de 6 ‰; (B) Valores de $\delta^{34}\text{S}$ da alunite e da pirita coexistente de amostras de superfície e de testemunhos de sondagens. As temperaturas foram estimadas a partir das composições isotópicas dos pares alunite-pirita; (C) Valores das composições isotópicas $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ calculadas para o fluido em equilíbrio com diferentes minerais (alunite, pirofilita, caulinita e sericita) da mineralização aurífera high-sulfidation V3, indicando mistura de fluidos magmáticos e meteóricos de baixa latitude. Também são comparadas as características de fluidos em equilíbrio com alunite e outras fases minerais de depósitos high-sulfidation. As composições isotópicas de oxigênio para o fluido em equilíbrio com outras fases minerais da mineralização aurífera high-sulfidation V3 são apresentadas abaixo do gráfico $\delta^{18}\text{O}$ vs δD . PMW = Campo da água magmática primária, MWL = Linha da água meteórica, VW = água vulcânica, T = Tapajós, S = Depósito de Summitville, HSD = outros depósitos high-sulfidation. Fonte dos dados: El Indio (Deyell et al., 2005), Summitville (Bethke et al., 2005) (extraído de Juliani et al., 2014).

6.2.1 Geologia local

A mineralização de Cu–Mo–(Au) é hospedada por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas pertencentes ao Grupo Irii, cortadas por diques de pórfiros. Duas sequências vulcano-sedimentares com intrusivas associados foram distinguidas, as quais se sobrepõem a um embasamento de natureza granítica (Corrêa-Silva, 2002; Aguja-Bocanegra, 2013).

a) Sequência Inferior: é formada por derrames de andesito, dacito, traquiandesitos e, principalmente, riolitos porfiríticos, além de tufos e ignimbritos. Os derrames de andesito têm espessura variável e são formados por rochas faneríticas inequigranulares a porfiríticas, geralmente de estrutura maciça e, localmente, bandadas pelo fluxo magmático. Os riolitos são porfiríticos, geralmente maciços, mas, por vezes, apresentam textura de fluxo definida pela orientação dos fenocristais. Possuem intercalações de lapilli-tufos, tufos e depósitos ignimbríticos, identificados principalmente nos testemunhos de sondagem (**Fig. 6.9**). Diques de pórfiro riolítico e dacítico não são raros, bem como zonas de falhas. A sequência vulcânica grada, em direção ao topo, para vulcanoclásticas epiclásticas, arcóseos e arenitos arcoseanso ou feldspáticos e arenitos quartzosos, com intercalações de conglomerados e siltitos pouco argilosos.

Em alguns locais os riolitos parecem constituir domos vulcânicos com fraturamento anelar e radial, intrusivos nos derrames e pacotes de tufos félsicos. Tanto os derrames quanto os riolitos porfiríticos apresentam contato falhado com as rochas do embasamento, mas também foram observadas algumas relações intrusivas, como apófises de granito no riolito e diques de riolitos nos granito. Dentro processo evolutivo de caldeiras vulcânicas, Corrêa-Silva (2002) e Juliani *et al.* (2005) interpretam os derrames de andesito como partes preservadas de estratovulcões no estágio pré-caldeira.

b) Sequência Superior: se encontra em contato concordante, por vezes erosivo, com a sequência inferior e é formada por riolitos, ignimbritos, tufos, arenitos epiclásticos e tufos, tufos de cristais, arenitos epiclásticos e sedimentos lacustres com leitos de *chert* (**Fig. 6.9**). As rochas vulcanoclásticas nesta sequência são representadas por depósitos de ignimbritos, incluindo brechas co-ignimbríticas, e depósitos de queda constituídos predominantemente por tufos de cristais e de cinzas.

Os ignimbritos apresentam marcada deformação sin-deposicional, com desenvolvimento de dobras convolutas, e intenso soldamento dos tufos. Os tufos de cristais possuem estrutura maciça, localmente laminada e bandada, bem como estratificação plano-

paralela definida pela alternância de leitos cineríticos, tufáceos e de lapilli-tufo. As brechas co-ignimbríticas ocorrem principalmente na base dos depósitos de ignimbritos e são formadas por fragmentos polimícticos angulosos a subarredondados definindo um arcabouço clasto suportado, com matriz composta por tufos e cinzas vulcânicas. Nos clastos que compõem as brechas há predomínio de riolito porfirítico, tufos, tufitos e, subordinadamente, de granito, andesito, *chert*, ritmito e arenito tufáceo e arcoseano. As rochas vulcanoclásticas também ocorrem no topo dos domos de riolito e em vulcões anelares nas bordas externas das caldeiras, definindo algumas estruturas circulares interpretadas como *vents* do vulcanismo pós-caldeira. Os depósitos epiclásticos vulcanoclásticos são representados por arenito vulcânico epiclástico com intercalações de leitos de *chert* e de ritmitos, evidenciando retrabalhamento subaquático e silicificação em ambiente lacustre. Segundo Corrêa-Silva (2002) as rochas que compõem a Sequência Superior teriam sido formadas nos estágios sin- a pós-caldeira.

Figura 6.8. Mapa geológico da área da mineralização low-sulfidation V6 (modificado de Corrêa-Silva, 2002).

Figura 6.9. Colunas estratigráficas de dois testemunhos de sondagens com fotografias ilustrativas das rochas: (A) Monzogranito porfirítico do embasamento; (B) Riólito porfirítico da sequência Inferior; (C) Pórfiro riolítico a riodacítico da Sequência Inferior; (D) Tufo com fragmentos de cristais da Sequência Superior; (E) Tufo laminado da sequência Superior; (F) Pórfiro riolítico mineralizado em calcopirita, bornita e molibdenita disseminada; (G) Grãos de ouro em concentrado de minerais pesados de tufo riolítico; (H) Alteração sericítica

fissural em riolito (H).

Diques e *stocks* de dacitos e de pórfiros riolíticos e riódacíticos afloram principalmente nas porções centrais e adjacentes de estruturas circulares concêntricas, cortando as rochas das sequências Inferior e Superior. Os dacitos apresentam textura porfirítica, com megacristais de plagioclásio, quartzo e ortoclásio dispersos em matriz afanítica a fanerítica composta pelos mesmos minerais, além de anfibólio. Por sua vez, os pórfiros apresentam fenocristais de feldspatos, incluindo cristais zonados de plagioclásio e, subordinadamente, de quartzo bipiramidado. Os minerais máficos, representados por anfibólio e biotita, podem estar comumente substituídos por biotita e/ou clorita hidrotermal. Tanto os diques como parte dos pórfiros podem ter representar os condutos pelos quais o magma ascendeu a níveis rasos da crosta durante o vulcanismo pós-caldeira.

As rochas que compõem as duas sequências das rochas hospedeiras são cortadas por brechas hidrotermais de conduto, de espessuras variadas e distribuídas no núcleo e borda de estruturas anelares menores. Estas brechas são clasto suportadas, com fragmentos e blocos angulosos das rochas encaixantes, incluindo andesito, riolito, dacito, pórfiros, ignimbritos, tufos, tufitos, arenitos e granito. A matriz apresenta fragmentos finos com a mesma composição dos clastos.

O Embasamento das rochas vulcânicas é representado por granitos cinza a róseos, comumente leucocráticos, maciços, foliados e deformados em zonas de falhas rúpteis. Apresentam textura fanerítica e são inequigranulares e de granulação média a grossa. Localmente são porfiríticas, com megacristais de plagioclásio e de feldspato potássico dispersos em matriz de granulação média a grossa constituída por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (**Fig. 6.9**).

6.2.2 Litoquímica

Estudos das composições químicas das rochas vulcânicas e graníticas que hospedam e se associam à mineralização de Cu–Mo–(Au) indicam que o conjunto das rochas pertence às séries cálcio-alcalinas de alto potássio formadas em ambiente de arco vulcânico em margem continental ativa, como indicado nos diagramas das **Figuras 6.10 e 6.11** (Kahwage, 2010; Aguja-Bocanegra, 2013). Dentre o conjunto das vulcânicas, os riolitos são as mais evoluídos e indicam formação em ambiente transicional para regime distensivo intraplaca (Kahwage, 2010).

Figura 6.10. Diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) mostrando a afinidade tectono-magmática dos granitoides da mineralização V6, onde o círculo aberto corresponde ao Monzogranito A, o círculo fechado corresponde ao Monzogranito B. Granitóides de arco vulcânico (VAG); Granitóides sin-colisionais (syn-COLG); Granitóides intra-placa (WPG); Granitóides de dorsal oceânica (ORG), segundo Aguija-Bocanegra (2013).

6.2.3 Sistema hidrotermal

Há uma estreita relação entre as zonas hidrotermalizadas e as mineralizações nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas com a intrusão de diques de pórfiros riolíticos e riodacíticos que, por sua vez, estão também em parte hidrotermalizados e mineralizados.

Os principais tipos de alteração hidrotermal presentes no sistema hidrotermal *low-sulfidation* e do tipo pórfiro V6 são representados na **Figura 6.12**. Esses incluem o metassomatismo potássico e, mais restritamente, o metassomatismo sódico, que afetou principalmente as rochas intrusivas e parte das rochas do embasamento. Alterações propilítica e sericítica afetaram as rochas vulcânicas, intrusivas e do embasamento, alterações propilítica, adularia-sericítica (*low-sulfidation*), silicificação e argílica afetaram as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, destacando-se a presença da adularia apenas nas rochas vulcanoclásticas e vulcânicas. Adicionalmente, observa-se nas zonas de falhas, intensa alteração sericítica, sem ocorrência de adularia, e silicificação, além de carbonatização, cloritização e fluoritização subordinadas.

As principais características das alterações magmáticas–hidrotermais acima relacionadas são descritas a seguir:

Figura 6.11. Classificação geotectônica das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da zona de estudo, segundo os diagramas de Schandl & Gorton (2002). Margens continentais ativas (ACM), Zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), Basaltos intraplaca (WPB), Basaltos de dorsal oceânica (MORB). (Modificado de Aguja-Bocanegra, 2013).

Metassomatismo sódico e potássico	{ Albita + quartzo Feldspato potássico + biotita + quartzo
Alteração propilítica	{ Clorita + adulária + epidoto + calcita (em parte placóide) + fluorita + albita + calcopirita + pirita + quartzo + rutilo + leucoxênio + barita
Alteração sericítica	{ Quartzo + pirita + sericita + calcopirita $\pm$ biotita $\pm$ esfalerita $\pm$ galena $\pm$ molibdenita. Adulária nas rochas vulcanoclásticas + ouro + titanita
Alteração argílica	{ Illita + caulinita + quartzo + calcedônia + alofana $\pm$ hematita

Figura 6.12. Principais fases de alteração hidrotermal nas rochas associadas com a mineralização do tipo *low-sulfidation* e do tipo *pórfiro*, pós Corrêa-Silva (2002), Juliani (2002) e Aguja-Bocanegra (2013).

a) Alteração argílica: é definida por paragêneses com illita, caulinita e quartzo, às vezes, acompanhada de calcedônia, alofana e hematita. Afetou as rochas em estilo fissural a pervasivo, principalmente as rochas vulcanoclásticas e os pórfiros riolíticos. É relativamente tardia e concentra-se mais nas partes mais rasas do sistema hidrotermal. Aparentemente, dadas às intersecções e truncamentos das vênulas, houve vários estágios superpostos deste tipo de alteração, indicando a existência de vários pulsos hidrotermais.

b) Silicificação: ocorre de modo generalizado nas rochas em estilo pervasivo a, principalmente, fissural, geralmente associada aos mesmos condutos da alteração sericítica fissural, constituindo pequenos veios e vênulas nas partes de núcleos. Muito comumente a silicificação grada lateralmente a partir da fratura, silicificando as rochas ao longo de vários centímetros. É representada pela cristalização de quartzo muito fino, com argilominerais associados e, por vezes, calcedônia. Hematita muito fina ocorre esporadicamente.

c) Alteração sericítica: afeta todos os litotipos em estilos que variam entre pervasivo, pervasivo seletivo e fissural. A paragênese típica é representada por quartzo, pirita e sericita, além de calcopirita e, em alguns casos é acompanhada por biotita, esfalerita, galena e molibdenita. Este tipo de alteração nas rochas vulcanoclásticas é distinguido pela presença de adulária, mineral característico da mineralização *low-sulfidation*. Junto à alteração sericítica com adulária em rochas vulcanoclásticas, ocorrem zonas de silicificação, de caráter pervasivo e principalmente fissural, nas quais também há presença de calcita placóide substituída por calcedônia.

d) Alteração propilítica: afetou todos os litotipos da área do depósito, sendo mais intensa nos monzogranitos, pórfiros e andesitos. Nos monzogranitos o estilo foi inicialmente pervasivo seletivo, resultando na cristalização de clorita, carbonatos, epidoto e albita em fissuras. Posteriormente houve uma fase fissural com preenchimento de fraturas e vênulas por clorita, calcita placóide, fluorita, albita, adulária, calcopirita, pirita e rutilo. Nos pórfiros a alteração propilítica compõe uma associação com clorita + calcita + epidoto/clinozoisita + pirita + calcopirita + ilmenita ± barita ± fluorita ± galena ± esfalerita ± hematita. Dois estilos de alteração ocorrem nos pórfiros, um pervasivo levemente seletivo, onde o plagioclásio e os minerais ferro-magnesianos foram substituídos, que precipitou conjuntamente calcopirita e

pirita. O outro estilo é fissural, com cristalização de calcita placóide, quartzo, clorita, sericita, fluorita, barita, e sulfetos (pirita, calcopirita, galena e esfalerita) que preenchem fraturas e vênulas. Os andesitos e andesitos basálticos foram afetados pela alteração propilítica definida pela assembléia de clorita + calcita + epidoto $\pm$ actinolita $\pm$ quartzo $\pm$ pirita $\pm$ calcopirita. Nos andesitos esta alteração ocorre em dois estilos, o primeiro é pervasivo a seletivamente pervasivo, tendo afetado os fenocristais e micrólitos de hornblenda e plagioclásio da matriz. O segundo estilo, mais comum, ocorre como preenchimento de fraturas, vênulas, cavidades miarolíticas e esferulitos por clorita, calcita, pirita, calcopirita e hematita. Estudos de geotermobarometria em minerais que compõem a alteração propilítica indicam, respectivamente, pressões e temperaturas de formação entre 1,5 e 2,0 kbar, e 410 e 350 °C (Corrêa-Silva, 2002).

e) Metassomatismo potássico: metassomatismo potássico resultou com a neoformação de feldspato potássico e biotita hidrotermal, por vezes, com quartzo e sulfetos associados. Essa alteração afetou em maior intensidade os monzogranitos e os pórfiros e, localmente, os riolitos porfiríticos e as rochas vulcanoclásticas.

f) Metassomatismo sódico: os monzogranitos foram as rochas mais afetadas pelo metassomatismo sódico, o qual também afetou em menor grau os pórfiros. Este é caracterizado pela cristalização de albita hidrotermal com quartzo associados.

As estruturas e as texturas observadas nas rochas hidrotermalizadas, bem como as relações de contato indica que a intrusão de diques dos pórfiros provocou alterações hidrotermais nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas hospedeiras da mineralização *low-sulfidation*, assim como nos corpos graníticos e pórfiros, nos estilos pervasivo e fissural. Isto se reflete na forma de halos de alteração que apresentam paragêneses minerais características.

6.2.4 Mineralização de Cu–Mo–(Au)

A mineralização de ouro, cobre e molibdênio se associa a minerais como pirita, calcopirita, molibdenita, galena, e esfalerita que ocorrem disseminados, em veios e vênulas nas rochas hidrotermalizadas, principalmente as vulcanoclásticas e nos pórfiros. Pirita também ocorre disseminada, em fraturas e amígdalas. Todas as fases de alteração hidrotermal podem incluir esse minerais de minério, possivelmente devido aos processos múltiplos de telescopagem, mas os maiores teores são relacionados com as alterações sericítica e, subordinadamente, propilítica.

Nos pórfiros também se desenvolveram sistemas irregulares de vênulas com quartzo, calcopirita, bornita e pirita, os quais podem ser em alguns testemunhos, correlacionados com

os veios A, B e D, típicos de mineralizações porfíricas.

Estudos de MEV em amostras do minério identificaram presença de diferentes fases minerais inclusas na calcopirita (**Tabela 6.2**), destacando-se prata nativa, argentita, hessita, bismutinita, telureto de bismuto, anilita, covelita e calcosina (Kahwage, 2010; Aguja-Bocanegra, 2013).

Tabela 6.2. Minerais do minério identificados por microscopia eletrônica de varredura na mineralização Cu–Mo–(Au) do tipo low-sulfidation (Aguja-Bocanegra, 2013).

Mineral	Fórmula química
Calcopirita	CuFeS ₂
Calcosina	Cu ₂ S
Pirita	FeS ₂
Galena	PbS
Petzita	Ag ₃ AuTe ₂
Wolframita	(Fe, Mn)WO ₄
Argentita	Ag ₂ S
Hessita	Cu ₇ Te ₅
Anilita	Cu ₇ S ₄
Prata nativa	Ag
Ouro	Au
Acantita	Ag ₂ S
Bismutinita	Bi ₂ S ₃
Esfalerita	ZnS
Bismutita	Bi ₂ (CO ₃)O ₂
Hedleyita	Bi ₇ Te ₃
Magnetita	FeFe ₂ O ₄
Ilmenita	FeTiO ₃
Molibdenita	MoS ₂

6.2.5 Geocronologia

Análises geocronológicas U–Pb SHRIMP em zircão de rochas associadas à mineralização epitermal de ouro, cobre e molibdênio foram feitas por Aguja-Bocanegra (2013). Essas análises incluíram amostras do embasamento, da sequência vulcanosedimentar e de alguns corpos intrusivos.

Duas amostras do embasamento, representado por monzogranitos, indicam idades de cristalização de 2.003 ±24 Ma (Monzogranito A) e de 1.971 ±24 Ma (Monzogranito B). O riolito porfírico apresenta idade de 1.990 ±12 Ma e as rochas vulcanoclásticas mostram idades de 1.873 ±4,9 Ma (tufo de cristais), 1.879 ±24 Ma (tufo) e 1.888 ±6,6 Ma (arenito epiclástico arcoseano). Os corpos intrusivos, representados por duas amostras de pórfiro mostraram as seguintes idades de 1.861 ±8,9 Ma e 1.880 ±7,8 Ma.

Segundo Corrêa-Silva (2002) a geração do sistema epitermal *low-sulfidation* (adulária-sericita) é relacionada com a formação de um vulcão composto, principalmente nos estágios finais da fase sin- a pós-abatimento da caldeira, quando ocorreu a colocação em superfície dos domos riolíticos e a formação de ignimbritos. Em profundidade, neste estágio evolutivo, houve a intrusão dos corpos graníticos rasos e dos diques dos pórfiros responsáveis pela formação do sistema hidrotermal do tipo pórfiro que se sobrepôs ao sistema epitermal *low-sulfidation*.

As idades obtidas por Aguja-Bocanegra (2013) indicam a presença de dois eventos magmáticos responsáveis pela formação das rochas hospedeiras da mineralização: o primeiro (1,99 a 1,97 Ma) estaria relacionado à colocação de monzogranitos, riolitos e pórfiros pertencentes à sequência inferior; e o segundo (1,88 a 1,86 Ma), incluiria os pórfiros, rochas vulcanoclásticas e diques de dacito da sequência superior.

6.3 Depósito de Au–(Cu) do tipo pórfiro: Mina do Palito

O depósito de Au–(Cu) do tipo pórfiro do Palito se localiza a aproximadamente a 150 km a sudeste da mineralização Au–(Ag) V3 ou Botica Velho (**Fig. 6.2**).

A Mina do Palito, inicialmente alvo de atividades garimpeiras, foi a primeira mina em escala industrial a entrar em operação na Província Mineral do Tapajós, quando, em 2003 foi iniciada a lavra subterrânea de veios de quartzo sulfetados e de sulfetos com ouro e cobre. Os recursos totais do depósito alcançam 2.087.000 t de minério, com teores de 5,85 g/t Au, e 0,27% Cu, o que equivaleria a cerca de 12,2 t de ouro e 5.637 t de cobre (SERABI GOLD, 2014). No ano 2007 foi reportada uma produção de 888 kg de ouro e 448 t de cobre (Mártires & Santana, 2008) e no segundo trimestre do ano 2014 a produção de ouro na Mina do Palito foi de 100,8 kg com um teor médio de 11,36 g/t Au (Jacobi, 2014).

6.3.1 Unidades hospedeiras

Nas áreas da mina e nas suas circunvizinhanças afloram os granodioritos Parauari e Fofuquinha, os granitos Maloquinha, Palito e Rio Novo e pequenos corpos intrusivos de magnetita granito, diques de pórfiros e de gabro e diabásio, além de corpos de riolito e de ignimbritos e zonas de falhas com brechas e rochas cataclásticas (**Fig. 6.13**).

As principais unidades são adiante descritas:

a) **Granodiorito Parauari**: esta unidade é constituída por rochas cinza-claras, porfiríticas, de granulação muito grossa a grossa, levemente foliadas, com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz cinza de granulação média com biotita e hornblenda. A

existência de estruturas circulares complexas nessa unidade sugere que há corpos intrusivos mais tardios introduzidos nas rochas dessa unidade. Essas estruturas, não verificadas em campo, são semelhantes às descritas por Juliani *et al.* (2002) no granito Batalha e as que associam à mineralização *high-sulfidation* (Juliani *et al.*, 2005), que foram geradas por *stocks* de pórfiros riolíticos a riodacíticos.

Figura 6.13. Mapa geológico esquemático da região da Mina do Palito (Echeverri-Misas, 2010).

b) Granodiorito Fofuquinha: é constituído por rochas cinza, cinza-escuras e cinza-esverdeadas de granulação fina a média, inequigranulares a levemente porfiríticas e não foliadas. O plagioclásio ocorre como cristais mais grossos, intensamente zonados, podem possuir até 20% de anfibólio, com biotita subordinada e, usualmente, tem magnetita abundante e sulfetos disseminados. Petrograficamente foram observadas variações composicionais que incluem quartzo diorito, tonalito e monzodiorito.

Diques irregulares de pórfiro rodacítico, que alcançam alguns metros de espessura máxima, além de veios de brechas hidrotermais com vários decímetros de largura são comuns nessa unidade. Embora as relações de contato com o granodiorito Parauari não tenham sido observadas em campo, as análises de imagens de satélite, de radar e de modelos digitais de terreno permitem interpretar que o Granodiorito Fofuquinha é intrusivo nele.

Nas proximidades do Granito Palito o Granodiorito Fofuquinha foi metassomatizado e hidrotermalizado e a cristalização de feldspato potássico hidrotermal confere às rochas cores rosa a rosa-avermelhada.

Análises Pb–Pb em zircão resultaram em idade de 1.946 ± 57 Ma para o Granodiorito Fofuinha (Lima, 2010).

c) Granito Rio Novo: é um corpo com forma aproximadamente circular em planta, com $\sim 7 \times 8$ km, que aflora principalmente nas margens do Rio Novo (**Fig. 6.13**). É intrusivo no Granodiorito Fofuinha, já que há presença de xenólitos do granodiorito. Este plúton apresenta fácies subvulcânicas, com texturas granofíricas e cavidades miarolíticas pouco desenvolvidas, que sugerem tratar-se de um corpo composto por várias intrusões de magmas colocados em níveis crustais cada vez mais rasos. As rochas que compõem este granito apresentam cor rosa a rosa-alaranjada, tem granulação média, matriz fina a muito fina, quase afanítica, com biotita e anfibólio em pequenos volumes. As variedades porfíricas apresentam megacristais de feldspato potássico, e subordinadamente de plagioclásio zonado, dispersos em matriz constituída por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita, além de pirita e calcopirita acessória. Variações faciológicas do granito Rio Novo foram observadas em testemunhos de sondagem (Echeverri-Misas, 2010). Essas variações são caracterizadas por rochas com textura inequigranular, com feldspatos vermelhos mais grossos que o quartzo de tom acinzentado, além de biotita e anfibólio em teores variáveis, os quais podem lhe conferir à rocha tons esverdeados. Intrusões múltiplas amalgamadas de pórfiros cristalizadas em níveis crustais rasos ocorrem nas proximidades dos afloramentos de vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas. Costa (2008) reporta a ocorrência dentro do Granito Rio Novo de pequenos diques de rochas afaníticas de composição variável entre riolito e dacito.

Análises Pb–Pb em zircão em amostras deste granito resultaram em idade de 1881 ± 4 Ma (Lima *et al.*, 2010).

d) Granito Palito: ocorre numa área relativamente restrita, limitada às cabeceiras dos aluviões do antigo garimpo de ouro do Palito. Este granito aflora como dois pequenos corpos de bordas circulares, onde o principal deles, encaixado no contato entre o Granodiorito Fofuinha e o Granito Rio Novo, tem fluxo magmático bandado e dobrado, com orientações que parecem conformar uma forma dômica alongada na direção NE–SW com aproximadamente 2 km de comprimento (**Fig. 6.13**).

O Granito Palito hospeda os principais veios de quartzo sulfetados e de sulfetos mineralizados em ouro e cobre da Mina do Palito. Texturalmente são rochas inequigranulares de granulação fina a média, com variações para tipos levemente porfíricos, e com um índice de cor muito baixo, tendo como minerais máficos biotita fina e, de modo muito subordinado,

hornblenda. As rochas são granofíricas, possuem cavidades miarolíticas e quartzo bipiramidado, texturas essas indicativas de cristalização em ambiente sub-vulcânico. Também foram observadas variações faciológicas para rochas petrologicamente um pouco menos evoluídas, com textura porfirítica definida por fenocristais de feldspato vermelho dispersos em matriz de cor esverdeada, com biotita e anfibólio (Echeverri-Misas, 2010). Além das relações de contato e da forma de ocorrência, o Granito Palito tem xenólitos do Granito Rio Novo e do Granodiorita Fofquinha relativamente abundantes, o que permite posicioná-lo evolutivamente como posterior ao Granito Rio Novo.

Análises Pb–Pb em zircão deste plúton permitiram determinar uma idade de 1.883 $\pm$ 11 Ma (Aquino *et al.*, 2012).

e) Pórfiros graníticos: correspondem a um conjunto de diques sub-vulcânicos nos granitos Palito e Rio Novo com espessuras variando de poucos metros a poucos decímetros, excepcionalmente alcançando 30 m, alguns deles fortemente hidrotermalizados e outros praticamente inalterados. As rochas apresentam mais comumente composição granítica, cores rosa-acinzentado ou acastanhado, textura porfirítica com matriz muito fina a afanítica, cavidades miarolíticas e conteúdos variáveis de minerais ferro-magnesianos e de sulfetos. Nas bordas dos diques verificam-se metassomatismo potássico e alterações hidrotermais propilítica e sericítica, bem como sulfetação das rochas já hidrotermalizadas do Granito Palito.

f) Pórfiro Rio Novo: ocorre como uma intrusão múltipla que delimita um corpo circular em planta, na parte sudoeste do Granito Rio Novo. Este pórfiro é semelhante às rochas porfiríticas do Granito Rio Novo, mas distingue-se por apresentar uma matriz muito fina a afanítica e fenocristais de feldspatos mais grossos. É comum a presença de estruturas de fluxo vertical, zonas fragmentadas e corpos intrusivos menores com diâmetro variando desde poucos metros a dezenas de metros. São rochas de cor alaranjada, com variações para tons avermelhados e acastanhados, com megacristais de feldspato potássico e quartzo bipiramidado imersos em matriz muito fina a afanítica. A sua composição é riolítica e apresentam variação na estrutura, desde um tipo maciço com granulação mais grossa, a brechado.

g) Diques de diabásio e gabro: afloram geralmente como blocos na porção noroeste da área da mineração, correspondente a setores onde aflora o Granodiorito Fofquinha e o Granito Rio Novo. Alguns contatos intrusivos e o alinhamento dos afloramentos maiores de blocos permitem interpretá-los como diques de espessuras variadas. Os diques de diabásio

são pouco espessos, comumente com alguns decímetros a poucos metros, com orientação NW–SE, são mais comuns no Granito Rio Novo. Nesses diques ocorre biotitização, principalmente nas suas bordas, bem como alterações propilítica e sericítica e veios de quartzo com sulfetos mineralizados em ouro. O gabro constitui, provavelmente, diques, mas mais espessos que os anteriores, com rochas de granulação média a grossa com magnetita, frequentemente brechadas e com xenólitos de granodiorito potassificado e, possivelmente, do Granito Palito. É cortado por diques de aplito e por veios e diques de pórfiro riolítico marrom, o que indica uma colocação posterior ao Granito Palito, mas anterior aos pórfiros riolíticos geradores das alterações hidrotermais. O gabro também foi afetado pelo metassomatismo potássico e tem mineralização de ouro e sulfetos em veios e brechas hidrotermais.

h) Magnetita Granito: foi identificado como pequenas intrusões circulares em planta, com até 20 m de diâmetro, no Granodiorito Fofuquinha, com xenólitos de rochas básicas a intermediárias finas com até 10 cm de comprimento. É constituído por rochas de granulação grossa, inequigranulares a porfiríticas, com magnetita abundante, quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio e biotita. Essas rochas foram também afetadas pelo metassomatismo potássico e por alterações sericítica e propilítica em intensidades variáveis.

i) Granito Marrom: foi também identificado como intrusões menores no Granodiorito Fofuquinha. São rochas marrom-arroseadas de textura inequigranular e granulação média a grossa. Composicionalmente apresentam fenocristais de plagioclásio e cristais de quartzo, feldspato potássico, anfibólio e biotita. Essa rocha foi também afetada pelo metassomatismo potássico e pelas alterações sericítica e propilítica e, localmente, por metassomatismo sódico e alteração argílica.

j) Riolitos e rochas vulcanoclásticas: ao norte da Mina do Palito ocorrem riolitos, tufo e ignimbritos. As rochas vulcanoclásticas apresentam estrutura finamente laminada, com dobras suaves e truncada por fraturas verticais espaçadas. É comum a presença de nódulos de sílica, estruturas de queda de fragmentos líticos e de cristais finos, assim como micro-laminações cruzadas, granodecrescência e marcas onduladas, estruturas essas indicativas de deposição relativamente distal em ambiente subaéreo. Em alguns afloramentos há porções milimétricas a centimétricas de púmice, algumas com diferente grau de compactação e, possivelmente, de soldagem, feições essas que sugerem que o conjunto de rochas vulcanoclásticas pode fazer parte de um pacote de ignimbritos, com presença de depósitos de queda mais distais.

Os riolitos têm cor marrom a rosa-alaranjado, às vezes mais avermelhadas ou vermelho-acastanhado, com matriz muito fina a afanítica, com fenocristais de até 0,6 cm de comprimento de feldspato potássico e de quartzo bipiramidado. Apresentam estrutura maciça a brechada e, em alguns afloramentos e nos testemunhos de sondagens ocorrem como diques.

Em campo não puderam ser estabelecidas as relações entre as rochas vulcanoclásticas com as intrusivas, mas a sua associação com os riolitos e também a sua distribuição na adjacência do corpo intrusivo Rio Novo, sugerem que estas rochas poderiam ser um componente efusivo do evento magmático responsável pela origem dos granitos Rio Novo e Palito.

Na área da Mina do Palito, Echeverri-Misas (2010) considerou, com base em fotointerpretação, que o Granodiorito Fofquinha seria intrusivo no Granodiorito Parauari. Entretanto, Lima (2010) determinou uma idade de 1.946 ± 57 Ma para o Granodiorito Fofquinha, mais antiga, portanto, que o Granodiorito Parauari, não datado na área da Mina do Palito. Apesar do erro excessivo da análise, cuja precisão poderia colocar ambos litotipos no mesmo evento magmático, duas hipóteses devem ser consideradas, além do possível problema analítico: 1) o granodiorito interpretado como correlato ao Parauari pode ser outra unidade mais antiga e; 2) as relações de intrusão podem ser inversas. Sequência de eventos magmáticos responsáveis pelas mineralizações da Mina do Palito se inicia com a do Granito Rio Novo em 1.881 ± 4 Ma (Lima *et al.*, 2010), seguida pela intrusão do Granito Palito (1.883 ± 11 Ma, Aquino *et al.*, 2012) e das diversas fases dos pórfiros. As intrusões do Granito Marron e do Magnetita Granito são posteriores ao Granodiorito Fofquinha, mas seu posicionamento temporal não pode ser estabelecido em relação ao granitos Rio Novo e Palito, apesar deles poderem ser parte desse evento magmático. Os diques de diabásio e de aplito são posteriores ao Granito Rio Novo e foram afetados pelo hidrotermalismo que gerou as mineralizações, podendo, portanto, serem posicionados no mesmo evento que gerou esses granitos. Os gabros, por sua vez, podem se relacionar cronologicamente com os diques de diabásio, mas, sua granulação mais grossa indica resfriamento mais lento, em profundidade, indicando que essas rochas provavelmente já existiam antes da intrusão do Granito Rio Novo, talvez se relacionando com o evento magmático que gerou o Granodiorito Fofquinha.

Tanto a nível regional quanto na área da Mina do Palito há sistemas de falhas de caráter rúptil e sistemas de fraturas. Os veios principais da mina do Palito foram encaixados em falhas rúpteis NW–SE e E–W, nas quais ocorrem também zonas e “bolsões” de *stockworks* e zonas de brechas.

Falhas transcorrentes e inversas de direção NW–SE posteriores aos veios mineralizados e às alterações magmáticas–hidrotermais são responsáveis por deformações e desmembramentos dos veios mineralizados. A essas falhas associam-se também veios de quartzo e de quartzo sulfetados estéreis, os quais se distinguem dos veios mineralizados por estarem indeformados ou pouco deformados, pela abundância de carbonatos e fluorita e pela ausência de calcopirita, estando presente apenas pirita.

Esses aspectos indicam que alterações hidrotermais geneticamente vinculadas com as mineralizações não se relacionam com sistemas orogênicos.

6.3.2 Litoquímica

Estudos litoquímicos das rochas que compõem o depósito do Palito e as unidades associadas foram realizados por Echeverri-Misas (2010). Segundo este autor, os conteúdos de elementos maiores, menores e terras raras (ETR) evidenciam que todas as rochas são de filiação cálcio-alcálica de alto potássio, com os termos finais, mais fortemente evoluídos petrogeneticamente, gradando para características álcali-cálcicas.

Segundo Echeverri-Misas (2010), o conjunto de litotipos analisados é análogo ao gerado em ambientes de arcos magmáticos continentais com evolução para intraplaca (**Fig. 6.14 A**), compatíveis com um ambiente de margem continental ativa, no qual as suas fases finais evoluíram para um ambiente intraplaca. Entretanto, o Granodiorito Fofquinha se formou há 1.946 ± 57 Ma, enquanto o Granito Rio Novo se formou a 1.881 ± 4 Ma, idade essa compatível com a intrusão do Granito Palito, se considerados os erros da datação (Lima, 2010; Aquino *et al.*, 2012), o que sugere, apesar da má qualidade da datação do Granodiorito Fofquinha, que o conjunto das rochas na área da Mina do Palito se formaram em dois arcos magmáticos continentais superpostos, o que seria também coerente com a colocação dos corpos de gabros e de diabásio, como anteriormente discutido.

Quando considerados os teores de Rb, Ta e Hf de Harris *et al.* (1986), nota-se que as rochas das diferentes unidades formaram-se continuamente durante dois eventos de construção de arcos magmáticos, até o início da cratonização, possivelmente após eventos colisionais (**Fig. 6.14 B**). Nota-se também que os pórfiros tardios geneticamente vinculados com o Granodiorito Fofquinha apresentam a mesma tendência evolutiva para ambientes de pós-orogênicos. A geração deste conjunto de rochas em margens continentais ativas com evolução para intraplaca, também pode ser confirmada nos diagramas de Schandl & Gorton (2002), apresentados na **Figura 6.14 C e D**. Esse ambiente seria compatível com evolução de arcos vulcano–plutônicos de margem continental ativa do tipo Andino, que apresenta durante

o final do ciclo orogênico uma transição para um ambiente de tipo intraplaca.

6.3.3 O sistema hidrotermal e a mineralização de Au–(Cu)

O sistema hidrotermal responsável pelas alterações hidrotermais e a mineralização aurífera–cuprífera do depósito do tipo pórfiro da Mina do Palito foi gerado pela intrusão do Granito Palito e de diques de pórfiros, nas fases finais de evolução de um arco magmático continental paleoproterozoico (*ca.* 1,88 Ga), o qual pode ser correlacionado ao final do evento Parauari.

A alteração hidrotermal afeta todas as rochas na área da Mina do Palito, com tipos e estilos típicos de sistemas magmáticos–hidrotermais (**Fig. 6.15**). A alteração hidrotermal afeta intensamente as rochas hospedeiras do depósito (Granito Palito) e, menos intensamente, as suas encaixantes (Granito Rio Novo e Granodiorito Fofinho). Também é mais forte nas partes rasas do Granito Palito. A intensidade das alterações, as espessuras dos veios e os teores de ouro são menores nas encaixantes do Granito Palito e diminuem quando se afasta dos contatos. Na **Figura 6.16** são apresentadas as principais paragêneses dos diferentes tipos de alteração hidrotermal que afetam as rochas que compõem o depósito do tipo pórfiro do Palito, descritas a seguir:

a) Metassomatismo alcalino: metassomatismo sódico local e pouco intenso, caracterizado pela cristalização de bordas descontínuas e irregulares de albita ao redor dos cristais de feldspato potássico e de plagioclásio ígneos, junto à formação de quartzo, foi observado principalmente no Granito Palito. Também desenvolve texturas infiltrativas e de substituição com formas corrosivas e albita em feldspatos ígneos ou em agregados granofíricos, inclusive com preenchimento de microfraturas com cristalização de albita muito fina subeuhédrica.

O metassomatismo potássico representa volumetricamente a alteração hidrotermal mais importante, afetando principalmente os granitos Palito e Rio Novo em estilo pervasivo a, localmente, fissural (**Fig. 6.15**). A assembleia típica desta alteração é caracterizada pela presença de microclínio substituindo parcial ou totalmente o plagioclásio e feldspato potássico ígneos e formando biotita verde, juntamente com quartzo subordinado. Os cristais de microclínio apresentam geminação em grade mal desenvolvida ou ausente, envolvem ou substituem as bordas dos feldspatos ígneos. Quando a substituição é parcial, os cristais mostram, principalmente nos seus núcleos, relíquias da geminação, ou das pertitas e mesopertitas. Macroscopicamente o feldspato potássico hidrotermal tem cor vermelho forte e, ao microscópio, o aspecto é turvo e com tons de ferrugem. Esta textura é devida à oxidação

de Fe^{3+} dos feldspatos ígneos, o que leva à cristalização de finíssimos cristais de hematita, característica essa descrita por Boone (1969) nos feldspatos hidrotermais em depósitos de tipo pórfiro nos Estados Unidos. Cristais de biotita e anfibólio ígneos são substituídos por biotita hidrotermal, que apresenta característica ótica (o pleocroísmo marrom-avermelhado da biotita ígnea passa para castanho ou verde) e composição química distinta da biotita ígnea. A assembléia da alteração potássica também pode ser acompanhada por quartzo hidrotermal, cristalizado como grãos anédricos intersticiais. Fases tardias pouco intensas e muito restritas, fissurais e associadas a fraturas de metassomatismo potássico cortam as zonas intensamente propilitizadas.

Figura 6.14. Diagramas de Pearce et al. (1984) (A), Harris et al. (1986) (B), e Schandl & Gorton (2002) (C e D). Granitóides de arco vulcânico (VAG); Granitóides sin-colisionais (syn-COLG); Granitóides intraplaca (WPG); Granitóides de dorsal oceânica (ORG). Margens continentais ativas (ACM), Zonas vulcânicas intraplaca (WPVZ), Basaltos intraplaca (WPB), Basaltos de dorsal oceânica (MORB) (extraído de Echeverri-Misas, 2010).

b) Alteração propilítica: com a evolução do sistema hidrotermal e a diminuição de temperatura do fluido o metassomatismo potássico é substituído pela alteração propilítica, a qual se apresenta no estilo fissural a pervasivo, formando um halo mais externo e abrangente dentro do depósito do Palito. As rochas afetadas pela propilitização apresentam tons esverdeados, produto da alteração dos minerais ferro-magnesianos, incluindo a saussuritização dos núcleos mais cálcicos do plagioclásio. Em termos gerais a paragênese é formada por clorita, epidoto/clinozoisita, titanita, epidoto, albita, carbonato e sericita e pirita em pequenos volumes. Em zonas de fraturas e *stockworks* a alteração propilítica é intensa e apresenta assembleia de minerais formada por clorita, albita e epidoto, com sericita, carbonato, titanita e pirita subordinados. O preenchimento de fraturas irregulares tardias é constituído essencialmente por clorita, carbonato, pirita e titanita. Alguns veios com carbonato podem apresentar calcita, plácóide, epidoto, minerais opacos (principalmente pirita), e menores quantidades de fluorita e clorita. Localmente a rocha propilitizada têm cristais euédricos a subeuédricos de prehnita, os quais preenchem cavidades e fraturas e substituem o plagioclásio.

c) Alteração sericítica: é definida pela assembléia de sericita, quartzo e sulfetos (QSP) que afeta principalmente o Granito Palito, ocorrendo em estilo fissural a pervasivo seletivo, nesse caso substituindo o feldspato potássico (ígneo e hidrotermal) e o plagioclásio. A mineralização de ouro e cobre, acompanhada de sulfetação e silicificação concentra-se nesse tipo de alteração. As rochas afetadas pela alteração sericítica apresentam tons cinza-esverdeados, com pequenos grãos dourados de pirita e calcopirita (**Fig. 6.15**), onde a textura é geralmente obliterada, pela substituição dos feldspatos por sericita, a cristalização de sulfetos, e restos de quartzo. Nas zonas de contato do Granito Palito com as encaixantes a alteração sericítica é localizada e de intensidade menor, com bolsões de alteração pervasiva a fissural, com presença de *stockworks*, veios de quartzo e de sulfetos.

d) Alteração argílica: é o tipo de alteração hidrotermal de mais baixa temperatura presente no depósito do Palito. Ocorre de maneira local, especialmente em áreas próximas da cúpula e porções mais distais do Granito Palito, em estilo fissural e com uma assembléia de pirofilita, sericita e caulinita. Macroscopicamente as rochas afetadas por esta alteração mostram porções esbranquiçadas a verde-pálidas (**Fig. 6.15**), sendo afetados irregularmente os cristais de feldspato, tornando-os com aspecto fosco.

O minério de ouro e cobre do depósito do Palito associa-se principalmente a sistemas

de veios de quartzo sulfetados e de sulfeto maciços fortemente controlados estruturalmente nas direções NW–SE e E–W (**Fig. 6.15**). O minério também ocorre em *stockworks*, brechas hidrotermais e forma disseminações de sulfetos, principalmente no Granito Palito e na zona do contato deste com o Granito Rio Novo. Durante a fase de mapeamento da Mina do Palito foi possível determinar a espessura dos veios do minério, encontrando-se variações desde poucos milímetros até um ou dois metros. Segundo Santos *et al.* (2013) a espessura média dos corpos mineralizados é de 0,9 m com profundidades que podem atingir os 80 m.

No depósito do Palito, assim como em muitos outros pórfiros, há uma associação direta entre mineralização e alteração hidrotermal. O sistema de veios mineralizados é envelopado por diferentes halos de alteração hidrotermal, sericítica, propilítica e potássica, além de, localmente, clorítica e argílica. Em grande parte da zona hidrotermalizada do Granito Palito há presença de veios de alteração sericítica, aos quais podem ter associados veios de quartzo com sulfetos e fraturas irregularmente distribuídas com alteração clorítica, também contendo sulfetos. Os veios sulfetados mineralizados possuem em algumas partes zonas e veios de brechas hidrotermais comumente sulfetadas e formam posteriormente à mineralização, cisalhamentos. Nos planos dessas falhas cristalizaram-se sericita e clorita e houve a formação de veios de quartzo e de quartzo sulfetado estéreis, por vezes muito ricos em pirita euédrica, com carbonatos e fluorita, e veios de pirita maciça. Essas falhas têm direção principal NW–SE e, secundária E–W, que também trunca pequenas zonas de cisalhamento de direção NE–SW observadas no Granito Rio Novo.

O minério da Mina do Palito se associa espacial e temporalmente com as zonas de alteração sericítica, e apresenta uma associação de calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ digenita $\pm$ calcocita, pirita, galena, esfalerita e covelina. O ouro ocorre principalmente incluso na calcopirita, que é o sulfeto mais abundante (**Fig. 6.15**). Teluretos e selenetos de bismuto e prata, assim como diferentes fases minerais de sulfetos, sulfossais e ligas de ouro e prata (**Fig. 6.15** e **Tabela 6.3**) foram identificados por análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV). Por sua vez, quartzo, sericita e a clorita são os principais minerais de ganga associados com o minério na Mina do Palito. Uma datação da mineralização aurífera pelo método Pb–Pb em pirita do minério feita por Santos *et al.* (2013) forneceu idade de 1.794 ± 17 Ma. Esta é cerca de 80 Ma de anos mais jovem que o Granito, razão pela qual os autores consideraram a mineralização como relacionada ao evento que formou os granitos da Suite Intrusiva Maloquinha, discordando do modelo genético proposto por Echeverri-Misas (2010). Entretanto, essa idade é também muito mais jovem que o período de colocação dos granitos Maloquinha, que

variam entre 1.877 ± 12 Ma a 1864 ± 18 Ma (U–Pb em zircão por SHRIMP; Santos *et al.*, 2001) e Echeverri-Misas (2010) destaca que os veios ricos em pirita são posteriores à mineralização de ouro e cobre e que a pirita euédrica se associa com outro tipo de fluido hidrotermal, áqueo-carbônico e não aquoso como o que gerou a mineralização. Assim, são ainda necessários estudos adicionais para elucidação desse problema geológico.

6.3.4 Fluidos hidrotermais

Estudos de inclusões fluidas em amostras do depósito auro–cuprífero do Palito realizados por Costa (2008) permitiram identificar três tipos principais de fluidos associados:

Um primeiro fluido aquoso (H_2O – NaCl – FeCl_2) de alta salinidade (45 a 50% wt. $\text{NaCl}_{\text{eq.}}$) sendo interpretado como derivado de salmouras magmáticas. Outro fluido é áqueo-carbônico (H_2O – CO_2 – NaCl) de baixa salinidade (1,0 a 1,7 wt. $\text{NaCl}_{\text{eq.}}$), que poderia ter uma origem magmática. Um terceiro tipo de fluido é aquoso salino (H_2O – NaCl) de baixa salinidade (até 2,0% wt. $\text{NaCl}_{\text{eq.}}$), interpretado como de origem meteórica. As salmouras magmáticas são consideradas como o principal fluido mineralizante, responsável pelo transporte do S, Cl e metais (Au, Cu) em alta temperatura, na forma de complexos clorados. A mistura do fluido mineralizante com fluidos de menor temperatura e salinidade (provavelmente água meteórica) provocou a deposição do minério a temperaturas abaixo de 400 °C (Costa, 2008).

As condições de temperatura e pressão fornecidas pela microtermometria e pelo geotermômetro da clorita indicam que o aprisionamento das salmouras ocorreu entre 335 e 405 °C, a pressões entre 2,0 e 4,7 kbar (Costa, 2008). Estas salmouras de origem magmática foram consideradas como as principais responsáveis pela mineralização de cobre e ouro.

Estudos das inclusões fluidas em cristais de quartzo dos veios mineralizados do depósito aurífero do Palito feitos por Usero *et al.* (2011), permitiram determinar um estágio inicial de exsolução de fluidos magmáticos, representado por baixa salinidade (0,6 a 1,5% wt. $\text{NaCl}_{\text{eq.}}$) e altas temperaturas (429 a 462 °C), seguido por estágios de *boiling* e posterior mistura de fluidos de ampla variação na salinidade (0,3 a > 28,8% wt. $\text{NaCl}_{\text{eq.}}$) e temperaturas de homogeneização entre 100 a > 400 °C. Esta evolução nos fluidos hidrotermais apresenta semelhança à observada em sistemas cenozoicos de tipo pórfiro, desenvolvidos em arcos magmáticos continentais (Hedenquist & Richards, 1998).

Figura 6.15. Modelo esquemático do depósito de Au-(Cu) do Palito. A seção (I) ilustra um modelo de distribuição das principais zonas de alteração hidrotermal; em (II) a sequência de fotografias evidencia, respectivamente, a alteração potássica, alteração potássica e propilítica em conjunto, alteração sericítica, e alteração argílica; na seção III são apresentadas imagens representativas do tipo de mineralização (A), com veio de calcopirita e quartzo (1), veio de pirita (2), brecha de cisalhamento (3), veio de quartzo (4), granito Palito hidrotermalizado e brechado (5); e microfotografias do minério (B, C). Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV (D, E). Abreviações: Kfs = feldspato potássico; Cal = calcita; Py = pirita; Ser = sericita; Qtz = quartzo; Ccp = calcopirita;

Au–Ag = electrum; Sp = esfalerita; Bmt = bismutinita; Wtc = wittichenita; Gn = galena.

Metassomatismo potássico	{	Feldspato potássico (microclínio) + biotita ± quartzo
Metassomatismo sódico		Albita + quartzo
Alteração propilítica	{	Clorita + clinozoisita + titanita + epidoto + albita + carbonato + fluorita ± sericita ± pirita ± calcita placóide ± prehnita
Alteração sericítica		Quartzo + sericita + sulfetos (pirita ± calcopirita)
Alteração argílica	{	Pirofilita + sericita + caulinita

Figura 6.16. Principais fases de alteração hidrotermal nas rochas associadas com a mineralização de Au – (Cu) do tipo pórfiro, com base em Echeverri-Misas (2010).

Tabela 6.3. Minerais identificados em MEV no minério da Mina do Palito (Echeverri-Misas, 2010).

Mineral	Fórmula química	Mineral	Fórmula química
Calcopirita	CuFeS ₂	Wittichenita	Cu ₃ BiS ₃
Calcocita	Cu ₂ S	Hedleyita	Bi ₇ Te ₃
Pirita	FeS ₂	Cuprobismutita	Cu ₁₀ Bi ₁₂ S ₂₃
Pirrotita	FeS	Kupcikita	(Cu, Fe) ₄ Bi ₆ S ₁₀
Galena	PbS	Bismuto telureto seleneto	Bi ₄ Te ₂ Se
Esfalerita	ZnS	Ag–Te–Bi telureto	Ag ₁₆ FeBiTe ₃ S ₈
Ouro	Au	Pilsenita	Bi ₄ Te ₃
<i>Electrum</i>	Au–Ag	Matildita	AgBiS ₂ (Fe,Cu)
Barita	BaSO ₄	Tetradimita	Bi ₂ Te ₃ S
Argentocuproaurita	Cu ₃ (Au, Ag)	Scheelita	Ca(WO ₄)
Bismuto nativo	Bi	Ytrialita	(Y, Th) ₂ SiO ₇
Bismutinita	Bi ₂ S ₃	Monazita	(Ce,La,Nd,Th)PO ₄
Makovickyita	Ag _{1,5} Bi _{5,5} S ₉	Thorita	ThSiO ₄

Um conjunto de análises de isótopos estáveis de amostras das zonas de alteração hidrotermal e veios mineralizados da Mina do Palito conduzido por Echeverri-Misas (2010) permitiu definir os tipos de fluidos responsáveis pela alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito do Palito. Análises isotópicas de oxigênio foram realizadas em quartzo ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = +8,8$ a $+11,2\text{‰}$), feldspato potássico ($+7,9$ a $+8,8\text{‰}$), sericita ($+1,7$ a $+6,9\text{‰}$), clorita ($-2,4\text{‰}$) e calcita ($+9,0$ a $+23,9\text{‰}$). Por sua vez, as composições isotópicas de oxigênio dos fluidos em equilíbrio com minerais hidrotermais foram estimadas a temperatura

de 350 °C, resultando em valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ de +3,2 a +5,6‰ (quartzo), +4,8 a +5,7‰ (feldspato), +1,1 a +6,3‰ (sericita), -2,6‰ (clorita) e +6,2‰ a +21,1‰ (calcita). Em temperatura mais elevada, 450 °C, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ em equilíbrio com o feldspato potássico e quartzo apresentam variações no intervalo entre +5,1 a +7,5‰, sendo condizentes com fluidos magmáticos derivados de magmas félsicos e vapor vulcânico de alta temperatura (**Fig. 6.17**). Estes valores isotópicos de oxigênio indicariam que nos estágios iniciais de alteração hidrotermal, caracterizados pelo metassomatismo potássico, os fluidos foram predominantemente magmáticos. Os valores isotópicos de oxigênio dos fluidos em equilíbrio com sericita e clorita mostrariam o influxo de fluidos meteóricos nas fases posteriores de alteração propilítica e sericítica (**Fig. 6.17**).

Análises de isótopos estáveis em calcopirita, pirita e galena do minério da Mina do Palito mostram valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre +1,2 a +3,6 ‰, e também refletem origem magmática. Estes valores de $\delta^{34}\text{S}$ são um pouco mais elevados se comparados com os da assinatura do enxofre mantélico, com $\delta^{34}\text{S}$ entre 0 e ± 1 ‰ (Eldridge *et al.* 1991). Segundo Echeverri-Misas (2010), tais valores são compatíveis com assinaturas isotópicas esperadas para o enxofre derivado de rochas ou fluidos magmáticos, que teria, de acordo com Ohmoto & Goldhaber (1997) valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre 0 e +5 ‰.

6.3.5 Modelo genético

O modelo genético do depósito de Au-(Cu) do Palito tem sido objeto de várias discussões e propostas. A primeira delas, elaborada por Costa (2008), considera a mineralização de estilo filoneano hospedado em rochas graníticas, sendo os tipos da alteração hidrotermal, o conteúdo metalífero e as características do fluido mineralizante compatíveis com aquelas de depósitos relacionados a intrusões. Santos *et al.* (2013) consideraram que a alteração hidrotermal, a mineralização e o cisalhamento foram contemporâneos no depósito aurífero do Palito e as falhas seriam responsáveis pela canalização dos fluidos formadores do minério em zonas de transtensão do cisalhamento. Estes autores, com base nessas características geológicas supracitadas, defendem que a gênese da mineralização do depósito do Palito é do tipo *Intrusion Related Gold Deposits*. Segundo a concepção de Thompson *et al.* (1999), Lang *et al.*, (2000), Lang & Baker (2001) os depósitos do tipo *Intrusion Related Gold Deposits* apresentam um forte controle estrutural, constituindo um modelo híbrido. Entretanto deve ser destacado que, segundo os autores anteriormente citados, três das principais características das mineralizações *Intrusion Related Gold Deposits* são a ausência de cobre, muito abundante no depósito do Palito (o que é típico dos pórfiros, segundo

Sillitoe, 2010), a alteração hidrotermal muito fraca, restrita às bordas de fraturas, as da mineralização em juntas cerradas com filmes de pirita e em cavidades miarolíticas, aspectos esses incompatíveis com a mineralização do Granito Palito.

Considerando os tipos, as relações, as características texturais e a evolução das diferentes unidades magmáticas, bem como os tipos, estilos, intensidade e distribuição espacial de alteração hidrotermal, os eventos de *overprinting*, as associações minerais e de metais da mineralização, assim como as diversas características físico-químicas do fluido mineralizante (composição, temperatura, fontes e inclusões fluidas) Juliani *et al.* (2008) e Echeverri-Misas (2010) consideraram o depósito do Palito como característico de sistemas magmático-hidrotermais do tipo pórfiro. Estes sistemas são semelhantes aos pórfiros mesozoicos e cenozoicos formados em ambientes de arco magmático continental e que hospedam grandes depósitos de ouro e de metais de base (Hedenquist & Richards, 1998; Sillitoe, 2010).

Desta forma, considera-se que o sistema magmático-hidrotermal que gerou o depósito de Palito é do tipo pórfiro, desenvolvido nas fases finais de evolução de um arco magmático cálcio-alcálico continental há *ca.* 1,88 Ga.

7 REGIÃO DE NOVO PROGRESSO E CASTELO DOS SONHOS – GEOLOGIA E PETROGRAFIA

7.1 Geologia Local

As unidades litológicas que caracterizam a geologia das regiões de Castelo dos Sonhos e Novo Progresso estão representadas no mapa geológico da **Figura 7.1**. Os litotipos amostrados pertencem às unidades mapeadas pela CPRM (Carta Geológica do Brasil ao milionésimo) no setor sudoeste do Estado do Pará. Em termos gerais, os afloramentos mais expressivos de algumas das unidades são localizados ao longo das estradas que atravessam a região (e.g. BR-163), assim como em algumas estradas vicinais que comunicam os maiores povoados com os setores rurais, incluindo rios e córregos. Encostas, lajedos, matacões, blocos isolados são as principais evidências de afloramento das unidades litológicas, as quais em alguns casos se destacam como morros isolados.

Figura 6.17. Composições isotópicas de oxigênio calculadas para os fluidos em equilíbrio com minerais hidrotermais a 350 °C (clorita e muscovita) e 450 °C (quartzo, feldspato potássico e calcita) e comparação com características isotópicas dos principais reservatórios de fluidos em sistemas hidrotermais, mostrando a participação de fluidos magmáticos e meteóricos no sistema hidrotermal responsável pelas mineralizações de ouro–(cobre) da Mina do Palito (Echeverri-Misas, 2010).

Álcali feldspato granitos, pertencente à Suíte Teles Pires, afloram como corpos irregulares em contato com as rochas vulcânicas do Grupo Colíder (**Fig. 7.1**). O granito é de granulação grossa, textura inequigranular, com feldspato potássico com até de 15 mm, com quartzo anedral, intersticial e de cor cinza, e presença de encraves máficos de até 15 mm de comprimento. Efeitos de possível alteração potássica são observados neste corpo, o qual também é cortado por diques riolíticos de granulação fina, com clorita e sericita. Ademais, um conjunto de vênulas de quartzo corta tanto o granito como o dique. O intemperismo afeta o granito, produzindo nele a formação de limonita.

Na Bacia do Alto Tapajós, a Formação Capoeiras representa a base do Grupo Jatuarana, definido por Bizinella et al. (1980). Na BR-163 afloram sequências de possíveis tufos com estrutura laminar e bandejamento de fluxo, com presença de cristais bipiramidais de quartzo, cristais de minerais máficos, alguns cloritizados, além de alteração sericítica local e fissural. Sobre a base norte da Serra do Cachimbo afloram camadas de rochas possivelmente vulcânicas, fortemente intemperizadas, de cor laranja, as quais apresentam material limonítico na forma de crosta.

A Suíte Maloquinha ocorre como corpos intrusivos na Suíte Intrusiva Creporizão, principalmente em áreas próximas de Castelo dos Sonhos (**Fig. 7.2**). Também essa unidade granítica ocorre como corpos intrusivos isolados no Grupo Iriri. No setor leste, a Suíte Maloquinha é intrusiva nas rochas do embasamento arqueano do Complexo Xingu. Já no setor centro oeste as rochas graníticas dessa suíte são intrusivas na Suíte Parauari. Afloram como matacões de rocha granítica, com variações texturais, desde inequigranulares, hololeucocráticas, de granulação grossa, a inequigranulares e porfíricas. Essas últimas se caracterizam pela presença de fenocristais de feldspato potássico de cor marrom acinzentado, com tamanhos entre 0,08 e 15 mm, euédricos a subédricos, quartzo bipiramidal em fenocristais que podem atingir até 5,0 mm de comprimento, e 0,5 mm na matriz. Fenocristais de plagioclásio, cor branco, com tamanho de 28 mm, e de ~ 0,4 mm na matriz. Esta última é fina e inequigranular, com biotita muito fina. Encraves arredondados (10 e 20 mm) de rochas máficas com efeitos de alteração hidrotermal são observados. Próximo dos encraves há cristais mais grossos de biotita, formando agregados acima de 10 mm. Textura *rapakivi* pobremente desenvolvida, e efeitos de alteração potássica podem ser identificados localmente. A porcentagem dos minerais é de (35%), feldspato potássico (25%), plagioclásio (37%), biotita (<3%). Algumas variedades inequigranulares de granulação grossa também apresentam textura *rapakivi*, e podem apresentar um maior conteúdo de feldspato potássico (até 45%), refletindo um maior grau de potassificação. A silicificação na forma de veios e vênulas atinge algumas das amostras, geralmente acompanhando a potassificação. A ocorrência de xenólitos nesta unidade está em concordância com seu caráter intrusivo nas rochas da Suíte Creporizão.

A Suíte Intrusiva Creporizão aflora principalmente no setor sul e centro oeste da área estudada (**Fig. 7.1**), como um corpo de dimensões batolíticas, 100 km de largura e ~ 200 km de comprimento. São rochas leucocráticas, de índice de coloração entre 3 e 10, textura hipidiomórfica a alotriomórfica inequigranular, granulação média a grossa e variações

subordinadas equigranulares e porfiríticas. Os minerais essenciais são quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, e os acessórios são biotita e anfibólio, além de quantidades variáveis de magnetita. Diferente grau de alteração potássica atinge essas rochas, no estilo pervasivo, pervasivo seletivo a fissural, além de infiltrações. Epidotização e cloritização afetam os minerais ferromagnesianos, e algumas amostras apresentam sulfetos (pirita) em microfraturas. Os minerais variam percentualmente entre feldspato potássico (30 - 35%), plagioclásio (25 - 30%), quartzo (30%), biotita e anfibólio (5%). Algumas variedades apresentam encraves arredondados, que podem atingir localmente 10% do volume, parcialmente assimilados, de rochas básicas a intermediárias. Estes encraves têm tamanho que varia entre menos de 10 mm e até 400 mm, se encontram metassomatizados com substituição de plagioclásio pelo feldspato potássico, além da presença de anfibólio.

Em áreas de ocorrência da Suíte Intrusiva Creporizão também foram descritos alguns blocos isolados de rocha ígnea de cor preto, com textura hipidiomórfica granular e presença de plagioclásio, anfibólio, e minerais opacos disseminados. Saussuritização afeta a rocha, preferencialmente nos cristais de plagioclásio, bem como uma leve silicificação. Esses corpos isolados poderiam corresponder a diques com espessuras não superiores aos 60 cm.

Os pórfiros se distribuem em duas zonas na área estudada (**Fig. 7.1**). Dada a sua importância no contexto geológico da Província Mineral do Tapajós, e por sua relação com sistemas magmático-hidrotermais do tipo pórfiro e epitermal, estes serão descritos nas diferentes áreas de ocorrência.

Há aproximadamente 15 km em direção Sul de Castelo dos Sonhos, em áreas de ocorrência das Suítes Intrusivas Maloquinha e Creporizão, há presença de matações de rochas subvulcânicas porfiríticas com fenocristais (30%) de plagioclásio, quartzo e ferromagnesianos, imersos em matriz (70%) de cor cinza levemente amarronzada. O plagioclásio é zonado, e apresenta evidências de saussuritização. Os minerais ferromagnesianos (anfibólio e biotita) estão, por sua vez, cloritizados. Metassomatismo potássico no estilo seletivo atinge alguns dos cristais do plagioclásio e parcialmente a matriz. No extremo norte da área de amostragem, em setores correspondentes ao Grupo Iriri, aproximadamente a 50 km em direção norte do Novo Progresso, também há corpos de pórfiros riolíticos, os quais aparecem no topo de morros que se destacam em meio à geomorfologia menos íngreme. Esses pórfiros são constituídos por fenocristais de plagioclásio (10%) e de anfibólio e biotita (6%), em matriz fina rósea. Alguns cristais de plagioclásio se encontram saussuritizados e substituídos por feldspato potássico hidrotermal.

Na mesma unidade do Grupo Iriri, 20 km em direção norte de Novo Progresso, foram descritos matacões de rocha porfirítica cinza a rósa, com textura granofírica, constituída por megacristais e fenocristais (45%) de plagioclásio, feldspato potássico ígneo e hidrotermal, quartzo e cristais de biotita e anfibólio, imersos em matriz fina com quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, anfibólio e biotita. Cristais de pirita e calcopirita ocorrem geralmente associados ao ferromagnesianos.

Há metassomatismo potássico fissural a pervasivo, com substituição de plagioclásio por feldspato potássico, saussuritização do plagioclásio e cloritização de anfibólio e biotita. Essas rochas apresentam xenólitos de granito e possivelmente de riolito. Neste mesmo setor norte de Novo Progresso há presença de rochas porfiríticas cinzas a róseas, com megacristais (25%) de feldspato potássico e plagioclásio, dispersos em matriz fina (75%), de quartzo e feldspato potássico, a qual apresenta granulação mais fina em relação com o pórfiro anteriormente descrito. Os minerais máficos são de biotita e anfibólio, onde a primeira também aparece inclusa no plagioclásio. Localmente a cloritização é muito forte, atingindo os ferromagnesianos, aos quais se associam calcopirita, pirita e magnetita. Metassomatismo potássico é fissural e pervasivo com a substituição do plagioclásio por feldspato potássico hidrotermal.

As principais amostras de andesito e riolito correspondem às áreas onde aflora o Grupo Iriri, o qual se estende em uma faixa a leste de Castelo dos Sonhos e continua em direção norte, incluindo o povoado de Novo Progresso (**Fig. 7.1**). Os andesitos exibem textura porfirítica com presença de fenocristais de plagioclásio, subordinados de anfibólio e piroxênio, imersos em matriz escura. Alguns dos cristais de plagioclásio mostram tons esverdeados, produto da saussuritização, e tons avermelhados indicativos do metassomatismo potássico. É comum a presença de epidotização no estilo fissural, e presença muito subordinada de sulfetos, alguns deles alterados a limonita. Também foram observadas variações para basalto andesítico, as quais se caracterizam pela presença de cristais de plagioclásio e subordinada de piroxênio, imersos em matriz fina esverdeada. Por sua vez, os riolitos apresentam variações na cor, desde preto, marrom e vermelho. Estes se caracterizam pela textura porfirítica, com fenocristais euédricos a anédricos de plagioclásio, feldspato potássico, alguns de quartzo (às vezes bipiramidado), imersos em matriz fina a afanítica. Algumas amostras exibem cristais de biotita cloritizados, e também dispersos de magnetita, bem como fragmentos de púmice de cor rosa. Os cristais de plagioclásio mostram efeitos do

hidrotermalismo, com saussuritização que deixa cores esverdeadas, potassificação que resulta em cores avermelhadas. A carbonatação também afeta o plagioclásio.

As rochas vulcanoclásticas afloram em áreas do Grupo Iriri, se caracterizam pela ocorrência de ignimbritos, tufos de cristais e tufos de cinzas, sob a forma de blocos isolados e lajedos (**Fig. 7.3**). Os ignimbritos se caracterizam pela presença de cristais, fragmentos de cristais (plagioclásio), além de possíveis clastos líticos de tons avermelhados, todos dispersos em matriz muito fina amarronzada, a qual em algumas amostras pode exibir porções esverdeadas, possivelmente provocadas pela presença de clorita. Processos de alteração hidrotermal afetaram algumas das amostras dos ignimbritos, com sericitização fissural, cloritização, e metassomatismo potássico. Também há presença de tufos de cristais (quartzo e plagioclásio) de cor cinza, levemente orientados e com porções lenticulares descontínuas e de tons mais escuros. Os tufos de cristais têm cor amarronzada com finas laminações, descontínuas e fragmentos de cor avermelhado. Por sua vez, os tufos de cinza de coloração negra, são formados por material vítreo e exibem finíssimas laminações contínuas de tons mais claros.

Os afloramentos da Formação Castelo dos Sonhos se localizam há aproximadamente a 25 km em direção sudeste do povoado Castelo dos Sonhos (ver mapa, **Fig. 7.1**). Esta formação corresponde a uma sequência metassedimentar, de baixo grau metamórfico, com idade mínima de 2083 Ma (Santos, 2003). É constituída predominantemente por metarenitos (quartzitos) e metaconglomerados com matriz recristalizada (**Fig. 7.4**). Os conglomerados estão dispostos em camadas com direção NW-SE e mergulhos variáveis entre 28° e 54° para SW. Por sua vez, os arenitos também se apresentam em camadas, com direção NE-SW, e mergulhos de 23° para SE, ou também em direção NW-SE com mergulho 12° para SW. Segundo Yokoi *et al* (2001) as rochas desta sequência encontram-se seccionadas por rochas subvulcânicas ácidas e básicas.

Nos afloramentos os conglomerados ocorrem como lajedos e matacões, e são constituídos por seixos subangulosos a bem arredondados, centimétricos a milimétricos, de rochas vulcanoclásticas, porfiríticas, tufos de cinzas, tufitos, clastos hidrotermalizados (alteração argílica e sericítica), imersos em matriz cinza avermelhada. Como se observa no mapa da **Fig. 7.1**, a Formação Castelo dos Sonhos encontra-se limitada pelas unidades Suíte Creporizão e pelo Grupo Iriri, o qual confirmaria a informação relacionada com o caráter intrusivo dessas unidades na Formação Castelo dos Sonhos, como exposto por Yokoi *et al* (2001).

Figura 7.1: Mapa geológico da região de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos (Pará), com os afloramentos visitados. Modificado de Schobbenhaus et al. (2004).

Figura 7.2: Afloramento de granito da Suíte Intrusiva Maloquinha na região sul da Província Mineral do Tapajós.

Figura 7.3: Lajedo de rochas vulcanoclásticas em áreas de ocorrência do Grupo Iriri. Detalhe de rocha vulcanoclástica ignimbrítica.

Figura 7.4. Conglomerado de matriz suportado com seixos subagulosos a bem arredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. Formação Castelo dos Sonhos.

A Formação Novo Progresso corresponde a depósitos fluviais entrelaçados que fazem parte das coberturas sedimentares de plataforma (Bizzi et al., 2003) e que cobrem rochas do Grupo Iriri (ver mapa, **Fig. 7.1**). Estes depósitos afloram como camadas de conglomerados polimícticos, arredondados, com seixos de litologias diferentes (vulcânicas, vulcanoclásticas e sedimentares), intercalados com arenitos vermelhos, (espessura entre 0,1 e 1,5 m) (**Figs. 7.5 e 7.6**). Em direção ao topo há presença de camadas de siltitos (cores acinzentados), onde se observam marcas de ondas (?). Outros possíveis afloramentos da Unidade Novo Progresso são constituídos por rochas sedimentares com leitos de arenitos, localmente argilosas, e afetados por intensa brechação.

Em direção norte desde o povoado Castelo dos Sonhos, sobre a rodovia 163, ocorre afloramento de leitos argilosos intercalados com lentes de quartzo e bandas de chert, as quais também são discordantes. Leitos argilosos intercalados com lentes de quartzo e bandas de chert. Diques clásticos cortam a sequência. Há presença de imbricamento de alguns clastos de material tipo silte.

Outro afloramento ao lado do anterior e sobre a mesma rodovia 163, corresponde a intercalações de metarenitos (espessura 1,0 m) com lamitos de cor vermelho em pacotes ~ de 0,6 m. Nos pacotes do lamito são observadas estruturas do tipo *ripple mark*.

Figura 7.5. Intercalações de material conglomerático com arenitos da Formação Novo Progresso.

Figura 7.6. Afloramento de conglomerado matriz suportada da Formação Novo Progresso.

7.2 Petrografia

Para caracterizar os litotipos ígneos e hidrotermais da parte sul da Província Mineral do Tapajós foram estudadas mesoscópica- e microscopicamente setenta e uma amostras de afloramentos dos arredores das cidades de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos (**Fig. 7.1**). Estudos por difração de raios X e por microscopia eletrônica de varredura foram também feitos para auxiliar na identificação de minerais de granulação muito fina de rochas hidrotermalizadas.

7.2.1 Rochas Plutônicas e subvulcânicas

Este grupo é composto por rochas com cores marroms, rosa, vermelho, cinza e cinza-escuro com estruturas maciças, por vezes fracamente foliadas, e texturalmente equigranulares, inequigranulares, levemente porfiríticas e porfiríticas. A granulação varia de média a grossa, e são frequentes encraves arredondados, parcial a quase que totalmente absorvidos, de rochas básicas e intermediárias de granulação geralmente média a grossa, e de rochas félsicas.

As rochas plutônicas são geralmente hololeucocráticas (IC mais comum ao redor de 7), mas também ocorrem rochas leucocráticas, com IC de até 30, notadamente nas de composição monzogranítica. Na **Figura 7.3**, pode-se observar a variação composicional dessas rochas, desde álcali-feldspato granito, monzonito a monzogranito, este último com uma maior concentração de amostras.

Figura 7.7. Diagrama QAP de Streckeisen (1974) mostrando classificação das rochas plutônicas da área de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos.

7.2.1.1 Monzogranitos

São rochas leucocráticas com textura hipidiomórfica a alotriomórfica inequigranular, e variações subordinadas equigranulares e porfiríticas (**Prancha Fotográfica 1 – Fotos 1 a 8, Prancha Fotográfica 2 – Fotomicrografias 1, 2**). Os principais minerais essenciais são quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (Foto). Por sua vez, os acessórios principais são a

biotita e o anfibólio, além da presença de titanita, zircão, apatita, allanita. O índice de cor varia entre 3 e 15, dado pela presença de biotita, anfibólio, e minerais opacos, como a magnetita. Algumas amostras apresentam encraves de rochas máficas (**Prancha Fotográfica 2 – Fotomicrografias 3**), com tamanhos até de 5,0 cm, e presença de plagioclásio, anfibólio, biotita, quartzo e apatita. Nas variedades porfíricas os fenocristais (~ 40%) de feldspato potássico (média de 11 mm), plagioclásio (media de 7,0 mm) e quartzo (media de 3,0 mm) são imersos em matriz fina (~ 60%).

O plagioclásio se apresenta como cristais subedrais, de hábito tabular, com variação no tamanho desde 0,06 mm até 8 mm, incluindo cristais da matriz e fenocristais (variedades porfíricas). Geminação do tipo albita e albita-periclínio é comum, com teores de An variando entre albita a oligoclásio, com predomínio deste último, e algumas amostras com o tipo andesina. Cristais zonados ocorrem em algumas amostras, e apresentam variação composicional entre albita e oligoclásio. Desenvolvimento de textura mirmequítica é presente em alguns dos cristais. O grau de saussuritização é variável e atinge preferencialmente os núcleos dos cristais. Por sua vez, o metassomatismo aparece de maneira seletiva, atingindo cristais de plagioclásio, às vezes, obliterando todo o cristal. O plagioclásio presente em alguns encraves mostra teores de andesina sódica.

O feldspato potássico em cristais anedrais a subedrais, com tamanhos que variam entre 0,13 e 15 mm, que incluem matriz e alguns fenocristais das variedades porfíricas. O feldspato potássico ígneo apresenta geminação do tipo *carlsbad*, pertitas, e alguns mostram inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita. Há variedades do monzogranito com presença de cristais eudrais de feldspato potássico com geminação *manebach* e padrão típico de espinha de peixe (*herringbone pattern*), definido por exsoluções de albita (**Prancha Fotográfica 2 – Fotomicrografia 4**). O feldspato potássico ígneo hidrotermal é anedral, geralmente sem desenvolvimento pertítico, a exceção de alguns do tipo microclínio. Alguns encraves observados em amostras do monzogranito também apresentam feldspato potássico hidrotermal, com presença de hematita. O aspecto turvo do feldspato potássico é bem comum nas amostras estudadas, devido à cristalização de argilo-minerais. Algumas amostras exibem intercrescimento granofírico com quartzo, indicando um nível raso de colocação desses corpos graníticos.

O quartzo ocorre como cristais anedrais, de aspecto límpido, de contatos irregulares a lobulados e interdigitados, alguns com extinção ondulatória, e em alguns casos formando subgrãos. O tamanho varia, incluindo matriz e alguns megacristais, entre 0,05 mm e 4,4 mm.

Cristais comumente aparecem de maneira intersticial, incluindo aqueles nos encraves. Também ocorre como inclusões em alguns cristais de feldspato potássico e de maneira intersticial entre cristais de plagioclásio de maior tamanho.

Biotita se apresenta como cristais subedrais a anedrais, com tamanhos entre 0,03 mm e 2,6 mm. O nível de cloritização dos cristais é variável, e o pleocroísmo é creme amarelado (X), marrom amarelado a avermelhado (Y=Z). É comum a associação com cristais de epidoto e minerais opacos (**Prancha Fotográfica 2 – Fotomicrografia 5**), menos frequente com allanita, e às vezes, alguns dos cristais apresentam inclusões de zircão, apatita e minerais opacos. Subordinadamente há presença de biotita esverdeada, principalmente na matriz de algumas amostras, a qual poderia estar associada ao processo de metassomatismo potássico.

O anfibólio mostra-se como cristais anedrais a subedrais, com tamanhos que variam entre 0,2 e 2,1 mm. Geralmente estes aparecem disseminados, e subordinadamente agrupados junto a cristais de plagioclásio. O pleocroísmo varia entre amarelo pálido a verde pálido (X), verde-pálido a verde (Y), verde (Z), com $Z^{\wedge}C$ variável entre 8° – 26° , indicando ser do tipo hornblenda. Alguns dos cristais mostram diferente nível de cloritização, substituição por biotita, e comumente é observada uma associação com epidoto e titanita, além de inclusões de apatita, minerais opacos e zircão. Nos encraves o anfibólio é subedral a anedral, com tamanho entre 0,09 e 0,27 mm, cloritizados e associado com epidoto e titanita.

O epidoto é do tipo zoisita e clinozoisita, e ocorre associado à biotita e o anfibólio, às vezes, substituindo-os. Também se apresenta associado com clorita, minerais opacos e titanita. Ademais ocorre como produto de alteração do plagioclásio (saussuritização), e dos minerais ferromagnesianos (biotita, anfibólio), também como preenchimento de fraturas irregulares e descontínuas que cortam principalmente o encrave. A sericita aparece principalmente como componente da saussuritização.

A titanita ocorre principalmente como cristais euedrais (losangos) a subedrais (agregados), associada à biotita, anfibólio e minerais opacos (ilmenita). Às vezes é intersticial, o que indica a sua cristalização tardia, tanto na rocha hospedeira quanto nos encraves. Quando associada à ilmenita, a titanita aparece como substituição deste mineral, e também se encontra alterada a uma massa amorfa, possivelmente de leucoxênio.

O zircão mostra-se como cristais euedrais inclusos no feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Nesta última formando halos pleocróicos. Apatita se apresenta como inclusões euedrais no plagioclásio, biotita, anfibólio e quartzo. Allanita aparece de maneira muito subordinada, em hábito subedral, tons amarelados e associada à biotita e epidoto. Os

minerais opacos aparecem como cristais anedrais a euedrais, disseminados, predomínio de magnetita, subordinada de pirita e com uma estreita associação com os ferromagnesianos. Também estes se associam à clorita, titanita, e ocorrem como inclusões no plagioclásio, biotita e anfibólio.

A composição mineralógica dos monzogranitos é representada por quartzo (25%), feldspato potássico (27%), plagioclásio (37%), biotita (3%), anfibólio (1%), sericita (1%), clorita (2%), epidoto (1%), opacos (3%), apatita, titanita, allanita e zircão (traços).

Os monzogranitos encontram-se afetados por alterações hidrotermais de diferente tipo, incluindo o metassomatismo potássico, saussuritização, epidotização. O metassomatismo potássico se caracteriza pela substituição parcial a total dos cristais de plagioclásio (**Prancha Fotográfica 2 – Fotomicrografia 6**), no estilo seletivo e também como infiltrações. Inclusive, há amostras onde a porcentagem do feldspato potássico hidrotermal supera à do tipo ígneo, indicando um grau maior de potassificação. A saussuritização atinge os cristais do plagioclásio, principalmente nos seus núcleos. A epidotização atinge algumas das amostras, principalmente no estilo fissural. Os encraves observados nas amostras também foram atingidos por processos de metassomatismo potássico, fraco, e cloritização dos ferromagnesianos mais intensa.

7.2.1.2 Sienito

Os sienitos compõem rochas de granulação grossa com cristais de feldspato potássico, plagioclásio, biotita, quartzo (subordinado) e minerais opacos disseminados (**Prancha Fotográfica 3 – Foto 1**). O feldspato potássico mostra-se como megacristais anedrais com tamanhos entre 8 mm e 12 mm, pertíticos e, às vezes, com geminação *Carlsbad*. O feldspato potássico do tipo hidrotermal substitui os cristais de plagioclásio, podendo desenvolver nas suas bordas cristais de albita, o qual sugere se tratar de um metassomatismo sódico superimposto. O plagioclásio ocorre como cristais subedrais, com granulação entre 0,1 e 6 mm, geminação polissintética e de albita-periclínio, e composição de oligoclásio. Saussuritização afeta alguns dos cristais que quando, mais forte pode obliterar todo o cristal. Deslocamento de lamelas é característico, possivelmente causado pela colocação do corpo ígneo semi-consolidado ou por deformações posteriores. O aspecto turvo generalizado nos feldspatos parece indicar alteração para argilo-minerais.

Prancha Fotográfica 1

Foto 1 - Monzogranito inequigranular grosso, com presença de infiltrações potássicas. **Foto 2** - Monzogranito de granulação média a grossa. **Foto 3** - Aspecto macroscópico de monzogranito de granulação média. **Foto 4** - Aspecto macroscópico de monzogranito com

*textura fanerítica grossa inequigranular, no qual há porções afetadas por metassomatismo potássico com substituição do plagioclásio por feldspato potássico. **Foto 5** - Monzogranito porfirítico com fenocristais de feldspato potássico em matriz inequigranular. **Foto 6** - Aspecto macroscópico de monzogranito inequigranular com tendência porfirítica. **Foto 7** - Monzogranito com textura porfirítica com alguns cristais de plagioclásio com tons esverdeados, devido à saussuritização. **Foto 8** - Monzogranito com textura fanerítica grossa inequigranular e levemente porfirítico, no qual se destaca a presença de um enclave arredondado parcialmente potassificado.*

O quartzo ocorre como cristais anedrais com tamanho variável entre 0,2 e 2,0 mm, intersticiais e com extinção ondulante. A biotita usualmente está totalmente cloritizada. Carbonato ocorre intersticial na matriz ou preenchendo fraturas irregulares e descontínuas. A clorita se apresenta principalmente de forma intersticial, às vezes, associada ao carbonato (**Prancha Fotográfica 4 – Fotomicrografia 1**). A clinozoisita aparece associada principalmente com o processo da saussuritização, junto com a sericita. Os minerais opacos são disseminados e anedrais, e também se apresentam preenchendo fraturas e associados à clorita. A composição mineralógica é determinada pela presença de quartzo (3%), feldspato potássico (33%), plagioclásio (48%), clorita (1%), minerais opacos (2%), clinozoisita (3%), sericita (2%), carbonato (8%).

7.2.1.3 Sienogranitos

São rochas graníticas, de granulação fina a grossa, hololeucocráticas, com textura hipidiomórfica a alotriomórfica inequigranular a equigranular, constituídas por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo como minerais essenciais, e biotita como principal mineral acessório (**Prancha Fotográfica 3 - Fotos 2 a 5, Prancha Fotográfica 4 – Fotomicrografia 2**). Titanita e clorita acompanham a mineralogia da rocha, conjuntamente com minerais opacos, incluindo a magnetita.

Feldspato potássico se apresenta como cristais anedrais com tamanhos entre 12 mm até megacristais de 57 mm, variando entre dois tipos. O primeiro, ígneo, pertítico, com geminação *carlsbad*, e subordinadamente cristais com geminação do tipo *manebach* com um típico padrão de espinha de peixe (*heringbone pattern*) definida pela presença de exsoluções de albita. O segundo tipo é de origem hidrotermal, como produto do metassomatismo potássico, e se apresenta como substituição de plagioclásio. No contato entre cristais de feldspato potássico aparecem cristais de albita, gerados como produto do metassomatismo sódico. Há cristais de ortoclásio com porções de microclínio dentro do mesmo cristal, indicando uma transformação polimórfica de ortoclásio para microclínio, ou também sugerindo um processo do metassomatismo potássico (**Prancha Fotográfica 4 –**

Fotomicrografia 3). Esses cristais podem conter inclusões de quartzo e plagioclásio, e algumas fraturas irregulares e descontínuas que são preenchidas por micas brancas.

O plagioclásio ocorre como cristais anedrais a subedrais, com tamanho entre 0,02 mm até 15 mm, alguns tabulares, e com geminação polissintética e do tipo albita-periclínio, com teores variando desde An_{08} (albita) até An_{35} (andesina). Um processo de sericitização leve é observado, mas, torna-se mais forte quando acompanha a saussuritização de outros cristais do plagioclásio. Há setores da rocha onde o plagioclásio exibe contatos “poligonizados”. Texturas mirmequíticas caracterizadas pela exsolução de quartzo vermiforme em plagioclásio sódico são observadas. Alguns cristais de quartzo, e subordinadas de minerais opacos e zircão aparecem como inclusões no plagioclásio.

O quartzo é anedral, com tamanho variável entre 0,07 mm e 8 mm, com contatos poligonizados e de aspecto límpido. Às vezes apresenta extinção ondulatória, fraturas e contato irregular, e ocorre tanto intersticial como na forma de inclusões dentro do feldspato potássico e o plagioclásio.

A biotita se apresenta como cristais subedrais a anedrais, com tamanhos entre 0,03 mm e 0,9 mm, comumente cloritizados (**Prancha Fotográfica 4 – Fotomicrografia 4**). Ocorre de forma disseminada, bem como inclusões no plagioclásio, e agrupada aos minerais opacos (magnetita). Quando preservada, a biotita mostra um pleocroísmo creme amarelado (X) a verde amarronzado (Y=Z). Alguns dos cristais apresentam inclusões de zircão, que às vezes apresenta halos pleocróicos, e nos cristais cloritizados são comuns minerais acessórios, como titanita, leucoxênio, epidoto, apatita e minerais opacos.

A muscovita ocorre como cristais subedrais a anedrais, com tamanhos variáveis entre 0,03 mm e 1,2 mm, alguns dos quais se encontram formando intercrescimentos com a biotita.

A titanita aparece como cristais euedrais a anedrais, tanto como inclusões em feldspato potássico e quartzo, também como mineral intersticial, assim como inclusões e produto de exsolução em biotita cloritizada. A titanita também apresenta inclusões de minerais opacos. O zircão como inclusões dentro de cristais de plagioclásio e biotita. Minerais opacos aparecem na forma anedral, muito subordinados e associados à biotita, clorita e titanita.

A clorita ocorre como mineral de substituição de biotita e também como preenchimento de fraturas irregulares e descontínuas, neste caso apresentando tons amarelados. Uma variedade também amarelada se associa com o feldspato potássico hidrotermal.

Prancha Fotográfica 2

Fotomicrografia 1 – Textura alotriomórfica inequigranular em monzogranito, com quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl), feldspato potássico (kfs) e biotita (Bt). **Fotomicrografia 2** – Monzogranito com textura hipidiomórfica inequigranular, presença de quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl), biotita (Bt), titanita (Ttn). **Fotomicrografia 3** – Encrave com quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e presença de minerais opacos envolvidos por uma massa de clorita em monzogranito. **Fotomicrografia 4** - Detalhe de um cristal de feldspato potássico (Kfs) com geminação do tipo Manebach (espinha de peixe) em monzogranito. **Fotomicrografia 5** – Cristais de biotita (Bt) associados com minerais opacos (Opq) em monzogranito. **Fotomicrografia 6** – Processo de metassomatismo potássico com cristal de plagioclásio (Pl) substituído por feldspato potássico (Kfs) em monzogranito. Todas fotomicrografias foram tiradas com analisador.

Prancha Fotográfica 3

Foto 1 - Sienito com textura fanerítica grossa inequigranular. **Foto 2** - Aspecto macroscópico do sienogranito com textura fanerítica média com leve orientação dos ferromagnesianos. **Foto 3** - Aspecto macroscópico do monzogranito com textura fanerítica média a grossa inequigranular. **Foto 4** - Sienogranito com textura fanerítica fina a média inequigranular. **Foto 5** - Sienogranito com textura fanerítica fina a média equigranular. **Foto 6** - Álcali-feldspato granito com textura fanerítica média a grossa inequigranular.

Prancha Fotográfica 4

Fotomicrografia 1 - Presença de clorita em fissuras (Chl) e carbonato intersticial em sienite. **Fotomicrografia 2** - Textura alotriomórfica inequigranular em sienogranito, com quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl), feldspato potássico (Kfs) e clorita em fissuras (Chl). **Fotomicrografia 3** - Cristal de ortoclásio ígneo (Or) e microclínio metassomático (Mc) em sienogranito. **Fotomicrografia 4** - Sienogranito com cristais de biotita (Bt), alguns deles cloritizados (Chl) e associados com quartzo (Qtz), feldspato potássico (Kfs), e plagioclásio (Pl). O plagioclásio encontra-se quase totalmente substituído por feldspato potássico (Kfs). As setas indicam os restos da geminação posissintética do cristal de plagioclásio. **Fotomicrografia 5** - Encrave com quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e presença de minerais opacos envolvidos por uma massa de clorita em álcali feldspato granito. **Fotomicrografia 6** - Detalhe de feldspato potássico mesoperítico no álcali-feldspato granito. Todas as fotomicrografias foram tiradas com analisador.

A composição mineralógica é definida por quartzo (31%), feldspato potássico (42%), plagioclásio (23%), biotita (2%), sericita (1%), clorita (1%), epidoto, minerais opacos, titanita e zircão (traços).

As alterações hidrotermais que afetam os sienogranitos incluem o metassomatismo potássico no estilo seletivo e subordinadamente pervasivo, com substituição de plagioclásio por feldspato potássico hidrotermal do tipo microclínio. Processo de cloritização afeta principalmente a biotita, e a saussuritização atinge alguns dos cristais de plagioclásio. Subordinadamente foi observada albitização na borda de cristais de feldspato potássico. Nas porções potassificadas é comum observar o aspecto fosco dos cristais, devido à cristalização de caulim.

7.2.1.4 Álcali-feldspato granitos

São rochas com textura alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular (**Prancha Fotográfica 3 – Foto 6**), constituídas por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio como minerais essenciais e biotita como principal mineral acessório, além de titanita, zircão, e minerais opacos. Encraves microgranulares félsicos de composição traquítica e com IC maior que o das rochas hospedeiras, compostos por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e agregados máficos com apatita, titanita, zircão, magnetita, ilmenita, clinozoisita e clorita hidrotermal são comuns. (**Prancha Fotográfica 4 – Fotomicrografia 5**).

O feldspato potássico, com tamanhos entre 0,5 e 13 mm, ocorre como cristais subeudrais a anedrais, geralmente pertíticos, por vezes mesopertíticos (**Prancha Fotográfica 2 – Fotomicrografia 3**), alguns com geminação *Carlsbad* bem desenvolvida. São comuns entre os cristais de feldspato potássico a presença de albita geminada, em texturas que sugerem metassomatismo sódico local.

O quartzo mostra-se como cristais anedrais de aspecto límpido, com extinção ondulante, granulação variando entre 0,5 e 4,0 mm, por vezes com inclusões em feldspato potássico.

O plagioclásio ocorre como cristais subedrais, subordinados e com tamanhos que variam entre 0,7 e 5 mm. Os poucos cristais melhor preservados apresentam geminação polissintética, indicando composições de oligoclásio (An_{25}).

Biotita intensamente cloritizada com inclusões de apatita e zircão concentra-se nos encraves, e tem associados minerais opacos, titanita e carbonato.

A composição mineralógica representativa dessas rochas é dada pelo feldspato

potássico (63%), quartzo (33%), plagioclásio (2%), clorita (1%), minerais opacos (1%), apatita (tr), zircão (tr), carbonato (tr).

7.2.1.5 Pórfiros

Os pórfiros apresentam fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, anfibólio e biotita, imersos em matriz quartzo-feldspática de granulação fina a muito fina (**Prancha Fotográfica 5 – Fotos 1 a 4, Prancha Fotográfica 6 – Fotomicrografias 1 a 3**). Possuem pequenos encraves de rocha máfica com anfibólios finos, muito potassificados, bastante arredondados por dissolução. Algumas amostras são fortemente magnéticas.

Os fenocristais em uma média de 25% são constituídos por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, além de biotita e anfibólio. Os fenocristais de maior tamanho (25 mm) correspondem ao feldspato potássico, seguido do plagioclásio (20 mm), e o menor tamanho é para a biotita (2,0 mm). A abundância dos fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico é variável, com amostras apresentando maiores conteúdos de plagioclásio sobre o feldspato potássico, e vice versa. Os fenocristais de quartzo, em termos gerais, aparecem subordinados em relação ao plagioclásio e feldspato potássico.

O plagioclásio ocorre em fenocristais eudrais a subedrais, com geminação polissintética e do tipo albita-periclínio, sendo alguns zonados. Os cristais tem teor de anortita variando de An₀₈ (albita) a An₂₇ (oligoclásio). São observadas inclusões de quartzo e zircão, assim como diversos níveis de sericitização, e presença de clorita de hábito radial. De maneira subordinada ocorrem inclusões de zircão, assim como desenvolvimento de texturas granofíricas (**Prancha Fotográfica 6 – Microfotografia 4**). A alteração potássica afeta o plagioclásio que compõe os fenocristais e matriz (**Prancha Fotográfica 6 – Microfotografias 5, 6**), inclusive as inclusões de plagioclásio hospedadas dentro dos fenocristais. Em alguns dos pórfiros, os fenocristais de plagioclásio estão intensamente substituídos por feldspato potássico hidrotermal, formando núcleos rodeados por grãos anedrais de plagioclásio intensamente saussuritizados. Em amostra de mão, essa feição é semelhante a uma textura do tipo *rapakivi*, mas com a petrografia foi possível descartar essa hipótese. Em alguns cristais é possível observar restos da geminação, assim como porções do mesmo cristal sendo atingidas por metassomatismo potássico e saussuritização. Essa relação poderia indicar a ocorrência de dois tipos de alteração que afetam o mesmo cristal; metassomatismo potássico, de maior temperatura, e uma alteração propilítica de menor temperatura. Esses processos poderiam não ser sucessivos, e nesse caso a alteração propilítica poderia ser anterior ao metassomatismo potássico.

O feldspato potássico aparece como fenocristais de hábito tabular, subedral a anedral, com geminação *carlsbad* e presença de exsoluções pertíticas e mesopertíticas, parcialmente sericitizadas e com fraturas irregulares preenchidas por quartzo. O aspecto sujo no feldspato potássico é causado pela cristalização de argilo-minerais e hematita. A variedade hidrotermal do feldspato potássico aparece substituindo alguns cristais de plagioclásio, totalmente ou nas suas bordas.

O quartzo ocorre como fenocristais subedrais a anedrais de aspecto límpido, alguns bipiramidados, e também como preenchimento em fraturas e inclusões no plagioclásio e no feldspato potássico. Alguns dos fenocristais de quartzo apresentam embaixamentos produto da reação com a matriz. Nesta última, o quartzo (0,03 e 1,3 mm) se apresenta em contato, às vezes, lobulado com feldspato potássico e alguns cristais do plagioclásio.

A biotita ocorre como cristais subedrais na forma de plaquetas, com tamanhos na média de 0,4 mm, geralmente disseminados, mas também agrupados e como pseudomorfos pela intensa cloritização. Os cristais de biotita mais preservados mostram tons mais amarronzados, com pleocroísmo creme amarelado (X), marrom avermelhado (X=Z). Por sua vez, os cristais alterados, além da clorita, apresentam titanita principalmente ao longo das clivagens e associada com epidoto, além de leucoxênio. Menos comuns são as inclusões de apatita e zircão. Alguns dos cristais de biotita apresentam bandas *kink*, e outros mostram numerosas inclusões de agulhas de rutilo. Em alguns casos a biotita é encontrada agrupada, na forma de plaquetas e como pseudomorfos.

O anfibólio se apresenta como cristais subedrais a euedrais, com tamanho entre 0,04 e 0,7 mm, e pleocroísmo variando de creme amarelado (X), verde pálido (Y), verde escuro (Z). O ângulo $Z^{\wedge}C$ varia entre 15° e 17°, sendo classificada como edenita. É comum a presença de inclusões de minerais opacos, e menos frequentes de plagioclásio e zircão, além da associação com titanita. Subordinadamente ocorrem cristais agrupados de anfibólio que definem uma textura glomeroporfirítica (**Prancha Fotográfica 6 – Microfotografia 3**). O anfibólio também ocorre como pseudomorfo, totalmente substituído por clorita (tons amarelados), minerais opacos e leucoxênio.

Prancha Fotográfica 5

Foto 1 - Aspecto macroscópico do pórfiro granítico com fenocristais de plagioclásio dispersos em matriz de granulação fina, com minerais ferro-magnesianos e come potassificação ao redor de alguns fenocristais e da matriz. **Foto 2** – rocha porfirítica cinza a rósea com megacristais de plagioclásio, quartzo em matriz fina. **Foto 3** – rocha porfirítica cinza a rósea, com fenocristais euédricos de feldspato potássico e plagioclásio, dispersos em matriz fina. **Foto 4** – rocha porfirítica com fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio em matriz fina, rósea, de feldspato e quartzo.

A matriz da rocha é composta principalmente por cristais anedrais de feldspato potássico e quartzo, e subordinadamente de plagioclásio. Os minerais na matriz variam em ordem de abundância, com amostras apresentando maior volume de feldspato potássico em relação com o quartzo, e vice-versa. O feldspato potássico da matriz mostra um aspecto fosco, devido à alteração para argilo-minerais, contrastando com o aspecto límpido dos cristais de quartzo. Também acompanham na matriz alguns cristais de biotita e minerais opacos disseminados, além da titanita. Algumas amostras apresentam desenvolvimento de texturas granofíricas, indicativas da colocação rasa dos corpos de pórfiro. Foram observadas em algumas amostras dos pórfiros porções irregulares, outras em formato esférico, com

presença de quartzo muito fino, que poderiam ser de possíveis xenólitos incorporados à rocha.

Como minerais acessórios são encontrados titanita, apatita, zircão e opacos. A titanita é principalmente associada com a alteração de biotita, formando uma massa de cor marrom, como agregado de óxidos de titânio, possivelmente de leucoxênio. A apatita em cristais euedrais que aparecem como inclusões na biotita, no anfibólio e plagioclásio. O zircão mostra-se como inclusões muito subordinadas dentro de cristais de plagioclásio. Os minerais opacos se encontram principalmente associados com biotita e anfibólio, além da comum associação com clorita, epidoto e titanita. Alguns deles aparecem disseminados, preenchendo fraturas irregulares e descontínuas. A calcopirita, pirita e magnetita associam-se com os minerais máficos.

O epidoto se apresenta principalmente como produto de alteração de plagioclásio, biotita e anfibólio. Ocorre como cristais anedrais associados, às vezes, com titanita, clorita e minerais opacos na matriz. É encontrado também na forma intersticial, preenchendo fraturas irregulares e descontínuas.

A clorita aparece como mineral de substituição e subordinadamente intersticial. Ocorre principalmente como produto de alteração dos ferromagnesianos; com um tipo de cor verde que substitui alguns cristais de biotita; e outra variedade de tom amarelo esverdeado, também substituindo cristais de anfibólio e biotita. Também este mineral faz parte da paragênese da saussurita que afeta o plagioclásio.

Em relação com os processos de alteração hidrotermal que afetam aos pórfiros, são representados pelo metassomatismo potássico que afeta levemente alguns dos fenocristais e cristais do plagioclásio, sendo substituídos por feldspato potássico hidrotermal. A saussuritização que em diferentes níveis é observada nos fenocristais de plagioclásio. A cloritização afeta os ferromagnesianos, principalmente a biotita e o anfibólio, às vezes, deixando-os como pseudomorfos. A sericitização ocorre tanto em alguns fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico, bem como em porções da matriz mais ricas em feldspato potássico, as quais se associam alguns dos minerais opacos disseminados.

7.2.2 Rochas Vulcânicas

São rochas geralmente porfiríticas, com matriz fina de cor e tonalidade variadas, geralmente hidrotermalizadas, potassificação seletiva de fenocristais de plagioclásio e propilitização. A variação composicional inclui andesitos, riódacito e riólito (**Pranchas Fotográficas 7 e 9**), descritos a seguir:

7.2.2.1 Andesitos e basaltos

Os andesitos são rochas com textura porfirítica definida por fenocristais de plagioclásio, anfibólio, piroxênio, biotita e quartzo em matriz de granulação fina, com micrólitos de plagioclásio, além de cristais de anfibólio e quartzo (**Prancha Fotográfica 7 – Fotos 1 a 3, Prancha Fotográfica 8 – Fotomicrografias 1, 2**). Apatita e minerais opacos ocorrem disseminados.

O plagioclásio se apresenta como cristais subeudrais com geminação de albita e albita-periclínio, com teor de anortita (An_{32}), indicando composição de andesina. Usualmente mostra intensa saussuritização, principalmente no núcleo, com bordas com aspecto mais límpido, e pode estar parcialmente substituído por feldspato potássico hidrotermal, produto do metassomatismo potássico.

O anfibólio constitui cristais subeudrais com 1,3 a 2,0 mm, às vezes, em textura glomeroporfirítica, com pleocroísmo amarelo-pálido (X), verde-amarronzado (Y) e verde (Z), e o ângulo $Z^{\wedge}C$ de 14° a 19° , indicando composições de hornblenda no núcleo e com as bordas de cores verde-azulado. Inclusões de minerais opacos e de apatita, assim como a substituição do anfibólio por biotita amarronzada, clorita e epidoto são comuns.

Cristais eudrais a anedrais de piroxênio, tipo augita, com tamanhos entre 0,1 e 1,5 mm apresentam bordas de anfibólio (**Prancha Fotográfica 8 – Fotomicrografia 4**), se encontram parcialmente cloritizados, com inclusões de minerais opacos, além da presença de epidoto e titanita. Também estão presentes cristais subhedrais (~ 0,6 mm) de biotita com *kink bands* e de exsoluções de minerais opacos anedrais e titanita (**Prancha Fotográfica 8 – Fotomicrografia 5**).

Epidoto forma-se a partir da alteração do anfibólio e da biotita, bem como em vênulas, enquanto que a clinozoisita faz parte da alteração saussurítica do plagioclásio (**Prancha Fotográfica 8 – Fotomicrografia 6**).

A apatita se apresenta como cristais eudrais inclusos preferencialmente no plagioclásio e anfibólio e minerais opacos anedrais a eudrais ocorrem disseminados e como inclusões no plagioclásio, anfibólio, piroxênio e na biotita, junto à qual os minerais opacos são envolvidos por cristais de titanita.

A clorita ocorre como produto de alteração de anfibólio, com variação de cores entre verde e marrom e também é observada na matriz.

Prancha Fotográfica 6

Fotomicrografia 1 – Megacristais de plagioclásio em pórfiro. **Fotomicrografia 2** - Textura porfirítica com fenocristais de feldspato potássico em matriz quartzo feldspática. **Fotomicrografia 3** - Cristais de anfibólio em textura glomeroporfirítica em pórfiro granítico. **Fotomicrografia 4** - Textura granofíbrica em pórfiro. **Fotomicrografia 5** – Pórfiro com fenocristal de plagioclásio (Pl) substituído quase completamente por feldspato potássico (Kfs). A seta mostra os restos da geminação albita do plagioclásio ígneo. **Fotomicrografia 6** – Pórfiro com processo de metassomatismo potássico em fenocristal de plagioclásio (Pl) substituído por feldspato potássico (Kfs). A seta indica os restos da geminação polissintética do tipo albita. Todas as fotomicrografias foram tiradas com analisador.

Na matriz há presença de textura microgranofírica definida pelo intercrescimento entre feldspato potássico e quartzo. Feldspato potássico ocorre como cristais subeudrais a anedrais muito subordinados, levemente sericitizados. Além do metassomatismo potássico, a alteração hidrotermal resultou na saussuritização do plagioclásio e formação de biotita a partir do anfibólio. Em algumas amostras houve intensa epidotização em estilo pervasivo seletivo e fissural e os minerais ferromagnesianos mostram-se cloritizados. Quartzo anedral com bordas irregulares ocorre em contato com o plagioclásio da matriz e como produto de silicificação formando agregados.

A composição mineralógica do andesito é representada por fenocristais (25–38%) de plagioclásio (16–19%), piroxênio (1–2%), anfibólio (3–6%), biotita (2%), clorita (2%), minerais opacos (3–4%), sericita (2–3%), feldspato potássico (tr), quartzo (tr) e apatita (tr). A matriz (75–62%) é constituída por quartzo, feldspato potássico plagioclásio, epidoto e clorita.

Os basaltos são de granulação mais fina, equigranulares e possuem cristais de anfibólio, plagioclásio, apatita em agulhas e minerais opacos, além de agregados de piroxênio anedral subordinados e fraturados (**Prancha Fotográfica 7 – Foto 4, Prancha Fotográfica 8 – Fotomicrografia 3**). Esses cristais de piroxênio, preferencialmente nas suas bordas e clivagens, apresentam alteração para anfibólio. Há presença de vênulas irregulares e descontínuas com clorita, epidoto e minerais opacos. Inclusive cristais anedrais de magnetita aparecem comumente disseminados na rocha.

Essas rochas têm como fenocristais piroxênio (< 1%) e na matriz (99%) constituída por plagioclásio, anfibólio, minerais opacos, apatita, quartzo, epidoto, não sendo possível determinar a porcentagem de cada espécie mineral devido à granulação muito fina da matriz.

7.2.2.2 Riolitos

São rochas porfiríticas a levemente porfiríticas, com fenocristas anedrais a eudrais de composição e porcentagens variados, onde sobressai o plagioclásio, feldspato potássico e quartzo em matriz fina de cores castanhas, marrom-escuro a cinza (**Prancha Fotográfica 9 – Fotos 1 a 4**), com algumas amostras com presença de minerais ferromagnesianos e opacos. Nessas rochas também ocorrem variedades de riolitos de cor verde-escuro, porfiríticos, com fenocristais eudrais a anedrais de plagioclásio epidotizados, esverdeados, orientados e dispersos em matriz afanítica com fluxo ígneo.

Microscopicamente a textura porfirítica dos riolitos é definida pela ocorrência de fenocristais em volumes variados de cristais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. Minerais ferro-magnesianos e opacos. (**Prancha Fotográfica 10 – Fotomicrografias 1 a 5**).

Prancha Fotográfica 7

Foto 1 - Aspecto macroscópico de andesito com textura porfirítica. **Foto 2** - Andesito com textura porfirítica afetado por epidotização fissural. **Foto 3** – Andesito de granulação média com presença de epidoto e leve silicificação. **Foto 4** - Aspecto macroscópico de basalto.

A matriz que envolve os fenocristais é de granulação fina a muito fina, por vezes afanítica e vitrofírica, e pode apresentar devitrificação de esferulitos, com presença de quartzo e feldspato potássico e, às vezes, com clorita, hematita e epidoto.

O quartzo mostra-se como fenocristais de aspecto límpido, anedrais a euedrais, bipiramidados, com embaixamentos causados pela reabsorção com a matriz. Também aparece como preenchimento de fraturas irregulares indicando uma fase de silicificação.

O plagioclásio ocorre em cristais anedrais a euedrais, com geminação polissintética, albita-periclínio e teor de An_{26} indicando composição de oligoclásio. Há amostras que apresentam cristais de plagioclásio com embaixamentos produzidos pela reação com a matriz.

O feldspato potássico mostra-se como cristais subeuedrais a anedrais com geminação *Carlsbad*, com variável desenvolvimento de pertitas, comumente sericitizados e argilizados, que resultam em aspecto turvo. Comumente associados com o feldspato potássico, ocorrem cristais subeuedrais a anedrais de piemontita, de hábito prismático a acicular, às vezes

dispostos em agregados, com pleocroísmo roxo a amarelado (**Prancha Fotográfica 10 – Fotomicrografia 6**).

Os minerais ferro-magnesianos ocorrem como pseudomorfos pela cloritização, a qual também ocorre no estilo fissural. Os ferromagnesianos comumente se associam a epidoto, titanita, carbonato, minerais opacos (anedrais) e leucóxênio, e subordinadamente podem apresentar inclusões de apatita e zircão.

Os minerais opacos são anedrais e ocorrem disseminados, preenchendo fraturas irregulares e descontínuas, assim como se associam com minerais ferro-magnesianos e epidoto.

Essas rochas foram afetadas por processos de metassomatismo potássico, saussuritização, silicificação, carbonatação e sericitização em estilos e intensidades variados (**Prancha Fotográfica 10 – Fotomicrografias 1, 4, 5**).

Nos riolitos os fenocristais variam entre 10 e 23%, e são constituídos por fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico, ferromagnesianos (principalmente biotita). Por sua vez, a matriz varia entre 77% e 90%, com quartzo, feldspato potássico, sericita, hematita, minerais opacos, óxidos de ferro, epidoto, carbonato e clorita.

7.2.3 Rochas Vulcanoclásticas

São representadas por tufos de cristais, tufos de cinzas e ignimbritos (**Prancha Fotográfica 11 – Fotos 1 a 4**). Os tufos de cristais são rochas de cores cinza, estrutura orientada, de matriz muito fina e com quartzo bipiramidado, feldspato e fragmentos líticos. Algumas amostras têm lâminas muito delgadas de quartzo e fragmentos achatados de vidro. Os tufos de cinzas apresentam cor cinza escuro e granulação muito fina a vítrea com presença de finas laminações. Os ignimbritos têm plagioclásio, feldspato potássico e quartzo e seus fragmentos dispersos em matriz muito fina escura.

7.2.3.1 Tufos de cristais

São formados por cristais eudrais e fragmentos de cristais de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e líticos dispersos em matriz muito fina, microcristalizada e composta por quartzo, feldspato potássico, esferulitos, biotita cloritizada e sericita. Há porções lenticulares com textura axiolítica formada pelo crescimento perpendicular de esferulitos nas paredes da lente e esferulitos de extinção radiada na rocha fina com plagioclásio, feldspato potássico, minerais opacos e clorita (**Prancha Fotográfica 12 – Fotomicrografia 1**). O plagioclásio está variavelmente sericitizado ou saussuritizado e, localmente potassificado. O feldspato potássico ocorre preferencialmente na matriz está parcialmente sericitizado.

Prancha Fotográfica 8

Fotomicrografia 1 - Detalhe de textura porfirítica em andesito com fenocristais de plagioclásio (Pl) imersos em matriz de plagioclásio, anfibólio e quartzo. **Fotomicrografia 2** – Andesito com textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio (Pl) e anfibólio (Amp) em matriz de granulação fina. **Fotomicrografia 3** - Basalto com textura glomeroporfirítica de cristais anedrais de piroxênio em matriz de granulação fina. **Fotomicrografia 4** - Detalhe de corte basal em cristal de piroxênio (Px) com bordas de anfibólio (Amp) em andesito. **Fotomicrografia 5** - Cristal subeudral de biotita com kink bands e exsolução de minerais opacos. **Fotomicrografia 6** - Epidotização fissural em andesito. Fotomicrografias tiradas com analisador.

Prancha Fotográfica 9

Foto 1 - Riolito com textura porfirítica em matriz escura. A área em destaque corresponde a um fragmento de púmice. **Foto 2** - Aspecto macroscópico de riolito com textura porfirítica em matriz avermelhada. **Foto 3** - Riolito com textura porfirítica em matriz amarronzada. **Foto 4** - Aspecto macroscópico de riolito com textura porfirítica com fenocristais esbranquiçados de plagioclásio em matriz avermelhada.

O quartzo apresenta aspecto límpido, extinção ondulante e, pode preservar formas bipiramidadas com embaixamentos devidos à reabsorção magmática (**Prancha Fotográfica 12 – Fotomicrografia 2**). O quartzo também forma vênulas interligadas com pirita nas bordas, cortadas vênulas mais finas com biotita, clorita e pirita, além de preencher cavidades, com quartzo drusiforme. Minerais opacos, representados por magnetita e pirita cúbica ocorrem disseminados, associados a minerais ferromagnesianos e clorita. Fragmentos líticos irregulares são compostos por: i) agregados de quartzo, com contatos interlobados e extinção ondulante, com minerais opacos, biotita marrom e clorita e; ii) agregados de plagioclásio, feldspato potássico, minerais opacos, sulfetos, clorita e micas brancas em matriz esferulítica, semelhantes às porções lenticulares com textura axiolítica e com esferulitos.

Prancha Fotográfica 10

Fotomicrografia 1 - Detalhe de textura porfirítica em riolito com fenocristais de plagioclásio (Pl) pseudomorfizados pela sericitização imersos em matriz muito fina. **Fotomicrografia 2** – Riolito com textura porfirítica com fenocristais e fragmentos de cristais de plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz) em matriz devitrificada. Nota-se o embaçamento do fragmento de quartzo. **Fotomicrografia 3** - Cristais de feldspato potássico (Kfs) em matriz quartzo feldspática de granulação fina em riolito. **Fotomicrografia 4** - Detalhe de cristal de plagioclásio (Pl) (maior tamanho) afetado por metassomatismo potássico em riolito. Os cristais estão imersos em matriz quartzo-feldspática de granulação fina. **Fotomicrografia 5** - Pseudomorfo de plagioclásio (Pl) substituído por feldspato potássico (Kfs) e afetado por carbonatização (Cb) em riolito. **Fotomicrografia 6** - Cristal de piemontita (Pmt) em feldspato potássico subeudral (Kfs) em riolito. Fotomicrografias sem analisador.

A alteração hidrotermal é representada por silicificação fissural e cloritização.

A matriz (70%) tem quartzo, feldspato potássico, biotita, sericita, minerais opacos, com fragmentos líticos, fragmentos de cristais, cristais* (30%), sericita, carbonato e clorita (* plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, sericita, carbonato, clorita).

7.2.3.2 Tufos de cinzas

Apresentam matriz muito fina com material vítreo na forma de *shards* orientados no acamamento, além de fragmentos de cristais de feldspato potássico e plagioclásio (**Prancha Fotográfica 12 – Fotomicrografia 2**). Os minerais opacos ocorrem disseminados, geralmente de formas anedrais, aparentemente trata-se de ilmenita, magnetita e pirita.

A rocha é composta essencialmente por *shards*, fragmentos de cristais, de feldspatos (90%). Quartzo e ferromagnesianos perfazem 10% de proporção em volume com base na estimativa visual.

Prancha Fotográfica 11

Foto 1 - Tufo de cristais (quartzo e feldspato potássico) de cor cinza com leve orientação e porções lenticulares. **Foto 2** - Aspecto macroscópico de tufo de cinzas com presença de finas laminações. **Foto 3** - Ignimbrito com cristais e fragmentos de cristais de plagioclásio e quartzo imersos em matriz amarronzada. **Foto 4** - Aspecto macroscópico de ignimbrito com cristais e fragmentos de cristais de plagioclásio e quartzo imersos em matriz amarronzada.

fragmentos avermelhados imersos em matriz escura de granulação muito fina.

7.2.3.3 Ignimbritos

São formados por cristais e fenocristais de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, pseudomorfos de minerais ferro-magnesianos, titanita, zircão e minerais opacos que representariam as feições magmáticas, em matriz vítrea com textura de fluxo (eutaxítica) e porções lenticulares de composição quartzo feldspática (*fiamme*), além de fragmentos de quartzo e plagioclásio (**Prancha Fotográfica 12 – Fotomicrografia 4**). Os *fiamme* se amoldam em torno dos fragmentos e estão parcialmente cristalizados, resultando em esferulitos de crescimento perpendicular à parede da lente, definindo uma textura axiolítica (**Prancha Fotográfica 12 – Fotomicrografias 5, 6**). No interior da lente há esferulitos radiados e fragmentos de quartzo e de feldspato potássico. Há amostras com evidências de fluxo por escorregamento, dobras convolutas e laminações muito finas (**Prancha Fotográfica 13 – Fotomicrografia 1**). Diferentes tipos e estilos de alteração hidrotermal afetaram estas rochas, incluindo metassomatismo potássico, carbonatização fissural, sericitização e silicificação fissural (**Prancha Fotográfica 13 – Fotomicrografias 2, 3, 4**). O quartzo constitui cristais anedrais a subeudrais e fragmentos de cristais de aspecto límpido e extinção ondulatória. O embaçamento é muito comum, reflexo da reabsorção magmática. Também preenche fraturas, formando vênulas e agregados. O plagioclásio ocorre como cristais subeudrais que mostram geminação polissintética, leve zonamento e são afetados por saussuritização, sericitização, carbonatização e alteração potássica em intensidades variadas. O feldspato potássico se apresenta como fragmentos subeudrais a anedrais e também compõem a matriz, alguns com geminação *Carlsbad* e inclusões de titanita, apatita, clinozoisita e minerais opacos. Comumente foram afetados por sericitização e alteração para argilo-minerais. Os minerais ferro-magnesianos foram totalmente substituídos por clorita, epidoto e titanita, constituindo pseudomorfos. A titanita ocorre também disseminada, como cristais eudrais a anedrais, associados com epidoto, clorita e hematita e podem estar parcialmente substituídos por leucoxênio em agregados finos amarronzados. Os minerais opacos, além de se associar aos minerais ferro-magnesianos e à titanita, também preenchem fraturas irregulares e descontínuas.

A matriz compõe entre 60 e 70% da rocha, com fragmentos de cristais (plagioclásio, feldspato potássico e quartzo) e líticos entre 40 e 30%. Em menor volume ocorrem carbonato, sericita, hematita e titanita.

Prancha Fotográfica 12

Fotomicrografia 1 - Tufo de cristais com porções lenticulares com textura axiolítica (setas brancas) contendo plagioclásio (Pl) e minerais opacos (Opq) em matriz com esferulitos radiados. Fotomicrografia com analisador. **Fotomicrografia 2** - Detalhe de fragmento de quartzo com embaçamento produto da reação com a matriz finogranular em tufo de cristais. Fotomicrografia com analisador. **Fotomicrografia 3** - Material vítreo com presença de ripas de shards orientadas em tufo. Fotomicrografia sem analisador. **Fotomicrografia 4** - Detalhe de ignimbrito com textura eutaxítica indicada pelas setas. Fotomicrografia sem analisador. **Fotomicrografia 5** - Porção lenticular de fiamme com presença de esferulitos (Esf) nas bordas cristal de plagioclásio (Pl) em ignimbrito. A seta indica a textura axiolítica desenvolvida na parede do fiamme. Fotomicrografia com analisador. **Fotomicrografia 6** - Detalhe de fragmento de rocha com presença de fiamme em ignimbrito. Fotomicrografia sem

analisador.

Prancha Fotográfica 13

Fotomicrografia 1 - Estrutura de fluxo por escorregamento com dobras convolutas em tufo de cristais. Fotomicrografia sem analisador. **Fotomicrografia 2** - Cristal de plagioclásio afetado por metassomatismo potássico em ignimbrito. Fotomicrografia com analisador. **Fotomicrografia 3** - Carbonatização fissural em ignimbrito. Fotomicrografia com analisador. **Fotomicrografia 4** - Sericitização fissural e associada com a matriz em ignimbrito. Fotomicrografia com analisador.

7.2.4 Rochas hidrotermalizadas

Os estudos petrográficos permitiram definir os principais tipos e estilos de alteração hidrotermal que afetaram diversos litotipos amostrados das áreas de Castelo dos Sonhos e Novo Progresso (Pa). O metassomatismo potássico é o mais predominante no estilo pervasivo seletivo que atinge principalmente o plagioclásio, e se manifesta como substituições do cristal por feldspato potássico hidrotermal. De maneira geral o processo de saussuritização afetou vários dos litotipos, principalmente atingindo os cristais de plagioclásio, em diferentes graus de intensidade. A cloritização afeta principalmente os minerais ferromagnesianos, e às vezes, é acompanhada de carbonatação. Processos de intensa alteração hidrotermal, do tipo argílica

e sericitica, além da silicificação foram observados em um conjunto de amostras, representadas por diversos litotipos, principalmente de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, entre os quais sobressaem; dacitos, riolitos, e tufos. Como observado na **Prancha Fotográfica 14**, essas amostras apresentam texturas e cores muito similares às encontradas em sistemas magmáticos-hidrotermais do tipo epitermal. Cabe ressaltar a semelhança das amostras com numeração 7 e 10 com as amostras estudadas por Juliani *et al.* (2005) no depósito de Au-(Ag) *high-sulfidation*, V3 ou Botica Velho.

7.3 Caracterizações de Minerais de Alteração Hidrotermal em MEV

Rochas hidrotermalizadas de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos foram analisadas por microscopia eletrônica de varredura (MEV) visando caracterizar as fases minerais que compõem a alteração hidrotermal.

Alteração hidrotermal sericitica e argílica, dentre outras, afetaram os diversos litotipos, onde foram identificadas fases que compõem as suas respectivas assembleias minerais. Destaca-se a presença de muscovita, paragonita, pirofilita, caulinita, hematita e fosfatos (?), dentre outros (**Figs. 7.8, 7.9, 7.10**). Alguns deles representam o grupo dos minerais fosfato de alumínio e sulfato (APS), com conteúdo de elementos terras raras leves (Th, Ce, Nd, La) U e Zr. A presença de magnetita é comum em algumas das amostras analisadas, onde os cristais apresentam-se associados com a hematita formando texturas em treliça (**Fig. 7.11**). A **Tabela 7.1** lista as fases minerais identificadas com o uso do MEV em algumas amostras coletadas.

8 GEOQUÍMICA ELEMENTAL E ISOTÓPICA DOS LITOTIPOS DA REGIÃO DE NOVO PROGRESSO E CASTELO DOS SONHOS, PARÁ

Dentre as rochas estudadas e descritas petrograficamente no capítulo anterior, quarenta e três (43) amostras representativas foram analisadas para elementos maiores e traços, incluindo elementos terras raras, das quais seis (6) amostras foram analisadas para geoquímica isotópica no sistema Sm–Nd (**Anexo I**). O intuito principal desses estudos foi caracterizar quimicamente as principais unidades plutônicas e vulcânicas da região de estudo. As análises químicas de rocha total foram plotadas em diversos diagramas, incluindo diagramas classificatórios, de Harker, multielementais (*spidergrams*) e discriminantes de afinidade tectônica e fonte.

Prancha Fotográfica 14

Rochas fortemente hidrotermalizadas da área de Castelo dos Sonhos e Novo Progresso. Riolito (1), Riolito sericitizado e argilizado (2), Lapilli tufo silicificado (3), Tufo hidrotermalizado (4), Vulcânica epiclástica (?) hidrotermalizada (5), Tufo hidrotermalizado (6), Tufo hidrotermalizado (7), Brecha de conduto (8), Riolito (9), Dacito (10), Tufo (11), Riolito (12).

Figura 7.8: *Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV mostrando muscovita (1, 2, 8), pirofilita (3), hematita botroidal (5, 7, 9).*

Figura 7.9: *Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV mostrando muscovita (1, 2, 3), pirofilita (4, 5), caulinita (6), svanbergita (7, 8), brookita (9).*

Fig. 7.10: *Imagens de elétrons retroespalhados obtidas com uso de MEV mostrando Pirofilita (1, 2, 3, 4, 5), muscovita (6), fosfato (7), svanbergita (8), brookita (9).*

Fig. 7.11: *Fotomicrografia em luz refletida mostrando textura em treliça entre o cristal de magnetita (hospedeiro) e as lamelas de hematita (tons mais claros).*

As amostras representativas das rochas plutônicas incluem monzogranitos da Suíte Creporizão, sienogranitos da Suíte Maloquinha, um álcali-feldspato granito da Suíte Teles Pires e um pórfiro que foi tratado conjuntamente com as rochas plutônicas por possuir afinidade geoquímica com os monzogranitos. Já as amostras das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri compreendem andesitos, riolitos, rochas piroclásticas e ignimbritos, além de duas amostras de pórfiros que ocorrem associadas a essas rochas. Nas **Figuras 8.1 a 8.4** são apresentadas as localizações das amostras estudadas.

Tabela 7.1. Fases minerais identificadas por microscopia eletrônica de varredura.

Mineral	Fórmula química
Muscovita	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$
Paragonita	$\text{NaAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Pirofilita	$\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Hematita	Fe_2O_3
Corindon	Al_2O_3
Caulinita	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Svanbergita	$\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$
Brookita	TiO_2
Rutilo	TiO_2
Zircão	ZrSiO_4
Magnetita	FeFe_2O_4
Hematita	Fe_2O_3
Apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$
Apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$
Cloro apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$
Torianita (?)	Th, O, Si, P, Fe, Al, Ce, Ca, Zr
Fosfato (?)	O, Al, P, Sr, Fe, Ba, S, Ca, Ce
Fosfato (?)	O, Al, P, Ce, Th, Ca, S, Fe, Nd
Fosfato (?)	O, La, Al, Ce, P, S
Fosfato (?)	O, Th, Si, Al, P, Um Fe, Nd, Ca

8.1 Rochas Plutônicas

Oito (8) amostras de monzogranitos, quatro (4) amostras de sienogranitos, uma (1) amostra de álcali-feldspato granito e um (1) pórfiro perfazem as amostras representativas das rochas plutônicas da região estudada (**Figs. 8.1–8.4**).

8.1.1 Elementos Maiores

Nos diagramas classificatórios de rochas e séries magmáticas, as rochas estudadas podem ser classificadas como da série cálcio-alcálica de alto-K, metaluminosas a peraluminosas (algumas amostras dos sienogranitos), principalmente magnesianas e álcali-cálcicas (**Fig. 8.5**). Os monzogranitos plotam nos campos de quartzo monzonitos/granodioritos e granitos no diagrama TAS (total álcalis vs SiO_2), enquanto os sienogranitos e o álcali-feldspato granito plotam no campo dos granitos (**Fig. 8.5a**). Seguindo os parâmetros de Frost *et al.* (2001), os monzogranitos são metaluminosos ($\text{ASI} < 1.03$), incluindo a amostra de pórfiro, enquanto os sienogranitos tendem a ser levemente peraluminosos ($\text{ASI} < 1.08$). A amostra de álcali-feldspato granito, no entanto, tende ao campo peralcalino com valor de alcalinidade próximo a 1,0 (**Fig. 8.6d**). Os monzogranitos e o pórfiro associado plotam no campo de granitoides magnesianos e séries álcali-cálcicas (**Figs. 8.6e–8.6f**).

O conteúdo de sílica (SiO_2) das rochas plutônicas estudadas varia de 65,24 a 75,42 wt.%, nos quais os monzogranitos possuem os menores valores (entre 65,24 e 71,41 wt.%), com a amostra de pórfiro dentro desse intervalo, enquanto os sienogranitos e o álcali-feldspato granito contém entre 72,63 e 75,42 wt.%. Utilizando o conteúdo de sílica (SiO_2) como índice de diferenciação, podemos observar nos diagramas de Harker tendências de fracionamento e diferenciação magmática, principalmente para as amostras de monzogranito (**Fig. 8.6**). TiO_2 possui correlação negativa em relação à sílica e sugere fracionamento de titanita e óxidos de titânio (**Fig. 8.6a**). As correlações lineares negativas de Al_2O_3 , CaO e Na_2O em relação à sílica indicam fracionamento de plagioclásio (**Figs. 8.6b, 8.6e e 8.6f**). As duas amostras menos evoluídas (NP-060 e NP-078), ou seja, com menor conteúdo de sílica, mostram ainda correlação positiva de Al_2O_3 e Na_2O (**Figs. 8.6b e 8.6f**), indicando fracionamento inicial de plagioclásio mais cálcico, de mais alta temperatura, seguido de fracionamento de espécimes mais sódicas a medida que a temperatura do magma foi diminuindo. Correlação negativa de MgO e FeO_t (**Figs. 8.6c-d**) indicam fracionamento de minerais ferromagnesianos, tais como anfibólio e biotita, assim como a correlação negativa de P_2O_5 (**Fig. 8.6h**) sugere fracionamento de apatita. A correlação positiva de K_2O (**Fig. 8.6g**), por sua vez, corrobora com a indicação geral de evolução por cristalização fracionada dos monzogranitos, já que K comporta-se como elemento incompatível em magmas graníticos.

Os sienogranitos seguem a grosso modo a tendência observada nos monzogranitos com os maiores valores de K_2O e os menores teores de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , $FeOt$, CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 , assim como a amostra de álcali-feldspato granito (**Fig. 8.6**).

Figura 8.1. Mapa geológico da região de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos com a localização das amostras analisadas para geoquímica. Amostras com contorno amarelo indicam amostras metassomatizadas. Detalhes (1, 2 e 3) com os nomes das amostras são

apresentados nas **Figuras 8.2, 8.3 e 8.4**. Para legenda das unidades geológicas ver **Figura 7.1**.

Figura 8.2. Detalhe 1 da localização das amostras analisadas. Ver Figura 8.1 para localização do detalhe. Para legenda das unidades geológicas ver **Figura 7.1** e para legenda dos pontos ver **Figura 8.1**. Notar amostras com contorno amarelo, indicando amostras com metassomatismo.

8.1.2 Elementos Menores e Terras Raras

As amostras analisadas foram plotadas em diagramas multi-elementais normalizados a condrito e manto primitivo (valores normalizados de McDonough & Sun, 1995). No diagrama multi-elemental de terras raras normalizados ao condrito (**Fig. 8.7**), os monzogranitos são moderadamente fracionados ($(La/Yb)_N=16,35-28,19$), possuem modesta

anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,543\text{--}0,721$). A amostra de pórfiro associada aos monzogranitos também é moderadamente fracionada ($(\text{La}/\text{Yb})_N=23,96$), porém possui teores menores de elementos terras raras ($\text{SumETR}_s=145,75$) em relação aos monzogranitos ($\text{SumETR}_s=188,16\text{--}267,92$) e fraca anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,901$) (ver tabela no **Anexo I**). O padrão multi-elemental de elementos traços normalizados ao manto primitivo observado nos monzogranitos concorda com o padrão do pórfiro associado e é caracterizado por anomalias negativas de Nb e P, e pouco acentuadas anomalias positivas de Pb e Zr (**Fig. 8.7**).

Figura 8.3. Detalhe 2 da localização das amostras analisadas. Ver Figura 8.1 para localização do detalhe. Para legenda das unidades geológicas ver Figura 7.1 e para legenda dos pontos ver Figura 8.1.

As amostras de sienogranitos também são moderadamente fracionadas ($(\text{La}/\text{Yb})_N=10,08\text{--}27,32$) e possuem acentuadas anomalias negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,111\text{--}0,681$), enquanto o álcali-feldspato granito representa a amostra menos fracionada ($(\text{La}/\text{Yb})_N=8,45$) e acentuada anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,464$) (**Fig. 8.7**). Ademais, duas amostras de sienogranitos possuem baixos teores de elementos terras raras ($\text{SumETR}_s<153,30$) (ver tabela no **Anexo I**). Já os diagramas multi-elementais normalizados

ao manto primitivo, demonstram fortes anomalias negativas de Ba, Nb, Sr–P e Eu–Ti e anomalias positivas de Pb para os sienogranitos e para a amostra de álcali-feldspato granito.

Figura 8.4. Detalhe 3 da localização das amostras analisadas. Ver Figura 8.1 para localização do detalhe. Para legenda das unidades geológicas ver Figura 7.1 e para legenda dos pontos ver Figura 8.1.

8.2 Rochas Vulcânicas e Vulcanoclásticas

Vinte e seis (27) amostras de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e duas (2) amostras de pórfiros associadas foram analisadas para litoquímica (**Figs. 8.1–8.4**).

8.2.1 Elementos Maiores

As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas estudadas, de um modo geral, podem ser classificadas como rochas cálcio-alcálicas de alto-K a shoshoníticas, metaluminosas e peraluminosas (**Fig. 8.8**). No diagrama de Total Álcalis versus SiO₂, os andesitos, duas amostras de rocha piroclástica, duas amostras de riolitos e uma amostra de ignimbrito (nomes petrográficos) plotam nos campos de traquiandesitos e traquidacitos, enquanto a maioria dos riolitos e ignimbritos plotam no campo de riolitos ricos em álcalis (**Fig. 8.8a**).

Figura 8.5. Diagramas classificatórios para as rochas plutônicas estudadas. a) Diagrama Total álcalis versus SiO_2 de Cox et al. (1979); b) Diagrama SiO_2 versus K_2O de Pecerillo & Taylor (1976); c) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971); d) Diagrama Índice de saturação em alumina (ASI) versus $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$ de Frost et al. (2001); e) Diagrama Fe^* versus SiO_2 de Frost et al. (2001) ($\text{Fe}^* = \text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$); f) Diagrama MALI versus SiO_2 de Frost et al. (2001) ($\text{MALI} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$).

Figura 8.6. Diagramas Harker para as rochas plutônicas, utilizando SiO_2 como índice de fracionamento. Para legenda ver **Figura 8.5**.

Figura 8.7. Diagramas multi-elementais normalizados a condrito e manto primitivo para as rochas plutônicas estudadas. Os valores utilizados para a normalização são de McDonough & Sun (1995).

No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), a tendência de fracionamento é compatível com a série de magmas cálcio-alcálicos (**Fig. 8.8b**), já no diagrama K_2O versus SiO_2 , a maioria das amostras plotam na série shoshonítica com os termos mais evoluídos mostrando tendência à série cálcio-alcálica de alto-K (**Fig. 8.8c**). Segundo a classificação de Frost *et al.* (2001), os traquiandesitos e traquidacitos seriam derivados de magmas metaluminosos com índices de alcalinidade menores ($MALI > 1.4$) e os riolitos e ignimbritos tenderiam a magmas levemente peraluminosos (**Fig. 8.8d**). Os pórfiros associados às rochas vulcânicas e vulcanoclásticas possuem composições traquidacíticas de alto Si, correspondente à série shoshonítica levemente peraluminosa (**Fig. 8.8**).

Em termos de teores de SiO_2 , os traquiandesitos e traquidacitos variam de 60,19 a 64,78 wt.% e representam os espécimes menos evoluídos da série, enquanto os riolitos e ignimbritos possuem SiO_2 variando entre 69,73 e 76,4 wt.% (**Fig. 8.9** e **Anexo I**). Os pórfiros representam composições intermediárias entre os grupos menos e mais evoluídos

(traquiandesitos/traquidacitos e riolitos/ignimbritos, respectivamente). Nos diagramas de Harker podemos observar correlação negativa de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO_t , CaO e P_2O_5 em relação a SiO_2 (**Fig. 8.9**). No entanto, dois padrões distintos de diferenciação magmática podem ser vinculados aos grupos menos e mais evoluídos. O grupo de traquiandesitos/traquidacitos possuem correlação negativa com maior pendente de MgO , FeO_t e CaO se comparada ao grupo de riolitos/ignimbritos (**Fig. 8.9**). Em relação ao Al_2O_3 e Na_2O , os traquiandesitos/traquidacitos possuem correlação positiva com SiO_2 , indicando fracionamento de plagioclásio cálcico nesse grupo. No grupo de riolitos/ignimbritos, a tendência de fracionamento segue com plagioclásios mais sódicos. A correlação negativa de maior pendente para os traquiandesitos/traquidacitos indica ainda maior fracionamento de minerais ferromagnesianos, como por exemplo, piroxênio. Por outro lado, a dispersão dos dados de K_2O em relação a SiO_2 (**Fig. 8.9**), sugere influencia de metassomatismo potássico principalmente nas rochas mais evoluídas.

Figura 8.8. Diagramas classificatórios para as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas estudadas. a) Diagrama Total álcalis versus SiO_2 de Cox et al. (1979); b) Diagrama SiO_2 versus K_2O de Pecerrillo & Taylor (1976); c) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971);

d) Diagrama Índice de saturação em alumina (ASI) versus $Al/Na+K$ de Frost et al. (2001).
Legenda por nomes petrográficos.

8.2.2 Elementos Menores e Terras Raras

Os dois grupos definidos com base nos diagramas de classificação e elementos maiores, também possuem diferenças marcantes em relação aos elementos menores e terras raras. No diagrama multi-elemental normalizado ao condrito, os traquiandesitos/traquidacitos possuem fracionamento leve a moderado ($(La/Yb)_N=10,95-21,58$) e anomalia de Eu incipiente ($Eu/Eu^*=0,711-0,963$) (**Fig. 8.10** e **Anexo I**). As amostras de pórfiro mostram-se mais compatíveis com os padrões de terras raras do grupo de traquiandesitos/traquidacitos, porém apresentam-se próximos aos valores superiores de fracionamento ($(La/Yb)_N=18,17-20,96$) e anomalias de Eu um pouco mais acentuadas ($Eu/Eu^*=0,674-0,814$). Vale ressaltar ainda que uma das amostras de pórfiro (NP-095) apresenta anomalia negativa de Ce (**Fig. 8.10**). Os riolitos/ignimbritos, por sua vez, também possuem padrões de terras raras normalizados ao condrito leve a moderadamente fracionados ($(La/Yb)_N=10,47-27,57$), porém são caracterizados por anomalias de Eu mais acentuadas ($Eu/Eu^*=0,313-0,840$) (**Fig. 8.10**). A amostra de rocha piroclástica associada a esse grupo também possui anomalia negativa de Ce (**Fig. 8.10**).

Em relação aos diagramas multi-elementais normalizados ao manto primitivo, o grupo dos traquiandesitos/traquidacitos possuem anomalia negativa de Nb-Ta e anomalia positiva de Zr, com anomalias negativas de Sr e P para as amostras de pórfiro (**Fig. 8.10**). Já para o grupo dos riolitos/ignimbritos, anomalias negativas de Ba, Nb-Ta, Sr-P e Eu-Ti são importantes, assim como as anomalias positivas de Pb (**Fig. 8.10**).

8.3 Afinidade Tectônica e Fontes Magmáticas

Mesmo considerando a heterogeneidade das rochas estudadas na região de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos, algumas considerações sobre a afinidade tectônica dessas rochas e possíveis fontes magmáticas podem ser levantadas. Nos diagramas de discriminação tectônica propostos por Pearce *et al.* (1984), a maioria das amostras analisadas plotariam no campo dos granitoides de arco vulcânico (diagramas não mostrados). No entanto, no diagrama multi-catiônico R1-R2 de “de la Roche” proposto por Batchelor & Bowden (1985), as amostras de andesitos e piroclásticas do grupo dos traquiandesitos/traquidacitos plotam no

Figura 8.9. Diagramas Harker para as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, utilizando SiO_2 como índice de fracionamento. Para legenda ver **Figura 8.8**.

campo dos granitoides pós-colisionais tendendo a granitoides de subducção. Os monzogranitos da Suíte Creporizão, por sua vez, plotam no campo de granitoides tardi-orogênicos, seguidos pelo resto das amostras que tendem ao campo dos granitoides anorogênicos, com os sienogranitos tendendo ao campo dos granitoides anatéticos (**Fig. 8.11a**). Segundo os diagramas de discriminação tectônica para rochas vulcânicas e vulcanoclásticas propostos por Schandl & Gordon (2002), as rochas estudadas pertencentes ao Grupo Irii estariam associadas a um contexto de margem continental ativa (diagramas não mostrados), caracterizados por razões Th/Ta altas a moderadas.

Figura 8.10. Diagramas multi-elementais normalizados a condrito e manto primitivo para as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas estudadas. Os valores utilizados para a normalização são de McDonough & Sun (1995). Legenda por nomes petrográficos.

Elementos traços também são amplamente usados como indicadores de derivação crustal ou mantélica para os magmas. Plank (2005) propôs a razão Th/La como indicador de

fontes magmáticas. Segundo o autor, as razões Th/La do manto são geralmente baixas ($\text{Th/La} < 0,2$), mesmo considerando sua grande heterogeneidade, enquanto as razões Th/La da crosta continental são mais altas ($\text{Th/La} > 0,2$ – com estimativas de crosta continental total: $\text{Th/La} = 0,27 \pm 0,05$ e crosta continental superior: $\text{Th/La} = 0,33 \pm 0,05$). Desse modo, as amostras estudadas apresentam assinaturas de crosta média a superior. As amostras de monzogranitos possuem Th/La compatíveis com a crosta média, assim como a maioria das amostras vulcânicas e vulcanoclásticas associadas ao grupo de traquiandesitos/traquidacitos, incluindo os pórfiros, com poucas amostras tendendo a assinaturas de crosta inferior (**Fig. 8.11b**). Já as rochas do grupo de riolitos/ignimbritos possuem assinaturas de crosta superior (**Fig. 8.11b**). Utilizando-se ainda de outras razões de elementos traço, tais como Y/Nb, Th/Ta e Ce/Pb, para discriminar entre reservatórios de magmas de ilhas oceânicas e arcos convergentes (Moreno *et al.*, 2014), a grande parte das amostras plotam nos campos de reservatório de crosta continental mas tendem, em geral, ao campo dos arcos convergentes (**Fig. 8.11c–e**).

Figura 8.11. Diagramas discriminantes de fontes magmáticas e tectônicas. a) Diagrama discriminante tectônico R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985); b) Diagrama discriminante de fonte utilizando a razão Th/La de Plank (2005); c-e) Diagramas discriminantes de fonte baseados em elementos traço de Moreno *et al.* (2014). Para legendas ver **Figura 8.5** e **Figura 8.8**.

8.4 Breves Considerações sobre o Hidrotermalismo das Rochas Vulcânicas

Como descrito e discutido no capítulo anterior, as rochas estudadas da região de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos apresentam texturas e feições desenvolvidas pelo efeito de eventos hidrotermais, onde se destaca o metassomatismo potássico, que atinge os diversos litotipos em estilos diferentes. Dentre as rochas fortemente metassomatizadas, doze (12) amostras, incluindo riolitos, tufos e brechas, foram analisadas quimicamente com o intuito de observar as modificações químicas impostas a essas rochas (ver **Anexo I**). O estudo preliminar desses dados permitiu observar a grande lixiviação de Na_2O e CaO , com a maioria das amostras apresentando teores abaixo do limite de detecção do método aplicado (0,01 wt. %), e o considerável enriquecimento de K_2O , SiO_2 e H_2O em grande parte das amostras. Esse enriquecimento estaria relacionado com a presença de minerais típicos da assembleia de alteração argílica avançada, incluindo muscovita, paragonita, pirofilita, caulinita, além de svanbergita, dentre outros, identificados pelas análises de MEV. Cabe ressaltar também a presença de minerais do grupo fosfato de alumínio e sulfato (APS) que contem elementos terras raras leves (Th, Ce, Nd, La). Em amostras de riolito, menos alteradas em comparação com as doze supracitadas, também atingidas por carbonatação, foi identificado o mineral piemontita. Esse mineral, junto com carbonato de manganês é característico de alguns depósitos epitermais do tipo *intermediate-sulfidation*. As características geoquímicas dos litotipos estudados das áreas de Castelo dos Sonhos e Novo Progresso, a caracterização petrográfica das unidades, incluindo os pórfiros, os tipos e estilos de alteração hidrotermal e mineralogia associada, permitem inferir a existência de um potencial metalogenético significativo para possíveis ocorrências de mineralizações magmático-hidrotermais do tipo pórfiro e epitermais (*high–*, *intermediate–* e *low–sulfidation*) na região sul da Província Mineral do Tapajós.

8.5 Geoquímica Isotópica Sm–Nd

Dados isotópicos de Nd para amostras de monzogranito, diorito e riolito da área de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos são apresentados na **Tabela 8.1**. Os conteúdos de Sm são mais expressivos em amostras de monzogranito (NP-60) (7,24 ppm) e de riolito (7,14 ppm), mas o valor de Nd também é maior nas amostras de monzogranito (NP-60, NP-153) com valores de 47,51 ppm e 52,03 ppm, respectivamente. As idades modelo do manto empobrecido (De Paolo, 1981) mostram valores de 1,91 a 2,4 Ga para os monzogranitos. Os monzogranitos (NP- 007B, NP- 019B) apresentam valores de idade modelo de 2,5 e 2,4 Ga, respectivamente, e no caso do metadiorito é de 2,5 Ga. O riolito mostra o valor mais elevado de idade modelo do manto empobrecido, sendo de 2,8 Ga.

Na ausência de idades de cristalização, optou-se por calcular os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ para $t = 1,88$ Ga, considerando-se a origem destas rochas como relacionadas ao evento magmático Parauari. O diagrama de evolução de $^{143}Sm/^{144}Nd$ com o tempo (**Fig. 8.12**) para o conjunto de amostras apresenta valores de ϵ_{Nd} negativos que representam importante contaminação de crosta continental. O valor de T_{DM} de 2,8 Ga para a amostra de riolito (NP-39B) sugere fonte arqueana, com proporções diferentes de contaminação crustal em comparação com os restantes das amostras. Por sua vez, uma amostra de monzogranito (NP-153) tem valor positivo de ϵ_{Nd} , sugerindo tratar-se de material juvenil formado no paleoproterozoico (**Fig. 8.12**).

As razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ variam entre 0,06 e 0,11, em concordância com teores de rochas de crosta continental; valores estes comparáveis àqueles encontrados na região São Félix do Xingu (**Tabela 8.1**) para as rochas da Formação Santa Rosa, correspondentes a fluxos de lava riolíticos e ignimbritos. Estas amostras apresentam afinidade geoquímica do Tipo A, anorogênico e crustal, composicionalmente peraluminosas, e com características transicionais entre subalcalina e alcalina (Fernandes *et al.*, 2011). Também os valores das razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ para as rochas da crosta continental são comparáveis com aqueles encontrados nas rochas da Formação Sobreiro, representada por derrames de andesito e riolito metaluminosos de alto potássio, com semelhanças geoquímicas com granitoides cálcio-alcalinos de arco magmático (Fernandes *et al.*, 2011) e com amostras da Província do Tapajós (Sato, 1998). O diagrama de crescimento isotópico para Nd no estágio único (*single-stage*), da **Figura 8.13**, agrupa amostras da área de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos, além de amostras da região São Félix do Xingu. As amostras de ambos os grupos apresentam em sua maioria valores de ϵ_{Nd} negativos e idades T_{DM} entre 2,4 e 2,9 Ga, e plotam no campo isotópico evolutivo do embasamento arqueano, o que indicaria a sua geração a partir de fontes crustais arqueanas e subordinadamente do paleoproterozoico, como se observa na **Tabela 8.1**. Uma amostra de monzogranito (NP-153) apresenta valor de ϵ_{Nd} positivo e idade modelo T_{DM} de 1,91 Ga, o que reflete a sua natureza juvenil.

Tabela 8.1. Valores isotópicos de Nd de amostras da área de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos e das formações Santa Rosa e Sobreiro, na região de São Félix do Xingu (PA), do depósito de Au–(Cu) do Palito e de amostras da área do Tapajós.

Área	Amostra	Tipo de Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}} (0)$	$\epsilon_{\text{Nd}} (1,88\text{Ga})$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$
Novo Progresso (1)	NP-007B	Monzogranito	5,181	35,131	0,0892	0,511048	–0,55	–31,0	–5,24	2,5
	NP-019B	Monzogranito	4,684	32,822	0,0863	0,511030	–0,56	–31,4	–4,89	2,4
	NP-153	Monzogranito	5,590	52,030	0,0649	0,511180	–0,67	–28,4	+3,16	1,9
	NP-020	Diorito	4,255	24,851	0,1035	0,511245	–0,47	–27,1	–4,82	2,5
	NP-39B	Riolito	7,138	39,681	0,1087	0,511103	–0,45	–29,9	–8,84	2,8
	NP-60	Monzogranito	7,245	47,505	0,0922	0,511152	–0,53	–28,9	–3,93	2,4
SFX (2)	SR-319	Álcali riolito	13,9	84,1	0,10021	0,511148	–0,49	–29,1	–5,80	2,5
	SR-42	Álcali riolito	39,3	259,9	0,09149	0,510946	–0,53	–33,0	–7,64	2,6
	SR-24a	Álcali riolito	17,7	112,1	0,09529	0,510954	–0,52	–32,9	–8,42	2,7
	SR-51a	Álcali riolito	8,7	46,6	0,11335	0,511188	–0,42	–28,3	–8,21	2,8
	SR-251	Álcali riolito	9,9	62,0	0,09646	0,510863	–0,51	–34,7	–10,49	2,8
	S-122a	Andesito	2,9	17,0	0,10501	0,511095	–0,47	–30,1	–8,00	2,7
	S-126	Andesito	4,2	23,8	0,10717	0,511099	–0,46	–30,0	–8,45	2,8
	S-78	Andesito	3,3	18,6	0,10686	0,511036	–0,46	–31,2	–9,61	2,9
Depósito de Au–(Cu) do Palito (3)	CJ-80 (Palito)	Granito	10,4	54,2	0,11608	0,511585	–0,41	–20,5	–1,9	2,3
	SER-11a (Rio Novo)	Granito	6,4	37,4	0,10396	0,511490	–0,47	–22,4	–1,0	2,1
	Fofoquinha	Granodiorito	10,2	53,8	0,11474	0,511502	–0,42	–22,1	–3,2	2,3
	SER-08	Granodiorito	12,6	68,0	0,11190	0,511561	–0,43	–21,0	–1,4	2,2
	CJ-64	Pórfiro	1,7	10,2	0,10218	0,511511	–0,48	–21,9	–0,2	2,1
	CJ-72	Pórfiro	1,8	9,6	0,11473	0,511682	–0,41	–18,7	+ 0,3	2,1
	SER-34	Gabro	3,4	16,3	0,12471	0,511676	–0,37	–18,8	–2,1	2,3
	SER-41a	Gabro	3,9	17,6	0,13271	0,511778	–0,33	–16,8	–2,0	2,4
Tapajós (4)	MA-5	Tonalito	9,02	45,1	0,1209	0,511773	–0,39	–16,9	+1,30	2,1
	MA-13	Tonalito	9,4	46,4	0,1222	0,511749	–0,38	–17,3	+0,52	2,2
	CR-16	Granito	8,4	56,5	0,0895	0,510741	–0,54	–37,0	–11,30	2,9
	CR-09	Granito	10,4	67,4	0,0934	0,511281	–0,52	–26,5	–1,70	2,2

(1) Este trabalho, (2) Fernandes et al., 2011, (3) Echeverri-Misas (inédito), (4) Sato (1998). Abreviações: SFX (São Félix do Xingu); SR (Formação Santa Rosa); Sob (Formação Sobreiro).

A amostra NP-153, corresponde petrograficamente a um monzogranito e com características semelhantes às da amostra NP-60, mas com forte epidotização e texturalmente mais grossa. Em relação aos valores $f_{\text{Sm/Nd}}$ em rochas da crosta continental, compilados por Bem Othman *et al.* (1984), e que apresentam variação entre $-0,60$ e $0,0$, o valor da amostra NP-153 está fora deste intervalo, mostrando um valor de $-0,67$. Este valor poderia estar refletindo uma anomalia isotópica, se considerar o seu comportamento diferente do outro grupo de amostras analisadas.

Figura 8.12. Diagrama ϵ_{Nd} versus T (Ga) da evolução isotópica de Nd segundo modelo de DePaolo (1981) de amostras da área de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos (PA).

Em relação à possibilidade da presença de crosta de idade arqueana no embasamento da Província Mineral do Tapajós, Sato (1998) argumenta que não foram, por enquanto, encontradas evidências que comprovassem esta afirmação. Por sua vez, na Província Amazônia Central, a evidência isotópica demonstra que um componente mantélico é

constituente de uma porção significativa da crosta arqueana acrescida (Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996; Teixeira *et al.*, 2002). Se considerarmos a **Figura 8.13** é possível observar como as amostras da área do Castelo dos Sonhos ficam agrupadas na faixa correspondente ao embasamento arqueano, o qual poderia indicar que na Província Mineral do Tapajós, também houve participação de crosta arqueana na geração dos magmas que deram origem nas rochas dessa região. Recentemente, Carneiro *et al.* (2013) e Juliani *et al.* (2013, 2014) sugeriram a presença de estruturas E–W que cortam o embasamento arqueano na Província Mineral de Carajás e que apresentam continuidade em direção oeste até a Província Mineral do Tapajós.

Figura 8.13. Diagrama de crescimento isotópico de Nd no estágio único (*single-stage*) para amostras das áreas de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos, na Província do Tapajós, e da área de São Félix do Xingu, na Província Amazônia Central.

Dados isotópicos de Nd para amostras representativas de granitoides, pórfiro granítico e rocha básica da Mina do Palito são apresentados na **Tabela 8.1**. As idades modelo baseadas no manto empobrecido de DePaolo (1981) mostram valores entre +2,2 e +2,4 Ga para os granitos Palito e Rio Novo (sienogranito e monzogranito, respectivamente) e para o Granodiorito Fofuquinha. Por sua vez, os pórfiros graníticos apresentam valor médio de 2,1 Ga, e as rochas básicas no intervalo entre +2,3 e +2,4 Ga. Valores de ϵ_{Nd} ($t = 1,88$ Ga) também foram determinados para este conjunto de amostras: os granitoides apresentam valores entre -3,2 e -1,0, os pórfiros graníticos entre -0,2 e +0,3 e nas rochas básicas entre -2,1 e -2,0. Estes resultados sugerem que os magmas mantélicos cálcio-alcalinos foram fracamente contaminados por crosta continental paleoproterozoica, ou até mesmo arqueana, durante a fase final da orogênese do tipo andina, razão que explicaria a oscilação positiva e negativa nos valores de ϵ_{Nd} (**Tabela 8.1** e **Fig. 8.14**).

Figura 8.14. Diagrama ϵ_{Nd} versus T (Ga) da evolução isotópica de Nd segundo modelo de DePaolo (1981) de amostras da área do depósito de Au-(Cu) do Palito, na Província Mineral do Tapajós.

9 DISCUSSÃO

O evento vulcano–plutônico Uatumã *sensu lato* abrange uma área de 1.100.000 km². Este evento tem distribuição maior que a do vulcano–plutonismo da *Sierra Madre Occidental* (México), que cobre uma área > 500.000 km². Na parte sul do Cráton Amazônico Juliani *et al.* (2008; 2009) propuseram a existência de um possível zoneamento metalogenético que estaria associado ao desenvolvimento de eventos vulcano–plutônicos entre 2,0 e 1,88 Ga, gerados por subducção contínua de placa oceânica de sul para norte, que culminaram com atividades vulcânicas fissurais e granitogênese do Tipo A a *ca.* 1,87 Ga. Na porção sul da Província Mineral do Tapajós tem sido descritas diversas ocorrências de alterações hidrotermais e de mineralizações magmáticas–hidrotermais epitermais de metais preciosos (*high-*, *intermediate-* e *low-sulfidation*) e do tipo pórfiro, principalmente de Au–(Cu) e de Cu–Mo associadas ao evento Uatumã *sensu lato* (**Tabela 1**).

Klein *et al.* (2012) consideraram o evento magmático Uatumã como uma província ígnea silícea ou *SLIP* (*Silicic Large Igneous Province*). Esses autores atribuem essa classificação ao evento magmático Uatumã com base na distribuição da área afetada e algumas características que incluem a assinatura química (magmatismo do Tipo A, associações cálcio-alcalinas e transicionais) e a presença de mineralizações magmáticas–hidrotermais.

Durante o Paleoproterozoico, em particular em *ca.* 1,8 Ga é registrada a presença de grandes províncias ígneas (*LIPs*) (**Fig. 9.1a**), coincidentes com um período importante de crescimento crustal (**Fig. 9.1b**), quando houve desenvolvimento de alguns depósitos do tipo pórfiro de cobre e epitermais (**Fig. 9.1c**), principalmente ao redor de 1,8 Ga. O relacionamento genético entre esses dois tipos de depósitos, compondo um sistema hidrotermal, foram claramente estabelecidos, por exemplo, por Arribas Jr. (1995), Hedenquist *et al.* (1998) e Sillitoe (2010), entretanto, a preservação das mineralizações epitermais, em função dos níveis crustais de formação, são de mais difícil preservação devido ao intemperismo e à erosão. Estas características são consistentes como as mineralizações observadas no evento Uatumã *sensu lato* (Juliani *et al.*, 2005, Echeverri-Misas, 2010), mas essa província se destaca pelo excepcional nível de preservação, não tendo sido significativamente afetada por processos deformacionais e metamórficos, nem tampouco pelo intemperismo e erosão (Juliani *et al.*, 2005).

Figura 9.1. Variação secular das características da Terra no intervalo 3,0 a 1,2 Ga. Coluna (a) Distribuição temporal das grandes províncias ígneas (LIPs) mostradas como séries de tempo (Abbott & Isley, 2002) e intervalo de 100 Ma (com base nos dados compilados por Ernst & Buchan, 2001). O eixo de altura refere-se à altura do pico formado pela adição de gaussianas definidas por idades e erros destas (segundo Abbott & Isley, 2002); Coluna (b), segundo Condie (2000), representada pelo volume escalonado da crosta continental, onde a abundância é proporcional à distribuição em área de províncias com idade juvenil em conformidade com suas respectivas áreas proporcionais dos continentes; Coluna (c) Distribuição de diferentes tipos de depósitos minerais (segundo Groves et al., 2005). Linha pontilhada representa número cumulativo de minerais que ocorrem no planeta (baseado em Hazen et al., 2008). Em relação com a ocorrência dos depósitos epitermais (*), há uma relação genética entre estes e os do tipo pórfiro. (Modificado de Reddy & Evans, 2009). A

área retangular indica a faixa de 1,8 Ga, período no qual foi desenvolvido o magmatismo Uatumã.

A mineralização epitermal *high-sulfidation* de Au–(Ag) descrita por Juliani *et al.* (2005) apresenta características geológicas, mineralógicas e de isótopos estáveis muito semelhantes às desenvolvidas em sistemas epitermais *high-sulfidation* cenozoicos, como as presentes no Distrito Aurífero de Yanacocha, no Peru, com um complexo de domos andesíticos localizado dentro de um cinturão vulcânico terciário e com presença de *pipes* de brechas hidrotermais que contém altos teores de ouro (> 3,0 g/t) e significativos de prata (Harvey *et al.*, 1999; Teal & Benavides, 2010). Já o depósito aurífero epitermal de Rodalquilar, na Espanha, ocorre associado a um complexo de caldeiras cuja evolução inclui a colocação de intrusões andesíticas rasas tardias responsáveis pelo fornecimento de fluidos hidrotermais que geraram a mineralização epitermal (Arribas, 1995). Outro exemplo é a mineralização epitermal de Au–Cu–Ag em Summitville, Colorado (EUA), hospedada em um corpo de quartzo latito porfirítico, é associada a uma zona de alteração com *vuggy sílica* em um complexo de caldeiras (Stoffregen, 1987; Rye, 1993). Podemos citar também o depósito do Lepanto, Filipinas, que apresenta mineralização epitermal de Cu–Au hospedada principalmente em brechas vulcânicas e pórfiros dacíticos (Hedenquist *et al.*, 1998).

Mineralizações, ou indícios de mineralizações desse tipo tem sido descritas nos últimos anos na Província Mineral do Tapajós. Nessa província, as mineralizações se encontram bem preservadas, com deformações pouco importantes e ausência de metamorfismo. Isso contrasta com o observado em outras mineralizações epitermais antigas, como as deformadas e metamorfasadas, de Enåesen (Suécia), paleoproterozoica e em fácies granulito (Hallberg, 1994). Outro exemplo é a mineralização do depósito Hope Brook Mine (Canadá), neoproterozoica e na fácies anfibolito (Dubé *et al.*, 1998).

Parte das rochas vulcânicas do Grupo Iriri se associam geneticamente a complexos de caldeiras vulcânicas e a mineralização epitermal *high-sulfidation* de Au–(Ag) é principalmente hospedada no *silica cap* e em cones de brechas hidrotermais. Este depósito apresenta diversos halos de alteração hidrotermal gradacionalmente distribuídos em diferentes níveis de profundidade, com zonas de alteração argílica avançada com quartzo e alunita e enargita–luzonita e covellita. Essa mineralização, quando, comparada com outros depósitos epitermais, apresenta diferenças e semelhanças, pois em Rodalquilar e Summitville a mineralização ocorre na zona de *vuggy sílica*, mas em Lepanto é na zona silicificada e de alteração argílica avançada com alunita e quartzo onde se concentra a mineralização.

Corpos intrusivos de pórfiros, granófiros e granitos cálcio-alcalinos de idades entre 1,89 a 1,87 Ga fazem parte do sistema magmático que gerou a mineralização *high-sulfidation* no Tapajós. Essas rochas foram afetadas por metassomatismo potássico e alteração hidrotermal propilítica e sericítica, semelhantes ao descrito no Granito Batalha (Juliani *et al.*, 2002) e com as hospedeiras do pórfiro de Au–(Cu) do Palito (Echeverri-Misas, 2010). Essas mineralizações se desenvolveram nos estágios finais do evento magmático Parauari, como indicado pela idade de cristalização da alunita em 1,869 Ga. O resfriamento prolongado deste sistema é registrado no intervalo de idade entre 1,869 e 1,846 Ga, o qual também segundo Giuliani *et al.* (2005) poderia refletir um processo de *resetting* parcial do *Ar* radiogênico no sistema isotópico K–Ar. A estabilidade do sistema isotópico deve-se ao metamorfismo regional que alcançou no máximo as fácies zeólita e prehnita–pumpellyita. Após a mineralização falhas rúpteis NW–SE deformaram as rochas vulcânicas epiclásticas, desenvolvendo foliações locais pouco intensas, com idade da alunita recristalizada de 1,805 Ga, em evento deformacional que pode estar relacionado às orogêneses Rio Negro (1,86 – 1,52 Ga) ou Rondônia – Juruena (1,76 – 1,47 Ga) (Juliani *et al.*, 2005). Não são registrados efeitos metamórficos pós-mineralização sobre o sistema isotópico do enxofre na pirita e alunita, o qual é condizente com a falta de recristalização na maioria das amostras analisadas. Inclusive nesta mineralização não foram observados possíveis efeitos pós-mineralização causados por diversos eventos orogênicos descritos por Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000) na porção sudoeste da Província Mineral do Tapajós. Uma idade de alunita supergênica de $51,3 \pm 0,1$ Ma indica que não houve soterramento intenso da mineralização *high-sulfidation*, nem tampouco erosão, desde 1,805 Ga, quando o *front* erosional do Cráton Amazônico.

O nível crustal perto da superfície onde os depósitos epitermais são formados os torna mais suscetíveis à erosão, principalmente aqueles localizados em centros vulcânicos mais recentes, por exemplo, do Terciário (Taylor, 2007). Entretanto, a presença de alguns depósitos epitermais mais antigos, como do Paleoproterozoico da Província Mineral do Tapajós, levanta algumas questões relacionadas à sua preservação. Neste caso, Giuliani *et al.*, (2003, *apud* Giuliani *et al.*, 2005) apontam como um possível mecanismo de preservação da mineralização do tipo *high-sulfidation* o desenvolvimento de bacias *pull apart* rasas em zonas de cisalhamento de direção NW–SE. O rápido soterramento propiciou a cobertura da mineralização por sedimentos fluviais e marinhos rasos, ainda no Paleoproterozoico.

A Província Mineral do Tapajós é a região com a maior produção de ouro do país nas últimas três décadas do século passado, com uma estimativa não oficial de 750 toneladas até o ano 2000 (Santos *et al.*, 2001). Dessa produção a atividade garimpeira foi decisiva na lavra dos depósitos de ouro concentrados em aluviões e coluviões. Uma vez que os depósitos filonianos são pouco expressivos, pode-se supor que a fonte do ouro secundária pode ter sido as vulcânicas com mineralizações epitermais.

A mineralização de Cu–Mo–(Au) epitermal *low-sulfidation* com superimposição de mineralização do tipo pórfiro se encontra associada a duas seqüências de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas a intermediárias, além de rochas epiclásticas, brechas de conduto, diques e *stocks* de pórfiros riolíticos (Corrêa-Silva, 2002; Aguja-Bocanegra, 2013). Estas seqüências fazem parte de uma estrutura vulcânica associada a uma depressão topográfica interpretada como remanescente de uma caldeira vulcânica (Aguja-Bocanegra, 2013). Segundo Heald *et al.* (1987) as caldeiras são estruturas nas quais podem ser desenvolvidos sistemas magmáticos hidrotermais dos tipos *low-sulfidation* e pórfiro por sua localização sobre condutos hidrotermais que facilitam a circulação de fluidos

Características que incluem tipo de rocha hospedeira, tipo e estilo da alteração hidrotermal, mineralogia da alteração e do minério nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas mostrariam semelhanças com o observado em mineralizações epitermais *low-sulfidation* (*cf.* Head *et al.*, 1987; White & Hedenquist, 1990; White *et al.*, 1995). Com relação aos diques e *stocks* de pórfiros riolíticos as características são semelhantes que àquelas que definem um sistema do tipo pórfiro (Hedenquist & Richards, 1998; Sillitoe, 2010). O embasamento das unidades vulcânicas é composto por rochas monzograníticas com feições hipoabissais e idade de $2,003 \pm 24$ Ga (Aguja-Bocanegra, 2013). Essas rochas são mais antigas que as rochas que compõem a Suíte Intrusiva Parauari (1.882 ± 4 Ma e 1.879 ± 11 Ma, Bahia & Quadros, 2000; Santos *et al.*, 2000, respectivamente). Portanto essas rochas não poderiam ser correlacionadas com esta suíte, mas sim com as rochas que compõem o Complexo Cuiú–Cuiú, de idades compreendidas no intervalo 2.005 ± 7 a 2.016 ± 5 Ma (Santos *et al.*, 2001).

Dados geocronológicos também permitiram definir dois eventos magmáticos responsáveis pela formação de rochas hospedeiras da mineralização: o primeiro (1.990 a 1.971 Ma) seria relacionado com a colocação de riolitos, monzogranitos e pórfiros da seqüência inferior; o segundo (1.880 a 1.860 Ma) seria responsável pela formação dos pórfiros, andesitos, rochas vulcanoclásticas e diques de dacito da seqüência superior.

Eventos de metassomatismo sódico e potássico afetaram os monzogranitos, pórfiros e

riolitos porfíricos, em estilos fissural a pervasivo. As assembleias minerais de ambas as alterações; albita + quartzo (alteração sódica) e feldspato potássico + biotita $\pm$ magnetita (alteração potássica) são típicas às descritas em sistemas do tipo pórfiro (Hedenquist and Richards, 1998; Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010). As alterações propilítica e sericítica são as mais comuns e ocorrem em todos os litotipos, sendo a segunda a mais predominante. Estas alterações apresentam variação nos estilos desde pervasivo a fissural e com minerais como calcita placóide na alteração propilítica e adulária na alteração sericítica que são característicos dos sistemas *low-sulfidation* (White & Hedenquist, 1990; Cooke and Simmons, 2000; Hedenquist *et al.*, 2000).

A mineralização é polimetálica com metais de base e preciosos que ocorrem de maneira disseminada, em vênulas e veios, com pirita, calcopirita, molibdenita, esfalerita, ouro, além de prata nativa e galena. Nas rochas vulcanoclásticas o ouro é associado à alteração sericítica com adulária e quartzo, semelhante aos exemplos compilados por White *et al.* (1995) e Sillitoe (1997) na região do cinturão de Fogo do Pacífico (Austrália, Indonésia, Nova Zelândia, Filipinas), Cadeia dos Andes (Chile e Peru), no México e na região sudoeste dos EUA.

As rochas que hospedam a mineralização *low-sulfidation* e do tipo pórfiro de Cu–Mo–(Au) pertencem à série cálcio-alcalina de alto potássio, semelhantes às sin- a pós-colisionais desenvolvidas em ambientes de arco vulcânico continental maduro. As características geoquímicas em conjunto com os dados geocronológicos levaram Aguja-Bocanegra (2013) a considerar as rochas da área da mineralização como correlacionáveis às do Complexo Cuiú–Cuiú e Suíte Intrusiva Parauari. No segundo evento magmático (1,88 a 1,86 Ga), quando foram gerados os pórfiros e diques de dacito da sequência superior, apresentam vínculo genético com as rochas do Grupo Iriri, do evento vulcano–plutônico Uatumã (*ca.* 1,88 Ma). As rochas do Grupo Iriri também hospedam a mineralização *high-sulfidation*, formada nas fases finais do evento Parauari. Também nas fases tardias da granitogênese Parauari foram geradas as rochas hospedeiras da mineralização do tipo pórfiro de Au–(Cu) do Palito (Echeverri-Misas, 2010). Portanto, é possível interpretar que há um vínculo genético entre as mineralizações *high-* e *low-sulfidation* com a o tipo pórfiro do Palito, as quais foram formadas durante o magmatismo Parauari.

A mineralização do tipo Au–(Cu) do Palito hospeda-se no granito homônimo, granofírico, encaixado no contato entre o Granodiorito Fofuquinha (levemente porfírico) e o Granito Rio Novo (porfírico). Estas rochas têm diques de rochas básicas e intermediárias e

de pórfiros graníticos. O sistema hidrotermal foi responsável metassomatismo potássica e alterações hidrotermais propilítica e sericítica que afetaram as unidades em diferentes estilos e intensidades. Essas alterações, juntamente com a alteração argílica, mais restrita, são características de sistemas do tipo pórfiro desenvolvidas em arcos magmáticos continentais, como discutido por Hedenquist & Richards (1998). O depósito de Chuquicamata de Cu–Mo (Alvarez & Flores, 1985) e outros de Au–Cu localizados em alguns setores da Cadeia dos Andes, no Chile (Sillitoe, 1991), são exemplos deste tipo de depósito magmático–hidrotermal.

A mineralização no depósito do Palito se vincula predominantemente com a zona de alteração sericítica e é representada por veios de quartzo sulfetados e de sulfetos deformados, de direção predominante NW–SE, encaixados principalmente no Granito Palito. Este corpo granítico é o mais afetado pelas alterações hidrotermais, as quais junto com a mineralização diminuem em intensidade e teor nas rochas encaixantes. No pórfiro de Cu–Au de Far Southeast, Lepanto (Filipinas) a mineralização também se associa principalmente à zona de alteração sericítica (Hedenquist *et al.*, 1998), enquanto que nos principais depósitos de Au–Cu pórfiro do Chile a mineralização se associa com a zona de alteração potássica (Sillitoe, 1991), semelhantemente também ao descrito por Sillitoe (1997) em alguns depósitos do mesmo tipo na região do cinturão de Fogo do Pacífico. Brimhall (1980, *apud* Hedenquist & Richards, 1998) considerou que a mineralização associada à zona de alteração sericítica em alguns depósitos seria provocada pela remobilização de metais previamente depositados. Echeverri-Misas (2010) reporta a presença de sulfossais de bismuto e telúrio no minério do depósito do Palito, semelhante às fases minerais encontradas no depósito Pagoni Rachi do tipo pórfiro de Cu–Mo, na Grécia (Voudoris *et al.*, 2007), que incluem bismutinita, wittichenita, bismuto nativo, hessita, dentre outros.

Os dados de inclusões fluidas de amostras de quartzo dos veios mineralizados da Mina do Palito (Usero *et al.*, 2011) apontam para uma fase inicial de exsolução de fluidos enriquecidos em vapor do magma, com baixa salinidade e altas temperaturas. O avanço do sistema hidrotermal mostra um processo de *boiling* e mistura de fluidos de salinidade variável (0,3 a > 28,8 wt% NaCl_{eq.}) em temperaturas de homogeneização entre 101 e > 400 °C. A salinidade dos fluidos nos veios e a temperatura de homogeneização são condizentes com uma fonte magmática–hidrotermal para a mineralização. Segundo Costa (2008) algumas inclusões fluidas indicam aprisionamento de salmouras a temperaturas entre 335 e 405 °C e pressões entre 2,0 e 4,7 kbar, compatíveis com uma origem magmática. Entretanto, essas

pressões indicariam um ambiente crustal mais profundo que o dos pórfiros, correspondendo a aproximadamente, respectivamente, de 7 e 16 km. Ainda, segundo esse autor, a separação inicial dos fluidos e a mistura posterior com água meteórica na fase de alteração sericítica são fatores que produzem variações na salinidade, mas é também difícil de imaginar processos geológicos que permitam a infiltração expressiva de águas meteóricas a profundidades tão elevadas. Usero *et al.* (2011) consideram que na fase de alteração sericítica, a qual é sincrônica com a mineralização, os valores de salinidade atingem ~ 20 wt% NaCl_{eq.}. A evolução que apresentam os fluidos no sistema hidrotermal da mineralização auro-cuprífera do Palito é muito semelhante à observada em sistemas do tipo pórfiro cenozoicos desenvolvidos em arcos magmáticos continentais.

Análises isotópicas de diferentes minerais das zonas de alteração hidrotermal e veios mineralizados da Mina do Palito indicam que em temperatura de 450 °C, na fase de alteração potássica, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ em equilíbrio com o feldspato potássico e quartzo apresentam variações no intervalo entre 5,1 a 7,5‰, indicando fluidos derivados do magma. A uma menor temperatura (350 °C), nas fases de alteração propilítica e sericítica há um progressivo influxo de fluidos meteóricos misturados com os fluidos magmáticos, como indicado pelos valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ da sericita (+1,1 a +6,3 ‰), clorita (-2,6 ‰) e calcita (+6,2 ‰ a +21,1 ‰). O depósito paleozoico de pórfiro cuprífero do Tuwu na Ásia Central (Han *et al.*, 2006), apresenta características análogas às encontradas no depósito do Palito em relação à evolução do sistema hidrotermal. Durante as fases iniciais da mineralização os fluidos são predominantemente derivados do magma e, posteriormente, ocorreu um influxo de águas meteóricas nas fases tardias da mineralização. As composições isotópicas dos minerais da zona de metassomatismo potássico inicial (biotita + feldspato potássico $\pm$ quartzo) do depósito de pórfiro de Cu-Au Bajo de la Alumbrera, na Argentina, mostram valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD (+8,3 ‰ a +10,2 ‰ e -33,0 ‰ a -81 ‰, respectivamente) que indicam uma origem magmática primária para esta fase de alteração (Harris *et al.*, 2005). Uma fase posterior de alteração potássica também foi formada por fluidos magmáticos $\delta\text{D} < -123$ ‰. Na zona de alteração argílica intermediária os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (-4,8 ‰ a +8,1 ‰) e δD (-31 ‰ a -71 ‰) apontam também para uma fonte magmática para os fluidos formadores. As composições determinadas para fluidos associados com a alteração sericítica apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ (-0,8 ‰ a +10,2 ‰) e δD (-31 ‰ a -119 ‰) que se sobrepõem aos valores determinados para a alteração argílica. A alteração sericítica foi desenvolvida em dois estágios: o primeiro, de temperaturas mais altas (400 °C – 300 °C), apresenta δD de

–66 ‰ a –119 ‰, e o segundo, de temperaturas mais baixas (~200 °C) indica composições isotópicas que implicam na mistura de águas magmáticas e meteóricas. No depósito de Bajo de La Alumbrera a mineralização formou-se durante o metassomatismo potássico, em temperaturas mais altas, por fluidos derivados da degaseificação do magma, sem influência de águas meteóricas, diferentemente do observado no depósito do Palito, onde a mineralização se associa à alteração sericítica, formada quando os fluidos magmáticos se misturaram com os fluidos meteóricos.

As hospedeiras do depósito do Palito têm composição cálcio-alcálica de alto potássio, semelhantes às de granitoides de arco vulcânico de margem continental ativa, pós-colisionais a tardios, com evolução para granitoides intraplaca (Echeverri-Misas, 2010). Dados estatísticos de Muller & Groves (1982, *apud* Xia *et al.*, 2003) apontam que, de maneira geral, um grande número de depósitos de tipo pórfiro de Cu e de Cu–Au se vinculam com rochas ígneas potássicas formadas nas margens leste e oeste do Pacífico, incluindo os depósitos de Cu de Bingham (USA), Chuquicamata, El Salvador e Escondida (Chile) e de Cu–Au de Grasberg (Indonésia) e Ok Tedi (Papua – Nova Guiné).

Novos trabalhos de campo na parte sudoeste do Estado do Pará vêm permitindo caracterizar as diferentes unidades litológicas da região e a presença de diversos indícios de mineralizações magmáticas–hidrotermais dos tipos pórfiro e epitermal.

Nas áreas próximas das cidades de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos foram feitas amostragens de rochas plutônicas, sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas e algumas epiclásticas. As plutônicas mostram variações entre álcali-feldspato granito a monzogranito comumente com texturas que evidenciam colocação rasa. As rochas vulcânicas variam de andesito e riolito e as variedades vulcanoclásticas são representadas por tufo de cinzas, tufo de cristais e ignimbritos. A geoquímica destas rochas permite defini-las como cálcio-alcálicas de alto potássio, metaluminosas a peraluminosas. As rochas plutônicas apresentam afinidade com granitoides de arco vulcânico a sin-orogênicos a pós-orogênicos de margem continental ativa, com variações para intraplaca, semelhantemente ao descrito por Echeverri-Misas (2010) no depósito do tipo pórfiro de Au–(Cu) do Palito. Amostras de rochas afetadas por intensa alteração argílica avançada e sericítica possuem minerais característicos de sistemas epitermais, como os descritos por Corrêa-Silva (2002) e Juliani *et al.* (2005).

Na Província Mineral do Tapajós, a análise dos dados magnetométricos permitiu um melhor entendimento das estruturas em diferente profundidade relacionadas com o arcabouço da crosta nesta província (Carneiro *et al.*, 2013). As intrusões ígneas de direção predominante

NNW–SSE, nesse trabalho, foram consideradas coincidentes com estruturas da mesma direção e que se localizam a profundidades de até 6,27 km (Carneiro *et al.*, 2013). Essas estruturas estariam relacionadas com a colocação de intrusões félsicas fissurais e granitos mais evoluídos, tardi- a pós-orogênicos, como os descritos por Juliani & Fernandes (2010) na região de São Félix do Xingu e associadas às formações Sobreiro e Santa Rosa. Também foram identificadas estruturas E–W mais profundas (até 15,4 km), coincidentes com o embasamento de blocos dispostos na mesma direção (Carneiro *et al.*, 2013). Segundo Juliani (2012) as estruturas arqueanas aflorantes na região do Carajás continuam até a região do Tapajós, e facilitaram a canalização e colocação dos magmas do evento Uatumã *sensu lato*. Essa continuidade nas estruturas E–W poderia se refletir na presença de mineralizações do tipo IOCG no Carajás e de sistemas epitermais e do tipo pórfiro no Tapajós, enriquecidos em ouro e metais de base (**Fig. 9.2**).

Segundo Cole *et al.* (2005) as estruturas regionais e locais têm uma marcada relação com a morfologia das caldeiras, e no caso da Província Mineral do Tapajós, as estruturas NNW–SSE e E–W possivelmente influenciaram a formação dos complexos de caldeiras associadas às rochas do Grupo Iriri. Moore & Kokelaar (1997, 1998, *apud* Cole *et al.*, 2005) apontam como as falhas podem criar sítios potenciais de acumulação de magma, e como em muitos casos estas controlariam a localização de fissuras de erupção (*erupting vents*).

Figura 9.2. Localização de algumas ocorrências minerais em setores do Carajás e da Província Mineral do Tapajós relacionada com a presença de estruturas E–W (extraído de Juliani, 2012).

10 CONCLUSÕES

Com base do exposto nessa tese pode-se concluir:

a) O setor sul do Cráton Amazônico, na Província Mineral do Tapajós foi cenário de importantes eventos magmáticos denominados Uatumã *sensu lato* (2,0 a 1,88 Ga) responsáveis pela geração de imenso volume de rochas plutônicas e vulcânicas, algumas hospedeiras de mineralizações magmáticas–hidrotermais dos tipos *high-*, *intemediate-* e *low-sulfidation* e pórfiro de metais preciosos e de base.

b) A mineralização aurífera *high-sulfidation* hospeda-se em riolitos e rochas vulcanoclásticas que compõem a fase pós-caldeira de vulcões riolíticos anelares associados ao Grupo Iriri. O sistema hidrotermal gerador desta mineralização apresenta algumas características sobressalientes:

➤ As rochas pós-caldeira formadas em estrato-vulcões e domos apresentam derrames de lava, tufos e brechas. Estas rochas são cortadas por brechas hidrotermais que hospedam a mineralização epitermal;

➤ *Stocks* graníticos com idade entre 1,89 a 1,87 Ga forneceram calor e fluidos hidrotermais responsáveis pela alteração e mineralização *high-sulfidation*. Zonas de alteração hidrotermal dos tipos argílica avançada (alunita, quartzo, pirofilita), sericítica e propilítica, além de minerais como covellita, enargita–luzonita, associados a ouro na mineralização, são típicos de sistemas epitermais *high-sulfidation* meso-cenozoicos. A ocorrência de zonas com intensa silicificação e presença de *silica cap* também é característica deste tipo de mineralização epitermal, produto de uma intensa lixiviação ácida das porções superiores do depósito;

➤ No depósito foram identificadas várias gerações de alunita de origem magmática–hidrotermal, definida por dados isotópicos, e cuja datação permitiu determinar a idade do sistema hidrotermal (1,869 Ga), desenvolvido nas fases finais do evento magmático Parauari;

➤ Eventos tectônicos pós-mineralização e supergênicos pouco afetaram esse depósito, destacando-se somente o cisalhamento provocado pela presença de falhas NW–SE causou recristalização local da alunita em 1,805 Ga. A preservação dessa mineralização, apesar de ainda não bem compreendida, indica que ambos *end-members* desse sistema mineralizante, os depósitos epitermais e os pórfiros, podem estar preservados, não somente

na Província Mineral do Tapajós, como em toda parte sul do Cráton Amazônico, fora dos terrenos arqueanos.

➤ O fato das mineralizações *high-sulfidation* se vinculam com os pórfiros de cobre e de cobre e molibdênio, o que indicar um potencial importante para existência de depósitos de maior porte na Província Mineral do Tapajós.

c) Os sistemas *low-sulfidation* e do tipo pórfiro se associam a rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e pórfiros sobre um embasamento de composição monzogranítica que compõem duas sequências vulcânicas que incluem andesitos, dacitos, riolitos, pórfiros, rochas vulcanoclásticas representadas por tufos soldados, brechas co-ignimbríticas, lapillitufos e tufitos e rochas sedimentares. Também compõem esse arcabouço brechas de conduto, diques e *stocks* de pórfiros riolíticos. Estas unidades fazem parte do remanescente de uma estrutura antiga considerada como uma caldeira vulcânica;

➤ As alterações hidrotermais que afetaram as rochas hospedeiras apresentam tipos, estilos, zonamentos e mineralogia típicos de sistemas epitermais *low-sulfidation* e do tipo pórfiro. Metassomatismo sódico e potássico afetaram os monzogranitos pórfiros e riolitos. A alteração propilítica é comum em todos os litotipos, sendo mais intensa nos monzogranitos, pórfiros e andesitos. A alteração sericítica desenvolveu-se nos monzogranitos, pórfiros e riolitos porfiríticos, afetando também as rochas vulcanoclásticas félsicas. A alteração argílica foi verificada nas rochas vulcanoclásticas e no riolito porfirítico, e evidências de silicificação foram observadas em todas as unidades;

➤ Pirita, calcopirita, molibdenita, ouro e esfalerita compõem o minério que ocorre principalmente em forma disseminado, em veios e vênulas. O ouro é associado principalmente às zonas de alteração sericítica com adularia e nas rochas silicificadas;

➤ As rochas hospedeiras das mineralizações foram formadas em dois eventos magmáticos: o primeiro (1.990 – 1.971 Ma) se relaciona à colocação de monzogranitos, riolitos e pórfiros da sequência inferior. O segundo evento (1.880 – 1.860 Ma) se associa à sequência superior, com formação de pórfiros, andesitos, rochas vulcanoclásticas e diques de dacito;

➤ As rochas hospedeiras são peraluminosas a metaluminosas, fazem parte de séries cálcio-alcalinas de alto potássio, semelhantes às geradas em magmatismo sin- a pós-orogênicas em ambiente de arco vulcânico continental maduro, desenvolvido em margens continentais ativas;

d) A mineralização de Au–(Cu) do Palito apresenta características típicas de sistemas

magmáticos–hidrotermais do tipo pórfiro. Hospeda-se no granito homônimo, de granulação fina a média, inequigranular a levemente porfirítico, intrusivo no contato entre o Granodiorito Fofquinha e o Granito Rio Novo. Diques básicos e intermediários e de pórfiros graníticos cortam estas unidades;

➤ O sistema hidrotermal foi desenvolvido nas fases tardias do evento Parauari quando corpos plutônicos representados pelo Granito Palito e diques de pórfiros graníticos foram colocados em níveis crustais rasos e forneceram fluidos, calor e metais;

➤ Os estágios de alteração hidrotermal incluem o metassomatismo potássico, propilitização, sericitização e, localmente, argilização em estilos pervasivo, pervasivo seletivo e fissural. O metassomatismo potássico é volumetricamente o mais importante, tendo afetado principalmente o Granito Palito. A alteração propilítica define um halo externo e a sericitica, a mais tardia, ocorre como bolsões e veios controlados por falhas no Granito Palito e, subordinadamente nas encaixantes;

➤ O minério da Mina do Palito ocorre principalmente na forma de veios e vênulas de quartzo sulfetado e de sulfetos constituídos, sendo a calcopirita a fase mais abundante, além de pirita, pirrotita, galena, esfalerita com ouro e ligas de ouro e prata (*electrum*). Estes minerais são acompanhados por fases minerais ricas em bismuto (bismuto nativo, pilsenita, bismutinita, tetradimita, wittichenita, makovickyita, hedleyita, dentre outros);

➤ Os fluidos hidrotermais foram aquosos, com traços de CO₂ e ampla variabilidade na relação líquido/vapor. Fluidos hipersalinos com de sais de saturação (halita) ocorrem no quartzo associado aos veios mineralizados. Salinidade muito maior se apresenta no quartzo associado às zonas de alteração potássica de maior temperatura (450 °C);

➤ A evolução do sistema hidrotermal começou com uma fase de exsolução dos fluidos magmáticos, seguida dos estágios de *boiling* e mistura de fluidos diluídos de salinidade variável, os quais poderiam ter sido misturados com fluidos meteóricos e, em menor volume, marinhos. Esta evolução é semelhante à registrada em pórfiros cenozoicos de arcos magmáticos continentais;

➤ Os dados isotópicos dos minerais hidrotermais e dos veios mineralizados do depósito de Au–(Cu) do Palito indicam fluidos predominantemente magmáticos, assim como o enxofre dos sulfetos do minério;

➤ Os fluidos predominantemente magmáticos foram responsáveis pelo

metassomatismo potássicos e durante a mistura com fluidos meteóricos houve o desenvolvimento da alteração sericítica e a deposição do minério. Uma fase posterior à mineralização foi formada por fluidos aquo-carbônicos, com carbonatos, fluorita e pirita estéril associada.

e) Os levantamentos na região de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos revelaram rochas plutônicas, sub-vulcânicas, vulcânicas, vulcanoclásticas e epiclásticas. Esses estudos focaram a petrografia e a geoquímica, mas também foram avaliadas as imagens de satélite, os dados aerogeofísicos, o que permitiu uma caracterização preliminar das rochas e, sobretudo, a identificação de alterações hidrotermais semelhantes às das mineralizações epitermais e do tipo pórfiro descritas por Corrêa-Silva (2002), Juliani *et al.*, (2005), Aguja-Bocanegra (2013) e Echeverri-Misas (2010) na Província Mineral do Tapajós.

➤ As estruturas NNW-SSE e E-W definidas por magnetometria em diferentes níveis crustais da Província Mineral do Tapajós aparentam terem controlado a colocação de intrusões ígneas. O embasamento das sequências vulcânicas em profundidade definem blocos alongados na direção E-W que parecem se correlacionar com as estruturas arqueanas que afloram na Província Mineral de Carajás. Em níveis mais rasos foram definidas estruturas de direção NNW-SSE, sobrepostas às anteriores e sobre as quais coincidem intrusões ígneas observadas em superfície na Província Mineral do Tapajós;

➤ As amostras estudadas da região de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos apresentam, em geral, característica de magmas da série cálcio-alcalina de alto K, com assinaturas de magmas gerados pela fusão de porções da crosta média e superior. As rochas monzograníticas da Suíte Creporizão e as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas vinculadas quimicamente aos traquiandesitos e traquidacitos do Grupo Iriri possuem afinidades tectônicas com rochas formadas em arcos magmáticos, enquanto os sienogranitos da Suíte Maloquinha e os álcali-feldspato granitos da Suíte Teles Pires apresentam afinidades com granitoides tardi- a pós-colisionais.

➤ Os dados geoquímicos isotópicos de Sm-Nd de amostras de monzogranito, diorito e riolito da região de Castelo dos Sonhos e Novo Progresso na Província Mineral do Tapajós, indicam valores de ϵ_{Nd} negativos que sugerem a participação de crosta arqueana como fonte dos magmas que geraram as rochas nessa região. A participação de crosta arqueana na geração das rochas estudadas é também corroborada pelos estudos litoquímicos desenvolvidos nesse trabalho.

f) O potencial metalogenético para ocorrência de mineralizações

magmáticas–hidrotermais paleoproterozoicas na parte sul do Cráton Amazônico é indicado pela presença de mineralizações epitermais de Au e de metais de base e do tipo pórfiro de Au–(Cu) associadas a rochas vulcânicas e sub-vulcânicas félsicas formadas em arcos magmáticos continentais de ~2,0 a 1,87 Ga.

g) O estado de preservação de algumas das ocorrências de depósitos epitermais e do tipo pórfiro na Província Mineral do Tapajós indica um potencial a ser avaliado para ocorrência de mineralizações magmáticas–hidrotermais, especialmente de Cu–(Au) e Cu–Mo.

h) A presença de mineralizações *high-* e *low-sulfidation* favorece a existência de depósitos epitermais de metais preciosos (Au e Ag), como também de metais de base, especialmente de cobre e molibdênio. Nesse sentido, magmas com elevados estados de oxidação podem ter gerado alterações *high-sulfidation* que se relacionam geneticamente com pórfiros de cobre em rochas menos evoluídas e de cobre e molibdênio em rochas mais evoluídas, estados de oxidação menor.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguja-Bocanegra M.A. 2013. Mineralizações Epitermal Low-Sulfidation e do tipo Pórfiro Superpostas associadas os Magmatismo Félsico de 1,88 GA na Parte Norte da Província Mineral do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 188p.
- Aguja-Bocanegra M.A., Juliani C., Tokashiki C., Echeverri-Misas C.M., Monteiro L.V.S., Lagler B. 2013. Petrologia e geocronologia U-Pb das rochas vulcânicas hospedeiras das mineralizações de Au-Cu-Mo *Low-Sulfidation* e do tipo pórfiro na parte norte da Província Mineral do Tapajós. In: Anais 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Pará. CD-ROM.
- Aguja-Bocanegra M.A., Juliani C., Tokashiki C., Echeverri-Misas C.M., Monteiro L.V.S., Lagler, B. 2014. Rochas hospedeiras das mineralizações epitermal e tipo pórfiro na Província Mineral do Tapajós. In: Anais 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador – Bahia. CD-ROM.
- Almeida C.A.S., Collyer T.A., Pereira J.A.L., Seabra A.S., Furtado A.M.M., Soubés L.F., 1977. *Relatório final de reconhecimento (1). Projeto Santarém–Cachimbo*. Pesquisa Mineral. Pólo Amazônia/Pólo Tapajós. Convênio SUDAM/IDESP.
- 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 de Amazonas. Projeto Província Mineral do Tapajós. Relatório de viagem. Rio de Janeiro: CPRM. (Relatório Inédito).
- Almeida M.E., Brito M. de F.L., de 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; p. 148.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Macambira M.J.B. 1999. Caróçal Granite: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon evaporation age in post-colisional 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., 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).
- Aquino L.B.M., Santos M.D., Lafon J.M., 2012. Geologia e Geocronologia do Granito Palito, Rocha Hospedeira do Depósito Aurífero do Palito. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 46. Santos - SP, Anais.
- Alvarez O., Flores R., 1985. Alteración y mineralización hipógena en el yacimiento de Chuquicamata, Chile. *In: IV Congreso Geológico Chileno*, v.2, *Actas*, pp. 3-78 - 3-100.
- 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. da 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).
- Aquino L.B.M., Santos M.D., Lafon J.M., 2012. Geologia e Geocronologia do Granito Palito, Rocha Hospedeira do Depósito Aurífero do Palito. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 46. Santos - SP, *Anais*, CD-ROM.
- Arribas Jr., A., 1995. Characteristics of High-Sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluids. *In: Thompson, J.F.H. (Ed), Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course, p. 419–454.
- Batchelor R. A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol*, **48**:43-55.
- Bahia R.B.C., Quadros M.L. do 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*, p. 502.
- 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).
- Bard J.P. 1986. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht. 264 p.
- Barnes H.L. (ed). 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Holt, Rinehart and Winston, New York, 670 p.
- Ben Othman P., Polve M., Allegre C.J. 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, **307**:510-515.
- Berger B., Ayuso R., Wynn, J., Seal R., 2008. Preliminary Model of Porphyry Copper Deposits. U.S. Geological Survey, Open-File Report p. 1321.
- Berger B.R. and 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.
- Bethke P.M., Rye R.O., Stoffregen R.E., Vikre P. 2005. Evolution of the magmatic-hydrothermal acid-sulfate system at Summitville, Colorado: integration of geological, stable-isotope, and fluid-inclusion evidence. *Chem. Geol.* **215**:281-315.
- Bettencourt J.S., Dall'Agnol R., 1987. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. *In: Int. Symp. Granites Assoc. Mineral - Salvador, Excursion Guides*, SGRM, p. 49-87.
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite W.B., Jr P.B.L. 1995. Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province (RTP). *In: J.S. Bettencourt and R. Dall'Agnol (Editors), Symposium on rapakivi granites and related rocks, excursion guide: The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province and associated mineralization*. Center of Geosciences, Federal University of Pará, Brazil., Belém.
- Bizzi L.A. Schobbenhaus C. Vidotti R.M. Gonçalves J.H. (Eds.) 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 692 p.
- Bizzinella G.A., Santiago A.F., Santos A., Borges F.R., Souza F.J.C., Godoy H.K., Yamaguti H.S., Oliveira J.R., Oliveira L.R. 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri, Relatório Final, partes I e II. Manaus: DNPM/CPRM, V. Ia e Ib.
- Bonham H.F.K., 1986. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A

- review. *In: International Volcanological Congress. Proc. Symposium, New Zealand*, 13-17.
- Borges R.M., Dall' Agnol R., Lamarão C.N., Benevides M.A., Da Silva A., Barros C.E., Costi H. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**:375-393.
- Boone G.M. 1969. Origin of clouded feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. *American Journal of Science* **267**:633-668.
- Borges-Feio J.V., Klein E.L., Krás-Borges R.M. 2013. Petrografia e alteração hidrotermal das rochas hospedeiras do minério aurífero do alvo Mato Velho, Sudeste da Província Aurífera do Tapajós, Pará. *In: Anais 13º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Pará. CD-ROM.
- Borgo A., Biondi J.C., Chauvet A., Ocampo R.C. 2014. Depósito de ouro Tocantinzinho (Pará): Análise preliminar do controle das alterações hidrotermais e da deformação sobre a mineralização. *In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador – Bahia, CD-ROM.
- Boynton W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.
- 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, pp. 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. 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.
- Camprubí A., Albinson T. 2006. Depósitos epitermais en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*.

- Volumen Conmemorativo del Centenario. Revisión de Algunas Tipologías de Depósitos Minerales de México.* Tomo LVIII, núm. 4, 2006, p. 27-81.
- Carneiro C. de C., Carreiro-Araujo S.A., Juliani C., Crósta A.P., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2013. Estruturação profunda na Província Mineral do Tapajós evidenciada por magnetometria: implicações para evolução tectônica do Cráton Amazonas. *In: Simpósio Brasileiro de Geofísica.* Número 86, p. 29-31.
- Carneiro C. de C., Carreiro-Araujo S.A., Juliani C., Crósta A.P., Monteiro L.V.S., Fernandes, C.M.D. 2014. Arcabouço crustal da região Sul do Cráton Amazonas: evidências geofísicas e implicações tectônicas *In: Anais 47º Congresso Brasileiro de Geologia.* Salvador – Bahia, CD-ROM.
- Carrino T.A., Silva A.M., Botelho N.F., Cardoso A.A. 2011a. *Análise prospectiva para ouro nas regiões Ouro Roxo – Cantagalo e Chico Torres, Província Mineral do Tapajós.* Revista Brasileira de Geofísica. **29**:135-154.
- Carrino T.A., Silva, A.M., Botelho N.F., Cardoso A.A. 2011b. Lógica FUZZY e técnica SAM para modelagem previewal do ouro no setor oeste da Província Mineral do Tapajós usando dados aerogeofísicos e de sensoriamento remoto. *Revista Brasileira de Geofísica.* **29**:535-554.
- Cooke D.R., and Simmons S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 221-244.
- Corrêa Lima G. R., Klein E.L. 2013. Rochas sulfetadas da mineralização aurífera sulfetada do alvo Pista, Depósito Coringa, Província Aurífera do Tapajós, Pará. *In: Anais 13º Simpósio de Geologia da Amazônia.* Belém, Pará. CD-ROM.
- Corrêa Lima G. R., Klein E.L., Borges R.M.K., Oliveira H.T., Feio J.V.B. 2014. Petrografia e alteração hidrotermal no alvo Pista, Depósito Coringa, Província Aurífera do Tapajós, Pará. *In: Anais 47º Congresso Brasileiro de Geologia.* Salvador – Bahia. CD-ROM.
- Corrêa-Silva R.H., Juliani C., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D., Almeida T.I.R. 2001. Caracterização de um sistema epitermal low-sulfidation (ou adularia-sericita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na Província Mineral do Tapajós, PA. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Resumos,* Belém. [CD-ROM].
- Corrêa-Silva R.H., 2002. Caracterização de um Sistema epitermal *low-sulfidation* (adularia-sericita) mineralizado em Au-Cu-Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Mineral do Tapajós: Implicações metalogenéticas e tectônicas. Dissertação de

Mestrado, Universidade de São Paulo.

- Costa R.M., 2008. Geologia e metalogênese do depósito aurífero do Palito, Província Tapajós, Itaituba, PA. Dissertação de Mestrado, IG/UFPA, 117 p.
- 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*, 40, Anais, Belo Horizonte, 160 p.
- Coutinho M.G. da N., Liverton T., Souza E.C. 1997. 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. *Província mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG. Evolução Tectono-Geológica e Modelo de Mineralização de Ouro*. CPRM. v.1, 299 - 326.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwin, London.
- Creasey S.C. 1966. Hydrothermal alteration. *In: Titley, S.R., and Hicks, C.L., eds., Geology of the porphyry copper deposits Southwestern North America*. University of Arizona Press, Tucson, p. 57-74.
- 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*, 50:113-138.
- Dall'Agnol R., Pichavant M., Champenois M., 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazônian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A - Type granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69:325-347 p.
- Dall'Agnoll R., Silva C.M.G, Scheller T., 1999. Fayalite–hedembergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã Volcanism. *In: Simp. Vulc. Amb. Assoc.*, 1., Gramado, *Boletim de Resumos*, SBG/RS. p. 31.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1967. *Rock forming Minerals*. London, Longman, 5th. Ed., 5 v.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic

- and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-210.
- DePaolo D.J. 1981. *A Neodymium and Strontium Isotopic Study of the Mesozoic Calc-Alkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. Journal of Geophysical Research*, **86**:10470-10488.
- Deyell C., Rye, R.O., Landis G.P., Bissig T., 2005. Alunite and the role of magmatic fluids in the Tambo high-sulfidation deposit, El Indio-Pascua Belt, Chile. *Chem. Geol.* **215**:185 - 218.
- Dubé B., Dunning G., Lauzière K. 1998. Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada: a preserved late Proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration. *Econ. Geol.* **93**:405-436.
- Eby G.N. 1990. A-Type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petogenesis. *Lithos* **26**, 115 - 134.
- Echeverri-Misas C.M. 2010. Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Mineral do Tapajós (PA). São Paulo. 178p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., and Inan E.E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments: *Society of Economic Geologist Special Publication* 10, p. 285 - 313.
- El Bouseily, A.M., El Sokkary A.A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, **16**:207-219.
- Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S., Harris J.W., Bristow J.W. 1991. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature* **353**:649-653.
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L., 1997. Carta metalogenética da Província Mineral do Tapajós. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (coords.) Contribuições à geologia da Amazônia. Belém, PA. FINEP/SBG-NO. p. 423-437.
- Fernandes C.M.D., 2009. Estratigrafia e petrogênese das seqüências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. Ph.D. Thesis, São Paulo University, Brazil (in Portuguese).
- 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?. *J. South Am. Earth Sci.*, **32**:351-368.
- Ferreira A.L., 1997. Grupo Jacareacanga. *In*: Promin- Tapajós. Geologia, Petrografia, litoquímica preliminar e mineralogia de Folha Vila Mamãe Ana. 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).
- Fischer R.V. and Schmincke H.U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- Forman J.H.A., Nardi, J.I.S., Marques J.P.M., Lima M.I.C. 1972. *Pesquisa mineral no Iri/Curuá*. SUDAM/GEOMINERAÇÃO, Belém, 62 p.
- Frost R.B., C.G. Barnes W.J. Collins R.J. Arculus D.J. Ellis C.D. Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology*, **42**, 2033–2048.
- Gifkins C., Herrmann W., Large R., 2005. *Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation*. Centre for Ore Deposit Research. University of Tasmania, Australia, 271p.
- Guimarães S.B., Klein E.L., Chaves C.L., Queiroz J.D.S. 2013. Rochas hospedeiras e encaixantes do depósito Coringa, Província Tapajós. *In*: Anais 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Pará. CD-ROM.
- Gustafson L.B. 1978. Some major factors of porphyry copper genesis: *Economic Geology*, **73**:600-607.
- Hallberg A., 1994. The Enåsen gold deposit , Central Sweden. 1: a Palaeoproterozoic high-sulphidation epithermal gold mineralization. *Miner. Deposit.* **29**:150-162.
- Han C.: Xiao W., Zhao G., Mao J., Yang J., Wang Z., Yan Z., Mao Q., 2006. Geological characteristics and genesis of the Tuwu porphyry copper deposit, Hami, Xinjiang, Central Asia. *Ore geology Review* **29**, 77-94.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G., 1986. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. *In*: Coward, M.P., Ries, A.C. (eds), Collision tectonics. Special Publications Geological Society, 67-81.
- Harris A., Golding S., White N. 2005. Bajo de la Alumbrera Copper-Gold Deposit: Stable Isotope Evidence for a Porphyry-Related Hydrothermal System Dominated by Magmatic Aqueous Fluids: *Economic Geology*, v. 70, p. 857 - 912.
- Harvey B.A., Myers S.A., Klein T., 1999. *Yanacocha gold district, northern Peru*. *In*:

- Weber, G. (Ed), PACRIM ' 99, *Australasian Inst. Mining Metall. Pub. Ser.*, **99**:445-458.
- 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*, **2**:129-167.
- Heald P., Foley N.K., Hayba D.O., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulphate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, **82**: 1-26.
- 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. 2014. Lithocaps and high- to intermediate – sulfidation epithermal deposits. Principal characteristics, origin of features, background, case examples, variations. Exploration implications. University of Genève: 13 October 2014.
- 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*, **80**:1379-1406.
- Hedenquist J.W., 1990. The Thermal and geochemical structure of the Broadlands-ohaaki geothermal system: *Geothermics*, **19**:151-185.
- Hedenquist J.W. & Lowenstern J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, **370**:519-527.
- Hedenquist J.W., Matsuhisa Y., Izawa E., White, N.C., Giggenbach W.F. & Aoki M. 1994a. Geology and geochemistry of high-sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan. *Economic Geology*, **89**:1-30.
- Hedenquist J.W., Arribas JR., A., Reynolds T.J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology* **93**:373-404.
- Hedenquist J.W., Richards J.P. 1998 The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits. *Reviews in Economic Geology*, **10**:235-256.
- Hedenquist J. W., Arribas A., Jr., and Gonzalez-Urien E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, **13**:245-277.

- Hemley J.J., Montoya J.W., Marinenko J.W., Luce, R.W. 1980. Equilibria in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and some general implications for alteration - mineralization processes: *Economic Geology*, **75**:210-228.
- Henley R.W. 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. In: B.R. Berger & P.M. Bethke (ed), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geologists, 1-21.
- Hibbard M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice-Hall, New Jersey. USA. 335p.
- Hutchinson C.S. 1974. *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*. John Wiley and Sons, New York, 527 pp.
- Irvine T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- Ixer R.A., 1990. *Atlas of opaque and ore minerals in their associations*. Van Nostrand Reinhold, New York. 208p.
- Jacobi, P., 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Ver. Bras. Geo cienc.* **29**:277-279.
- Jacobi, P., 2014. Ouro: Serabi volta a produzir. In: <http://www.geologo.com.br>, acessado em 18 de junho de 2014.
- John, D., 2001. Miocene and Early Pliocene Epithermal Gold-Silver Deposits in the Northern Great Basin, Western United States: Characteristics, Distribution, and Relationships to Magmatism. *Economic Geology*, v. 96, p. 1827 - 1853.
- Juliani C., McCreath I., 1993. Petroquímica de metabasitos: Metodologia para identificação de alterações magmáticas e pós-magmáticas. In: *Revista Geologia Ciência-Técnica*, CEPEGE. 50-96 pp.
- Juliani C., Nunes C.D.N., Bettencourt J.S., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Neumann R., *et al.*, 2000. Early Proterozoic volcanic-hosted quartz-alunite epithermal deposits in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Abstr. Programs – Geol. Soc. Am.* **32**:A-49.
- 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* **119**:225-256.
- Juliani, C. 2002. Alteração hidrotermal e metalogênese em sistemas vulcano-plutônicos paleoproterozóicos na Província Aurífera do Tapajós, Cráton Sul Amazônico, Pará.

Tese de Livre - Docência, IG/USP.

- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa-Silva, R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A., 2005. Paleoproterozoic High-Sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology* **215**:95–125.
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Fernandes C.M.D. 2008. Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism, Amazonian craton. *In*: 33rd Inter. Geol. Congr. Oslo, Norway.
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Misas C.M.E., Lagler B., 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano-plutônico de ~ 2,0 A 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. *In*: II Simpósio Brasileiro de Metalogênese. (submetido).
- Juliani C. & Fernandes C.M.D. 2010. Well - preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *J. Volc. Geoth. Res.*, **191**:167-179.
- Juliani C., Echeverri - Misas C.M.E., Lagler B., Usero G., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S. 2011. 1,87 Ga Au quartz - alunite and Cu - Mo - (Au) adularia - sericite epithermal and Au - (Cu) porphyry mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian craton. *In*: SGA Biennial Meeting, Chile, (CD - ROM).
- Juliani C., 2012. A Província Aurífera do Tapajós - Xingu: Avanços no conhecimento Geológico-Metalogenético. V Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral. Ouro Preto. Site: http://www.adimb.com.br/simexmim2012/wp-content/themes/simexmim/palestras/07tapajos-xingu/VI_1_Juliani.pdf.
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri - Misas C.M., Lagler B., Fernandes C.M.D. 2012. Gold and base metal porphyry and epithermal mineralization in Paleoproterozoic magmatic arcs in the Amazonian craton, Brazil. *In*: Intern. Geol. Congr., 12, IUGS (CD - ROM).
- Juliani C., Carneiro C. de C., Carneiro-Araujo S.A., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Crósta A.P. 2013. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozoicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. *In*: Anais 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Pará. CD-ROM.
- Juliani C., Vasquez M. L., Klein E. L., Villas R. N., Echeverri-Misas C. M., Santiago E. S.

- B., Monteiro L.V.S. Carneiro C. C., Fernandes C. M. D., Usero G. Metalogenia da Província Tapajós. *In*: Silva M.G., Jost H., Kuyumajian R.M. (Org.). Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras. 1 ed.: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2014a, v. 1, p. 51-90.
- Juliani C., Carneiro C. de C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Crósta A.P., Carreiro-Araujo S.A., Echeverri-Misas C.M., Tokashiki C., Aguja, M.A. 2014b. Arcos magmáticos continentais paleoproterozoicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. *In*: Anais 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador – Bahia. CD-ROM.
- Kahwage R. dos S.N. 2010. Estudo das rochas vulcânicas e das alterações hidrotermais associadas do Grupo Uatumã a sul da confluência dos rios Jamanxim e Tapajós na Província Aurífera do Tapajós. Trabalho de Conclusão de Curso, IG/USP.
- Kerrick R., Goldfarb R.J., Groves D.I. and Garwin S. (2000). The geodynamics of world-class deposits: characteristics, space-time distribution, and origins. *In*: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, Boulder, Colorado. *Reviews in Economic Geology*, **13**:501-551.
- Kesler S.E., 1973. Copper, molybdenum, and gold abundances in porphyry copper deposits. *Economic Geology* **68**:106-112.
- Kesler S.E., Cryssoulis S.L., Simon G. 2002. Gold in porphyry copper deposits: its abundance and fate. *Ore Economic Reviews*, **21**:103-124.
- 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, **8**:421-446.
- Klein C. & Hurlbut C.S.J. 1993. *Manual of Mineralogy*. John Wiley & Sons, Inc., New York. 681p.
- Klein E.L., Vasquez M.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A). Estado do Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brasil (CD-ROM).
- Klein E.L., Vasquez M.E., Vasquez M.L, Bahia R.B.C., Santos M.L.E., Ferreira A.L. 2001. Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós. Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-X), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas. Escala

- 1:500.000. Brasília. CPRM/DIEDIG/DEPAT, 81 pp.
- Klein E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., 2012. The 1.89 - 1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. November 2012 LIP of the Month. Published on Large Igneous Provinces Commission.
- Kretz R., 1983. Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist* **68**:277-279.
- Lagler B. 2008. Geologia e petrografia do sistema vulcano-plutônico da região de Vila Tancredo, NE de São Félix (PA), província mineral de Carajás, 64 p.
- Lagler B., Juliani C., Fernandes C.M.D., 2008. Geologia e petrografia do vulcano-plutonismo da região de Vila Tancredo, NE de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico: Indícios de *ash-flow caldera* paleoproterozóica. In: IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Coluna do Saber, Foz do Iguaçu - PR, pp. CD-ROM.
- Lamarão C.N., Lafon J.M., Lima E.F., 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Mineral do Tapajós, SW do Estado do Pará. Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. Boletim de Resumos..., Gramado, p. 93.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.-M., Lima E.F., 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research* **119**:189-223.
- Lamarão C.N., Silva de Souza K., Dall' Agnol R., Galarza M.A. 2008. Granitos pórfiros da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós: petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:533-543.
- Landis G.P., Snee L.W., Juliani C. 2005. Evaluation of argon ages and integrity of fluid-inclusion compositions: stepwise noble gas heating experiments on 1.87 Ga alunite from Tapajós Province, Brazil. *Chemical Geology* **215** (1-4), 127-153.
- Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K., 2000. An exploration model for Intrusion-Related Gold Systems. SEG – Newsletter, January 2000, Number 40.
- Lang J.R., Baker T., 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, **36**:477-489.
- Lima M.V.G.R. 2010. Geologia e Geocronologia do Depósito Aurífero do Palito, Província do Tapajós, Itaituba - Pa. Trabalho de conclusão de Curso (graduação em geologia), Instituto de Geociências UFPA, Faculdade de Geologia, Belém, 72 p.
- Lima M.V.G.R., Santos M.D., Lafon J.M. 2010. Geologia e Geocronologia do Depósito

- Aurífero do Palito, Província do Tapajós, Itaituba - Pa. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45. Belém - PA.
- Lowell J.D., Guilbert J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, **65**:373-408.
- McDonough W.F., Sun S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**:223–253.
- Mackenzie W. and Guilford C., 1982. *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*. Halsted, 148 pp.
- Mackenzie W.S. & Adams A.E. 1994. *A color atlas of rocks and minerals in thin section*. John Wiley & Sons, Inc, New York. 192 p.
- Maksaev V., Munizaga F., McWilliams M., Fanning M., Mathur R., Ruiz J., Thiele K. 2002. El Teniente porphyry copper deposit in the Chilean Andes: New Geochronological timeframe and duration of hydrothermal activity. Geological Society of America, *Abstracts with Programs*, **34**:336.
- Mártires R.A.C., Santana A.L. 2008. Informe Mineral Pará 2008/2007. Belém. DNPM, 2008. 10 p.
- McPhie J., Allen R., Doyle M., 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, 198 pp.
- McPhie J., Allen D., 2010. *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Australia. 197 p.
- McCulloch M.T. & Chappell B.W., 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth Planet Science Letters*, **58**:51-64.
- McCulloch M.T. & Wasserburg G.J., 1978. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, **200**:1003–1011.
- McDonough W.F., & Sun S.S. 1995. The composition of the Earth, *Chemical Geology*, **120**: 223–253.
- Melgarejo J.C., 1997. *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Edicions de La Universitat de Barcelona, Barcelona. 1076p.
- Melo A. F.F., Oliveira J.R., Dántona R.J.G., 1980. Metamorfitos arqueanos e granitóides pré-Uatumã das regiões dos rios Tapajós (alto curso) e Aripuanã (médio curso). Relatório Interno, Manaus: CPRM. 133 p. (inédito).

- Meyer C., & Hemley, J.J. 1967. Wall rock alteration, *in*: Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*. New York, Holt, Rinehart and Winston, pp. 166 - 235.
- Middlemost A.K., 1994. Naming materials in the magma / igneous rock system. *Earth-Science Reviews* **37**:215-224.
- Miranda Y.B.W. 2009. Caracterização mineralógica do Depósito Epitermal Paleoproterozóico High-Sulfidation da Província Aurífera de Tapajós: uma comparação com depósitos modernos. Trabalho de Formatura, IGUSP.
- Moreno J.A., Molina J.F., Montero P., Abu Anbar M., Scarrow J.H., Cambeses A., Bea F. 2014. Unraveling sources of A-type magmas in juvenile continental crust: Constraints from compositionally diverse Ediacaran post-collisional granitoids in the Katerina Ring Complex, southern Sinai, Egypt, *Lithos*, **192–195**:56–85.
- Munis M. de B. 2014. Modelamento estrutural da bacia do Alto Tapajós baseado em dados aeromagnéticos. *In*: Anais 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador – Bahia. CD-ROM.
- Nesse W., 1991. *Introduction to Optical Mineralogy*. Oxford University Press, New York. Second Edition. 335 p.
- Nunes C.M.D., Juliani C., Corrêa-Silva R.H., Bettencourt J.S., Jacobi P., 2000. Paleoproterozoic quartz–alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil), *In*: International Geological Congress, 31. *Abstracts*, Rio de Janeiro, Brazil. [CD-ROM].
- Nunes C.M.D., 2001. Caracterização de um sistema epitermal *High-Sulfidation* paleoproterozóico na Província Mineral do Tapajós, Pará. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Ohmoto H., Goldhaber M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. *In*: Barnes, H.L. (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd edition. Wiley and Sons, New York, pp. 517-611.
- Oliveira H.T., Borges R.M.K., Corrêa Lima R.G., Feio J.V.B. 2014. Petrografia, alteração hidrotermal e mineralização do alvo Jerimum de Baixo, campo mineralizado do Cuiú Cuiú, Província Aurífera do Tapajós (PA). *In*: Anais 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador – Bahia. CD-ROM.
- Pecerillo R., Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**:63-81.

- Perelló J.A. 1994. Geology, porphyry Cu–Au, and epithermal Cu–Au–Ag mineralization of the Tombulilato district, North Sulawesi, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, **50**:221–256.
- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A., Nascimento J.O., Santos J.O., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. 1(A), DNPM/CPRM.
- Picolini J.P. 2004. Caracterização petrológica de mineralizações epitermais associadas às rochas vulcânicas e ignimbritos do Grupo Iriri, Província Aurífera do Tapajós (PA). Trabalho de Formatura, IGUSP.
- Picot P., Johan Z., 1982. Atlas des minéraux métalliques. *Mémoires du Bureau de recherches géologiques et Minières*. N° 90, 2e édition.
- Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva J.R., A.L., Cruz V.L., Lamarão C.N., Moura C.A.V. 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**:793-802.
- Pirajno F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer-Verlag, New York. 97-140p.
- Pirajno F., 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer-Verlag, New York. 101-123 p.
- Plank T. 2005. *Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents*. *Journal of Petrology*, **46**:921-944.
- Porter T.M. 2001. An overview of the world's porphyry and other hydrothermal copper & gold deposits and their distribution. http://www.portergeo.com.au/conferences/porph_hyd_cu_au/abstracts/porphpref.pdf.
- Quadros M.L.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, 468 p.
- 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.
- Queiroz J.D.S., Klein E.L., Chaves C.L., Guimarães S.B. 2013. Rochas hospedeiras da mineralização aurífera no depósito Castelo de Sonhos, SW do Pará: Aspectos

- petrográficos preliminares. *In: Anais 13º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Pará. CD-ROM.
- Rambrag G.E., Santos J.O.S., 1974. O Grupo Uatumã. *In: Cong. Bras. Geol.*, **28**, Porto Alegre, *Anais*, 87-94.
- Reddy S.M., Evans D.A., Evans D.A. 2009. Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. *In: Reddy, S.M., Mazumder, R., Evans, D.A.D & Collins, A.S (eds).* Geological Society, London, Special Publications, **323**:1-26.
- Reed M.H. 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. *In: Barnes H.L. (Ed). Geochemistry of hydrothermal ore deposits (3 ed).* 303-365 pp.
- Reed M.H., Spycher N.F., 1985. Boiling, Cooling and oxidation in epithermal systems. A numerical model approach. *In: Berger, B.R., Bethke, P.M (eds): Geology and geochemistry of epithermal systems: Rev. Econ. Geol.* **2**:249-272.
- 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: S.N. Norte (Editor), Simpósio de Geologia da Amazônia*, **6**, *Anais*, Manaus, p. 519-522.
- Richards J.P., 1995. Alkalic-type epithermal gold deposits, a review: Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, **23**:367-400.
- Richards J.P. 2003. Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. *Economic Geology*, **98**:1515-1533.
- Richards J.P., 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere: *Geology*, **37**:247–250.
- Richards J.P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews*, **40**:1-26 p.
- Rollinson H.R. 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK Ltd, London, 344 pp.
- Rose A.W., Burt D.M., 1979. Hydrothermal alteration. *In: Barnes LH (ed) Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, New York, 173-235p.
- Rowins S.M. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: a new variation on an old theme. *Geology* **28**:491-494.
- Rye R.O., Bethke P.M., Wasserman M.D. 1992. The stable geochemistry of acid-sulfate alteration. *Econ. Geol.*, **87**:225-262.
- Rye R.O., 1993. The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: the stable isotope perspective. *Econ. Geol.*, **88**:733-753.

- Rytuba J. 1981. Relation of calderas to ore deposits in the western United States: Arizona. *Geological Society of Digest*, **14**:227-236.
- Santiago E.S.B., Villas R.N., Ocampo R.C. 2013. The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós, province, state of Pará: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. *Brazilian Journal of Geology*, **43**:185–208.
- Santos D.B., Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M, Cunha F.B., 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., Reis Neto J. M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. *Resumos*, Bahia, SBG, v.1., p. 339-348.
- Santos J.O.S. 1984. Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. In: Cong. Bras. Geol., **33**, Rio de Janeiro. *Anais*, Rio de Janeiro, SBG. p. 4535-4538.
- Santos J.O.S. & Loguércio, S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: C.C. Schobbenhaus, D. A., Derze, G. R., Asmus, H. E. (Eds., *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Adjacente Incluindo Depósitos Minerais*, Escala 1:2.500.000. DNPM/MME, Brasília, p. 93–127.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Almeida M., Gaudette H.E. 1997. Reconnaissance U-Pb in zircon, Pb-Pb in sulfides and review of Rb – Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará – Amazonas States, Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology. CPGeo-IGUSP, Campos do Jordão-SP, Extended Abstr, pp 280-282.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R., 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3**: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*, **36**:453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP

- geochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**:409-429.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil -Central. In: Bizzi, L.A. Et al. (Ed). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. p. 169-226, il.
- Santos J.O.S., Van Breemen O., Groves D., Hartmann L.A., Almeida M., Mcnaughton N.J., Fletcher, I. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U - Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**:73-109.
- Santos R.A. 1999. Controle estrutural das mineralizações de ouro da Província Mineral do Tapajós. Salvador: CPRM, 29p. (Relatório Interno).
- Santos M.D., Aquino, L.B.M., Serra, V.F.H., Gomes, M.V., Galarza, M.A., Lafon, J.M., 2013. Geocronologia das rochas hospedeiras e do minério com implicações na gênese do Depósito Aurífero Palito, Província Tapajós, Sudoeste do Pará. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, **13**, Belém, 2013. Anais. SBG/Núcleo Norte.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timming of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**:409-429.
- Sato K., 1998. Evolução crustal da Plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. 297 p. Tese - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Sawkins F.J. 1990. Metal deposits in relation to Plate tectonics. Second Edition. Springer-Verlag.
- Schobbenhaus C., Gonçalves J. H., Santos J. O. S. 2004 Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informações Geográficas - SIG e 46 folhas na escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 41 CD-ROM's.
- SERABI GOLD 2014. A mina de Ouro Palito – Recursos Geológicos. Disponível em: <http://www.serabigold.com/pt-br/projetos/a-mina-de-ouro-palito/geological-resources/>. Acessado em 06 jan 2015.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Sillitoe R.H., 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, **68**:799–815.

- Sillitoe R.H., 1979. Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Deposita* **14**:161-174.
- Sillitoe, R.H., 1983. Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **78**:348-352.
- Sillitoe R. H, Bonham H. F. 1984. Volcanic Landforms and ore deposits. *Economic Geology*, **79**:1286-1298.
- Sillitoe R., 1991. Gold metallogeny of Chile-an introduction. *Economic Geology* **86**:1187-1205.
- Sillitoe R.H. 1993a. Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. *Geological Association of Canada Special Paper* **40**:403-417.
- Sillitoe R.H. 1995. Exploration of porphyry copper lithocaps: Pacific Rim Congress, Auckland, *Proceedings*, Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 527 - 532.
- Sillitoe R.H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**:373-388.
- Sillitoe R.H. 2002b. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration. *Mineralium Deposita*, **37**:4-13.
- Sillitoe R.H., & Hedenquist J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits, *In*: Simmons, S.F., and Graham, I., eds., Volcanic, Geothermal and Ore-Forming Fluids; Rulers and Witnesses of Processes within the Earth. *Economic Geology*, Special Publication, **10**: 315-343.
- Sillitoe R. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, **105**:3-41.
- Silva G.G., Lima J.J.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia da Folha SC. 22 – Tocantins. *In*: Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, DNPM, v., p. 1-143.
- Silva-Junior C.D.S., Klein E.L., Galarza M.A. 2013. Rochas hospedeiras e estudo de isótopos de chumbo do minério aurífero do alvo Pau da Merenda, campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará. *In*: Anais 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Pará. CD-ROM.
- Simmons S.F., & Christenson B.W. 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system: *American Journal of Science*, **294**:361-400.

- Simon G., Kesler S.E, Essene E.J., Chryssoulis S.L., 2000. Gold in Porphyry Copper Deposits: Experimental Determination of the Distribution of Gold in the Cu-Fe-S system at 400 ° to 700 °C. *Economic Geology* **95**:259-270.
- 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*, **95**:971-999.
- Sinclair, W.D., 2007. Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (Ed.), Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication* **5**:223–243.
- Sinclair W.D., 2007. Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (Ed.), Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication* **5**:223-243.
- Smith J.V. & Brown W.L. 1988. *Feldspar minerals*. Springer-Verlag, Berlin, 828 p.
- Steven, T. A., and Ratté, J. C, 1960, Geology and ore deposits of the Summitville district San Juan Mountains, Colorado. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* **343**:70.
- Stoffregen R.E. 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology*, **82**:1575-1591.
- Streckeisen A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologische Rundschau* **63**:773-786.
- Tassinari C.C.G. 1996. O mapa Geocronológico do Craton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. 139 p. Tese (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**:174-182.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Neto, V.M., Bartorelli, A., Carneiro, C., Brito-Neves, B. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo; Beca, 2004. cap. 28, p. 471-485.
- Taylor B.E., 2007. Epithermal gold deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada,

- Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 113-139.
- Teal L., Benavides A., 2010. History and geologic overview of the Yanacocha Mining District, Cajamarca, Peru. *Economic Geology*, **105**:1173-1190.
- Teixeira N.P., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research* **42**:213-227.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall' Agnol R., Macambira E.M.B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb - Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian research* **119**:257-275.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K., 1999. Intrusion- related gold deposits associated with tungsten – tin Provinces. *Mineralium Deposita*, **34**:323–334.
- Tokashiki C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Aguja M.A., Brito L. 2013. Caracterização petrográfica e geoquímica das rochas vulcânicas de 1,97 Ga mineralizadas em ouro da porção Sul da Província Aurífera do Tapajós (PA). In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Pará.
- Tokashiki C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Aguja M.A., Brito L. 2014. Mineralizações auríferas associadas a eventos vulcânicos de 1,97 Ga de sistemas epitermais *Low-* e *Intermediate Sulfidation* no Depósito Coringa – Província Mineral do Tapajós. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador – Bahia, *Anais*, CD-ROM.
- Tosdal R. M, Dilles J.H., Cooke D. R. 2009. From Source to Sinks in Auriferous Magmatic-Hydrothermal Porphyry and Epithermal Deposits. *Elements*, **5**:289-295.
- Tröger W.E. 1979. *Optical termination of rock-forming minerals*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 188 p.
- Uytendogaardt W., Burke E.A.J. 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Second edition. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 430 p.
- Usero G., Juliani C., Bello R.M.S., Echeverri-Misas C.M., Tommasini D., Monteiro L.V.S. 2011. Estudo das Inclusões Fluidas da Mineralização Paleoproterozóica de Au-(Cu) do Tipo Pórfiro do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA). In: Frantz, J.C., Marques, J.C., Jost, H. (Org.). *Contribuições à Metalogenia do Brasil*. Porto Alegre. UFRGS/IG, v. 1, p. 111-128.

- Vasquez M.L., Santos A., 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, *Anais*, SBG. p.117-118.
- Vasquez M.L., Klein E.L., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Santos A., 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).
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008. Compartimentação tectônica. *In: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (organiz). 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: CPRM, CD-Rom*
- Vasquez M.L., Chaves C.L., Moura, E.M., Oliveira J.K.M., Lafon J.M. 2013. Eventos magmáticos de 2020 – 1980 Ma nas folhas São Domingos e Jardim do Ouro, Porção Leste do Domínio Tapajós. *In: Anais 13º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Pará. CD-ROM.
- Vikre P.G., 2007. Sinter-vein correlations at Buckskin Mountain, National District, Humboldt County, Nevada. *Economic Geology* **102**, 193 - 224.
- Villas R.N.N., Santiago E.S.B., Portela., C.M. 2013. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 13, n. 1, p. 111-138.
- Voudoris P., Spry P.G., Melfos V., Alfieri, D., 2007. Tellurides and bismuth sulfosalts in gold occurrences of Greece: mineralogical and genetic considerations. *Geologian Tutkimuskeskus, Opas 53 - Geological Survey of Finland*, **53**:85-94.
- Westra G., Keith S.B. 1981. Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits. *Economic Geology* **76**:844-873.
- White N.C., Hendequist J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **36**:13-34

- White N.C., Leake M.J., McCaughey S.N., Parris B.W., 1995. Epithermal gold deposits of the southwest Pacific. *Journal of Geochemical Exploration*, **54**:87-136.
- Whitney D., Evans B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**:185-187.
- Williams H., Turner F.J., Gilbert C.H., 1962. *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin section*. Freeman and Company, San Francisco, 406 pp.
- Winter J. 2010. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Second Edition. New York, Prentice Hall. 702 p.
- Xia B., Cheng G., Wang He., 2003. Analysis of tectonic settings of global superlarge porphyry copper deposits. *Science in China (Series D)*, **46**:110-122.
- Yokoi Y.O., Oliveira A.L.A.M., Tachibana J. 2001. General economy geology of the High Tapajós Basin (The “Cachimbo” Gráben) and its boundaries: a regional geological survey with exploratory purpose. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. *Resumos expandidos*, Belém: SBG. (CD-ROM).
- ZJMineração. 2013. Mina de Ouro Palito poderá iniciar produção em 2013. *In*: www.zjmineracao.com.br, acessado em 18 de agosto de 2014.

ANEXO I
ANÁLISES ISOTÓPICAS

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
LABORATÓRIO DE GEOCRONOLOGIA

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	T_{DM}	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
				$\pm 2\text{SE}$		(Ga)	$\pm 2\text{SE}$
NP007B	5.181	35.131	0.0892	0.511048+/-11	-31.02	2.43	
NP019B	4.684	32.822	0.0863	0.511030+/-11	-31.36	2.4	0.72988+/-2
NP020	4.255	24.851	0.1035	0.511245+/-9	-27.16	2.48	0.70853+/-1
NP39B	7.138	39.681	0.1087	0.511103+/-22	-29.95	2.82	0.71911+/-1
NP60	7.245	47.505	0.0922	0.511152+/-13	-28.99	2.36	0.71769+/-5
NP153	5.590	52.030	0.0649	0.511180+/-21	-28.43	1.9	0.72772+/-2

ANEXO I
DADOS LITOQUÍMICOS

Plutônicas

Amostra	NP-001	NP-007B	NP-008	NP-011	NP-019B	NP-041A	NP-042	NP-049	NP-060	NP-078	NP-095	NP-108	NP-151	NP-152
SiO₂	75.18	70.31	71.24	69.85	70.69	68.86	74.8	72.63	66.56	65.24	67.9	70.34	74.22	71.41
TiO₂	0.24	0.32	0.31	0.35	0.31	0.34	0.19	0.33	0.44	0.54	0.39	0.39	0.2	0.27
Al₂O₃	12.3	14.91	14.45	14.76	14.6	15.06	13.33	13.48	16.65	15.71	16.08	15.56	13.87	14.68
Fe₂O₃	1.56	2.12	1.91	2.33	2.09	2.57	1.19	1.6	3.07	3.83	2.3	2.29	1.01	1.89
MnO	0.03	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.08	0.1	0.06	0.03	0.06
MgO	0.18	0.61	0.49	0.69	0.59	0.9	0.28	0.32	0.66	1.54	0.47	0.47	0.12	0.53
CaO	0.42	1.57	1.52	1.91	1.65	2.26	1.1	0.83	2.4	2.93	0.85	0.61	0.3	1.51
Na₂O	4.07	4.14	3.92	4.15	3.9	4.2	3.33	3.97	4.41	4.01	4.92	3.77	3.54	4.1
K₂O	4.89	4.73	4.6	4.31	4.57	3.97	4.58	4.76	4.38	3.99	5.11	6.25	6.13	4.6
P₂O₅	0.02	0.1	0.1	0.11	0.1	0.12	0.04	0.07	0.15	0.18	0.09	0.07	0.02	0.09
Cr₂O₃	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.002	<0.001	<0.001	<0.001	0.002	0.004	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
LOI	0.89	1.14	1.41	1.26	1.21	1.65	1.01	1.48	0.47	2.01	1.76	0.83	0.92	0.82
SUM	99.82	100.15	100.14	99.94	99.93	100.15	100.02	99.64	99.53	100.25	100.16	100.79	100.4	100.08
Ba	153	1218	1124	1022	1296	1482	1109	986	2446	1534	1699	1214	413	1015
Be	9	2	3	4	6	3	<1	2	3	<1	<1	3	2	3
Ce	81.4	84.9	85.1	86.3	96.7	67.4	71.5	104.5	124.3	104.1	101.9	83.9	42.9	84.2
Co	52.0	51.8	63.4	55.0	51.6	54.1	63.6	84.2	60.2	42.7	29.7	28.9	49.8	56.6
Cs	0.3	1.9	1.9	1.9	1.5	1.0	1.0	1.0	1.6	1.2	0.9	2.7	1.1	2.3
Dy	3.73	2.99	2.29	2.15	2.24	1.63	1.71	4.58	3.28	3.7	4.66	2.5	1.51	3.26
Er	2.72	1.95	1.33	1.37	1.38	1.02	0.83	2.35	1.76	2.29	2.51	1.49	0.93	1.82
Eu	0.74	0.86	0.66	0.95	0.79	0.85	0.78	1.11	1.27	1.37	2.04	0.83	0.41	0.99
Ga	15.6	15.6	14.2	14.5	15.0	16.1	13.4	13.6	14.0	16.3	16.9	14.3	12.9	15.2
Gd	4.68	4.39	3.09	3.64	3.49	2.56	3.11	5.9	4.82	5.32	6.37	3.08	1.41	3.85
Hf	8.8	5.2	4.4	4.7	5.2	4.6	3.5	6.2	7.9	6.1	7.8	7.4	5.3	5.4
Ho	0.89	0.67	0.43	0.48	0.46	0.37	0.32	0.81	0.61	0.77	0.84	0.49	0.29	0.62
La	40.3	50.9	51.4	53.4	57.3	38.8	36.6	64.2	66.4	57.4	66.6	46.6	23.3	47.9
Lu	0.56	0.28	0.22	0.19	0.2	0.18	0.13	0.35	0.25	0.33	0.36	0.24	0.17	0.29
Nb	18.3	9.6	9.1	8.8	9.4	7.6	5.9	13.0	7.2	8.9	14.5	12.6	14.4	11.5
Nd	30.0	31.5	28.2	30.7	30.5	21.4	25.2	43.8	43.5	39.6	57.1	31.4	14.6	33.1
Pr	8.83	9.46	9.04	9.35	9.3	6.74	7.38	13.15	13.06	11.35	16.91	9.65	4.73	9.87
Rb	137.6	139.4	137.7	116.0	138.7	107.2	107.8	116.9	101.1	109.5	190.2	183.1	189.4	142.7

Plutônicas

Amostra	NP-001	NP-007B	NP-008	NP-011	NP-019B	NP-041A	NP-042	NP-049	NP-060	NP-078	NP-095	NP-108	NP-151	NP-152
Sm	5.04	4.84	4.44	4.62	4.3	3.23	4.34	6.99	6.14	6.3	9.17	4.57	2.39	5.16
Sn	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1	1	1	2	2	1
Sr	20.7	440.9	370.8	433.0	454.8	565.1	205.9	206.3	606.2	592.9	237.9	183.7	60.6	324.7
Ta	2.1	1.6	1.9	1.6	1.7	1.4	1.6	2.7	1.8	1.4	1.6	1.4	2.3	2.2
Tb	0.71	0.54	0.44	0.46	0.43	0.31	0.36	0.82	0.67	0.73	0.89	0.49	0.26	0.54
Th	11.0	13.4	12.5	12.3	14.1	10.7	18.8	9.7	11.1	11.4	16.2	18.6	16.6	17.4
Tm	0.41	0.29	0.2	0.22	0.19	0.16	0.13	0.38	0.26	0.33	0.4	0.22	0.15	0.31
U	2.6	3.1	2.0	1.3	2.8	2.2	1.7	2.6	2.5	2.4	3.3	2.5	3.8	2.3
V	<8	28	24	28	28	38	16	16	28	65	26	19	<8	21
W	514.2	482.8	608.4	459.1	470.2	431.8	602.0	831.6	575.7	384.3	286.3	224.4	568.9	519.7
Y	28.4	31.8	14.1	14.6	14.5	10.1	9.8	24.9	18.0	23.7	25.2	15.1	6.9	18.5
Yb	3.24	1.69	1.32	1.46	1.51	1.1	0.91	2.33	1.6	2.08	2.49	1.51	1.06	1.99
Zr	326.5	195.7	164.6	181.5	188.9	175.4	103.0	209.0	330.1	237.9	324.7	294.7	167.8	190.0
Ag	<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
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.5	<0.5	<0.5
Au	<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
Bi	<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
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu	0.9	2.2	1.8	2.2	5.7	1.5	0.6	0.9	5.6	15.5	6.0	0.6	5.2	15.1
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mo	0.3	0.2	0.2	0.3	0.6	0.3	<0.1	0.3	0.1	0.9	0.4	<0.1	1.7	0.2
Ni	1.3	1.7	1.8	2.0	1.9	3.3	1.0	1.3	0.8	5.6	1.6	1.3	0.7	2.6
Pb	7.3	12.3	14.1	13.4	12.1	15.6	7.8	19.8	6.2	11.4	12.5	7.2	13.6	11.8
Sb	<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
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
Tl	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.2
Zn	38	26	35	37	25	32	18	41	53	35	156	33	13	43

Plutônicas			Vulcânicas - Vulcanoclásticas											
Amostra	NP-153	NP-163	Amostra	NP-023B	NP-039B	NP-067B	NP-073	NP-079	NP-080C	NP-093	NP-094	NP-101	NP-114	NP-119
SiO ₂	68.44	75.42	SiO ₂	49.45	65.32	63.59	72.82	71.8	70.8	60.36	62.46	72.22	63.8	64.78
TiO ₂	0.35	0.11	TiO ₂	0.85	0.86	0.6	0.31	0.34	0.4	0.81	0.89	0.32	0.74	0.58
Al ₂ O ₃	15.42	12.04	Al ₂ O ₃	14.22	16.61	16.05	13.84	14.16	14.52	15.42	16.36	14.28	17.99	15.76
Fe ₂ O ₃	2.73	1.12	Fe ₂ O ₃	10.52	3.63	4.45	1.43	1.57	1.77	6.34	5.52	1.49	3.67	4.61
MnO	0.07	0.04	MnO	0.19	0.09	0.07	0.04	0.04	0.07	0.11	0.09	0.04	0.05	0.08
MgO	0.85	0.05	MgO	9.55	0.51	2.23	0.28	0.32	0.31	3.24	1.68	0.25	0.7	1.55
CaO	2.2	0.43	CaO	8.47	2.07	4.25	0.89	1.04	0.63	4.59	3.03	0.59	1.54	3.14
Na ₂ O	4.08	3.45	Na ₂ O	2.8	4.99	3.91	3.61	3.75	4.07	2.79	3.11	4.12	5.02	3.57
K ₂ O	4.53	4.94	K ₂ O	1.38	3.88	3.1	5.71	5.73	5.77	4.67	5.86	5.6	5.51	4.46
P ₂ O ₅	0.13	<0.01	P ₂ O ₅	0.3	0.22	0.17	0.04	0.04	0.06	0.35	0.39	0.04	0.22	0.18
Cr ₂ O ₃	0.004	0.001	Cr ₂ O ₃	0.115	0.004	0.002	<0.001	<0.001	0.001	0.011	<0.001	<0.001	<0.001	0.001
LOI	1.15	1.17	LOI	2.38	1.5	1.33	0.75	0.99	1.48	1.37	0.64	0.82	1.45	1.58
SUM	100.14	98.79	SUM	100.33	99.87	99.91	99.79	99.88	100.1	100.22	100.28	99.94	100.92	100.42
Ba	1564	54	Ba	768	1615	1267	534	673	1813	1362	2063	1365	1918	1095
Be	2	6	Be	3	2	4	2	<1	2	1	2	3	1	3
Ce	99.7	123.1	Ce	46.9	96.4	60.0	100.8	100	136.2	69.8	106.2	99.1	106.8	81.7
Co	111.8	93.7	Co	46.5	19.1	25.6	19.4	33.9	31.3	27.0	24.2	42.7	14.4	20.6
Cs	2.0	5.9	Cs	0.7	2.1	1.2	2.3	2.1	2.1	4.2	6.2	2.6	1.3	5.4
Dy	3.32	4.95	Dy	2.86	3.83	1.77	2.95	2.69	4.00	3.00	4.29	3.6	4.42	4.01
Er	1.75	3.46	Er	1.5	2.31	1.14	1.76	1.61	2.33	1.52	2.32	2.21	2.64	2.44
Eu	1.24	0.19	Eu	1.39	1.68	1.02	0.68	0.58	1.58	1.35	1.71	0.9	1.7	1.33
Ga	16.8	15.7	Ga	15.0	15.8	16.6	14.1	12.8	19.3	18.0	18.2	15.2	19.2	17.3
Gd	4.89	4.56	Gd	3.76	5.13	2.8	4.48	3.57	5.39	4.28	5.49	4.76	5.8	5.24
Hf	5.7	6.3	Hf	2.0	5.9	4.1	7.3	7.7	8.5	4.3	6.2	7.2	6.3	6.0
Ho	0.57	1.06	Ho	0.57	0.79	0.37	0.58	0.57	0.75	0.56	0.82	0.73	0.94	0.79
La	58.6	65.0	La	22.9	49.9	32.2	56.7	53.2	72.0	34.8	52.6	50.5	58.2	42.4
Lu	0.3	0.66	Lu	0.19	0.3	0.17	0.26	0.24	0.36	0.24	0.33	0.36	0.35	0.38
Nb	13.0	16.1	Nb	2.8	9.2	5.6	13.7	13.4	12.7	7.3	10.6	13.9	11.7	10.5
Nd	38.9	37.9	Nd	23.7	38.2	23.9	37.8	33.5	53.2	31.4	47.9	37.0	48.5	35.4
Pr	10.76	12.91	Pr	5.81	10.68	6.51	11.1	10.26	16.03	8.45	13.09	11.15	13.39	10.03
Rb	151.9	377.9	Rb	40.6	96.1	80.2	199.7	185.1	143.8	116.3	168.5	190.8	152.9	150.5

Plutônicas			Vulcânicas - Vulcanoclásticas											
Amostra	NP-153	NP-163	Amostra	NP-023B	NP-039B	NP-067B	NP-073	NP-079	NP-080C	NP-093	NP-094	NP-101	NP-114	NP-119
Sm	6.07	5.92	Sm	4.37	6.35	3.72	5.63	4.93	7.92	5.16	7.58	5.97	7.52	5.98
Sn	2	5	Sn	<1	1	<1	2	2	2	1	1	2	1	1
Sr	535.4	27.4	Sr	847.8	552.3	817.3	193.4	220.6	123.9	614.1	619.6	174.3	376.7	461.5
Ta	2.6	4.1	Ta	0.3	1.0	0.8	1.5	1.5	1.4	0.6	1.0	1.7	0.8	1.1
Tb	0.56	0.74	Tb	0.51	0.69	0.34	0.55	0.52	0.78	0.57	0.81	0.69	0.8	0.75
Th	15.2	61.2	Th	1.6	11.8	11.7	23.6	21.2	17.0	6.1	10.5	19.8	14.3	14.3
Tm	0.26	0.6	Tm	0.2	0.34	0.16	0.27	0.24	0.34	0.23	0.32	0.36	0.39	0.38
U	3.8	9.8	U	0.1	2.9	2.9	5.4	4.9	3.6	1.3	2.1	4.0	3.2	3.5
V	37	<8	V	202	55	90	14	20	17	112	59	13	83	72
W	778.9	843.0	W	75.0	148.9	111.2	193.4	319.5	274.7	121.0	119.5	349.0	79.7	120.8
Y	17.0	31.6	Y	14.2	20.1	10.1	18.0	15.2	22.0	16.2	23.4	22.2	26.4	24.2
Yb	1.97	4.38	Yb	1.21	2.01	1.11	1.83	1.56	2.12	1.43	2.08	2.41	2.43	2.63
Zr	237.3	146.6	Zr	74.5	228.1	140.6	246.2	267.0	371.4	173.9	257.0	276.4	264.8	232.2
Ag	<0.1	<0.1	Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	<0.5	<0.5	As	<0.5	26.4	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	1.4	0.7	<0.5	0.6	<0.5
Au	<0.5	<0.5	Au	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	8.0	5.1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi	<0.1	0.2	Bi	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.2	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	<0.1	0.2	Cd	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
Cu	6.8	1.6	Cu	23.5	4.7	15.4	8.6	4.4	1.3	35.7	4.0	3.5	4.5	8.3
Hg	<0.01	<0.01	Hg	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	*	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mo	0.3	0.4	Mo	<0.1	<0.1	0.5	1.7	3.0	0.1	0.4	0.1	0.1	<0.1	0.3
Ni	3.4	0.9	Ni	62.9	2.2	14.9	3.6	1.2	0.7	18.8	0.5	0.8	1.9	2.5
Pb	15.0	29.9	Pb	2.6	10.2	6.0	19.4	23.0	72.5	4.0	6.9	9.8	8.6	16.2
Sb	<0.1	<0.1	Sb	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2
Se	<0.5	<0.5	Se	<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	0.2	Tl	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.3	0.5	0.2	<0.1	0.3
Zn	47	45	Zn	34	49	41	21	28	50	55	73	36	48	55

Vulcânicas - Vulcanoclásticas

NP-147	Amostra	NP-121	NP-123	NP-141	NP-156B	NP-159B	NP-173	NP-175A	NP-175B	NP-176	NP-178A	NP-178B	NP-179
60.19	SiO₂	75.09	72.8	76.4	71.59	65.48	75.58	73.86	75.03	75.93	63.82	70.86	72.53
0.69	TiO₂	0.27	0.31	0.06	0.36	0.58	0.2	0.24	0.22	0.2	0.65	0.39	0.37
17.26	Al₂O₃	13.16	13.59	14.95	14.27	18.22	12.96	13.4	13.46	12.71	15.31	14.62	14.44
5.51	Fe₂O₃	1.12	1.82	0.89	1.54	3.18	1.1	1.22	1.07	0.87	4.98	1.74	1.86
0.09	MnO	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04	0.07	0.07	0.09	0.06	0.08	0.07	0.09
2.35	MgO	0.1	0.37	0.08	0.19	1.1	0.19	0.11	0.19	0.16	2.01	0.29	0.3
4.12	CaO	0.15	1.29	<0.01	0.5	0.14	0.72	0.5	0.42	0.34	3.9	0.88	0.65
3.01	Na₂O	3.78	2.28	<0.01	3.63	2.14	3.21	3.78	3.69	3.46	3.62	4.7	4.38
5.2	K₂O	5.19	5.04	4.2	5.6	6.06	5.18	5.41	5.39	5.11	4.28	5.11	5.56
0.27	P₂O₅	0.03	0.06	0.02	0.04	0.1	0.02	0.02	0.02	0.01	0.21	0.06	0.06
0.004	Cr₂O₃	0.001	<0.001	0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.002	0.007	<0.001	<0.001
1.85	LOI	0.95	2.59	3.44	1.28	3.42	1.49	1.15	0.83	0.88	1.38	1.28	0.85
100.81	SUM	99.95	100.31	100.16	99.19	100.61	100.78	99.81	100.46	99.79	100.37	100.22	101.19
2486	Ba	583	898	790	1362	1202	485	477	413	310	1230	2021	998
2	Be	3	3	3	2	3	5	2	<1	3	<1	<1	<1
98.5	Ce	111.7	126.3	43.1	49.5	129.2	76.2	92.0	80.3	70.3	87.4	140.0	138.4
21.5	Co	52.1	24.6	17.0	32.1	11.5	24.6	35.8	45.2	34.3	25.4	32.4	40.0
7.4	Cs	3.1	14.5	3.2	2.1	7.1	4.1	3.2	3.5	3.9	1.7	2.1	3.1
3.21	Dy	6.06	5.42	1.7	2.92	5.61	5.16	4.67	4.16	3.72	2.8	4.49	4.32
1.86	Er	3.39	3.34	0.94	1.77	3.28	3.77	2.63	2.42	2.25	1.53	2.73	2.57
1.81	Eu	0.87	1.23	0.3	0.64	1.67	0.69	0.72	0.53	0.49	1.13	1.98	1.36
18.8	Ga	16.1	15.3	18.8	14.2	20.2	13.2	13.8	13.6	13.6	15.3	15.9	15.0
5.35	Gd	7.01	7.19	2.35	2.99	6.65	5.04	5.27	4.64	3.69	4.51	6.91	6.94
5.2	Hf	7.6	6.3	3.0	7.6	9.8	5.5	6.6	6.0	5.2	5.5	8.7	8.5
0.7	Ho	1.25	1.21	0.36	0.57	1.06	1.17	0.9	0.8	0.72	0.62	0.86	0.91
48.1	La	61.7	69.9	22.8	38.1	72.3	47.8	45.3	40.5	35.5	44.8	75.4	75.7
0.24	Lu	0.53	0.54	0.2	0.33	0.49	0.54	0.39	0.36	0.33	0.21	0.42	0.43
9.6	Nb	16.6	12.7	8.6	13.7	17.9	13.4	13.0	13.9	13.3	9.3	12.8	13.8
41.9	Nd	45.3	44.9	14.4	27.8	53.5	33.8	39.2	31.9	28.7	34.5	56.5	52.0
10.8	Pr	12.92	13.07	4.45	8.39	15.78	10.21	11.04	9.57	8.28	9.34	15.04	15.01
165.0	Rb	189.8	229.5	148.4	173.6	272.9	156.0	155.5	158.0	157.9	129.9	136.2	153.0

Vulcânicas - Vulcanoclásticas

NP-147	Amostra	NP-121	NP-123	NP-141	NP-156B	NP-159B	NP-173	NP-175A	NP-175B	NP-176	NP-178A	NP-178B	NP-179
7.44	Sm	8.35	8.01	3.01	4.29	8.15	5.38	6.66	5.75	4.7	5.21	8.88	8.09
2	Sn	3	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1	2
1430.8	Sr	91.4	171.7	20.1	148.1	126.7	78.9	53.9	63.3	46.3	742.7	178.5	119.5
0.8	Ta	2.3	1.5	0.8	1.8	1.3	1.6	1.8	2.2	1.7	0.9	1.1	1.8
0.66	Tb	1.02	0.99	0.32	0.5	0.97	0.8	0.81	0.76	0.59	0.55	0.76	0.87
10.3	Th	23.1	22.1	8.0	19.5	20.8	19.3	16.6	17.3	18.0	13.8	17.1	16.3
0.26	Tm	0.52	0.48	0.18	0.29	0.48	0.56	0.41	0.36	0.35	0.22	0.39	0.36
2.9	U	6.9	2.9	1.4	4.6	4.8	5.0	3.4	4.2	4.4	3.5	3.5	3.9
105	V	18	28	<8	10	38	<8	<8	<8	<8	92	14	<8
70.9	W	461.2	197.2	126.5	331.7	70.5	274.8	381.1	533.7	393.6	119.6	267.1	352.4
19.4	Y	33.6	37.3	10.8	15.1	34.8	64.0	27.3	23.6	20.3	16.9	22.6	27.1
1.73	Yb	3.33	3.43	1.02	1.95	2.9	3.1	2.61	2.43	2.21	1.41	2.44	2.71
211.9	Zr	244.8	223.9	95.1	272.0	400.6	172.9	222.7	191.0	161.6	220.1	396.8	370.4
<0.1	Ag	0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.1
0.7	As	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	2.8	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5
0.9	Au	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<0.1	Bi	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.2	<0.1
<0.1	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
35.0	Cu	2.0	1.6	0.3	1.8	25.4	0.3	1.5	0.6	0.5	30.4	3.6	3.3
<0.01	Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
0.5	Mo	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.5	<0.1	<0.1
9.3	Ni	0.6	0.6	0.4	0.6	2.8	0.7	0.5	0.7	0.5	16.0	0.8	2.3
8.8	Pb	16.4	26.3	16.9	9.2	4.5	12.5	15.7	9.2	29.1	8.0	137.1	9.5
<0.1	Sb	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	0.2	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<0.5	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
0.4	Tl	0.1	0.3	0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1
59	Zn	18	33	6	27	55	16	20	28	32	44	45	51

Vulcânicas - Vulcanoclásticas					Hidrotermalizadas								
NP-180	NP-182C	Amostra	NP-183A	NP-184	Amostra	NP-44A	NP-80B	NP-110A	NP-110B	NP-118	NP-138A	NP-140A	NP-143
69.73	74.44	SiO ₂	71.25	70.99	SiO ₂	59.26	50.92	73.35	55.7	71.24	78.98	78.35	76.82
0.44	0.22	TiO ₂	0.41	0.37	TiO ₂	1.63	0.89	0.4	0.6	0.62	0.21	0.24	0.05
15.2	13.5	Al ₂ O ₃	14.65	14.54	Al ₂ O ₃	17.74	36.68	21.67	26.43	22.82	13.23	13.64	14.93
2.26	1.37	Fe ₂ O ₃	1.74	1.94	Fe ₂ O ₃	10.86	1.36	0.07	3.05	0.06	0.78	1.16	1.1
0.09	0.02	MnO	0.09	0.08	MnO	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.02
0.36	0.14	MgO	0.24	0.3	MgO	0.58	<0.01	<0.01	0.7	<0.01	0.28	0.24	0.09
0.88	0.04	CaO	0.56	0.68	CaO	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01
4.49	3.56	Na ₂ O	4.54	4.97	Na ₂ O	<0.01	0.13	<0.01	0.07	0.03	<0.01	<0.01	<0.01
5.64	4.92	K ₂ O	5.57	4.87	K ₂ O	4.99	4.05	0.21	8.16	0.62	3.95	4.21	4.45
0.07	0.02	P ₂ O ₅	0.05	0.06	P ₂ O ₅	0.39	0.1	0.06	0.04	0.13	0.02	0.03	<0.01
0.008	0.001	Cr ₂ O ₃	<0.001	<0.001	Cr ₂ O ₃	0.008	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
1.00	2.09	LOI	0.81	1.07	LOI	4.09	6.2	4.68	4.83	4.84	2.66	2.71	3.06
100.28	100.39	SUM	100.01	100.16	SUM	99.88	100.5	100.4	99.71	100.36	100.18	100.6	100.6
880	569	Ba	746	2243	Ba	2582	1513	49	951	62	470	245	607
2	<1	Be	4	4	Be	5	<1	<1	4	<1	2	1	<1
173.5	80.2	Ce	150.6	122.4	Ce	492.0	35.7	64.2	159.9	91.9	79.9	84.4	49.1
27.5	99.7	Co	36.6	37.7	Co	28.4	1.3	21.0	22.4	35.2	15.2	14.6	21.0
2.6	1.1	Cs	1.8	0.7	Cs	4.0	0.8	0.2	17.6	0.6	5.3	4.6	3.5
4.35	3.55	Dy	4.64	3.97	Dy	8.93	1.98	1.45	6.66	1.87	3.43	3.03	1.65
2.23	2.02	Er	2.31	2.51	Er	3.49	1.11	0.51	3.6	0.92	2.04	1.7	1.07
1.63	0.66	Eu	1.51	1.84	Eu	6.4	0.82	1.02	2.23	0.89	0.55	0.68	0.4
15.3	11.3	Ga	14.0	16.8	Ga	23.2	30.4	22.6	35.5	18.9	15.5	15.2	14.2
6.64	3.77	Gd	6.64	5.66	Gd	19.2	2.47	2.28	7.89	2.98	3.98	3.86	2.02
9.6	5.3	Hf	9.3	8.4	Hf	6.1	7.0	8.3	13.7	5.9	5.8	5.7	3.5
0.8	0.66	Ho	0.83	0.82	Ho	1.41	0.41	0.23	1.26	0.32	0.66	0.61	0.35
91.3	40.5	La	79.7	64.2	La	328.9	26.3	39.5	77.2	54.7	42.8	46.1	28.0
0.36	0.33	Lu	0.4	0.37	Lu	0.41	0.2	0.07	0.55	0.16	0.38	0.33	0.18
11.2	13.0	Nb	11.6	11.8	Nb	12.3	9.6	13.0	20.0	10.9	14.4	12.4	8.2
69.1	32.1	Nd	63.5	51.7	Nd	176.2	13.7	22.3	70.3	35.1	27.2	29.9	16.0
20.00	9.5	Pr	18.14	14.26	Pr	56.93	3.66	6.95	18.93	10.23	8.21	9.16	4.93
135.7	133.4	Rb	132.5	126.9	Rb	158.2	77.8	8.6	346.9	21.5	160.3	187.7	163.1

Vulcânicas - Vulcanoclásticas					Hidrotermalizadas								
NP-180	NP-182C	Amostra	NP-183A	NP-184	Amostra	NP-44A	NP-80B	NP-110A	NP-110B	NP-118	NP-138A	NP-140A	NP-143
9.73	5.36	Sm	9.38	7.88	Sm	25.72	2.44	3.51	11.42	4.75	4.58	4.68	2.63
1	1	Sn	2	1	Sn	2	2	2	7	2	2	2	2
114.7	31.6	Sr	77.8	102.6	Sr	151.8	408.7	363.2	79.8	834.0	25.1	20.8	9.5
1.4	1.5	Ta	1.6	1.6	Ta	0.8	0.7	1.2	1.8	1.5	1.5	1.2	1.2
0.92	0.58	Tb	0.91	0.78	Tb	1.83	0.36	0.26	1.08	0.33	0.54	0.53	0.29
16.1	16.8	Th	16.6	16.7	Th	6.8	9.5	12.5	30.7	14.1	24.9	22.4	14.8
0.36	0.31	Tm	0.37	0.36	Tm	0.49	0.18	0.08	0.55	0.15	0.34	0.3	0.17
3.5	2.7	U	3.7	4.0	U	7.0	5.3	1.1	6.2	2.6	5.0	4.3	2.6
17	<8	V	<8	10	V	149	85	34	86	60	13	20	<8
261.6	297.6	W	360.8	352.5	W	83.7	4.4	239.8	226.5	408.0	178.5	160.5	223.0
21.7	18.0	Y	22.7	19.8	Y	41.0	9.2	5.6	36.6	8.5	20.3	16.9	10.7
2.25	2.03	Yb	2.43	2.32	Yb	3.07	1.25	0.44	3.53	0.97	2.37	2.05	1.18
422.5	188.7	Zr	401.6	360.0	Zr	278.6	273.6	368.5	577.8	239.6	174.5	180.3	98.7
0.1	<0.1	Ag	<0.1	0.1	Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
<0.5	<0.5	As	<0.5	<0.5	As	0.8	8.5	<0.5	<0.5	<0.5	16.6	9.1	<0.5
0.9	<0.5	Au	<0.5	<0.5	Au	2.7	1.3	1.0	2.3	0.6	0.6	6.6	<0.5
<0.1	<0.1	Bi	<0.1	0.1	Bi	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	0.1	<0.1
<0.1	<0.1	Cd	<0.1	<0.1	Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
8.1	1.7	Cu	2.1	3.3	Cu	3.0	0.6	0.7	3.2	1.3	0.7	1.0	0.4
<0.01	<0.01	Hg	<0.01	<0.01	Hg	<0.01	0.02	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
<0.1	0.2	Mo	<0.1	<0.1	Mo	<0.1	3.3	<0.1	0.7	0.2	0.9	0.6	<0.1
3.4	1.3	Ni	1.5	0.6	Ni	3.9	<0.1	0.4	0.4	0.6	0.2	0.2	0.4
16.9	2.7	Pb	11.3	28.4	Pb	28.5	3.8	2.1	4.9	2.2	7.6	10.0	23.0
<0.1	<0.1	Sb	0.1	<0.1	Sb	0.4	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.2	<0.1
<0.5	<0.5	Se	<0.5	<0.5	Se	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<0.1	<0.1	Tl	<0.1	<0.1	Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1
46	8	Zn	52	60	Zn	10	<1	<1	3	<1	1	2	4

Hidrotermalizadas

Amostra	NP-144A	NP-145A	NP-148A	NP-148B	Amostra	NP-144A	NP-145A	NP-148A	NP-148B
SiO₂	77.94	86.93	74.41	72.21	Sm	5.69	3.00	5.21	4.44
TiO₂	0.26	0.12	0.33	0.37	Sn	4	2	1	1
Al₂O₃	13.89	7.9	15.41	17.04	Sr	9.6	3.8	142.1	31.2
Fe₂O₃	1.33	0.99	1.9	2.39	Ta	1.5	1.2	1.3	1.4
MnO	0.02	0.01	<0.01	<0.01	Tb	0.68	0.43	0.57	0.56
MgO	0.36	0.23	0.04	0.5	Th	21.0	17.8	16.1	21.4
CaO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	Tm	0.39	0.31	0.29	0.31
Na₂O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	U	2.8	2.7	2.7	3.8
K₂O	4.22	2.69	4.1	4.96	V	20	14	12	25
P₂O₅	0.02	<0.01	0.06	0.08	W	264.7	95.4	238.9	125.8
Cr₂O₃	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	Y	23.9	16.5	19.6	19.4
LOI	2.61	1.61	3.59	2.94	Yb	2.56	2.28	1.9	2.00
SUM	100.68	100.47	99.97	100.61	Zr	264.8	136.1	302.3	409.0
Ba	175	97	1153	1108	Ag	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
Be	2	1	<1	1	As	0.5	0.6	<0.5	0.6
Ce	79.2	51.6	105.4	77.9	Au	<0.5	<0.5	0.9	0.8
Co	21.9	11.6	20.5	29.2	Bi	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cs	1.9	4.1	4.7	1.9	Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Dy	4.6	2.74	3.74	3.49	Cu	0.9	0.2	7.3	0.8
Er	2.59	1.93	2.05	1.99	Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Eu	0.54	0.35	0.95	0.99	Mo	7.4	0.2	2.9	2.7
Ga	20.5	16.9	18.2	18.6	Ni	0.3	0.2	0.4	0.4
Gd	4.75	2.61	3.91	3.91	Pb	7.4	1.9	4.9	8.8
Hf	7.8	4.8	7.9	10.1	Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ho	0.84	0.57	0.73	0.69	Se	<0.5	<0.5	2.3	0.7
La	39.5	25.6	57.4	42.9	Tl	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Lu	0.4	0.36	0.31	0.33	Zn	1	2	<1	<1
Nb	15.5	10.1	13.6	16.9					
Nd	32.3	18.5	38.5	28.9					
Pr	9.00	5.39	11.27	8.28					
Rb	196.4	148.6	96.7	156.7					

ANEXO I

INDICADORES PETROGENÉTICOS

Grupo	Amostra	Litotipo	Eu/Eu*	(La/Yb) _N	(La/Sm) _N	(Gd/Yb) _N	SumREE	SumLREE	SumHREE
Plutônica	NP-001	Álcali-Felds granito	0.46	8.45	4.99	1.17	183.25	165.57	16.94
Plutônica	NP-007B	Monzogranito	0.57	20.46	6.57	2.10	195.26	181.60	12.80
Plutônica	NP-008	Monzogranito	0.54	26.45	7.23	1.89	188.16	178.18	9.32
Plutônica	NP-011	Monzogranito	0.71	24.85	7.22	2.02	195.29	184.37	9.97
Plutônica	NP-019B	Monzogranito	0.62	25.78	8.32	1.87	208.79	198.10	9.90
Plutônica	NP-041A	Pórfiro	0.90	23.96	7.50	1.88	145.75	137.57	7.33
Plutônica	NP-042	Sienogranito	0.65	27.32	5.27	2.76	153.30	145.02	7.50
Plutônica	NP-049	Sienogranito	0.53	18.72	5.74	2.05	251.27	232.64	17.52
Plutônica	NP-060	Monzogranito	0.71	28.19	6.75	2.44	267.92	253.40	13.25
Plutônica	NP-078	Monzogranito	0.72	18.75	5.69	2.07	235.67	218.75	15.55
Plutônica	NP-151	Sienogranito	0.68	14.93	6.09	1.08	94.11	87.92	5.78
Plutônica	NP-152	Monzogranito	0.68	16.35	5.80	1.57	193.90	180.23	12.68
Plutônica	NP-153	Monzogranito	0.69	20.21	6.03	2.01	228.89	214.03	13.62
Plutônica	NP-163	Sienogranito	0.11	10.08	6.86	0.84	265.43	244.83	20.41
Vulcânica	NP-039B	Riolito	0.90	16.86	4.91	2.06	218.61	201.53	15.40
Vulcânica	NP-067B	Andesito	0.96	19.71	5.41	2.04	135.21	126.33	7.86
Vulcânica	NP-073	Riolito	0.41	21.05	6.29	1.98	225.39	212.03	12.68
Vulcânica	NP-079	Riolito	0.42	23.17	6.74	1.85	213.47	201.89	11.00
Vulcânica	NP-080C	Ignimbrito	0.74	23.07	5.68	2.06	303.00	285.35	16.07
Vulcânica	NP-093	Piroclástica	0.88	16.53	4.21	2.42	162.79	149.61	11.83
Vulcânica	NP-094	Piroclástica	0.81	17.18	4.33	2.14	245.54	227.37	16.46
Vulcânica	NP-101	Ignimbrito	0.51	14.23	5.28	1.60	219.74	203.72	15.12
Vulcânica	NP-114	Riolito	0.78	16.27	4.83	1.93	253.88	234.41	17.77
Vulcânica	NP-119	Andesito	0.72	10.95	4.43	1.61	193.46	175.51	16.62
Vulcânica	NP-147	Andesito	0.87	18.89	4.04	2.50	222.56	206.74	14.01
Vulcânica	NP-121	Riolito	0.35	12.59	4.61	1.70	263.95	239.97	23.11
Vulcânica	NP-123	Ignimbrito	0.49	13.84	5.45	1.70	286.01	262.18	22.60
Vulcânica	NP-141	Riolito	0.34	15.18	4.73	1.86	95.13	87.76	7.07
Vulcânica	NP-156B	Piroclástica	0.54	13.27	5.55	1.24	140.04	128.08	11.32
Vulcânica	NP-159B	Ignimbrito	0.69	16.94	5.54	1.86	302.04	278.93	21.44
Vulcânica	NP-173	Riolito	0.40	10.47	5.55	1.32	194.22	173.39	20.14
Vulcânica	NP-175A	Ignimbrito	0.37	11.79	4.25	1.63	212.61	194.20	17.69
Vulcânica	NP-175B	Riolito	0.31	11.32	4.40	1.54	184.48	168.02	15.93
Vulcânica	NP-176	Ignimbrito	0.36	10.91	4.72	1.35	161.83	147.48	13.86
Vulcânica	NP-178A	Andesito	0.71	21.58	5.37	2.59	194.23	181.25	11.85
Vulcânica	NP-178B	Ignimbrito	0.77	20.99	5.30	2.29	316.80	295.82	19.00
Vulcânica	NP-179	Ignimbrito	0.55	18.98	5.84	2.07	309.67	289.20	19.11
Vulcânica	NP-180	Ignimbrito	0.62	27.57	5.86	2.39	383.17	363.63	17.91
Vulcânica	NP-182C	Riolito	0.45	13.55	4.72	1.50	181.57	167.66	13.25
Vulcânica	NP-183A	Ignimbrito	0.58	22.28	5.31	2.21	341.36	321.32	18.53
Vulcânica	NP-184	Ignimbrito	0.84	18.80	5.09	1.97	279.07	260.44	16.79
Vulcânica	NP-095	Pórfiro	0.81	18.17	4.54	2.07	272.24	251.68	18.52
Vulcânica	NP-108	Pórfiro	0.67	20.96	6.37	1.65	186.97	176.12	10.02

ANEXO II
ARTIGO A SER SUBMETIDO

MAGMATIC EVOLUTION, HYDROTHERMAL ALTERATION AND GENESIS OF THE PALEOPROTEROZOIC PALITO Au–(Cu) PORPHYRY-TYPE DEPOSIT, TAPAJÓS GOLD PROVINCE, SOUTHERN AMAZONIAN CRATON, BRAZIL

Carlos Mario Echeverri-Misas*, Caetano Juliani*, Lena Virgínia Soares Monteiro*, Anthony E. Fallick**

* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo, Brazil

** Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, Glasgow G75 0QF, Scotland, U.K.

E-mails: carlosma99@yahoo.com, cjuliani@usp.br, lena.monteiro@usp.br, T.Fallick@suerc.gla.ac.uk

Abstract

The Palito Au–(Cu) porphyry-type deposit is located in the southern part of the Amazonian craton, in the Tapajós Gold Province (TGP). This area is dominated by Paleoproterozoic intermediate to felsic volcanic rocks and granites. The main magmatic units are represented by the calc-alkaline Fogoquinha granodiorite, Rio Novo porphyritic granite, Palito granite and porphyry dikes. The high K calc-alkaline Palito granite hosts the porphyry copper–gold mineralization and is made up by minor intrusions of fine- to medium-grained equigranular to porphyritic red granites in the Rio Novo unit. These rock units, mainly the Palito granite, were affected by post-magmatic hydrothermal alteration events starting with incipient sodic (albite) alteration, intense pervasive potassic alteration (K-feldspar + biotite), followed by fissural to pervasive propylitic alteration and a later sericitic alteration mainly controlled by fissures. Very local argillic alteration is also present.

The ore bodies comprise prevalent NW–SE and subordinate E–W trending sulfide and sulfide-rich quartz veins and stockwork zones. Gold–(copper)- rich veinlets are very common in the barren zones, and gold also occurs disseminated within the Palito granite. A later shearing event post-dates the mineralization and was accompanied by a second event of hydrothermal alteration. The latter is responsible for the barren quartz veins with pyrite and carbonate. Stable isotope analyses of the ore sulfides (chalcopyrite, pyrite and galena) show $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ values between +1.2 to +3.6‰, reflecting a magmatic source. Oxygen isotope analyses of

quartz, K-feldspar, sericite, chlorite, and calcite from the hydrothermal alteration zones and mineralized veins show values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = +8.8$ to $+11.2\text{‰}$; $+7.9$ to $+8.8\text{‰}$; $+1.7$ to $+6.9\text{‰}$; -2.4‰ and $+9.0$ to $+23.9\text{‰}$, respectively. Calculated oxygen isotope composition of fluids ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +5.1$ to $+7.5\text{‰}$ at 450 °C) in equilibrium with quartz and K-feldspar from the early stage of hydrothermal alteration is typical of magmatic water. The $\delta^{18}\text{O}$ values of fluids associated with the propylitic alteration ($\delta^{18}\text{O} = -2.6\text{ ‰}$; $\delta\text{D} = -55.4\text{‰}$ at 350 °C) and sericitization stages ($\delta^{18}\text{O} = +1.1$ to $+6.3\text{‰}$; $\delta\text{D} = -36.2$ to -0.2‰ at 350 °C) indicate mixing of magmatic and meteoric waters. The geological features, styles and types of hydrothermal alteration, and characteristics of the hydrothermal fluids indicate that the Palito Au–(Cu) deposit is located in the roots of a partially eroded porphyry-type hydrothermal system and represents a magmatic–hydrothermal deposit developed in a continental margin magmatic arc.

Keywords: Amazonian craton, Uatumã magmatic event, Tapajós Gold Province, Au–(Cu) Paleoproterozoic porphyry, Hydrothermal alteration.

1. Introduction

The Palito Au–(Cu) deposit is located in the Tapajós Gold Province (TGP), in the southern part of the Amazonian craton. This was one of most important gold producing province of Brazil during the last decades, in which gold was mainly mined by “garimpeiros” (prospectors that undertook small mining operations) in alluvial and colluvial deposits. Previous studies showed that primary gold deposits in TGP could be grouped into six main categories: 1) mesothermal orogenic gold lodes associated with shear zones in granitoids (Coutinho et al., 1998; 2000; Santos et al., 2001); 2) epithermal mineralization associated with intrusive basic rocks (Dreher et al., 1998); 3) intrusion-related deposits in granitic rocks (Santos et al., 2001); 4) epigenetic deposits in shear zones (Santos et al., 2001); 5) high- and low-sulfidation epithermal systems hosted in acid volcanic rocks of the Iriri Group (Nunes, 2001; Corrêa-Silva, 2002; Juliani et al., 2005), and 6) porphyry-type deposits in granites (Juliani et al., 2002; Silva, 2004; Echeverri-Misas, 2010).

In the Palito deposit, gold-copper ore bodies comprise NW–SE trending sulfide-bearing quartz veins and stockworks hosted by the Paleoproterozoic Palito granite. Measured and indicated mineral resources of 224,272 ounces (gold equivalent) and inferred mineral resources of 443,965 ounces (gold equivalent) have been reported by the Serabi Gold Company (2011). Also, the average mined grades are estimated at 8,98 g/t and will be processed about 90,000 of ore per year.

The Palito granite (1.883 ± 11 Ma; Pb-Pb zircon; Aquino et al., 2012) crosscut the Rio Novo granite (1881 ± 4 Ma; Pb-Pb zircon; Lima et al., 2010) and the Fofóinha granodiorite (1.946 ± 57 Ma; Pb-Pb zircon; Lima et al., 2010). These host units are attributed to calc-alkaline magmatic arcs developed between 2.10 and 1.87 Ga. Hydrothermal alteration in the host rocks, mainly in the Palito granite, encompasses potassic, propylitic, and sericitic stages similar to those typical of copper porphyry type deposits. In addition, fluid inclusion studies of quartz from the Palito mineralized veins suggest a very early stage of fluid exsolution from magma, indicated by low salinities (from 0.6 to 1.5 wt.% NaCl equiv.) at higher temperatures (429 to 462 °C), followed by boiling and fluid-mixing characterized by highly variable salinities (from 0.3 to > 28.8 wt.% NaCl equiv.) and homogenization temperatures between 101 and > 400 °C (Usero et al., 2011). Thus, the Palito deposit appears to share similarities with magmatic-hydrothermal deposits.

It is known that magmatic arc setting, thickened continental crust, active uplift and erosion are typically associated with the formation of many porphyry copper deposits. The giant deposits are closely related with calc-alkalic magmas, including the largest systems that are also associated with high K calc-alkalic intrusions (Cooke and Hollings, 2005). Additionally, there is a genetic link between epithermal high- and low-sulfidation and porphyry-type mineralizations (Sillitoe, 1973, 2010; Arribas Jr., 1995; Hedenquist et al., 1998) in arc-related settings of various ages throughout the world.

In the TGP, occurrence of epithermal high-sulfidation mineralization associated with acid volcanic rocks of the Iriri Group was previously described by Juliani et al (2005). The geodynamic evolution of the province is related with the Paleoproterozoic Uatumã event, the generator of felsic magmatism represented by volcanic and volcanoclastic rocks, porphyries and granites, distributed in an extension up to 1 million km². According to Deckart et al. (2005), the production of major deposits in a terrane is commonly limited to discrete epochs, and this province is not an exception, considering its extension, mineral deposit occurrences in different units associated with the Uatumã event, and the structural architecture with basement faults and lineaments. In this context, considering the aforementioned genetic link, the Palito Au–(Cu) porphyry type deposit represents one way to perceive the metallogenic potential in the TGP, reinforced by occurrence of epithermal high-sulfidation mineralization described by Juliani et al (2005). Also, it is known that porphyry Cu systems, although generated since the Archean, are most abundantly preserved in the Meso-Cenozoic examples (Singer et al., 2008). However, the Palito Au–(Cu) deposit, associated with Paleoproterozoic units, preserves many of its intrinsic characteristics and may represent one of the few known examples of ancient gold-copper porphyry-type deposit.

This paper aims to document the nature of the host rocks, types and styles of hydrothermal alteration, and stable isotope signatures of alteration minerals and fluids and unravel the hydrothermal system evolution and its possible relationship with the Paleoproterozoic magmatism.

2. Analytical Methods

Geological cross-sections were performed in order to investigate the relationships between the host rocks, the type and geometry of the alteration zones, the mineralization, the tectonic structures, and the timing of igneous rock intrusion within the different units. Samples were collected from outcrops and drill-

core of mineralized and barren zones, with the aim of developing petrographic, mineral chemistry, geochemical, and stable isotopic studies. X-ray diffraction analysis (XRD) was used to confirm mineral identification of the samples collected in the area of Palito.

Petrological, textural and mineralogical characterizations of samples were conducted under transmitted and reflected light using Zeiss Axioplan and Olympus BXP50 petrographic microscopes. Chemical analyses of minerals were carried out with a JEOL 8600 JXA electron microprobe at the Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. The wavelength dispersive technique was employed, with acceleration voltages of 15 kV, probe current of ~ 20.1 nA, and beam diameter of 5 μm , except for the feldspars which were analyzed with 10 μm beam. XRD identification was performed using a SIEMENS D-5000 diffractometer and Cu X-radiation. Ore analyses were carried out with a SEM microscope LEO 430i with EDS X-ray spectrometer at the Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UNICAMP. Geochemical studies of hydrothermal and “fresh” rocks were carried out for samples from drill core and outcropping areas. Rock powders were prepared in a tungsten carbide ring mill and analyzed at ACTLABS (Activation Laboratories LTD., Ontario, Canada) after lithium metaborate or tetraborate fusion using ICP for the major elements and ICP-MS for the trace elements. Other techniques also utilized for the detection of major and trace elements included TD-ICP (Total Digestion Inductively Coupled Plasma), FIMS (Aqua Regia-Hg Cold Vapor), COUL (Coulometry), and INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis).

FUS-ICP method (Fusion Inductively Coupled Plasma) utilized for quantification of SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$, and K_2O have a detection limit of 0.01%, MnO , TiO_2 (0.001 %). Sc, Be (1 ppm), Sr (2 ppm), Ba (3 ppm), and V (5 ppm). TD-ICP (Total Digestion Inductively Coupled Plasma) shows detection limit values in % and ppm; S (0.001 %), Pb (3 ppm), Ni, Cu, Zn (1 ppm), Cd (0.5 ppm), Ag (0.3 ppm). FUS-MS (Fusion Mass Spectrometry) for the trace elements is the most used method in this study, with detection limits for Cr (20 ppm), As (5 ppm), Mo (2 ppm), Co, Ga, Rb, Zr, Sn (1 ppm), Ge, Y, W (0.5 ppm), Nb, Sb (0.2 ppm), In, Cs, Hf, Bi (0.1 ppm), La, Ce, Nd, Tl, Th (0.05), Pm, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Ta, U (0.01ppm), Eu, Tm (0.005 ppm), Lu (0.002). The method known as FIMS (Aqua Regia-Hg Cold Vapor) for determining Hg concentration has limit detection of 5 ppb. COUL (Coulometry) technique was utilized for determine concentrations of CO_2 (0.01 %). Instrumental Neutron Activation Analysis (INAA) method shows variation in the detection limits between ppb and ppm; Ir (5 ppb), Au (2

ppb), Cr (5 ppm), Se (3 ppm), As, Br (0.5 ppm), Sb (0.2 ppm).

A set of samples from hydrothermal alteration zones and mineralized veins were handpicked for oxygen stable-isotope analyses in quartz, K-feldspar, sericite, chlorite, and calcite. Sulfur isotopic composition was measured on crystals of pyrite, chalcopyrite and galena. These analyses were carried out at the Scottish Universities Environmental Centre (SUERC) in Glasgow, Scotland, using conventional techniques. NBS 28 gives $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ of +9.6‰ and the precision at one sigma is $\pm 0.2\text{‰}$ or better.

3. Geologic setting

The Tapajós Gold Province (TGP) is located in the Amazonian craton at the boundary of the Central Amazonian (> 2.3 Ga) and Tapajós–Parima (~ 2.10 – 1.87 Ga) geochronological provinces (Tassinari and Macambira, 1999; 2004; Almeida et al., 1978; Santos et al., 2000 **Fig. 1**). Secondary and primary gold deposits are concentrated in the west area of the TGP.

The Tapajós-Parima province is interpreted as formed by successive events of ocean–continent orogenies between 2.10 and 1.87 Ga, and is composed of a low-grade metamorphic volcano-sedimentary sequence (Jacareacanga group), and by at least two calc-alkaline magmatic arcs, represented by the Cuiú-Cuiú complex (ca. 2.01 Ga) and Parauari intrusive suite (ca. 1.89 Ga; **Table 1**). Santos et al. (2000; 2001) consider that the Creporizão intrusive suite (1.97–1.95 Ga) and the Rio das Tropas tonalite (ca. 1.90 Ga) could represent two events of magmatic arc development.

The calc-alkaline andesitic, rhyolitic and rhyodacitic volcanic and volcanoclastic rocks of the Iriri Group (1.88 Ga) overlie the magmatic arc rocks, and are intruded by anorogenic granite plutons of the Maloquinha intrusive suite (ca. 1.87 Ga). In the TGP is also reported the occurrence of older calc-alkaline volcanic units (ca. 2.0 Ga) belonging to the Vila Riozinho Formation, and alkaline rocks of approximately 1.88 Ga of the Moraes Almeida Formation (Lamarão et al., 2002). The Phanerozoic eon in this province is represented by sedimentary cover younger than 590 Ma (Coutinho et al., 1997; Vasquez et al., 2000). The Paleozoic Jatuarana and Ipixuna formations occupy the Tapajós basin in the area and the Mesozoic Alter do Chão Formation corresponds to the upper sequence in the Amazonian basin. The Tertiary lateritic cover and Pleistocene fluvial and alluvial sediments represent the Cenozoic era at TGP (Faraco et al., 1997).

Fig. 1. Main geochronologic and tectonic provinces of the Amazonian craton (Santos et al., 2000) showing the location of the Paleoproterozoic hydrothermal systems associated with the Uatumã magmatism (Juliani et al., 2008, 2009), including the Palito gold deposit.

Table 1. Main geological units and geochronological data of the Tapajós Gold Province.

Geological unit	Rock type	Deposit type	Age	Method
Phanerozoic and Proterozoic sedimentary rock cover	Alluvial, colluvial, clastic sediments	Placer deposits (Au)		
Sequeiro Formation	Wackes and quartz-wackes	Intrusion-related, quartz-vein deposit (Au) ⁽³⁾	1895 to 1902 ⁽¹⁾	U-Pb T zrd
Abacaxis Formation	Siltstones interbedded with lenses of fine sandstone and claystone	Intrusion-related, disseminated stockwork deposit (Au) ⁽³⁾	1895 to 1879 ⁽¹⁾	U-Pb T zrd
Cachoeira seca intrusive suite	Lacolith and dikes of troctolite and olivine gabbro ⁽⁴⁾		1186 ±12 ⁽⁴⁾	U-Pb S bd
Crepori diabase	Sills and dikes of gabbro-diabase and differentiated rocks ⁽⁴⁾		1780 ±7 ⁽⁴⁾	U-Pb S bd
Porquinho granite	Subvolcanic alaskitic granite, and riebeckite-hastingsite granite	Columbite mineralization ⁽⁵⁾	1786 ±14 ⁽⁵⁾	U-Pb S zr
Maloquinha intrusive suite	Granitic porphyry, BLMZG	Dissemination and massive sulphide (30% py)(Au,Cu, Bi, Ag, Co) ⁽³⁾	1864 ±19 to 1870 ±4 ⁽³⁾ , 1880 ±9 ⁽⁸⁾ , 1882 ±4 ⁽⁹⁾ 1881 ±11 ⁽¹⁰⁾	U-Pb S zr Pb-Pb zr U-Pb S bd
Ingarana intrusive suite	Olivine gabbro, augite gabbro, norite, anorthosite and ferrosilite diabase			
Parauari intrusive suite	Porphyritic hornblende-biotite monzogranite, syenogranite, granodiorite, and subordinate tonalite, quartz-monzonite, quartz-diorite and diorite	Orogenic, magmatic arc-hosted (Au-(Cu)); Intrusion-related, quartz-veins	1879 ±11 ⁽¹⁾ 1883 ±2, 1882±4 ^{(9),(11)} 1964 ⁽⁶⁾ , 1955 ⁽²⁾	U-Pb T zr Pb-Pb T zr Rb-Sr
Moraes Almeida Formation	Ignimbrites, lapilli tuffs, rhyolites, trachytes		1890 ±6, 1875 ±4, 1881 ±4 ⁽⁸⁾	Pb-Pb zr
Irirí Group	Tuffs, ignimbrites, rhyolite, volcanic breccias and tuffaceous sandstones. Andesite, dacite, trachyandesite and latite, with subordinated rhyolitic, basaltic flows and volcanoclastic rocks.	Epithermal deposit (Au-(Ag), Cu-Mo-(Au)) ⁽¹²⁾ , developed in the Aruri Formation	1877 ±4 ⁽⁷⁾ , 1870 ±8 ⁽³⁾ , 1888 ±2 ⁽⁹⁾ , 1888 ±2, 1893 ±5 ⁽⁴⁾ , 1888 ±2, 1888 ±3, 1881 ±3, 1881 ±2 ⁽¹³⁾	Pb-Pb zr, U-Pb S zr, Pb-Pb zr, Pb-Pb zr Pb-Pb zr
Tropas intrusive suite	Hydrothermal breccias in andesites, granitic porphyry Tonalite, granodiorite, basalt, and andesite, and some felsic subaerial volcanic rocks	Intrusion-related, disseminated stockwork deposit (Au-(Cu)) ⁽³⁾	1890 to 1900 ⁽⁵⁾	U-Pb S zr, ti
Batalha granite	hornblende-biotite monzogranite, variation to syenogranite	Deep porphyry Cu-Au type deposit ⁽¹²⁾	1883 ±4 ⁽¹⁾	U-Pb S zr
Creporizao intrusive suite	Gneissified and mylonitized porphyritic syeno- and monzogranite, granodiorite and tonalite. Granitoids may locally be metamorphosed to lower amphibolite facies	Intrusion-related, quartz-vein deposit (Au) ⁽³⁾	1968 ±7, 1963 ±6 ⁽⁵⁾ , 1997 ±5, 1984 ±1, 1968 ±16 ⁽¹⁰⁾ , 1965 ±16 ⁽⁶⁾	U-Pb S zr Pb-Pb zr Rb-Sr
Vila Riozinho formation	High-K calc-alkaline andesite, trachyte, rhyolites		2000 ±4, 1998 ±3 ⁽⁸⁾	Pb-Pb zr
Cuiú-Cuiú complex	Granodioritic to tonalitic gneisses, monzogranite, diorite, migmatites and amphibolite enclaves, meta-andesites, metabasalts	Orogenic, magmatic-arc-hosted deposit (Au, Au-(Cu)) ⁽³⁾	2011 ±23 ⁽¹⁾	U-Pb T zr
		Intrusion-related, quartz-vein deposit (Au-(Cu, As)) ⁽³⁾	2033 ±7, 2016 ±5, 2015 ±9, 2012 ±8, 2005 ±7 ⁽³⁾	U-Pb S zr
Jacareacanga group	Phyllite, schist, metatubidite, quartzite, metabasite, hornfels, and BIF (low to medium-metamorphic grade)	Orogenic, turbidite-hosted deposit (Au, Au-(Cu)) ⁽³⁾	2125, 2106, 2098, 2875 ⁽³⁾	U-Pb T zrd

Key to abbreviations: S. SHRIMP; T. ID-TIMS; bd. baddeleyite; ti. titanite; zr. zircon; zrd. detritic zircon; BLMZG-biotite leucomonzogranite.⁽¹⁾ Santos et al.(2000),⁽²⁾ Santos and Reis Neto (1982),⁽³⁾

Santos et al. (2001),⁽⁴⁾ Santos et al. (2002),⁽⁵⁾ Santos et al. (2004),⁽⁶⁾ Tassinari (1996),⁽⁷⁾ Lamarão et al. (1999),⁽⁸⁾ Lamarão et al. (2002),⁽⁹⁾ Vasquez et al. (1999),⁽¹⁰⁾ Vasquez et al. (2000),⁽¹¹⁾ Bahia and Quadros

(2000),⁽¹²⁾ Juliani et al. (2002),⁽¹³⁾ Pinho et al.(2006)

4. Geology of the Palito Mine

In this work the geological units of the area of the Palito Mine are compiled in four groups; 1) Parauari and Fofóinha granodiorites; 2) Rio Novo, Palito, and Maloquinha granites; 3) porphyry and basic rocks dikes (Fig. 2), some of them hydrothermalized; 4) cataclastic rocks and hydrothermal breccias.

Fig. 2. Geological map of the Palito Mine and surroundings (Modified from Echeverri-Misas, 2010). The Palito Granite is associated with a circular structure and is intruded along in the contact between the Rio Novo Granite and the Fofóinha Granodiorite.

Modal analyses of representative samples are plotted in the QAP diagram of Streckeisen (1974; modified by Lameyre and Bowden, 1982) in **Figure 3**, together with the calc-alkaline series crustal granitoid field. Granitic rocks of the Palito area show an evolutionary calc-alkaline trend ranging from granodiorite to granite and the mafic rocks from gabbro to quartz gabbro.

Fig. 3. Streckeisen QAP diagram (1974, modified by Lameyre and Bowden, 1982) showing the classification of units of Palito mine and calc-alkaline series evolutive trend. Field of quartz rich granitoids (1), Alkali-feldspar-granite (2), Granites (3); Syenogranite (3a), Monzogranite (3b), Granodiorite (4), Tonalite (5), Alkali-feldspar quartz syenite (6), Quartz syenite (7), Quartz monzonite (8), Quartz monzodiorite, monzogabbro (9), Quartz diorite, quartz gabbro (10), Alkali-feldspar syenite (11), Syenite (12), Monzonite (13), Monzodiorite, Monzogabbro (14), Diorite, Gabbro (15).

The Fofóinha granodiorite comprises grey to dark-grey, massive, phaneritic, leuco- to mesocratic, fine to medium-grained (**Fig. 4**), equigranular to slightly porphyritic rock types with color index up to 15% (**Fig. 5**), including opaque minerals (mainly magnetite) and minor biotite. The composition ranges from tonalite, quartz monzodiorite to quartz diorite. In some outcrops, the granodiorite is more enriched in magnetite. In small areas of circular shape (diameter of few dozen meters) inside of the granodiorite body, at the surface level, crop out blocks of coarse-grained magnetite granite. In this unit, the occurrence of rhyodacitic porphyries and aplite dikes is common.

Fig. 4. Macroscopic aspects observed in rock units in the area of the Palito Mine. (A) Less-altered Palito granite with weak K-metasomatism, fine to medium-grained phaneritic texture, equigranular; (B) Strong K-altered granite with hydrothermal feldspar (Kfs), fine to medium-grained phaneritic texture; (C) Strong K-altered granite with hydrothermal feldspar (Kfs) overprinted by propylitic alteration, with calcite (Cal), partially controlled by some fissures; (D) Strongly sericitic altered granite, with presence of sericite (SR), quartz (Qtz), pyrite (Py); (E) less altered Rio Novo granite with weak K-metasomatism; (F) Rio Novo Granite affected by strong K-metasomatism, with hydrothermal K-feldspar (Kfs) infill veins; (G) Fofuquinha granodiorite, medium-grained phaneritic texture, inequigranular; (H) K-metasomatism in Fofuquinha granodiorite, with crystals of hydrothermal feldspar of red color (Kfs).

This granodiorite is composed of xenomorphic crystals of quartz that constitutes with K-feldspar a graphic texture. K-feldspar is xenomorphic, perthitic, with some crystals showing cross-hatched twin pattern that indicates inversion to microcline. Plagioclase (An₂₀₋₃₈) is subidiomorphic and exhibits a tabular pattern. Amphibole occurs as xenomorphic to subidiomorphic crystals of variable

tonalities with composition of ferrohornblende. Some crystals preserve cores of pyroxene, and titanite is observed along cleavage planes (**Fig. 5**). Biotite is xenomorphic, pale yellowish-white with dark brown-red tonalities, arranged both in aggregates associated with opaque minerals and as individual crystals. Rutile needles, skeletal zircon and apatite occur as the main magmatic accessory minerals. Potassic metasomatism, saussuritization and chloritization affected this rock.

The Parauari granodiorite occurs regionally and differs from the Fofóinha granodiorite by its pale gray color, porphyritic and coarse- to very coarse-grained texture. The megacrysts are compositionally-zoned plagioclase immersed in a slightly foliated matrix of biotite and hornblende. Near the area of the Palito mine, the Parauari granodiorite is covered by ignimbrites and rhyolites. Several stocks of A-type granite belonging to the Maloquinha Intrusive Suite also outcrop in this area.

The Rio Novo granite was intruded in the Fofóinha granodiorite, outcropping over an area of 7 x 8 km (**Fig. 6**). Granophyric textures, occasional miarolitic cavities and restricted sub-volcanic facies indicate that the Rio Novo granite was emplaced at shallower crustal levels (**Fig. 5**). Textural variations also suggest that this intrusion is composed of at least two magmatic phases. This granite is pale to greyish-rose, massive, porphyritic, phaneritic and has inequigranular, fine- to medium-grained, sometimes coarse-grained (**Fig. 4**) groundmass. Its color index ranges between 10 and 15%. Rounded enclaves of basalts and andesites were identified. Zones intensely fractured, brittle faults with silicified breccias with chlorite, carbonate, fluorite and pyrite-bearing veins are also present.

Fig. 5. Photomicrographs of magmatic and hydrothermal textures observed in the Palito, Rio Novo granites and Fofuquinha granodiorite. (A) Granular hypidiomorphic texture with quartz (Qtz), plagioclase (Pl), Carlsbad-twinned, perthitic K-feldspar (Kfs) and zoned plagioclase megacryst; (B) Rio Novo granite with granophyric texture indicating emplacement in shallow crustal level. Note the potassic metasomatism affecting both the feldspar with graphic texture and the adjacent crystal; (C) Porphyritic texture in the Fofuquinha granodiorite, with megacrysts of plagioclase and quartz immersed in quartz, feldspar fine-grained groundmass; (D) Xenomorphic to subidiomorphic amphibole crystals (Amp) showing pyroxene preserved cores (Cpx). Note the K-feldspar (Kfs) crystals affected by strong potassic metasomatism, and local replacement of amphibole by biotite (Bt); (E) Pseudomorph of hydrothermal potassic feldspar in plagioclase with relicts of albite twinning; (F) Plagioclase crystal (Pl) with potassic infiltration (Kfs); (G) Propylitic fissural alteration with crystallization of carbonate (Cal), ferrous chlorite (Chl), quartz (Qtz), apophyllite (Apo); (H) intense sericitization (SR) with replacement of almost all minerals in the rock, resulting in pseudomorphic textures, with coarse crystal of muscovite (Ms), which results from alteration of biotite. Transmitted light, crossed polarisers (photos A, B, C, E, F, H), Transmitted light, plane polarisers (photos D, G).

Fig. 6. Schematic cross section X-Y from the figure 2, in the Palito deposit showing the possible domic form of the Palito granite, intrusive between Rio Novo granite and Fofuquinha granodiorite.

The Rio Novo granite is composed of xenomorphic quartz crystals of limpid aspect and subordinate hexagonal pattern indicating bipyramidal habit. Perthitic xenomorphic megacrystals of K-feldspar (>30% by vol.) and subidiomorphic crystals of plagioclase (An_{0-30}) with size up to 4 mm are observed. Carlsbad and microcline twinning are often observed in K-feldspar crystals. Undulatory zoning, polysynthetic and albite-pericline twinning are observed in plagioclase crystals. Amphibole varies in composition from ferrohornblende to ferrotschermakite, as idiomorphic to subidiomorphic prismatic crystals with variable size that are commonly replaced by chlorite, forming pseudomorphs. Replacement of amphibole by biotite is common. Amphibole is associated with epidote and titanite along cleavage planes, together with carbonate, opaque minerals, and quartz. Biotite is tabular with

idiomorphic to xenomorphic patterns and variable in size. It is commonly associated with epidote, zircon and opaque minerals forming skeletal symplectitic intergrowths. Two types of biotite are observed: igneous biotite with brown color and another variety characterized by green color and associated with feldspars as a product of potassic metasomatism. Allanite, zircon, opaque minerals and fluorite are commonly present. Saussuritization, sericitization and chloritization are common processes in this unit.

The Palito granite outcrops are restricted to areas near to “Garimpo” (i.e. small and rudimentary mining operations undertaken by prospectors). This granite is massive, medium-grained, inequigranular, has hypidiomorphic texture, locally porphyritic to fine-grained (**Fig. 4**), especially close to the contact with the Rio Novo granite. Associated with this unit occur diabase dikes, veins and hydrothermal breccias, mainly in the mineralized zones, and the presence of small aplite, granitic porphyry, and andesite dikes. This unit is also affected by brittle faulting that configures zones similar to breccias with tabular and angular fragments both in the mineralized and barren veins (gangue), which are deformed and fragmented by a post-deformational event.

The Palito granite is composed of magmatic phases of quartz, feldspar and plagioclase. Quartz exhibits xenomorphic pattern in most of the samples, with grain size between 0.03 and 2.5 mm. It appears in the form of blebs in intergrowths with perthitic K-feldspar forming graphic textures, associated with plagioclase in myrmekitic textures, or as interstitial–intergranular arrangement. There commonly occur bypyramidal quartz crystals, and fine miarolitic cavities. Igneous K-feldspar is xenomorphic and perthitic, with some crystals preserving relicts of Carlsbad twinning, but most of them, especially hydrothermal feldspar, show microcline twinning (**Fig. 5**). Plagioclase (An_{9–15}) appears as subidiomorphic crystals, tabular with several variations in size. Albite, albite–pericline twinning types and oscillatory zoning are observed. Common in plagioclase are inclusions of zircon and apatite and partial replacement by radiated and subidiomorphic prehnite crystals. Amphibole composition varies between ferrohornblende and ferrotschermakite. It is subidiomorphic to xenomorphic, pleochroic and occurs in both prismatic crystals and skeletal symplectitic intergrowths with opaque minerals and quartz. Zircon and apatite occurs as inclusions, and frequently there is

partial replacement by biotite and chlorite. Better preserved igneous biotite is tabular, pleochroic, with xenomorphic to subidiomorphic shapes and grain size varying between 0.12 and 1 mm. The color index is low, with values between 5 and 7%, mainly due to the high biotite content, relative to the amphibole. Inclusions of zircon and symplectitic intergrowths with opaque minerals are common, as are crystals of prehnite distributed along cleavages planes. Some samples show green biotite produced by potassic alteration, later transformed into chlorite that sometimes replaces completely the igneous biotite. Zircon, apatite and allanite are the most common magmatic accessory minerals, and fluorite and titanite are less common.

Drilling work carried out in the mine and outcrop areas facilitated the identification of granitic facies associated with the Palito granite, henceforth named as Facies A. This facies represents zones richer in mafic minerals. Another facies referred to as Facies B was identified in the Rio Novo granite. The mineralogical, textural and spatial distribution of these facies suggest that they evolved from the Rio Novo granite.

Thin porphyry dikes have granodioritic and granitic compositions. They cut the Rio Novo and Palito granites or are preferentially located at the contact between these igneous bodies. The gabbro and diabase dikes are coarse to fine-grained. The porphyries are represented by grey rocks with clear and dark hues, porphyritic texture, and aphanitic groundmass. Both the groundmass and the phenocrysts are composed of plagioclase, quartz, feldspar, amphibole, and biotite. Color index varies from 5 to 7%. Quartz exhibits a rounded xenomorphic to bipyramidal idiomorphic pattern, limpid aspect, and constitutes granophyric intergrowths with K-feldspar. Plagioclase (An₂₀₋₈₀) is idiomorphic and tabular and has albite, albite-pericline twinning and normal zoning. K-feldspar appears mainly in the groundmass, showing variable sericitic alteration and as minor subidiomorphic phenocrysts with Carlsbad twinning and perthitic texture. Amphibole composition consists of magnesiohornblende, with variations from pale yellow, greenish yellow, pale green, pale green-yellow to dark green tonalities. It appears as idiomorphic to sub idiomorphic prismatic crystals, and may form glomeroporphyritic texture. Biotite is idiomorphic to xenomorphic, yellowish-white, reddish-brown or dark red, commonly replaced by chlorite. Opaque crystals, epidote and zircon are the magmatic accessory

minerals.

5. Hydrothermal alteration

Host rocks in the Palito deposit show evidence of several types of hydrothermal alteration. Na and K-metasomatism, propylitization, sericitization and argillitization are the main types of alteration present in different units that make up the deposit. Styles from pervasive, pervasive-selective to fissural are common, and intensity levels vary from weak to strong (**Table 2**). The Palito granite underwent intense K-metasomatism, propylitization, and sericitization, while weak Na-metasomatism and argillitization are less widespread (**Fig. 4**). The Rio Novo Granite, its associated porphyritic and granitic Facies B, and the Fofózinha Granodiorite show the same type of hydrothermal alteration, but of lesser intensity.

5.1 Na-metasomatism

Na-metasomatism is the earliest stage of hydrothermal alteration observed in the host units. The main alteration features are crystallization of hydrothermal albite as interstitial crystals, mainly occurring at the surface contact between feldspar crystals or as fracture infill. Partial to complete replacement of magmatic plagioclase and K-feldspar by albite is also common.

5.2 K-metasomatism

The main macroscopic feature of the K-metasomatism is the change from pink or grey to an intense red color of altered rocks. This is due to the crystallization of microcline and biotite (**Fig. 4**) and replacement of igneous perthite/mesoperthite and plagioclase by microcline or non-twinned K-feldspar. Under the optical microscope, feldspar crystals exhibit turbid aspect when affected by potassic metasomatism (**Fig. 5**). Other effects observed are infiltration textures of hydrothermal feldspar within igneous plagioclase crystals (**Fig. 5**). Within the zones affected by K-metasomatism, biotite and amphibole were partially or completely replaced by green hydrothermal magnesian biotite – crystallized together with feldspar and quartz – and chlorite. Biotite aggregates are observed in samples affected by potassic metasomatism, where its high ferrous content could indicate a hydrothermal origin of biotite.

5.3 Propylitic alteration

The propylitic alteration occurred after the K-metasomatism and prior to both the sericitization and the formation of the sulfide-bearing quartz veins. It affected heterogeneously the granitic units in the Palito deposit (**Fig. 4**), marking the outer portions of the mineralized veins. In the Palito granite, the propylitic alteration exhibits a predominantly fissural and subordinate pervasive style. In the Rio Novo granite and Fogoquinha granodiorite the main alteration is concentrated around the mineralized veins with a style varying between pervasive and fissural. The fissural style, featured by the filling of irregular fractures, is characterized by the occurrence of radiating greenish-yellow to green chlorite, carbonate, and subidiomorphic to idiomorphic pyrite, epidote, and subordinate titanite (**Fig. 5**).

In general, the propylitized rocks show grayish to greenish colour as an alteration product of ferromagnesian minerals, and formation of an assemblage of chlorite, clinozoisite, titanite, epidote, albite, carbonates, and fluorite. Sometimes, pseudomorphs of amphibole and biotite were formed by intense propylitic alteration. Saussuritization is another characteristic of this alteration, affecting the calcic core of non-albitic plagioclase. Eventually, the occurrence of sericite is observed in the crystal rims, which indicates the beginning of overprinting process of sericitic alteration.

	Stage	Magmatic	Post magmatic	Na metasomatism (600-450 °C)	K metasomatism (550-450 °C)	Propylitic alteration (<450 °C)	Sericitic alteration (350 °C)	Argillic alteration (<i>i?</i>)
Mineral phase								
Clinopyroxene		[X]						
Amphibole		[X] [X]	[X]					
Andesine		[X]						
Oligoclase		[X] [X] [X]	[X] [X] [X]					
Albite			[X]	[X] [X] [X] [X]		[X] [X] [X]		
Orthoclase		[X] [X] [X] [X]						
Perthite			[X] [X] [X] [X] [X]					
Microcline			[X] [X]	[X] [X] [X] [X]	[X] [X] [X] [X]			
Biotite		[X]	[X]		[X] [X] [X]	[X]		
Quartz			[X] [X] [X]	[X] [X] [X]			[X] [X]	
Zircon		[X] [X]	[X]					
Allanite		[X] [X]	[X]					
Apatite		[X] [X]	[X]			[X] [X]		
Ilmenite		[X]	[X]					
Titanite			[X]					
Chlorite I						[X] [X] [X] [X]		
Chlorite II							[X] [X]	
Epidote/Clinzoisite						[X] [X] [X] [X]		
Sericite							[X] [X] [X] [X]	
Fluorite				[X] [X]			[X] [X] [X]	
Carbonates						[X] [X] [X]		[X]
Sulfides					[X]	[X] [X] [X] [X] [X]		
Native Bismuth						[X] [X] [X] [X] [X]		
Bismuthinite							[X] [X] [X] [X]	
Cupro bismuthinite							[X] [X] [X] [X]	
Wittichenite							[X] [X] [X] [X]	
Bi-Te selenide							[X] [X] [X] [X]	
Matildite							[X] [X] [X] [X]	
Ag-Te-Bi teluride							[X] [X] [X] [X]	
Hedleyite							[X] [X] [X] [X]	
Tetradimite							[X] [X] [X] [X]	
Makovickyite							[X] [X] [X] [X]	
Kupčikite							[X] [X] [X] [X]	
Pilsenite							[X] [X] [X] [X]	
Scheelite					[X]	[X] [X] [X] [X]		
Thorite						[X] [X] [X] [X]		
Gold						[X] [X] [X] [X]	[X] [X]	
Electrum						[X] [X] [X] [X]	[X] [X]	
Illite-Kaolinite								[X]
Alteration style				Pervasive	Pervassive	Pervasive to fissural	Pervasive to fissural	Pervasive to fissural

The sericitized rocks are greenish gray to gray, characterized by an assemblage of quartz, sericite, white micas, pyrite, and chalcopyrite that can be accompanied by bornite and covellite. This alteration, occurring in fissural and pervasive-selective style in the Palito granite, is associated with

gold and copper mineralization (**Fig. 4**). The texture of the rock is either partially or totally obliterated, with replacement of igneous and hydrothermal feldspars by sericite, white micas and crystallization of sulfides (mainly pyrite and chalcopyrite) and quartz (**Fig. 5**).

In the contact zone between the Rio Novo granite and Fofózinha granodiorite with the Palito granite, the sericitic alteration exhibits a fissural style of variable intensity. This zone is characterized by the occurrence of stockworks, quartz veins, and sulfide-bearing quartz veins.

6. Gold-(Copper) Ore

The ore within the Palito granite is associated with sulfide-bearing quartz and massive sulfide veins, trending predominantly NW–SE and W–E, occurring also in stockworks and as disseminated sulfides (**Fig 7**) in the contact with the Rio Novo Granite. The ore veins are sequentially wrapped by hydrothermal alteration zones of sericitic, propylitic and potassic type. Sericitic veins occur along almost the entire length of the hydrothermalized Palito granite, and can contain quartz veins with sulfide, as well as fractures with chloritic alteration and sulfides with irregular distribution. These areas are barren with respect to the main vein systems, but analyses of some samples from barren piles showed gold grade up to 0.25 g/t.

Gold is almost exclusively associated with chalcopyrite (**Fig. 7**), but tellurides, bismuth and silver selenides, sulfosalts and alloys of gold and silver (25 to 30% Ag content) also are common in the ore (**Fig. 7**). There is a positive correlation of gold with sulfides, copper and bismuth. Textural relationships between sulfides, gangue and mineral phases (tellurides, selenides and sulfosalts) were identified using scanning electron microscopy. In **Figure 7** are illustrated these phases and the type of alteration to which they belong.

Fig. 7. Photographs of ore body in the Palito deposit. (A) ore veins with banded sulfides: (1) Chalcopyrite; (2) Pyrite; (3) Shearing breccia; (4) Quartz vein; (5) Hydrothermalised and sheared Palito Granite. (B) Photomicrographs of electrum and sphalerite (Sp) inclusions in chalcopyrite (Ccp); (C) Microscopic feature of the ore showing the association of gold (Au) and bismuthinite (Bmt) inclusions in chalcopyrite (Ccp); (D) Native bismuth rimmed by wittichenite (Wtc); (E) bismuthinite (Bmt) associated with galena (Gn) and electrum. Reflected light (photos B, C), Backscattered electron (BSE) images obtained with use of scanning electron microscopy (photos D, E).

7. Mineral Chemistry

7.1 Amphibole

Representative compositions of igneous amphibole from the Palito and Rio Novo granites, Fofuquinha granodiorite, and porphyries are shown in **Table 3**. Amphibole analyses for the Palito and Rio Novo granites show higher ferrous content and lower $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ratio, falling in the ferro-hornblende to ferro-tschemmakite composition field (**Fig. 8A**). Sample CJ-98 from the Rio Novo granite, shows higher $(Na+K)_A$ content, that indicates hastingsite composition (**Fig. 8B**).

Amphibole from the Fofuquinha granodiorite has a lower ferrous content and is classified as ferrohornblende with compositional variations to ferroactinolite, caused by hydrothermal processes (**Fig. 8A**). An exception is represented by sample CJ-73, which shows composition of ferro-edenite (**Fig. 8B**). Analyses of amphibole in samples from porphyries indicate higher $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ratios, indicating a prevalent magnesiohornblende composition, with some crystals representing tschermakite compositions (**Fig. 8C**), and others representing transition from edenite to magnesiohastingsite

(Fig.8D).

7.2 Pyroxene

Samples from Fofóquina Granodiorite, despite the effects of hydrothermal alteration, show semi-preserved cores of clinopyroxene that according to the classification diagram Wo–En–Fs (**Fig. 9A**) has a pigeonite composition, although some crystals have compositions lying close to the transition to augite or clinoferrosilite. Representative compositions of pyroxenes from the Fofóquina granodiorite are shown in **Table 3**.

7.3 Chlorite

Representative composition of hydrothermal chlorite crystals from veins and from biotite replacement is shown in **Table 3**. Chlorite from the Palito granite has a predominance of dafnite, with local variation to brunsvigite that indicates higher contents of silica and lower $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ contents. In the ore samples, the compositional variation of chlorite is typical, ranging from dafnite to ripidolite, to higher magnesium contents indicated by brunsvigite and picnochlorite (**Fig. 9B**). Composition of chlorite from Rio Novo granite varies from ripidolite to brunsvigite that indicates lesser total ferrous content in comparison to the Palito granite (**Fig. 9B**). Chlorite in veins from Fofóquina Granodiorite has compositions varying from pseudoturingite to ripidolite to brunsvigite, with predominance of the second type (**Fig. 9B**).

7.4 White micas

Representative compositions of white micas from Palito, Rio Novo granites, and ore samples are shown in **Table 3**. Hydrothermal white micas of the Rio Novo granite are muscovite, while in the Palito granite coarse and fine-grained crystals associated with sulfides show compositional variation between Mg–Al mica, muscovite, and phengite (**Fig. 10**).

Fig. 8. Diagrams for classification of amphibole from the Palito and Rio Novo granites, Fofóquinha Granodiorite (A, B), and porphyries (C, D), based on Leake et al. (1997).

Fig. 9. Diagrams for classification of pyroxene from samples of Fofuquinha Granodiorite (A), and for classification of chlorites from samples of the Palito deposit (B), based on Hey (1954).

7.5 Feldspars

Representative analyses of igneous plagioclase and hydrothermal feldspar are shown in **Table 3**. Magmatic plagioclase of the Palito and Rio Novo granites varies from albite to oligoclase (**Fig. 11A** and **B**). In the case of the Fofuquinha Granodiorite, the igneous plagioclase has higher anorthite content, varying from oligoclase to andesine (**Fig. 11C**). Plagioclase of samples from porphyries has variable anorthite content ranging from oligoclase to bytownite as end members, with larger concentration between oligoclase and andesine (**Fig. 11D**).

Analyses of K-feldspar replacing plagioclase in samples of the Palito and Rio Novo granites show some similarity between them, as evidenced in **Figure 11A** and **B**. The higher albite content observed in the plagioclase of Rio Novo granite could be a result of mixed analyses, due to the presence of exsolutions of microperthite. Note also that some feldspar crystals of the Palito granite show composition close to endmember orthoclase, suggesting that immiscibility was not effective in all feldspar crystals. For the Fofuquinha granodiorite analyses indicate that feldspar composition represents exsolutions of microperthite (**Fig. 11C**).

Fig. 10. Classification diagram for white micas based on Tischendorf et al. (1997), showing compositions identified in samples from the ore and Palito and Rio Novo granites.

Fig. 11. Or-Ab-An diagrams showing the composition of feldspars from samples of Palito granite (A), Rio Novo granite (B), Fofuquinha granodiorite (C) and Porphyries (D).

Table 3. Representative mineral analyses of selected samples.

Unit	Pal	Pal	RN	RN	Fof	Fof	Por	Por	Fof	Fof	Pal	Pal	RN	RN	Fof	Fof	Ore	Ore	Pal	Pal	RN
Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Location	Rim	Core	Rim	Rim		Rim	Core	Rim													
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Px	Px	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Wm	Wm	Wm
SiO ₂	40.95	42.49	36.43	46.74	41.52	43.60	41.63	51.13	45.00	53.45	24.38	24.94	23.10	26.47	23.26	23.86	21.85	22.47	43.48	48.41	45.54
TiO ₂	1.892	1.610	0.39	0.28	1.70	1.51	0.96	0.38	0.44	0.18	0.37	0.43	0.06	0.05	0.08	0.06	0.00	0.04	0.14	0.31	0.10
Al ₂ O ₃	8.72	8.39	13.24	9.71	8.09	7.10	15.93	3.70	6.79	0.98	16.29	16.63	18.88	17.39	17.44	20.33	20.39	20.44	33.21	31.32	35.86
FeO	26.71	26.31	29.01	24.82	24.30	24.45	10.34	13.49	28.76	25.03	42.37	41.79	36.31	32.37	35.71	36.45	43.57	42.97	5.21	2.66	1.50
Fe ₂ O ₃	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
MnO	0.40	0.56	0.76	0.70	0.46	0.42	0.12	0.25	0.69	0.56	0.45	0.45	0.71	0.44	0.36	0.30	0.19	0.14	0.03	0.04	0.06
MgO	4.64	4.79	2.20	2.86	6.59	6.77	14.00	15.12	5.55	8.23	3.49	3.55	6.89	10.81	6.96	6.68	1.06	1.18	0.55	1.30	0.07
CaO	10.32	10.56	11.45	10.31	10.88	11.10	11.47	12.51	10.67	10.79	0.03	0.05	0.01	0.07	0.05	0.11	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02
Na ₂ O	1.92	1.79	1.20	0.88	1.73	1.59	2.55	0.63	1.50	0.34	0.06	0.05	0.02	0.03	0.01	0.02	0.05	0.05	0.48	0.29	0.14
K ₂ O	1.12	1.01	2.14	1.12	1.28	0.95	0.65	0.32	0.81	0.13	0.29	0.24	0.04	0.02	0.12	0.02	0.00	0.02	9.88	10.51	11.14
F	0.84	0.78	0.53	0.20	0.21	0.42	0.89	0.77	0.33	0.05	0.05	0.04	0.00	0.13	0.00	0.00	0.08	0.02	0.38	0.73	0.03
Cl	0.11	0.10	1.13	0.40	0.17	0.14	0.14	0.07	0.07	0.02	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.02
SrO	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
BaO	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.08	0.40
Total	97.64	98.39	98.49	98.03	96.93	98.04	98.68	98.37	100.60	99.73	87.83	88.19	86.06	87.79	84.00	87.83	87.23	87.38	93.50	95.70	94.88

Table 3. Representative mineral analyses of selected samples.

Unit	Ore	Ore	Pal	Pal	RN	Fof	Por	Por	Pal	RN	Fof	Pal	Pal	RN	RN	RN	Fof	Fof	Por	Por
Sample	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
Location																core	rim	rim		core
Mineral	Wm	Wm	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Kfs	Kfs	Kfs	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	41.145	46.68	63.94	66.79	67.20	59.58	59.67	60.59	64.61	65.05	63.11	34.351	34.762	27.252	35.035	34.416	33.42	33.69	36.21	36.76
TiO ₂	0.656	0.43	0.00	0.05	0.04	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	3.209	2.852	1.595	3.803	3.221	3.53	2.93	2.51	3.29
Al ₂ O ₃	31.881	32.67	23.02	21.29	19.86	25.26	23.91	24.84	19.01	18.11	19.03	13.548	13.263	16.479	13.543	13.831	13.78	13.47	14.14	14.20
FeO	8.002	2.61	---	---	---	---	---	---	---	---	---	30.913	29.535	34.754	28.798	28.43	32.11	32.21	18.29	19.31
Fe ₂ O ₃	---	---	0.15	0.17	0.16	0.13	0.17	0.14	0.01	0.05	0.08	---	---	---	---	---	---	---	---	---
MnO	0.02	0.027	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.616	0.499	0.399	0.403	0.518	0.18	0.13	0.17	0.17
MgO	1.59	1.033	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	3.585	4.619	6.999	4.516	4.62	4.68	4.85	13.70	12.36
CaO	0.051	0.008	4.06	1.70	0.58	6.32	5.94	6.32	0.05	0.09	0.39	0.000	0.000	0.094	0.006	0.063	0.09	0.11	0.03	0.04
Na ₂ O	0.244	0.246	9.14	10.56	11.41	7.50	7.63	7.77	2.07	2.30	3.41	0.064	0.043	0.025	0.084	0.171	0.06	0.05	0.08	0.10
K ₂ O	8.98	10.756	0.28	0.31	0.07	0.23	0.56	0.46	13.54	13.92	11.02	8.934	9.141	0.977	9.401	9.433	7.31	7.95	8.81	9.66
F	0.146	0.223	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.045	0.207	0.089	0.171	0.258	0.00	0.00	0.83	0.57
Cl	0.033	0.002	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.25	0.265	0.067	0.138	0.133	0.55	0.51	0.26	0.24
SrO	---	---	0.12	0.08	0.12	0.11	0.23	0.29	0.15	0.14	0.05	---	---	---	---	---	---	---	---	---
BaO	0.068	0.059	0.00	0.01	0.00	0.09	0.10	0.00	0.54	0.00	0.45	0.000	0.052	0.000	0.094	0.00	0.08	0.10	0.52	0.39
Total	92.820	94.75	100.70	100.95	99.44	99.36	98.20	100.41	99.97	99.68	97.59	95.52	95.24	88.73	95.99	95.09	95.77	96.00	95.54	97.09
Ab	---	---	79.00	90.20	96.90	67.30	67.70	67.20	18.80	20.00	31.30	---	---	---	---	---	---	---	---	---
An	---	---	19.40	8.00	2.70	31.30	29.10	30.20	0.30	0.40	2.00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Or	---	---	1.60	1.70	0.40	1.40	3.20	2.60	80.90	79.60	66.60	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Geological units: Pal = Palito, RN = Rio Novo, Fof = Fofuquinha, Por = Porphyries. Mineral symbols: Amp = amphibole, Bt = biotite, Chl = chlorite, Kfs = K-feldspar, Pl = plagioclase, Px = pyroxene, and Wm = white mica. Corresponding analyzed samples: **1** = 36, **2** = 31, **3** = a6-167, **4** = a8-163, **5** = a11-152, **6** = a11-154, **7** = 72p4-290, **8** = 72p3-274, **9** = S08-A344, **10** = S08-A447, **11** = 1, **12** = 3, **13** = 9, **14** = 7, **15** = CJ73-a1-018, **16** = CJ73a1-005, **17** = G3A-2.90-p1-368, **18** = G3A-2.90-p1-369, **19** = CJ-91-a5-092, **20** = CJ-91-a4-081, **21** = 5, **22** = G3A-2.90-p2-382, **23** = G3A-2.90-p2-380, **24** = CJ33-A1-83, **25** = CJ33-A1-88, **26** = CJ98-A8-198, **27** = FOF-A10-65, **28** = CJ72-P9-260, **29** = CJ72-P9-261, **30** = CJ33-A1-93, **31** = CJ98-P1-195, **32** = FOF-A10-68, **33** = 17, **34** = 21, **35** = 27, **36** = CJ98-A1-109, **37** = CJ98-A1-121, **38** = FOF-a4-62, **39** = FOF-a4-63, **40** = CJ72-p5-336, **41** = CJ72-p8-329.

7.6 Biotite

Chemical analyses of biotite from different lithotypes reveal evolutionary trends of crystallization, as well as characteristics of hydrothermal biotite altered by subsequent hydrothermal fluids. Representative compositions of biotite from Palito and Rio Novo granites, Fofóquina granodiorite, and porphyries are given in **Table 3**. In the lower part of **Figure 12** is shown a biotite group with incipient hydrothermal alteration, considered of igneous origin. Biotite from the Fofóquina granodiorite has the highest content of magnesium relative to Rio Novo and Palito granites. An evolution trend from the Fofóquina granodiorite and Rio Novo granite to the Palito granite can be identified by a progressive increase in iron content, similar to that observed for amphibole occurring in the three rock types.

Igneous biotite in the porphyries, however, differs from all other lithotypes, due to its higher content of magnesium and lowest Fe/(Fe + Mg) ratios, similar to that observed for the amphibole present in this unit (**Fig. 12**). The hydrothermal biotite of these three units differs from the igneous type due to its higher content of Al^{IV}, FeO, and lower content of K₂O and SiO₂ (**Fig. 12**). Increasing alteration resulted in chloritization of hydrothermal biotite, which has the highest content of Al^{IV} and FeO, and lower K₂O and SiO₂ contents (**Fig. 12**).

Fig. 12. Classification diagrams for biotite from samples of Rio Novo and Palito granites, Fofuquinha granodiorite and porphyries.

8. Whole-Rock Geochemistry

In this study, unaltered rocks are different from hydrothermalized rocks, which show some grade of gold, labeled with an asterisk in the captions. Samples from magnetite granite, Parauari granodiorite, granitic porphyries and basic rocks were also analyzed. Chemical and mineralogical analyses of granites identify a high potassium calc-alkaline composition. REE analyses show negative Eu anomalies that increase through the igneous fractionation from the Fofuquinha granodiorite to the Palito granite. This could reinforce the interpretation that this set constitutes a single magmatic series

likely formed during the phases of development of the Parauari event (**Table 4; Fig. 13A, B, and C**). This magmatic series shows a LREE – enriched REE pattern, which, together with Eu anomalies, distinguish them from the A-type aluminous anorogenic granites described by Dall’ Agnoll et al. (1994). The similarity of the Palito host rocks with A-type granites is given only by their high iron content, typical of ferrous granites according to Frost et al. (2001). Other units from the Palito deposit show weak Eu anomalies, even absent in granitic porphyries and basic rocks, and LREE-enrichment. Also, the most striking Eu anomaly patterns are present in the Parauari granodiorite unit (**Fig. 13D**).

Table 4. Representative whole-rock data for some rocks of the Palito Deposit.

Unit	1	1	2	2	3	4	4	4	5	5	6	6	6	6	7	8	9	10	11	11	12
Sample	FOF	CJ-74	CJ-28	CJ-80	CJ-114	SER-02b	SER-46	CJ-98	CJ-4	CJ-81	SER-07b	SER-13	SER-24	CJ-72	SER-41a	SER-54	SER-21c	SER-52	DT-07c	DT-10a	CJ-47
SiO ₂	63.03	57.18	71.23	62.74	71.28	70.56	61.09	70.79	73.05	62.26	66.18	65.35	71.57	65.12	52.5	69.99	56.05	66.18	71.35	70.63	69.7
Al ₂ O ₃	14.26	13.24	13.19	13.74	13.58	13.76	13.81	13.84	13.07	13.63	16.05	16.36	13.73	16.63	15.44	13.43	16.12	14.18	9.97	14.13	13.46
Fe ₂ O ₃ (T)	8	14.1	3.42	7.3	4.75	3	8.9	2.99	2.83	7.6	2.35	3.48	3.01	2.75	9.21	3.93	10.78	4.94	6.8	3.73	5.1
MnO	0.13	0.07	0.02	0.13	0.01	0.08	0.16	0.06	0.06	0.12	0.04	0.03	0.07	0.05	0.18	0.08	0.14	0.09	0.01	0.08	0.01
MgO	0.97	0.82	0.28	1.07	0.37	0.34	1.02	0.33	0.18	1.13	1.48	1.64	0.29	2.02	5.78	0.15	2.11	0.66	0.58	0.14	0.36
CaO	3.19	1.61	0.35	2.57	0.31	0.97	2.79	1.65	0.71	2.19	3.87	3.13	1.13	4.63	8.64	1.33	4.99	2.29	0.14	1.39	0.26
Na ₂ O	3.24	5.2	1.5	3.62	0.11	3.8	3.31	3.71	3.39	3.54	4.46	4.56	4.27	4.18	3.74	3.93	3.12	3.55	0.04	3.48	0.84
K ₂ O	4.12	1.67	7.42	4.66	4.94	4.82	4.58	4.86	5.24	4.77	2.61	2.28	5.06	2.51	0.44	4.96	3.81	4.24	3.59	5.8	6.77
TiO ₂	1.12	1.05	0.25	1.15	0.34	0.33	1.22	0.32	0.24	1.10	0.25	0.26	0.30	0.26	0.70	0.33	1.41	0.48	0.32	0.32	0.31
P ₂ O ₅	0.39	0.36	0.06	0.45	0.07	0.09	0.45	0.08	0.06	0.39	0.09	0.09	0.08	0.09	0.11	0.07	0.37	0.13	0.07	0.06	0.07
LOI	1.21	4.74	2.14	2.18	4.52	1.32	1.62	1.13	1.54	2.1	2.27	2.34	0.56	1.77	2.24	1.52	1.74	1.91	5.72	1.36	3.7
Total	99.67	100.1	99.85	99.61	100.3	99.06	98.95	98.64	100.4	98.84	99.65	99.51	99.51	100	98.98	99.72	98.9	98.65	98.6	99.76	100.6
S	0.02	4.39	0.61	0.1	2.57	0.01	0.01	0.01	0.02	0.12	0.003	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.07	5.77	0.01	2.92
Ba	1462	353	583	1204	275	926	1531	876	583	872	797	512	901	665	485	947	979	1062	167	1298	978
Rb	146	69	296	180	250	207	207	195	191	185	99	142	165	136	13	245	111	180	226	241	290
Sr	238	82	39	160	13	113	184	124	61	72	381	310	128	405	291	88	317	142	8	95	45

Unit	1	1	2	2	3	4	4	4	5	5	6	6	6	6	7	8	9	10	11	11	12
Sample	FOF	CJ-74	CJ-28	CJ-80	CJ-114	SER-02b	SER-46	CJ-98	CJ-4	CJ-81	SER-07b	SER-13	SER-24	CJ-72	SER-41a	SER-54	SER-21c	SER-52	DT-07c	DT-10a	CJ-47
Cs	4	3.3	2.9	7	3.8	4.9	2.6	7.1	4	3.2	3.3	2.5	1.4	4.2	0.9	5.6	4	4.1	5.1	11.3	3.3
Ga	20	30	24	20	22	22	23	20	18	19	18	17	19	17	18	22	22	20	15	21	19
Tl	0.71	1.04	1.94	1.24	0.96	1.76	0.59	1.38	1.11	1.16	0.82	0.96	1.17	0.62	0.14	1.76	0.68	1.37	1.34	2.15	1.27
Ta	2.18	1.7	4.41	2.27	3.07	3.86	1.83	3.43	3.59	2.01	1.96	1.39	3.63	0.84	0.48	3.61	1.54	2.87	2.06	2.9	2.62
Nb	14.8	15.9	21.4	15.1	14.6	19.5	16.9	15.9	17.2	14.9	5.8	4.5	16.6	4.1	4.3	19.3	12.3	17	8.1	16.2	14.7
Hf	9	8.7	9.1	12	8.1	8.5	9.9	8.3	6.8	9.6	2.7	2.3	6.7	2.1	2.5	10.9	7.2	9.1	4.5	9.9	7
Zr	342	332	313	453	283	297	403	299	254	364	107	85	266	79	89	399	280	349	178	360	272
Y	55.1	50.5	46.6	58.6	36.3	52.4	58.5	38.6	39	57.6	10.9	19.5	42.7	7.4	25.9	72.8	75.1	56.1	24.6	55.4	29.9
Th	17.7	15.1	24.9	18.3	20.6	24.5	16.6	23.4	21.3	18.7	5.71	4.6	21	3.93	3.36	26.2	8.2	22.2	13.9	25.7	19
U	4.06	3.58	6.88	4.12	5.32	5.8	3.12	6.24	5.66	4.51	1.74	1.4	5.82	1.19	0.7	5.42	2.48	5.15	3.93	5.47	4.44
Cr	<5	<5	<5	<5	9	<5	<5	11	<5	<5	33	26	<5	27	105	<5	15	<5	<5	<5	<5
Ni	4	5	4	5	4	6	4	3	4	5	17	25	4	30	77	4	26	7	12	4	4
Co	36	29	68	46	58	58	48	62	70	41	54	42	86	32	42	63	47	48	46	58	59
Sc	12	13	5	13	5	5	14	6	5	12	6	5	5	6	29	6	19	10	6	6	5
V	24	21	6	19	11	11	21	12	<5	17	39	39	12	41	182	<5	98	24	29	<5	11
Cu	28	999	425	93	354	8	7	8	7	62	5	<1	12	4	12	18	151	17	93	16	195
Au	<2	3850	22	51	<2	<2	<2	<2	7	35	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	4740	<2	67
As	<0.5	<0.5	<0.5	1.9	<0.5	<0.5	<0.5	2.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	174	2.5	10.6

Unit	1	1	2	2	3	4	4	4	5	5	6	6	6	6	7	8	9	10	11	11	12
Sample	FOF	CJ-74	CJ-28	CJ-80	CJ-114	SER-02b	SER-46	CJ-98	CJ-4	CJ-81	SER-07b	SER-13	SER-24	CJ-72	SER-41a	SER-54	SER-21c	SER-52	DT-07c	DT-10a	CJ-47
Pb	22	8	14	15	<3	25	28	20	25	17	9	5	14	5	<3	34	10	22	>5000	59	20
Zn	131	50	30	101	14	92	71	37	39	72	31	29	31	40	77	112	84	102	6690	122	9
Bi	<0.1	1.5	0.7	0.3	0.7	0.6	<0.1	0.1	0.4	0.4	0.2	0.1	0.3	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.2	<0.1	0.2	0.6
Sn	2	2	4	3	8	4	3	3	3	3	1	3	3	1	<1	6	3	3	3	8	9
W	248	254	602	299	468	488	234	505	577	239	434	301	574	203	41.7	549	196	394	429	458	537
Be	3	4	2	3	3	3	3	3	3	2	1	1	3	1	2	4	2	3	3	3	3
Ag	0.6	1.1	0.7	<0.3	0.7	0.5	0.5	0.3	0.5	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	0.8	0.3	0.6	16.1	0.6	0.7
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	95	<5	5
La	70.3	65.8	80.9	69.5	58.8	85.2	69.2	62.6	52	67.6	11.3	19.2	55.4	11.8	22.3	101	46.2	67	35.3	72.2	50.5
Ce	137	125	159	133	110	143	130	119	110	136	26.6	33.3	113	23.7	44.7	192	101	133	71.1	141	99.8
Pr	15.6	15.4	17.1	15.7	12.2	17.9	16.2	12.8	12.1	15.7	3.3	3.87	12.6	2.71	5.33	20.9	12.2	15.1	7.91	15.5	10.3
Nd	56.9	51.9	58.7	57	40.6	60	57.4	42.6	38.6	52.2	11.8	14.1	40.3	10	21.3	72.9	46.8	54.2	25.3	51.5	33.9
Sm	11.7	10.5	11.8	11.7	7.61	11.8	11.6	7.89	7.26	10.6	2.52	2.87	7.47	2.17	5.03	13.8	10.6	10.9	4.4	10.1	6.56
Eu	2.38	2.14	1.02	2.26	0.825	1.61	2.29	1.19	0.812	2.14	0.736	0.737	1.15	0.605	1.74	1.71	2.54	1.68	0.366	1.66	0.836
Gd	10.2	9.33	9.59	11.2	6.49	10.2	10.4	6.91	6.45	10.7	2.03	2.48	6.98	1.52	4.77	12.4	10.9	9.28	3.95	9.61	5.2
Tb	1.7	1.47	1.43	1.83	1.07	1.59	1.65	1.1	1.07	1.73	0.32	0.43	1.11	0.24	0.81	2.05	1.96	1.62	0.64	1.53	0.83
Dy	10.1	8.5	8.03	10.3	6.17	8.93	9.32	6.22	6.12	9.49	1.83	2.68	6.23	1.36	4.73	12.3	12.2	9.59	3.77	8.9	4.89
Ho	1.99	1.68	1.61	2.02	1.2	1.73	1.84	1.19	1.19	1.84	0.37	0.55	1.21	0.27	0.93	2.46	2.48	1.93	0.76	1.75	0.98

Unit	1	1	2	2	3	4	4	4	5	5	6	6	6	6	7	8	9	10	11	11	12
Sample	FOF	CJ-74	CJ-28	CJ-80	CJ-114	SER-02b	SER-46	CJ-98	CJ-4	CJ-81	SER-07b	SER-13	SER-24	CJ-72	SER-41a	SER-54	SER-21c	SER-52	DT-07c	DT-10a	CJ-47
Er	5.69	4.96	4.78	5.81	3.52	4.98	5.5	3.56	3.59	5.4	1.09	1.63	3.58	0.83	2.78	7.17	7.15	5.51	2.25	5.22	2.92
Tm	0.83	0.75	0.71	0.86	0.53	0.73	0.81	0.55	0.55	0.82	0.16	0.24	0.55	0.12	0.42	1.03	1.05	0.82	0.35	0.78	0.44
Yb	5.27	4.84	4.45	5.51	3.51	4.64	5.37	3.69	3.59	5.37	1.1	1.53	3.64	0.76	2.69	6.53	6.82	5.42	2.36	5.33	2.81
Lu	0.88	0.74	0.72	0.93	0.58	0.75	0.80	0.60	0.57	0.85	0.20	0.26	0.56	0.11	0.43	1.02	1.13	0.88	0.38	0.86	0.40
Ge	1.2	0.8	1.4	1.1	1.3	1.6	1.4	1.4	1.2	0.9	1.3	1.1	1.4	1.2	1.6	1.8	1.5	1.4	1.8	1.3	1.6
Br	<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	<0.5	<0.5	<0.5
Ir	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sc	9.9	9.8	3.9	11.2	4.8	4.5	4.4	5	3.7	10.5	4.5	4.5	4.5	5.1	27.1	6.3	16.4	9	5.9	5.5	4.8
Sb	<0.2	<0.2	0.4	0.6	0.9	<0.2	0.4	<0.2	<0.2	<0.2	0.7	0.9	0.9	<0.2	0.4	<0.2	1.3	<0.2	3.7	0.9	0.5
Hg	5	6	<5	6	<5	6	<5	5	<5	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5	14	61	<5
Cr	<20	<20	<20	<20	<20	<20	30	<20	<20	<20	40	30	<20	30	120	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Cd	<0.5	1.1	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	0.5	<0.5	76.6	<0.5	<0.5
Mo	<2	2	28	<2	<2	<2	3	<2	2	<2	3	<2	4	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	2
Sb	4.8	5.2	5.1	5.3	0.9	7.1	<0.2	7.2	3.8	5.2	10.9	7.7	7.7	1.8	5.9	8.3	9	11.1	7.1	16.3	<0.2
CO ₂	0.03	0.01	0.06	0.27	<0.01	0.09	<0.01	0.07	0.19	0.08	0.02	0.1	0.04	0.12	0.29	0.02	<0.01	0.02	<0.01	0.06	0.01

Key to rock types: (1) Fofóinha Granodiorite; (2) Palito Granite; (3) Palito Granite - Facies A; (4) Rio Novo Granite; (5) Rio Novo Granite - Facies B; (6) Porphyries; (7) Basic Rocks; (8) Marron Granite; (9) Magnetita Granite; (10) Parauari Granodiorite; (11) São Chico; (12) Ore

Fig. 13. Chondrite normalized rare earth elements patterns (Boynton, 1984) for magmatic rocks from Palito deposit and country rocks.

Geochemical data permit to classify the lithotypes as syn-collision to within plate granites (Fig. 14A), with less evolved rocks seeming to have an origin from volcanic arc (Pearce et al., 1984). This could be compatible with an environment of active continental margin evolving into intra-plate setting. Diagrams of Rb, Ta, Hf (Harris et al., 1986), Th/Hf versus Ta/Hf, and Th/Ta versus Yb (Schandl & Gorton., 2002) show that rocks of different units were formed at the end and after the collisional event, with gradation for intra-plate or volcanic arc (Fig. 14B, C and D).

Fig. 14. Rb versus (Y + Nb) discriminant diagram (Pearce et al., 1984) (A), Rb-Hf-Ta tectonic classification diagram (Harris et al., 1986) (B), Th/Hf versus Ta/Hf, and Th/Ta versus Yb tectonomagmatic classification diagrams (Schandl & Gorton, 2002) (C and D). Abbreviations in (A) and (B) denote (mean) syn-collision granites (syn-COLG), volcanic arc granites (VAG), within - plate granites (WPG), and ocean ridge granites (ORG).

9. Isotopic Analyses

Oxygen isotope analyses of hydrothermal alteration zones and mineralized veins from the Palito deposit have been carried out on quartz, K-feldspar, sericite, chlorite, and calcite (**Table 5**). Hydrogen isotope analyses of some hydrous phases, including chlorite and sericite (**Table 5**) have also been performed. Stable sulfur isotope ratios of the sulfides were analyzed in samples of mineralized veins.

9.1 Oxygen and Hydrogen Isotope Compositions

Oxygen isotope analyses of quartz, K-feldspar, sericite, chlorite, and calcite from the hydrothermal alteration zones and mineralized veins show values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = +8.8$ to $+11.2\text{‰}$; $+7.9$ to $+8.8\text{‰}$; $+1.7$ to $+6.9\text{‰}$; -2.4‰ and $+9.0$ to $+23.9\text{‰}$, respectively.

Temperature of 314 °C was obtained using the isotopic fractionation equation of Zheng (1993a) from the oxygen isotopic compositions of a quartz-feldspar pair from veins that post-date the main potassic alteration. However, homogenization temperature obtained by fluid inclusion studies (Usero et al., 2011) indicate that values above 450 °C are more representative of the earlier development stages of the hydrothermal system and decreasing temperature can be expected in the final stages. Calculations presented in **Tables 5** and **6** can be useful for understanding the relationship between temperature and isotopic compositions of hydrothermal fluids in the system studied.

At high temperature (450 °C), the values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ in equilibrium with quartz and feldspar are $+5.1$ to $+7.5\text{‰}$, consistent with magmatic fluids, magmas and felsic volcanic steam of high temperature (**Fig. 15**). Besides the effect of the high temperatures, the influence of isotopically light fluids has to be considered at the stage of chloritization ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -1.6\text{‰}$ at 450 °C) or sericitization ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +7.4$ to $+2.1\text{‰}$ at 450 °C).

Table 5. Oxygen isotopic composition of hydrothermal minerals from mineralized veins of the Palito Mine and oxygen isotopic composition of fluids in equilibrium with minerals, calculated at different temperatures using isotopic fractionation factors quartz–H₂O (Zheng, 1993a); K-feldspar–H₂O (Zheng, 1993a); muscovite–H₂O (Zheng, 1993b); chlorite–H₂O (Zheng, 1993b) and calcite–H₂O (Zheng, 1994).

Sample	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (‰ SMOW)
			300 °C	350 °C	400 °C	450 °C
C01O	Quartz	10.2	3.1	4.6	5.6	6.5
C12O	Quartz	9.6	2.6	4.0	5.1	6.0
C03O	Quartz	11.2	4.1	5.6	6.7	7.5
C04O	Quartz	9.6	2.6	4.0	5.1	5.9
C06O	Quartz	10.1	3.1	4.5	5.6	6.5
C08O	Quartz	9.6	2.6	4.0	5.1	5.9
C13O2	Quartz	10.8	3.8	5.2	6.3	7.2
C14O	Quartz	9.9	2.9	4.3	5.4	6.2
C17O	Quartz	10.7	3.7	5.1	6.2	7.1
C18O	Quartz	8.8	1.8	3.2	4.3	5.1
C02O	Microcline	8.4	4.2	5.4	6.2	6.8
C10O	Microcline	8.4	4.2	5.3	6.2	6.8
C13O1	Microcline	8.4	4.2	5.4	6.2	6.8
C15O	Microcline	8.8	4.6	5.7	6.6	7.2
C19O	Microcline	7.9	3.7	4.8	5.6	6.3
C26O	Sericite	5.2	3.7	4.6	5.3	5.6
C27O	Sericite	1.7	0.3	1.1	1.8	2.1
C28O	Sericite	4.1	2.7	3.5	4.2	4.5
C29O	Sericite	6.9	5.5	6.3	7.0	7.4
C31O	Sericite	4.2	2.7	3.6	4.3	4.6
C30O	Clorite	-2.4	-3.4	-2.6	-2.0	-1.6
c20c	Calcite	23.2	19.2	20.5	21.4	22.1
c21c	Calcite	22.8	18.8	20.0	20.9	21.6
c24c	Calcite	23.9	19.9	21.1	22.1	22.8
c22c	Calcite	9.0	5.0	6.2	7.1	7.8

The calculated temperatures (314 °C) using the isotopic fractionation equation of Zheng (1993a) from the oxygen isotopic compositions of quartz-feldspar pair from veins that post-date the main potassic alteration.

Table 6. Hydrogen isotopic composition of hydrated hydrothermal minerals from mineralized veins of the Palito mine and hydrogen isotopic composition of fluids in equilibrium with minerals, calculated in different temperatures using isotopic fractionation factors chlorite-H₂O (Graham et al., 1987) and muscovite-H₂O (Suzuoki & Epstein, 1976).

Sample	Mineral	$\delta D_{\text{mineral}}$ (‰ SMOW)	δD_{fluid} (‰ SMOW) 300 °C	δD_{fluid} (‰ SMOW) 350 °C	δD_{fluid} (‰ SMOW) 400 °C	δD_{fluid} (‰ SMOW) 450 °C
C27O	Sericite	-38	10.18	-0.19	-8.33	-14.84
C28O	Sericite	-61	-12.82	-23.19	-31.33	-37.84
C29O	Sericite	-74	-25.82	-36.19	-44.33	-50.84
C31O	Sericite	-46	2.18	-8.19	-16.33	-22.84
C30O	Chlorite	-119	-83.74	-55.4	-44.64	-36.04

During the evolution of the hydrothermal system there is a decrease in temperature, which is consistent with fluid inclusion data. Thus, calculations of the isotopic composition of fluids associated with sericite and propylitic alteration were also performed at lower temperatures (**Fig. 15**). The results are similar to those obtained for higher temperatures, in that fluids in equilibrium with sericite ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +1.1$ to $+6.3$ ‰) and chlorite ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -2.6$ ‰) at 350 °C also reflects the contribution of isotopically light fluids. Hydrogen isotopic data suggest a different pattern of fluid interaction during propylitic and sericite alteration. The hydrogen isotopic composition of chlorite ($\delta D_{\text{H}_2\text{O}} = -55$ ‰ at 350 °C) points to a significant contribution of meteoric fluids. However, considering the isotopic composition of fluids in equilibrium with sericite, there is a correlation between lower and higher $\delta D_{\text{H}_2\text{O}}$ values (-36 to 0 ‰, at 350 °C). The trend of increasing $\delta D_{\text{H}_2\text{O}}$ values may suggest the importance of the vapor phase during the initial process of exsolution of magmatic fluid and the progressive influx of diluted fluid, including possibly seawater.

Isotopic composition of fluids in equilibrium with calcite indicate $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values close to equilibrium with quartz and feldspar ($+6.2$ ‰ at lower temperature; 350 °C) or higher values ($+20.0$ to $+21.1$ ‰) considering the same temperature. These values may reflect the process of boiling or even the modification of the isotopic composition of fluids due to interaction with the host rocks at low temperature and low water/rock ratio.

Fig. 15. Isotopic compositions of oxygen calculated for fluids in equilibrium with hydrothermal minerals at 350 °C (chlorite and muscovite) and at 450 °C (quartz, feldspar and calcite) and comparison with isotopic features of main reservoirs of fluids in hydrothermal systems, showing the

influence of magmatic and meteoric fluids into the hydrothermal system responsible for gold- (copper) of the Palito Deposit.

9.2 Sulfur Isotopes

Sulfur isotope compositions were determined for pyrite, chalcopyrite and galena (**Table 7** and **Figure 16**). A set of data from 22 samples of sulfides shows a small isotopic variation that is consistent with the contribution of a single sulfur source for the mineralization of the Palito deposit. The coexistence of chalcopyrite and pyrrhotite may indicate conditions of low sulfur fugacity in the system, in addition to a relatively low oxygen fugacity. $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides (+1.2 to +3.6 ‰) from the Palito deposit (**Fig. 16**) are slightly higher than the signature of mantle sulfur ($\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 1\text{‰}$; Eldridge et al., 1991). These values, however, are consistent with those expected for sulfur isotopic signatures derived from magmatic rocks or fluids, with $\delta^{34}\text{S}$ values between -5 and $+5\text{‰}$ (Ohmoto & Goldhaber, 1997).

Table 7. Sulfur isotope compositions of sulphides from mineralized veins of the Palito Mine.

Sample	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$	Sample	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$
CO1 S	Py	3.1	CO6 S2	Py	2.5
CO2 S	Py	3.0	C12 S	Py	3.3
CO3 S1	Py	3.5	C25 S2	Py	3.0
CO3 S2	Py	3.2	C16 S	Ccp	3.6
CO5 S	Py	2.4	C23 S1	Ccp	2.4
CO7 S	Py	3.6	C25 S1	Ccp	2.7
CO9 S2	Py	3.0	CO8 S	Ccp	2.6
C14 S	Py	2.9	CO9 S1	Ccp	2.9
C17 S1	Py	2.8	CO6 S1	Ccp	2.2
C18 S	Py	3.0	C11S	Ccp	3.2
C23 S2	Py	2.9	C17 S2	Gn	1.2

Fig. 16. Sulfur isotope compositions for pyrite, chalcopyrite and galena from the Palito Mine.

10. Discussion

Chemical and mineralogical data indicate high-potassium calc-alkaline affiliation for the more evolved magmatic rocks associated with the Palito deposit. Whereas part of this magmatic association is covered by volcanic and volcanoclastic sequences (Iri Group), the regional structures suggest that the Rio Novo (1881 ± 4 Ma; Pb-Pb zircon; Lima *et al.*, 2010) and Palito (1.883 ± 11 Ma; Pb-Pb zircon; Aquino *et al.*, 2012) granites were intruded in the Parauari magmatic event (ca. 1.89 Ga). The Fofuinha granodiorite (1.946 ± 57 Ma; Pb-Pb zircon, Lima, 2010) represents possibly an older more primitive unit. Our geochemical data show that the Rio Novo and Palito granites belong to a single magmatic series, in which the Parauari granodiorite may represent a primitive member generated in an active Paleoproterozoic volcano-plutonic continental magmatic arc. Then, with the gradual evolution of the arc, the Rio Novo and Palito granites were emplaced in a late to post-collisional environment. These shallow-emplaced calc-alkaline and alkali-calcic intrusions were responsible for magmatic-hydrothermal porphyry-type alterations and associated gold and copper mineralization. The generation of subalkaline to alkaline, peraluminous to aluminous A-type anorogenic magmatism, represented by the Maloquinha intrusive suite, was the last stage in the magmatic evolution of this

area.

Calc-alkaline magmas are most favorable for the formation of the largest copper porphyry deposits. In the case of the Palito deposit and its vicinity, this association has metallogenetic importance, because the Tapajós Gold Province possesses characteristics of formation of magmatic arcs developed in different orogenies. Examples of association between high-K calc-alkaline magmatism and Cu–Au porphyry deposits are found in the Andes Mountain belt, in central areas of Chile and southern Perú (Camus and Dilles, 2001). Gold-rich porphyries also could be associated with high-K calc-alkaline intrusions (Müller and Groves, 1995; Sillitoe, 1997, Cooke et al., 2005), typically associated with subduction settings.

The Palito deposit shows potassic, propylitic, and sericitic (QSP) wall-rock hydrothermal alteration, similar to that predicted in the genetic model of Lowell and Guilbert (1970). In relation to the porphyry-copper deposits, Hunt (1991) considers that “no two deposits are alike and... patterns of mineralization are a composite effect reflecting the entire and unique evolutionary history of each deposit”. Accordingly, the Palito deposit model will reflect the particular geological conditions for the formation and evolution of the hydrothermal system. Potassic metasomatism (K-feldspar + biotite) was developed at the highest temperature, great volume and pervasive style. This affects mainly the Palito and Rio Novo granites, granitic porphyries, and decreases in intensity towards the Fofuinha granodiorite, where it is observed as fissural alteration or K-metasomatism fronts. Rocks affected by this alteration show typical red color, caused by the formation of fine-grained hematite crystals in the K-feldspar (Boone, 1969).

With the evolution of the hydrothermal system accompanied by temperature decrease of the hydrothermal fluid, the propylitic alteration in pervasive and fissural styles affects strongly the Palito granite (**Fig. 17**), and in lesser intensity the Rio Novo granite and Fofuinha granodiorite. It is mainly characterized by replacement of biotite by chlorite, and crystallization of epidote, calcite and albite. Similar characteristics for this alteration are described by Alvarez & Florez (1985) in the

Chuquicamata Cu–(Mo) ore field.

Fig. 17. Generalized alteration-mineralization pattern for a telescoped porphyry Au – (Cu) system developed in the Palito deposit.

In the Palito deposit, the sericitic alteration is related directly with the Au–(Cu) mineralization. This fact contrasts with other porphyry type deposits where the mineralization is associated with the high temperature potassic alteration (e.g. Bingham, Yerington, El Teniente deposits), but is similar to Santa Rita, Morenci and Far Southeast deposits, where the mineralization is related to sericitic alteration and veinlets of D-type (Hedenquist & Richards, 1998). The hydrothermal system in the Palito deposit would have suffered successive reactivations caused by different intrusions that generated heat, overprinting of hydrothermal alteration and possibly remobilization of fluids. This is reflected in a process of telescoping with an overlapping of different temperature hydrothermal alteration, identified in drill cores from the Palito and Rio Novo granites. Erosion and collapse of the hydrothermal plume could result in the spatial distribution of hydrothermal alteration zones (**Fig. 17**). Similar processes of overprinting of multiple types (potassic, propylitic, sericitic) and styles (selective pervasive, pervasive) of hydrothermal alteration were also described in prospects associated with the Bakircay and Ulutas Mo–Cu porphyry systems in Northern Turkey (Taylor and Fryer, 1980).

The Palito Granite is the more intensely hydrothermally altered rock, with mineralization

represented mainly by NW-SE and W-E trending sulfide-bearing quartz and massive sulfide veins. These veins decrease in size, quantity and ore grade as they penetrate into the Fofuinha granodiorite and the Rio Novo granite. Also observed is the occurrence of disseminated gold in the Palito granite, whose ore grade is positively correlated with copper content, as is expected in mineralization associated with magmatic–hydrothermal porphyry systems. These systems also are characterized by mineral phases rich in bismuth (native bismuth, bismuthinite, tetradimite, among others).

Shearing effects in the ore bodies and quartz veins from the Palito deposit are not strongly marked. However, some veins are deformed and show cataclasis that appear to result from post-mineralization shearing. In fact, the veins developed in post-mineralization stages are barren in relation to gold content, but possess pyrite, carbonate and fluorite. This could indicate that the development of shear zones did not affect the formation of ore bodies. According to Sillitoe (1997), major faults and lineaments appear to be associated with some porphyry deposits, but cannot be considered a prerequisite for the formation of large gold concentrations. Fracture-producing events are related to intrusion of pre-, syn-, and post-mineral stocks or dikes to near surface depths (1-3 km; Tosdal and Richards, 2001). In this case, the shearing event in the Palito deposit could be associated with the intrusion of post-mineralization stocks, or formed by faulting unrelated with the formation of the porphyry deposit.

Fluid inclusions studies of quartz vein crystals from the Palito deposit (Usero et al., 2009; Usero, 2011) suggest an early vapor-rich stage of fluid exsolution from magma, with V_v/V_{tot} rates from ~70 to 84, low salinities (0.6 to 1.5 wt.% NaCl equiv.) at high temperatures (429 to 462 °C). Boiling and fluid-mixing stages are indicated by variable salinities values from 0.3 to > 28.8 wt.% NaCl equiv., and homogenization temperatures of 100 to > 400 °C. These data suggest a magmatic hydrothermal source for the mineralization. In this case, it is expected that a change in salinity of the solutions in mineralized veins was related to the separation of fluids and mixing with meteoric water during the sericitic alteration. Considering values of temperature and salinity in other type of

hydrothermal systems, such as orogenic gold mineralization, epithermal Au–Ag deposits, VMS type deposits, Tennant Creek Au–Cu deposit (iron oxide–Cu–Au deposit), it is noted that the Palito deposit shows fluid characteristics similar to those of Au–(Cu) porphyry-type mineralization (**Fig. 18**).

Fig. 18. Temperature and salinities data for the Palito deposit, as defined by Usero et al. (2011) and for other worldwide hydrothermal systems. Fields from Pirajno (2009), where: (1) Archean orogenic gold mineralization, (2) Epithermal Au–Ag; (3) VMS deposit; (4) Tennant Creek Au–Cu; (5) Au–Cu porphyry.

Oxygen isotopic signatures for the fluids in equilibrium with quartz and potassic feldspar from mineralized veins and hydrothermal zones are compatible with magmatic fluids ($\delta^{18}\text{O} = +5.1$ to $+7.5\text{‰}$ at 450 °C). There is also influence of diluted fluids in the propylitic alteration ($\delta^{18}\text{O} = -2.6\text{‰}$; $\delta\text{D} = -55.4\text{‰}$ at 350 °C) and sericitization stages ($\delta^{18}\text{O} = +1.1$ to $+6.3\text{‰}$; $\delta\text{D} = -36.2$ to -0.2‰ at 350 °C). Hydrogen isotopes also suggest involvement of the vapor phase during the initial exsolution of magmatic fluid. It suggests that inflow of surface-derived fluids occurred in different parts of the hydrothermal system. The fluid mixing process in stages of alteration concomitant with mineralization

could have represented an important mechanism of precipitation of the ore, since the solubility of gold and copper, when carried by chloride complexes decreases with waning salinity and temperature of the hydrothermal fluids.

The characteristics of hydrothermal fluids associated with the genesis of the Palito deposit are also compatible with those expected in magmatic–hydrothermal porphyry systems. Such features are similar to those identified in other porphyry type deposits, as in the Tuwu deposit, in Central Asia (Han et al., 2006). Here, fluids of magmatic origin have dominated the early stages of mineralization, while inflow of meteoric water would be later in the hydrothermal system.

Sulfur isotopic signature of the ore sulfides from the Palito deposit show $\delta^{34}\text{S}$ values that range from +1.2 to +3.6‰, reflecting a magmatic sulfur source. In a global context, many copper porphyry type deposits have $\delta^{34}\text{S}$ values close to 0‰ (Han et al., 2006). In China, $\delta^{34}\text{S}$ sulfides values for this type of deposit range from –3.5 to +3.0‰ (Xia et al., 2002, in Han et al., 2006) and in Tuwu porphyry-type deposit, Central Asia, sulfides show $\delta^{34}\text{S}$ variations from –0.9 to +1.3‰, with a mean of +0.34‰, suggesting deep crustal or upper mantle sulfur source (Han et al., 2006).

11. Concluding remarks

The type, relation and evolution of magmatic units, types and styles of hydrothermal alteration, overprinting process, mineral association and metal content of mineralization are features that indicate a relationship with a magmatic hydrothermal system for the Palito Au-(Cu) deposit.

Physico-chemical characteristics of mineralizing fluids (temperature, composition, source and fluid inclusions) of the Palito deposit are typical of magmatic-hydrothermal porphyry type systems, which are similar to those found in Cenozoic and Mesozoic porphyry type systems that host large gold and base metal deposits.

In the Palito deposit, the porphyry system was generated in the evolved late stages of a magmatic continental arc, in high-K calc-alkaline rocks, probably associated with the development of a volcanic caldera. The emplacement of magmas at shallow crustal levels and the geological features of the region favor the formation of epithermal and porphyry type magmatic-hydrothermal systems.

Considering the existence of high- and low-sulfidation epithermal mineralization in the Tapajós Gold Province (Juliani et al., 2005), which typically are related genetically to the emplacement of magmas at shallow crustal level, the characterization of the genesis of gold-(copper) mineralization in the Palito deposit increases the metallogenetic potential for gold in this province, opening the possibility of deposits of low grade, but high-tonnage, in addition to the lode-type deposits present in many mineralized areas.

The structural pattern of the area, the Au-(Cu) association and its spatial and temporal relationship with hydrothermal alteration haloes are indicative of magmatic-hydrothermal porphyry-related mineralization. This is linked to the hydrothermal activity developed during late stages of formation of the Palito pluton, and its cross-cutting granite porphyry dykes. These rock types were emplaced under regimes of deformation, which explains the occurrence of structures in the deposit and its favorability for fluid percolation.

Acknowledgements

The authors would like to thank to the National Council for Scientific and Technological Development (Grant CNPq 505851/2004-0), and to INCT–Geociam (573733/2008-2) for financial support of this research, and also to SERABI Mineração for the samples and field work support. The authors are also grateful to CAPES for the scholarship of the main author and to IGUSP and its personnel for valuable help in the different stages of development of this project. SUERC is supported by NERC and Scottish Universities.

REFERENCES

- 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. Anais, Recife, p. 2393-2399.
- 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).
- Alvarez, O., Flores, R., 1985, Alteración y mineralización hipógena em el yacimiento de Chuquicamata, Chile: IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, v.2, Actas, p. 3 78-3 100.
- Arribas Jr., A., 1995, Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: Thompson, J.F.H. (Ed.), Magmas, Fluids, and Ore Deposits, Mineral. Assoc. Can. Short Course vol. 23, pp. 419– 454.
- Aquino, L.B.M., Santos, M.D., Lafon, J.M., 2012, Geologia e Geocronologia do Granito Palito, Rocha Hospedeira do Depósito Aurífero do Palito. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46. Santos - SP, Anais.
- 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).
- Boone, G.M., 1969, Origin of clouded feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. American Journal of Science 267, 633-668. American Journal of Science 267, 633-688.
- Boynton, W.V., 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114.
- Camus, F., Dilles, J.H., 2001, A special issue devoted to Porphyry Copper deposits of northern Chile. Economic Geology 96, 233-237.
- Cooke, D., Hollings, P., Walshe, J., 2005, Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls. Economic Geology 100, 801-818.
- Corrêa-Silva, R.H., 2002, Caracterização de um Sistema epitermal low-sulfidation (adulária-sericita)

- mineralizado em Au–Cu–Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós: Implicações metalogenéticas e tectônicas. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 159 p.
- Coutinho, M.G., Liverton, T., Souza, E.C., 1997, Granitic magmatism and related gold mineralization on the Tapajós Mineral Province, Amazonian Area, Brazil: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2., Salvador, 1997, Extended Abstract and Program, Superintendencia de Geologia e Recursos Minerais, p. 46 – 47.
- Coutinho, M.G., Robert, F., Santos, R.A., 1998, Província Mineral do Tapajós: novo enfoque geológico das mineralizações de ouro: Congresso Brasileiro de Geologia, 40. *Anais...*, Belo Horizonte, p. 160.
- Coutinho, M.G., Santos, J.O.S., Fallick, A.E., Lafon, J.M., 2000, Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, abstracts (CD-ROM).
- Deckart, K., Clark, A.H., Aguilar, C., Vargas, R., Bertens, A., Mortensen, J.K., and Fanning, M., 2005, Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Rio Blanco porphyry copper deposit, central Chile: Implications of an integrated U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ database: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 100, p. 905–934.
- Dreher, A.M., Vlach, S.R.F., Martini, E.S.L., 1998, Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós mineral province, Pará State, northern Brazil: *Revista Brasileira de Geociências*, v.28, p. 397-404.
- Echeverri-Misas, C.M. 2010, Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA). São Paulo. Master in Science dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 179p. Available at <http://www.teses.usp.br>, last month checked June of 2013.
- Eldridge CS, Compston W, Williams IS, Harris JW, Bristow JW., 1991, Isotope evidence for the

- involvement of recycled sediments in diamond formation: *Nature*, v. 353, p. 649-653.
- Faraco, M.T.L., Carvalho, J.M.A., Klein, E.L., 1997, Carta metalogenética da província aurífera do Tapajós, *in* Costa, M.L. & Angélica, R.S. (coords.). Contribuições à geologia da Amazônia. Belém, PA. FINEP/SBG-NO. p.423-437.
- Fernandes, C.M.D., 2009, Estratigrafia e petrogênese das seqüências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingú (PA), Província Mineral de Carajás. Tese de doutoramento, Universidade de São Paulo.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001, A geochemical classification for granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 42, p. 2033-2048.
- Graham, C.M., Viglino, J.A., Harmon, R.S., 1987, Experimental study of hydrogen-isotope exchange between aluminous chlorite and water and of hydrogen diffusion in chlorite: *American Mineralogist*, v. 72, p. 566-579.
- Han, C.: Xiao, W., Zhao, G., Mao, J., Yang, J., Wang, Z., Yan, Z., Mao, Q., 2006, Geological characteristics and genesis of the Tuwu porphyry copper deposit, Hami, Xinjiang, Central Asia: *Ore geology Reviews*, v. 29, p. 77-94.
- Harris, N.B.W; Pearce, J.A; Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, *in* Coward, M.P., Ries, A.C., eds., *Collision tectonics*, Special Publications Geological Society, p. 67-81.
- Hedenquist, J. W., Richards, J.P., 1998, The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 10, p. 235 - 256.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Jr., and Reynolds, T.J., 1998, Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: *Economic Geology*, v. 93, p. 373-404.
- Hey, M.H., 1954, A new review of the chlorites: *Mineralogical Magazine*, v. 30, p. 277-292.

- Hunt, J.P., 1991, Porphyry Copper Deposits. Economic Geology, Monograph 8, p. 192-206.
- 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, v. 119, p. 225-256.
- Juliani, C., Rye, O. R., Nunes, C.M.D, Snee, L. W., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Neumann, R., Alcover, N.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, p. 95-125.
- Juliani, C., Fernandes, C.M.D., Mapa, F.B., Misas, C.M.E. and Monteiro, L.V.S., 2008, A gênese do vulcano-plutonismo Uatumã e das mineralizações de Au e de metais de base associadas nas regiões do Tapajós, Iriri e Xingu (PA), IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Anais. Coluna do Saber, Foz do Iguaçu - PR, CD-ROM.
- Juliani, C., Fernandes, C.M.D., Monteiro, L.V.S., Misas, C.M.E., Lagler, B., 2009, Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano-plutônico de ~ 2,0 A 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. II Simpósio Brasileiro de Metalogênese.
- 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, p. 93.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F., 2002, Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: Precambrian Research, v. 119, p. 189-223.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Pimentel, M.M., 2005, Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: Implications for the crustal evolution of the Tapajós Gold

- Province, Amazonian Craton. *J. South Am. Earth Sci.*, 18: 277- 292.
- Lameyre, J., Bowden, P., 1982, Plutonic Rock Types Series: Discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14, 169-186.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of subcommittee of amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and minerals names: *Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 219-246.
- Lima, M.V.G.R. 2010, Geologia e Geocronologia do Depósito Aurífero do Palito, Província do Tapajós, Itaituba - PA. Trabalho de conclusão de Curso (graduação em geologia), Instituto de Geociências UFPA, Faculdade de Geologia, Belém, 72 p.
- Lima, M.V.G.R., Santos, M.D., Lafon, J.M. 2010, Geologia e Geocronologia do Depósito Aurífero do Palito, Província do Tapajós, Itaituba - PA. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45. Belém - PA.
- Lowell, J.D., Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic Geology*, v. 65, p. 373-408.
- Muller, D. and Groves, D.I., 1995, Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization: Berlin, Springer, 210 p.
- 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.
- Ohmoto, H., Goldhaber, M.B., 1997, Sulfur and carbon isotopes, *in* Barnes, H.L., ed, *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd ed.: New York, Wiley, p. 517-611.
- 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*, v. 25, p. 956-983.
- Pinho, S. C. C., Fernandes, C. M. D., Teixeira, N. P., Paiva JR., A. L., Cruz, V. L., Lamarão, C. N., Moura, C.A.V., 2006, O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, p. 724-732.
- Santos, J.O.S. and Reis Neto, J.M., 1982, Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais. Bahia, v. 1, pp. 339-347.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N., 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, 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. 278-299.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Macnaughton, N., Fletcher, I.R., 2002, Timing of mafic magmatism in the Tapajós gold Province (Brazil) and implication for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, 15: 409 – 429.
- Santos, J.O.S., Van Breemen, O.B., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N., Fletcher, I.R., 2004, Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian. Research.*, 131: 73 – 109.
- Sato, J.O., Tassinari, C.C.G., 1997, Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm–Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L.C. & Angélica, R.S. (Eds.), Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: FINEP/SBG–Núcleo Norte. p. 91–142.

- Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2002, Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments: *Economic Geology*, v. 97, p. 629-642.
- Serabi Serabi Gold Company. 2011, Internal Report.<http://www.serabigold.com/PalitoGoldMine.cfm>).
- Sillitoe, R., 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 68, p. 799–815.
- Sillitoe, R., 1991, Gold metallogeny of Chile- an introduction: *Economic Geology*, v. 86, p. 1187-1205.
- Sillitoe, R., 1997, Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 44, p. 373-388.
- Sillitoe, R., 2010, Porphyry copper systems: *Economic Geology*, v. 105, p. 3- 41.
- Silva, J.M., 2004, Petrogênese da mineralização aurífera filoniana do Palito (SW do Estado do Pará) e de suas rochas hospedeiras: alteração hidrotermal e gênese: Trabalho de Formatura, Universidade de São Paulo, 56 p.
- Singer, D.A., Berger, V.I., and Moring, B.C., 2008, Porphyry copper deposits of the world: Database and grade and tonnage models: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008–1155 (<http://pubs.usgs.gov/of/2008/1155>).
- Suzuoki, T., Epstein, S., 1976, Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 40, p. 1229-1240.
- Tassinari, C.C.G., 1996, O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil. Unpub. Thesis. Instituto de Geociencias. Universidade de São Paulo. São Paulo, Brazil. 139 p.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999, Geochronological provinces of the Amazonian Craton: *Episodes*, v. 22, p. 174-182.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004, A evolução tectônica do Cráton Amazônico, *in* Neto, V.M., Bartorelli, A., Carneiro, C., Brito-Neves, B., ed., *Geologia do Continente Sul-Americano*:

- Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo; Beca, cap.28, p. 471-485.
- Taylor, R.P., Fryer, B.J., 1980, Multiple-stage hydrothermal alteration in porphyry copper systems in Northern Turkey: the temporal interplay of potassic, propylitic, and phyllic fluids: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 901-926.
- Tischendorf, G., 1997, On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation: Mineralogical Magazine, v. 61, p. 809-834.
- Usero, G. L., Bello, R. M. S., Juliani, C., 2009, Evidência de mineralização do tipo pórfiro a partir de inclusões fluidas do minério auro cuprífero da mina do Palito, província aurífera do tapajós, Resumo apresentado no II Simpósio Brasileiro de Metalogenia. Gramado (RS).
- Usero, G. L., 2011, Estudos dos fluidos formadores das alterações hidrotermais e da mineralização de ouro e cobre da Mina do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA). Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de Geociências da USP.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Santos, A., Ricci, P.S.F., Sachett, C.R., Silva, C.M.G. & Macambira, M.J.B., 1999, Magmatismo Uatumã na Provincia 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. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/ CPRM, Brasília.
- Zheng, Y.F., 1993a, Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 57, p. 1079-1091.
- Zheng, Y.F., 1993b, Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates: Earth and Planetary Sciences Letters, v. 120, p. 247-263.
- Zheng, Y.F., 1994, Oxygen isotope fractionation in metal monoxides: Mineralogical Magazine, v. 58A, p. 1000-1001.